

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

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

For scientists, professors, aspirants and students.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.В. Віршило, канд. геол. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, канд. геол. наук, доц. (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, канд. геол.-мінералог. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, доц.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет, ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 21.10.09 (протокол № 3)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/7 від 09.06.99
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Шевчук В., Іванік О., Гуда О. Структурні осуви в басейні річки Пиня (Східні Карпати)	4
Киселевич Л. Літологічний склад, умови залягання та поширення відкладів нижнього альбу у межах рівнинного Криму	7
Попова Л., Мороз А. Деревина Taxodiaceae з альбських відкладів Канівщини	9
Михальченко І. Геологічна позиція формації лужних натрієвих метасоматитів Новоукраїнського масиву	13

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Грущинська О., Митрохин О., Білан О. Петрографія ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі	15
Шабатура О. Густина термодинамічно зрівноважених мінеральних асоціацій гранітів	19
Митрохіна Т., Митрохин О. Титаноносні інтрузії в аноксидних комплексах протерозою	22
Марченков Д. Геохімія процесу гранітизації Липнязької граніто-гнейсової структури (Український щит)	26

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Продайвода Г., Віршило І. Методологічні і теоретичні принципи сейсмогравітаційної томографії	29
Вижва С., Продайвода Г., Грищук П. Гравімагнітна томографія: становлення і перспективи розвитку	33
Андрущенко В., Курганський В., Тішаєв І., Г. Бугрій В. Нові технології в промисловій геофізиці	35
Бондар К., Рідуш Б. Динаміка кліматичних змін в Криму у голоцено-верхньому плейстоцені за даними магнітних досліджень рихлих відкладів печери Еміне-Баїр-Хосар	39
Решетник М., Сухорада А., Хоменко Р. Інформативність магнітного сканування докембрійського фундаменту (на прикладі Середнього Побужжя Українського щита, району Гайворон-Завалля)	44
Кравець С., Малицький Д. Аналіз результатів деформографічних спостережень у Закарпатті	48

ЕКОНОМІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Бодюк А. Об'єкти і предмет економічної геології (погляд економіста)	52
---	----

ВИДАТНІ ПОДІЇ

10-й ювілей Центру менеджменту та маркетингу в галузі наук про Землю ІГН НАН України	55
--	----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Shevchuk V., Ivanik O., Guda O. Structural landslides in Pyiha river basin (Eastern Carpathians)	4
Kyselevych L. Lithological structure, occurrence and distribution of the Lower Albian deposits in the plain Crimea	7
Popova L. The fossil wood of Taxodiaceae from the Albian deposits of the Kanev outskirts	9
Mikhalchenko I. Geological Position of Alkaline Sodium Metasomatite Formation of Novoukrainka Massif	13

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Grushchynska O., Mitrokhin O., Bilan O. Petrography of the xenoliths from the Malin rapakivi granite massif	15
Shabatura O. Density of thermodynamic equilibrated of the granite's mineral associations	19
Mitrokhina T., Mitrokhin O. Ti-bearing intrusions within Proterozoic anorthosite complexes	22
Marchenkov D. Geochemistry of granitization process of Lypnyazska granite-gneiss structure (Ukrainian shield)	26

GEOPHYSICS

Vyzhva S., Prodaivoda G., Virshylo I. Methodological and theoretical principles of seismogravity tomography	29
Vyzhva S., Prodayvoda G., Gryshchuk P. Gravity and magnetic tomography: formation and prospects of development	33
Andrushchenko V., Kurgansky V., Tishaev I., Bugriy V. The modern technologies in the petroleum geophysics	35
Bondar K., Ridush B. The dynamics of Holocene – Upper Pleistocene paleoclimatic changes in Crimea on the magnetic data of the Emine-Bair-Khosar Cave sediments	39
Reshetnyk M., Suhorada A., Homenko R. Magnetic scanning of Precambrian rocks crystalline basement Average Pobuzhye (for example domes Gaivoron-Zavalie) and its informativity	44
Kravets S., Malytskyy D. Analysis of deformation observation in Transcarpathia	48

ECONOMICAL GEOLOGY

Bodyuk A. Object and subject of the economic geology (economic point of view)	52
---	----

EVENTS

10-th anniversary of the Earth's Sciences Management and Marketing Centre of Ukraine	55
--	----

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.2433:551.243.6(477.8)

В. Шевчук, зав. каф.,
О. Іванік, канд. геол. наук, докторант,
О. Гуда, магістр

СТРУКТУРНІ ОСУВИ В БАСЕЙНІ РІЧКИ ПИНЯ (СХІДНІ КАРПАТИ)

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

Розглянуто геологічну будову та характер прояву сучасних осувних процесів району с. Голубине (Закарпаття) на основі даних детальних польових геологічних робіт та спеціалізованих аналітичних досліджень. Охарактеризовано особливості будови та характер просторового положення субпаралельних щодо річкових долин деструктивних зон. Означено провідні чинники формування осувів. Підтверджено пріоритетну роль структурно-деструктивних процесів у виникненні та активізації осувних явищ.

The complex geological situation and conditions of the landslide processes in Golubine (Zakarpatskaya area) based upon detail data of the field work and special analytical research are considered. The structure and position of the subparallel destructive structural zones related to river valleys has been characterized. The main factors of landslide formation have been considered. Priority role of structure-destructive processes in the landslide formation has been proved.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Закарпаття є одним із регіонів України, у межах якого активного розвитку отримали різнохарактерні несприятливі геологічні процеси. Одну з головних загроз для цього унікального у геологічному, природному, народногосподарському та рекреаційному відношенні регіону поряд з іншими небезпечними геологічними процесами становлять осувні явища, формування та активізація яких має катастрофічні наслідки. Проблеми дослідження осувних процесів у межах Українських Карпат детально висвітлено у публікаціях М.М. Айзенберга, В.В. Яблонського, С.М. Перехреста, М.Д. Бондаренка, М.Г. Демчишина, Є.О. Яковлева, Г.І. Рудька [1-4, 7-8] та багатьох інших. У цих роботах проаналізовано основні закономірності та характер розвитку осувних схилів, визначено особливості режиму та просторово-часові характеристики осувів, наведено їх класифікації. Однак постійна активізація осувних явищ та їх негативний вплив на техногенні комплекси вимагає все більш глибокого розуміння механізму їх виникнення та генетичних особливостей, визначення складних взаємозв'язків факторів їх формування, особливо в районах із інтенсивною дезинтеграцією флішового комплексу. Особливу складність становить питання формування в цих зонах структурних осувів, що набули широкого розвитку у Карпатському регіоні та є одними із найбільш численних. Визначення механізмів формування цих утворень, аналіз динамічних умов їх виникнення, з'ясування класифікаційної приналежності та відповідна розробка методів та засобів їх прогнозування на сьогодні залишається проблемним питанням. Окрему категорію становлять осуви, приурочені до зон деструкції флішоїдних товщ, що можуть різнитись за просторовим положенням щодо річкових долин та мати відповідно субпаралельну, діагональну та ортогональну орієнтацію [6]. Метою даного повідомлення є аналіз формування структурних осувів за субпаралельного щодо річкової долини розташування деструктивних зон, сформованих у межах басейну р. Латориця, територія якого характеризується складною геологічною будовою та активним розвитком небезпечних водно-гравітаційних процесів.

Умови формування структурних осувів та аналіз будови деструктивних зон субпаралельної орієнтації. Геолого-геоморфологічні дослідження формування структурних осувів субпаралельних деструктивних зон

проводились на ділянці у с. Голубине Свалявського району Закарпатської області, яка характеризується формуванням та постійною активізацією осувних процесів та є частиною Карпатського модельного полігону. Геоморфологічно полігон належить до району середньогірного денудаційно-ерозійного рельєфу, у стратиграфічному відношенні характеризується наявністю у розрізі переважно флішових відкладів крейдово-палеогенового віку, перекритих малопотужним чохлом четвертинного віку, відзначається значною тектонічною активністю та проявом сучасних вертикальних рухів, що підкреслюються формуванням вузьких V-подібних долин гірських річок та струмків зі скелястим ложем, висячими долинами притоків. Рельєфні ознаки сучасних тектонічних піднятих у межах полігону підтверджуються GPS-спостереженнями перманентних станцій Європейського блоку мережі ITRF (Міжнародна земна референсна система), за допомогою яких обчислено горизонтальні та вертикальні деформації земної поверхні і побудовано картосхеми їх розподілу [5]. Швидкості вертикальних рухів у межах вивченої території сягають +5 мм/рік. Постійна активізація тектонічних рухів земної кори зумовлює формування потенційної енергії виникнення переважно водних, гравітаційних та водно-гравітаційних процесів, що в поєднанні з літологічними та геоморфологічними факторами спричиняють посилення та інтенсифікацію зсувних, обвальних, осипних та ерозійних процесів.

Осувонебезпечна ділянка, у межах якої проведено детальні геолого-геоморфологічні дослідження, охоплює частину лівого схилу річки Пиня та правий борт струмка Гучало, що є лівою притокою першого порядку цієї річки. Наслідком осувних процесів є пошкодження будинків, господарських будівель та ґрунтової дороги у населеному пункті (рис. 1). Активізація більшості осувів відбулася у березні 2001 року, однак щорічний моніторинг стану осувонебезпечної схилу фіксує значні зміни його морфології, зокрема формування нових тріщин відриву та зростання амплітуди вже існуючих (понад 30 см на рік). Морфологічно осуви належать до складнобудованих; для них характерні нечітко виражені основні стінки відриву, що мають каскадний характер, та тіла осувних тіл. Сформовані осуви на схилах із крутизою від 30 до 35°. У верхній частині схилу у місцях розташування будинків та дороги спостерігаються вдовжені уступи у рельєфі.



Рис. 1. Стінка відриву осуви у межах північно-східної околиці с. Голубине (долина струмка Гучало)

Ділянка робіт знаходиться у межах Лисичевської підзони Поркулецької структурно-фаціальної зони. Р. Пиня та струмок Гучало, що має ортогональне положення до річки (рис. 2), прорізають верхньокрейдово-палеогенові нерозчленовані флішодні відклади чорноголовської світи, перекриті алювіально-делювіальними четвертинними утвореннями. Флішодна товща представлена перешаруванням темно- і блакитно-сірих аргілітів та сірих алевролітів. Потужність ритмів становить від 5 до 15 см. Місцями зустрічаються прошарки пісковиків потужністю до 20-30 см. У складі даної світи встановлено багатий комплекс мікрофауни з *Hormosina ovulum gigantea* Ge r., *Globorotalia angulata* White, *Nummulites fraasi* H a r p e, *N. gallensis* Heim та ін, який

підтверджує вік у межах від кампанського до маастрихтського ярусів верхньої крейди до палеоцену-середнього еоцену [9].

Долина струмка Гучало характеризується симетричною будовою та доброю відслоненістю, зумовленою значною глибиною врізу потоку, що сягає 10 м. У гирловій частині струмка Гучало сформовано численні пороги та водоспади унаслідок зміни місцевого базису ерозії, зумовленої проявом сучасних тектонічних рухів. Русло складене товщею дво-, трьохкомпонентного флішу із яскраво проявленими ознаками дислокаційних перетворень. Так, зокрема, у численних ділянках спостерігаються зони інтенсивного дроблення породних комплексів, що характеризуються неоднорідною будовою, наявністю численних різнопрядкових розривних порушень різного кінематичного типу. Як правило, це – складно розгалужені розривні системи тривалого розвитку (багатоетапного поновлення), структурні парагенезиси яких включають в себе різнопорядкові розриви, що розчленовують флішеві товщі на серію фрагментів, які у певних геоморфологічних ситуаціях можуть виявитись небезпечними з огляду на розвиток водно-гравітаційних явищ. Такі зони прояву деформаційних процесів крихкого руйнування, що постійно поновлюються, пропонується називати зонами деструкції [6]. Вони є ослабленими зонами та сприяють розвитку найбільших річкових долин, забезпечують існування лінеamentного характеру рельєфу із переважанням прямолінійних ділянок долин, формування крутих уступів, препарацію видовжених вздовж русел окремих фрагментів та їх поступове руйнування та відвалювання від борту долин.

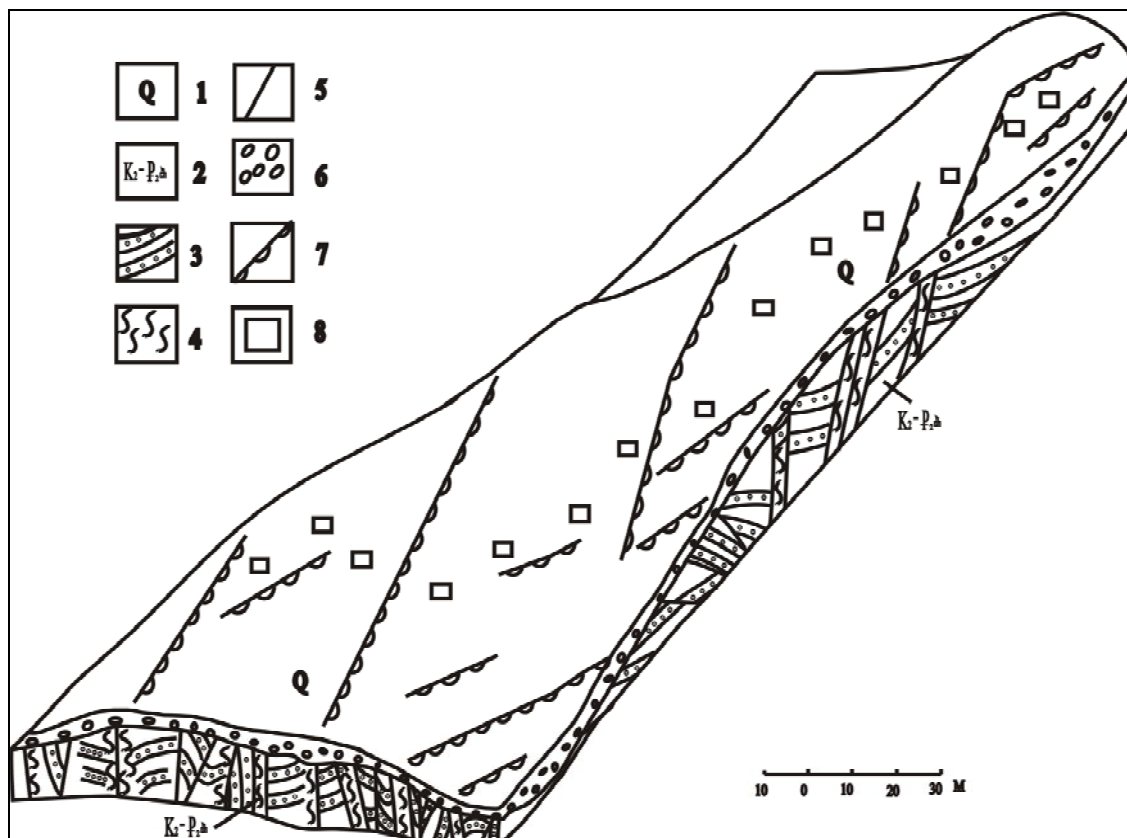


Рис. 2. Блок-діаграма лівого борту р. Пиня в районі с. Голубине:

- 1 – сучасний відділ. Колювіальні, делювіальні, пролювіальні відклади. Піщано-суглинисті відклади, супіски, суглинки.
- 2 – Чорноголовська світа. Темно- і блакитно-сірі аргіліти та сірі алевроліти, прошарки пісковиків;
- 3 – маркуючі горизонти пісковиків;
- 4 – зони катаклазу та розлистування;
- 5 – елементарні розломи;
- 6 – алювіально-делювіальні четвертинні утворення;
- 7 – стінки відриву зсувів;
- 8 – будівлі

У межах дослідженої території спостерігається декілька деструктивних зон, що мають як чітко виражену субпаралельну щодо русла р. Пині позицію, так і поперечне орієнтування, однак останні мають підпорядковане значення. У межах струмка Гучало деструктивні зони періодично повторюються впродовж усього русла водного потоку. Як правило, ці зони мають вираз у рельєфі у вигляді яскраво виявлених денудаційно-ерозійних форм, таких як осувні тіла, яри, улоговини. У межах долини струмка Гучало спостерігається чіткий взаємозв'язок між геоморфологічним та структурно-тектонічним факторами формування осувів. Деструктивні зони також мають чіткий вираз у рельєфі у вигляді уступів в межах схилової поверхні, що є паралельними руслу річкового потоку і мають північно-західне простягання. Ці уступи характеризуються нахиленими площадками із кутом нахилу до $7-10^\circ$, шириною майже 7 м, різко вираженими бровками висотою до 8-10 м.

Деструктивні зони у флішодній товщі струмка Гучало формуються переважно у лівому борту. Кожна з зон має певні спільні та відмінні від інших ознаки. Одна з таких зон деструкції характеризується такими ознаками.

У її межах спостерігається скидове порушення із підворотом шаруватості з кутом падіння змішувача 75° та азимуту падіння ПдЗх 240° . Шовна зона, ширина якої становить близько 50 см, представлена тектонічною брекчією із розміром уламків до 10 см. Подекуди можна побачити розмив цієї зони внаслідок інтенсивних ерозійних процесів. У межах висячого крила прошарки пісковиків не фіксуються; воно тектонізоване, із значною тріщинуватістю. Серед тонкоуламкових утворень зустрічаються будини розміром від 1 до 10 см. За маркуючими горизонтами пісковиків можна припустити, що амплітуди переміщень можуть сягати декількох метрів.

Наступна зона деструкції має ширину 5 м і фіксується по обидва боки струмка (рис. 3) Товща меланжована з різноманітним заляганням фрагментів, розділених зонками перетирання. Місцями розвороти складкоподібні. Флішові відклади розбиті системою різнопорядкових розломів, кінематичний тип яких, судячи із підворотів шаруватості та дзеркал ковзання, має зсувскодний характер. Стінки розломів притерті. У верхній частині фрагменту спостерігається перекинута складка з розмахом крил біля 1 м.



Рис. 3. Фрагментація тонкоритмічного трьохкомпонентного флішу у локальній зоні деструкції

Вираз наступної зони дроблення у рельєфі у вигляді уступу спостерігається у верхній частині лівого борту притоку. Загальна ширина зони сягає 1,5 м. В її межах простежується невеликий розлом ймовірно скидового характеру із інтенсивним дробленням порід і з розгортанням фрагментів. В верхній частині схилу зона дроблення розпадається на дрібніші різноорієнтовані зони, що розмежовують фрагменти з різним заляганням.

У верхній частині русла струмка фіксується деструктивна зона, подібна розмірами до попередньої, що характеризується наявністю невеликих розломів, суттєво підкидового характеру, котрі мало проявлені в рельєфі. Товща має близьке до субвертикального залягання.

При відсутності відслонень у борті річки можна припускати формування деструктивних зон за ознаками їх прояву у рельєфі, зокрема у ділянках формування улоговин.

Проведені дослідження підтверджують, що наявність деструктивної зони, що характеризується тектонізованістю флішодних товщ та наявністю слабкоцементованих відкладів, при умові надмірного зволоження є провідним чинником формування та активізації осувів. У непорушених товщах цей процес не викликає виникнення небез-

печних явищ, однак в межах описаної ділянки, в областях розвитку деструктивних зон, де товщі порід за своїми механічними властивостями є співставними із слабкоцементованих четвертинними відкладами, відбувається вимивання дрібноуламкової фракції флішодної товщі, знижується ступінь цементатії тектонітів, що порушує динамічну рівновагу в межах схилу, втрачається його стійкість, відбувається просідання в межах всієї зони і як наслідок – відбувається процес осування.

Слід відзначити, що інтенсивна бічна ерозія р. Пиня посилює та інтенсифікує процеси осування та призводить до зміни загальних морфологічних ознак схилів, створюючи при цьому умови розвантаження схилу. У руслі р. Пиня є виразними препаровані денудацією фрагменти флішової товщі між деструктивними зонами. Бічна ерозія та розмивання річкою цих фрагментів, що мають форму протяжних пластин або видовжених ліній, призводить до їх поступового відокремлення та відвалювання. Проміжний етап цього руйнування спостерігається на прикладі ерозійних останців у межах русла, які поступово руйнуються під впливом денудаційних процесів (рис. 4).



Рис. 4. Фрагменти флішу у формі ерозійно-денудаційних останців

Висновки. Наявність деструктивних зон субпаралельного орієнтування щодо русла річкових долин створює передумови для виникнення та постійної активізації осувних процесів та відповідного формування особливого типу структурних осувів, приурочених до деструктивних зон різної позиції. За умови поєднання із сприятливими геоморфологічними та гідрогеологічними чинниками структурно-тектонічний чинник виявляється провідним у процесі осувоутворення. Зведення інженерних споруд у таких районах небажане, оскільки численні заходи по укріпленню схилів, відведенню води тощо не призведуть до бажаних ефектів, так як при значній кількості опадів будуть спостерігатись процеси постійного зниження стійкості осувного схилу і поновлення небезпечних явищ.

1. Адаменко О.М., Рудько Г.И. Основы экологической геологии (на примере экзогеодинамических процессов Карпатского региона Украины).

ны). – К., 1995. 2. Багрий І.Д., Білов П.В., Гожик П.Ф., Кожем'якін В.П. Активізація небезпечних геологічних явищ у Закарпатті як наслідок екстремальних паводків. – К., 2004. 3. Гошовський С.В., Горда Є.Л., Рудько Г.І. Техногенно-екологічна безпека та інженерний захист території від зсувів (на прикладі Карпатського регіону України за наслідками катастрофічної активізації 1998-1999 рр.). – К., 1999. 4. Демчишин М.Г. Проявление древних оползней в Советских Карпатах в связи с транспортным строительством // Труды XIII-го конгресса КБГА. – Краков, 1985. – Ч. II. – С. 475-478. 5. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / В.Ю. Максимчук, В.Г. Кузнецова, Т.З. Вербицький та ін. – К., 2005. 6. Іванік О.М. Структурно-тектонічний контроль розвитку водно-гравітаційних процесів у межах Свалявського та Воловецького районів Закарпатської області // Геологічний журнал. – 2007. - №3. – С. 81-86. 7. Карпатська нафтогазоносна провінція / В.В. Колодій, Г.Ю. Бойко, Л.Е. Бойчевська та ін. – Львів; К., 2004. 8. Рудько Г., Кравчук Я. Інженерно-геологічний аналіз Карпатського регіону України. – Львів, 2002. 9. Мацьків Б.В., Ковальов Ю.В., Пукач Б.Д., Воробканич В.М. Пояснювальна записка до державної геологічної карти України масштабу 1: 200 000, Карпатська серія М-34-XXIX (СНІНА), М-34-XXXV (УЖГОРОД), L-34-V (САТУ-МАРЕ). – К., 2003.

Надійшла до редколегії 01.09.09

УДК 551.763.13+551.86+552.143

Л. Киселевич, канд. геол.-мінералог. наук

ЛІТОЛОГІЧНИЙ СКЛАД, УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ТА ПОШИРЕННЯ ВІДКЛАДІВ НИЖЬОГО АЛЬБУ У МЕЖАХ РІВНИННОГО КРИМУ

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

Розглянуто основні літофаціальні типи відкладів нижнього альбу в Рівнинному Криму.

The main lithofacial types of the Lower Albian deposits have been described.

Вступ. У межах Рівнинного Криму альбські відклади мають повсюдне поширення, характеризуються значними потужностями глинисто-піщаних утворень з підлеглою кількістю вулканогенних порід. Вони беруть участь у заповненні Північнокримського палеопрогину і трансгресивно налягають на різновікові більш давні відклади. Це зумовлено тим, що у бік східної, північної та західної околиць Рівнинного Криму, а місцями і в Центральному Причорномор'ї, спостерігається "омолодження" нижньокрейдових базальних утворень від неоконського (зазвичай, верхньоготеривського-нижньобаремського) у Рівнинному Криму до середньо- та верхньоальбського у Північному Причорномор'ї [2]. У цих напрямках спостерігається закономірне збільшення вгору за розрізом вміс-

ту та зернистості теригенного матеріалу в нижньокрейдових відкладах аж до того, що при виклинюванні із розрізу залягаючих нижче базальних утворень альбські відклади самі стають базальними і набувають характерного літофаціального вигляду.

Альбські відклади характеризуються значною мінімальною потужностей (потужність альбських відкладів у свердловині Ільїнська-1 досягає 270 метрів, а у св. Рилєєвська-2 – до 890 метрів).

Відклади нижнього альбу в Рівнинному Криму літологічно тісно пов'язані з верхнім аптом, характеризуються поступовим переходом і разом вони утворюють єдину товщу переважно темно-сірих аргілітів з підлеглими прошарками алевролітів та пісковиків. Але, у по-

рівнянні з верхньоаптськими відкладами, нижньоальбські утворення характеризуються помітно меншим вмістом сидериту та помітно більшим вмістом у розрізах алевритових порід [1].

Аналіз наявного матеріалу. До проведення глибинного параметричного та пошуково-розвідувального буріння протягом 70-их – 80-их років минулого століття уявлення про геологічну та тектонічну будову надр Степового Криму, особливо ділянок зчленування Українського щита із Скіфською плитою у районі Північно-Кримського прогину, а також останньої з Гірським Кримом, носили переважно теоретичний характер, а стратиграфічний розріз осадових утворень та їх літологічний склад був достовірно невідомий і багато в чому гіпотетично виводився із відомих характеристик цих відкладів, які поширені та відслонюються у передгір'ях вздовж північних схилів Кримських гір.

Слід відмітити, що формування нижньоальбських відкладів відбувалося в умовах досить активного тектонічного режиму. Блокова будова району Північно-Кримського прогину, особливо його найбільш зануреної частини, значним чином вплинула на умови накопичення осадків та розподіл потужностей відкладів нижнього альбу. Спостерігається зменшення потужностей відкладів у межах вузьких

припіднятих палеоблоків та їх збільшення у давніх депресіях. Максимальні потужності нижнього альбу приурочені до двох палеопрогинів північно-західного простягання. Один з них розташований по лінії Красноперекопськ – Джанкой, а другий – по лінії Червоногвардійське – Першотравневе. Потужність нижнього альбу в першому прогині складає 154 м (св. Східноджанкойська-1Р, інтервал 3511-3665 м), а у другому – 138 м у південно-західній частині прогину (св. Красногвардійська-1Р, інт. 1733-1871 м) та 110 м на північному заході (св. Татянівська-4, інт. 4230-4340) (див. рис. 1).

У західній частині району досліджень максимальні потужності нижньокрейдових відкладів встановлені в північній частині Тарханкутського півострова, на північ від крупних тектонічних розломів, які простежуються на ділянках досліджень: Мілова – Октябрьська, Глібовська – Красноярська, Рилєєвська – Березовська. Так у св. Октябрьська-7Р потужність нижнього альбу складає 111 м (інт. 2744-2855 м). На південь від цих ділянок потужність нижнього альбу зменшується і досягає мінімальних значень. Поступове зменшення потужностей також спостерігається і у північному борту Північно-Кримського прогину та в його східному центриклінальному замиканні.



Рис. 1. Розміщення свердловин, які розкрили відклади нижнього альбу, в межах Північно-Кримського прогину. Цифрами на рисунку показані: 1 – свердловина Октябрьська-7Р; 2 – св. Рилєєвська-2; 3 – св. Татянівська-4; 4 – св. Ільїнська-1; 5 – св. Красногвардійська-1Р; 6 – св. Східноджанкойська-1Р

Величезні фінансові затрати на глибинне буріння в Степовому Кримі, постійні реорганізації відповідних геологічних організацій та їх підпорядкованість протягом останніх 15 років, економічна та фінансова ситуація в Україні, перенос буріння глибоких свердловин на перспективні ділянки шельфу Чорного моря та проблеми їх концесійної розробки тощо зумовили припинення буріння свердловин у цьому районі та можливість проведення подальших досліджень.

Виклад основного матеріалу. Проведені автором дослідження літологічного та фаціального складу цих відкладів за керном свердловин, ретельний аналіз каротажних даних та даних буріння глибоких параметричних та пошуково-розвідувальних свердловин на вугледневу сировину в кінці минулого століття (за матеріалами ВО "Кримгеологія"), аналіз невеликої кількості опублікованих наукових праць та зроблені узагальнення дозволяють виділити в нижньоальбських відкладах району Північно-Кримського прогину чотири типи літофацій, які розрізняються, головним чином, за наявністю та ступенем розвитку пісковиків у їх розрізі. Особливості поширення кожного типу літофацій зумовлені, в першу чергу, близькістю області денудації та зносу уламкового матеріалу (Каркінітська палеосуша) від області накопичення осадків.

I тип літофацій представлений пісковиками різнозернистими, з включеннями гравію, інтенсивно глауконітовими та карбонатними, з підлеглими прошарками алевролітів. У підшві розрізу залягає пачка алевролітів потужністю 30-50 м. Ці відклади утворилися в пізньоаптському-ранньоальбському часі в умовах мілководдя, про що свідчить значна кількість глауконіту, гравію, а їх формування відбувалося у прибережних зонах моря, у безпосередній близькості від палеосуші. Цей тип літофацій поширений у північно-східному Присивашші та на прилягаючій акваторії Азовського моря. Залягають ці відклади на глибинах до 3000 м. Загальна потужність пісковиків у розрізі досягає 150 м. Друга зона поширення I-го типу літофацій допускається в районі Каркінітської затоки, де вона облямовує, ймовірно, Каркінітську палеосушу.

II тип літофацій характеризується наявністю пачок глауконітових пісковиків, дрібно- та середньозернистих, потужністю 20-60 м, які залягають переважно в нижній частині верхньої та, рідше, в середній частині розрізу і які перешаровані з пачками слабо вапнистих глинистих алевролітів та аргілітів. Іноді спостерігаються заміщення у верхній частині розрізу пісковиків алевролітами з глауконітом.

Цей тип літофацій поширений в північній частині Тарханкутського пів-ва, а на сході – у північній частині

Арабатської Стрілки, у районі Азовське – Нижньогорський та далі на південь. На півночі Тарханкутського півова (район Байкальської коси) в нижньоальбських відкладах поруч з алевролітами у розрізі дуже поширені щільні, міцні, дрібнозернисті олігомікові пісковики, які вміщують до 25 % глауконіту. Цемент глинистий і кременисто-вапнистий базального та контактово-порового типів. Західніше, на території Північної та Міжводненської ділянок, нижньоальбські відклади представлені сірими із зеленкуватим відтінком дрібно- і середньозернистими пісковиками та алевролітами, які вміщують численну вуглефіковану органіку. У розрізі зустрічаються прошарки кристалолітокластичних андезитових туфів, а також кварцових пісковиків із регенераційним кварцовим цементом [1]. Якщо біля підосви розрізу пісковики сірі і темно-сірі із зеленкуватим відтінком, різнозернисті, глауконітові (його вміст сягає до 50-75 %), то пісковики верхньої пачки більш світлі, дещо глинисті, дрібно- і середньозернисті, кварцові (Міжводненська, Бакальська та інші ділянки). Алевроліти крупнозернисті, мезомікові з цементом порово-базального типу глинистим та кременисто-глинистим за складом. Потужність відкладів II-го літофаціального типу в цьому районі коливається від 60 до 90 м.

III літофаціальний тип відкладів характеризується наявністю у верхній, більшій, частині розрізу слабко вапнистих щільних аргілітів і глауконітових алевролітів з включеннями піриту та сидериту.

Аргіліти темно-сірі, за складом – гідрослюдисті, з численними дзеркалами сковзання. Часто аргіліти вміщують до 40 % глауконіту, місцями вони кременисті, іноді – з домішками вулканокластичного матеріалу.

Алевроліти піщаністі, зустрічаються у вигляді прошарків, оліго- та мезомікові, з незначною кількістю вулканогенного матеріалу та численними рослинними рештками.

Нижня частина розрізу представлена дрібно- та середньозернистими глауконітовими щільними пісковиками, погано сортованими, з домішками гравію. Потужність відкладів цього літофаціального типу змінюється від 70 до 150 м. Поширені відклади в південній частині Тарханкутського півова та у вигляді смуги північно-східного простягання у межах Джанкойської і Східно-джанкойської ділянок.

Відклади **IV літофаціального типу** поширені у центральній, найвіддаленішій від палеосуші, частині району і, відповідно, представлені алевролітами і аргілітами з підлеглою кількістю прошарків дрібнозернистих глинистих пісковиків, що приурочені до низів розрізу. Глинистість відкладів збільшується у північному

напрямі. У районі Красноперекопська у розрізі нижньоальбських відкладів переважають слабко вапнисті алевроліти аргіліти, які вміщують підпорядковані прошарки алевролітів.

У деяких місцях (на Каштанівській, Татяновській та інших ділянках) у розрізах апт-нижньоальбських відкладів зустрінені прошарки різної потужності андезитових порфіритів. Їх відносно одноманітний петрографічний склад, близькість складу вміщуючих порід свідчать, імовірно, про короточасні тріщинні виливи лав андезитових порфіритів – провісників середньоальбського нижньосеноманського вулканізму в Рівнинному Криму.

Вік відкладів раннього альбу найбільш достовірно встановлюється на підставі рідких знахідок викопної макрофауни в керні свердловин [1]. Так у св. Каштанівська-3 (інт. 2824-2830) були знайдені *Grammatodon carinatus* Sow., численні *Hamites attenuatus* Sow., що дозволяє достовірно відносити цю частину розрізу до нижнього альбу. Вище за розрізом (св. Татянівська-4, інт. 4309-4317) зустрінені *Beudanticeras* sp., *Neohibolites* sp., *Grammatodon carinatus* Sow., *Glycymeris* cf. *sublaevis* Sow., *Plicatula* cf. *gurgitis* Pictet et Roux. Дещо розпливчата границя між відкладами верхнього апту та нижнього альбу за фауною форамініфер, але поява у розрізі *Gavelinella djaffarovi* (Agal.), *G. infracomplanata* (Mjatl.), *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.) дозволяють датувати вміщуючі відклади ранньоальбським віком.

Фауністично німі розрізи нижньоальбських відкладів даної території добре корелюються за літологічним складом та за каротажними діаграмами із аналогічними утвореннями прилягаючих районів Рівнинного Криму.

Висновки. Незважаючи на відносно монотонний характер нижньоальбських уламкових відкладів і сучасне залягання на глибинах 2-3 км, за наявністю та ступенем поширення в них пісковиків, породи нижнього альбу в Рівнинному Криму дозволяють виділити в їх розрізах відклади чотирьох літофаціальних типів, а також простежити їх у сусідніх свердловинах та визначити ділянки їх поширення.

1. Богаець А.Т., Бойчук Г.В. Новые данные об альбских отложениях северной полосы северо-западного Крыма // Геол. журнал. – 1980. – Т. 40. – № 6. – С. 27-34. 2. Богаець А.Т. О возрасте базальных слоев нижнего мела Равнинного Крыма и центрального Причерноморья // Бюлл. МОИП. Отдел геологии. – Т. 49, Вып. 3. – 1974. – С. 86-97. 3. Плехотный Л.Г. Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюлл. МОИП. Отдел геологии. – Т. 46(4). – 1971. – С. 102-112.

Надійшла до редколегії 21.09.09

УДК 561:551.763.13 (477.46)6

Л. Попова, наук. співроб.,
А. Мороз, студ.

ДЕРЕВИНА ТАХОДИАСЕАЕ З АЛЬБСЬКИХ ВІДКЛАДІВ КАНІВЩИНИ

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

Нова знахідка викопної деревини з річними кільцями з альбських відкладів околиць Канева дозволяє припустити посилену дію на рослини кліматичного фактора за рахунок послаблення едафічного фактора, який в звичайних умовах пом'якшує кліматичний вплив. Це може пояснюватись зростанням рослини на абразійному схилі або в біотопі з високими гіпсометричними позначками і недостатньо розвинутим ґрунтовим покривом.

New finding of the fossil wood with the rings in the Albian deposits of the Kanev outskirts allows to suggest increasing of the climatic factor influence due to decreasing of the edaphic one. It is likely that the specimen was growing under the conditions of abrasive slope or elevated area with thin soils.

Постановка проблеми: Місцезнаходження альбської флори біля м. Канева (Черкаська обл.) – одне з чотирьох подібних місцезнаходжень, виявлених на території України. Воно відрізняється надзвичайним ступе-

нем збереженості макрофлористичних решток [3]. Вперше ця флора описана Н.В. Піменовою [4]. Місцем зростання давніх рослин вважається кристалічний масив у мілководному морі, який, то збільшуючись в розмірах,

© Попова Л., Мороз А., 2010

то розпадаючись на ряд островів, продовжував існувати і в палеогені [4]. Вік відкладів, що містять флору – сеноманський [4] або альбський [3]. Н.В. Піменова таким чином описує зведений розріз крейдових відкладів даної території: верхня ланка – глауконітова крейда з *Actinocamax plenus*, вниз переходить в мергелистий пісковик з *Pecten asper* та *Exogyra conica*, нижче – глауконітові піски з кременистим пісковиком, також з *Exogyra* і *Schloensbachia inflata*. Знахідки флори приурочені саме до цих глауконіт-кварцових пісків з пісковиками [3, 4].

М.П. Долуденко зі співавторами [3] підкреслюють мезофітний характер канівської флори, хейролепідієво-таксодієвої в своїй основі. Сеноманські флори по всьому світу вже мали кайнофітний вигляд, тобто, містили значну кількість покритонасінних. Канівська флора, крім хвойних, включає нечисленні рештки цикадових і папоротей, а покритонасінні представлені одиничними знахідками *Dicotilophyllum* sp. Спорово-пилкові дослідження [6] також підтверджують мезофітний характер (і відповідно, альбський вік) названих відкладів.

В екологічному відношенні дана флора своєрідна: вона мала виразні ксерофільні адаптації, однак її умови існування слід вважати сприятливими, про що свідчить, зокрема, незначна кількість пізньої деревини в кільцях приросту. У *Kanevia teslenkoi*, крім того, самі річні кільця слабо виражені [3]. Отже, період спокою (посушливий) мав бути коротким, відносно м'яким. Альбська флора Канева росла на добре дренованих ґрунтах, вірогідно, в умовах надмірної інсоляції за істотної атмосферної вологості (всі голонасінні мали ряд механізмів захисту від надмірної транспірації (випаровування води), але рід *Frenelopsis* крім того – систему мікріволосків для конденсування водяних парів атмосфери) [3].

Знахідки викопної флори до сьогодні досить звичайні на території Канівського природного заповідника. Це в основному невеликі фрагменти деревини, частково зруйновані свердловними бівальвіями (роду *Teredo*?), а також пагонами. Але це переважно не інсінні знахідки, а, враховуючи складну геологічну будову території Канівських дислокацій, неінсінні знахідки тут ще менш інформативні, ніж деінде.

Детальне вивчення ксилотомічної будови деревини канівської флори в комплексі з кутикулярним аналізом дозволило М.П. Долуденко з співавторами [3] реконст-

рувати інакше недоступні вивченню параметри середовища наприкінці мезофіту. Новий, знайдений в корінному заляганні зразок викопної деревини з чіткими річними кільцями дозволяє додати деякі деталі до раніше виявленої картини. **Мета даної роботи:** реконструкція умов існування альбської флори на східній окраїні УЩ за ксилотомічними даними.

Тут же слід згадати основні етапи еволюції провідної системи голонасінних, необхідні для інтерпретації ксилотомічних даних. Наявність чітких "річних кілець" не є однозначним показником сезонності клімату. Точніше, це правило досить ефективно для палеозою, а для пізніших етапів розвитку рослинності втрачає своє значення. Основний елемент деревини голонасінних – трахеїда – крім проведення води вгору по стовбуру, ще виконує функцію опору. Пізні трахеїди річного кільця, з вузькою порожниною і товстими стінками, більш ефективні, в цьому відношенні ніж ранні, на які лягає в основному функція водного транспорту. На певному етапі еволюції голонасінних необхідність диференціації цих функцій переважує кліматичний фактор і прогресивні представники субтропічних флор починають формувати чіткі річні кільця. Більш інформативним є співвідношення ранньої та пізньої деревини – кількість пізньої деревини в несприятливих умовах збільшується [2]. Як показник умов існування може розглядатися також кількість нормальних (нетравматичних) смоляних ходів у деревині (чим суворіше кліматичні умови, тим вища) [2]. Але в теплому кліматі мезозою ця адаптація була мало необхідна і представники альбської флори Канева мали смоляні ходи тільки в корі та листі [3], що є звичайним для голонасінних мезозою (хвойних, гімнових). Час домінування морозостійких хвойних зі смоляними ходами в деревині (*Pinaceae*) настав значно пізніше. Слід відзначити, що за палеонтологічними даними для альбських відкладів околиць Канева отримана протилежна картина: пилко соснових, зокрема *Pinus*, домінує в паліоспектрах [6].

Матеріал: фрагмент пагону діаметром 2 см, довжиною 4,5 см, частково включений в породу (пісковик кварц-глауконітовий скрем'янілий). Несе сліди свердління у вигляді округлих гнізд до 5 мм в діаметрі, заповнені породою. Канівський природний заповідник, яр Меланчин Потік, правий борт, в 640 м від гирла.

Геологічна будова місця знахідки наведена на рис. 1.



Рис. 1. Будова розрізу в місці знахідки (а) і правому відвершку того ж яру, що знаходиться в 80 м вище місця знахідки (б)

Методи: Шліфи, зроблені в поперечному, радіальному і тангентальному перерізі розглядалися під мікроскопом МБІ-4. Вивчалися якісні особливості кільця приросту, розташування облямованих пор, висота і рядність променів, будова полів перехресту променів і трахеїд.

Опис матеріалу.

Поперечний переріз. На більш збереженому із двох отриманих зрізів (без слідів свердління) нараховується до 20 кілець приросту. Трахеїди в перерізі від

майже квадратних і прямокутних до округлих. Останні пізні трахеїди в кільці так сильно стиснуті в радіальному напрямку, що майже не мають порожнини (рис. 2.7, 2.9), як у *Sequoia* [5]. Іноді радіально стиснуті і ранні трахеїди (рис. 2.9). Річні кільця чіткі, перехід між ранньою і пізньою деревиною в більшості випадків поступовий (рис. 2.15), іноді – різкий (рис. 2.7). В середині річного кільця може спостерігатися прошарок відносно товстостінних, радіально стиснутих трахеїд – сліди

тимчасового припинення діяльності камбію в якийсь момент річного періоду вегетації (рис. 2.1, 2.3, 2.5). Товщина річного кільця іноді помітно варіює в різних його частинах. Смоляні ходи відсутні, паренхімні клітини променів на поперечному перерізі мало помітні. Кількісні показники структурних ознак деревини вивченого зразка наводяться в табл. 1.

Тангентальний переріз. Промені численні прості, переважно однорядні, невисокі (2-6 клітин в висоту). На рис. 2.13 показано промінь з двурядною ділянкою.

Радіальний переріз. Іноді промені помітні і в радіальному перерізі (рис. 2.8, 2.11, 2.12, 2.13). Очевидно, це пояснюється гвинтоподібною покрученістю деревини зразка (рис. 2.3, 2.6). Подібна покрученість

характерна для дерев і чагарників відкритих біотопів. Облямовані пори на ділянках, що прилягають до таких променів, можливо, слід вважати тангентальними порами. Вони спостерігаються на ранній деревині. Облямовані пори округлі однорядні, дуже рідко спостерігаються короткі двурядні ділянки з абієтоїдним (рис. 2.13) і араукаріоїдним (рис. 2.11) розташуванням пор. Пори лежать вільно або зближені. Кінці трахеїд пригострені (рис. 2.18). Тангентальні стінки трахеїд іноді хвилясті (рис. 2.16). Поля перехресту субквадратні або стоячі (рис. 2.10, 2.14, 2.17), на них крупні гліптостробоїдні пори, округлі або дещо витягнуті по ходу променя, по одній порі в полі перехресту (рис. 2.14, 2.17).

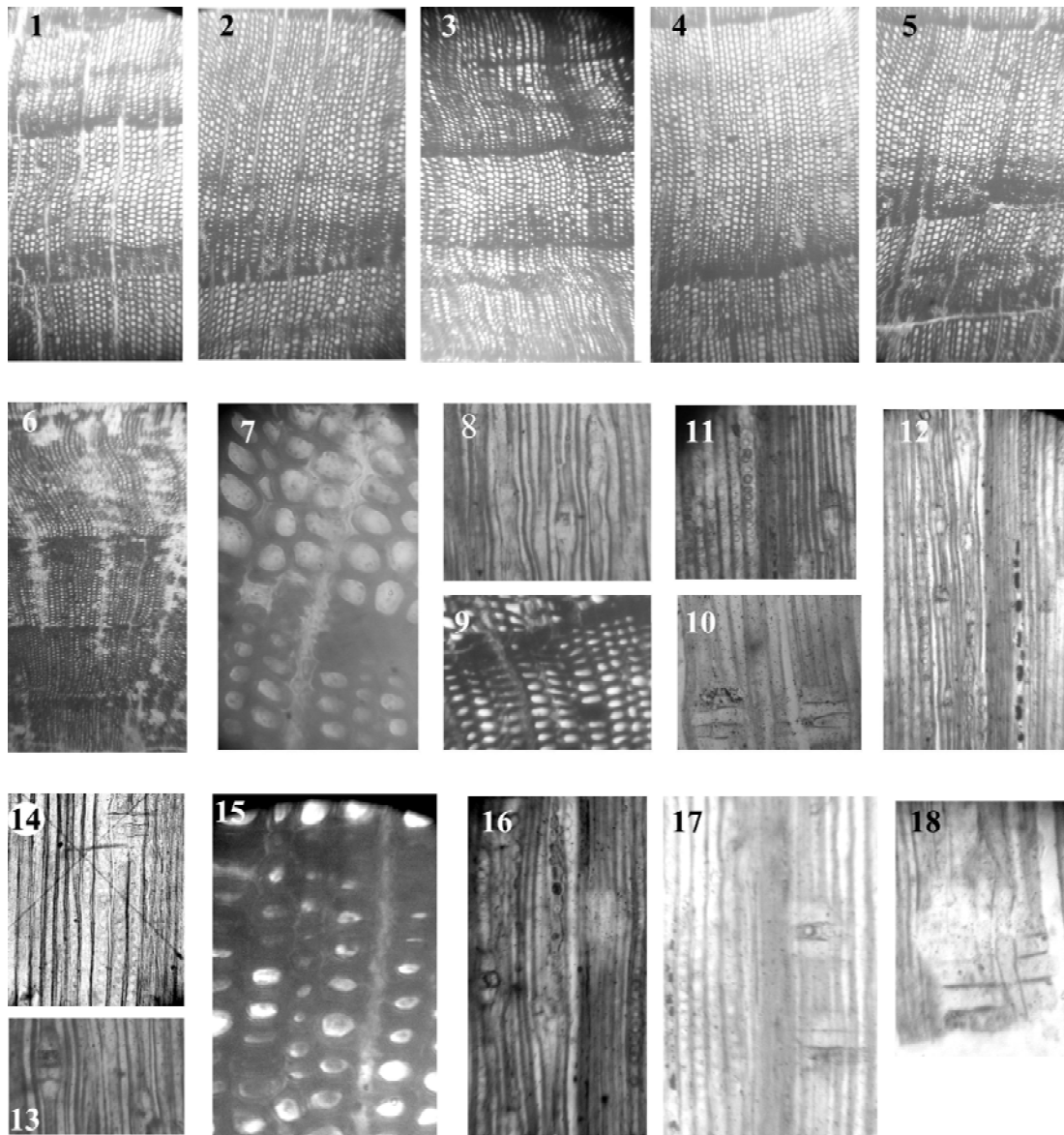


Рис. 2. *Taxodiaceae* gen. з нижньоальбських відкладів околиць Канева. Будова деревини в поперечному (1-8) і радіальному (9-15) перерізі (пояснення в тексті)

Обговорення. За якісними ксилотомічними ознаками вивчений зразок близький до описаного з цих же альбських відкладів Канева роду *Kanévia* (род. *Taxodiaceae*) [3]. Відміни між ними зводяться до: 1) наявності у каневій наряду з одиничними крупними порами на полях перехресту також варіанта двох пор в вертикальному ряді, чого на нашому зразку не

відмічається, 2) відсутності у каневій двурядних ділянок в променях і 3) одиничним ділянкам з араукаріоїдною поровістю на радіальних стінках трахеїд на нашому зразку (але такі поодинокі нетипові ділянки наряду із звичайною абієтоїдною поровістю зустрічаються у представників різних родин хвойних [5]).

Таблиця 1

Кількісні показники структурних ознак деревини *Taxodiaceae* gen. з альбських відкладів Канева в порівнянні з *Cryptomeria* [5], ксилотомічно і екологічно найбільш близьким представником тієї ж родини, і *Pinus silvestris* Кольського півострова [1]

	Ширина річного кільця, мм	Загальна кількість трахеїд в радіальному ряді річного кільця	Кількість пізніх трахеїд в радіальному ряді	% пізньої деревини	Товщина тангентальних стінок пізніх трахеїд, мкм	Товщина тангентальних стінок ранніх трахеїд, мкм	радіальний діаметр ранніх трахеїд, мкм
<i>Taxodiaceae</i> з альба Канева	0,41	32,2	8,52	26,08	3,76	3,55	23,38
<i>Cryptomeria</i> (рецентні)	1-6 (10)				4-6	1,5-3	
<i>P. silvestris</i> (рецентні)	0,56	20	6	28,6	3,45	2,04	23,67

Відміни від інших представників *Taxodiaceae* більш значні. Так, за даними Н.І. Блохіної [2], однорядна порівість на радіальних стінках трахеїд (як на нашому зразку) у викопних хвойних з групи секвой зустрічається тільки у єдиного виду *Taxodioxylon albertense*, але цей вид відрізняється високими променями.

Все це дозволяє віднести знайдений зразок до родини *Taxodiaceae*, без з'ясування родової приналежності.

За особливостями кільця приросту відміни між *Kanavia* і вивченим зразком більш значні. У одного з двох видів каневій річні кільця слабо виражені [3]. Трахеїди каневій тонкостінні, кількість пізніх трахеїд – 3-4 або 6-7 [3], і судячи з наведених фотографій, порожнина пізніх трахеїд була помітно ширшою, ніж на нашому зразку. Інші кількісні ксилотомічні ознаки каневій досить близькі до наведених в табл. 1. Максимальний радіальний діаметр трахеїди у *K. pimenovae* дорівнює приблизно 21 мкм. Ширина першого річного кільця того ж виду складає 25 і 8 (пізніх) трахеїд. На нашому зразку річне кільце, якщо не перше, то найбільш раннє із тих, що збереглися, має близькі показники – 26 і 8.

Зв'язок ксилотомічних ознак і параметрів середовища показаний для рецентних *Pinus silvestris* Кольського півострова [2]. Результати факторного аналізу [2] (більше 80 % дисперсії вивчених ознак у *P. silvestris* пояснюються трьома факторами: **кліматичним** (основний вклад в нього вносять ознаки "загальна кількість трахеїд в радіальному ряду річного кільця", "кількість пізніх трахеїд в радіальному ряду" і "товщина тангентальних стінок пізніх трахеїд", пов'язані з тривалістю діяльності камбію); **едафічним** (в основному пов'язаний з розмірами порожнини ранніх трахеїд – позитивно корелює з їхнім радіальним діаметром і від'ємно – з товщиною стінок) і **захисним**, пов'язаним із смоляними ходами і товщиною тангентальних стінок ранніх трахеїд) настільки еко-фізіологічно однозначні, що здається цілком припустимим проінтерпретувати з їх допомогою будову деревини альбських хвойних.

Оскільки у розглянутого представника *Taxodiaceae* немає в деревині смоляних ходів, у нього підвищена захисна роль тангентальних стінок ранніх трахеїд (див. табл. 1). Правда, у рецентного *Taxodium distichum* ранні трахеїди навіть ще більш товстостінні [6], але, як і у більшості таксодієвих, деревина цього виду позбавлена смоляних ходів. Судячи по даним О.С. Чавчавадзе [5], це загальна залежність у хвойних – немає смоляних ходів – потовщені стінки ранніх трахеїд. І все-таки, навіть на фоні більшості таксодієвих (порівнюючи, наприклад, з *Cryptomeria* (табл. 1)) ранні трахеїди вивченого зразка надзвичайно товстостінні. Діаметр ранніх трахеїд також невеликий (табл. 1). Це свідчить про бідні ґрунти пізньоальбського суходолу.

Потовщення стінок пізніх трахеїд порівняно з ранніми майже не відбувалося (табл. 1), що свідчить про кліматичне пригнічення. Значення інших "кліматичних" ознак – товщини річного кільця і кількості трахеїд в радіальному ряді річного кільця – також дуже невисокі, хоча частково це можна пояснити належністю деревини, що вивчається, чагарниковій формі. Але крім того, і якісні ознаки кільця приросту – наявність складних кілець (з перервою в діяльності камбію), значна варіабельність товщини річного кільця і то поступовий, то раптовий перехід від ранньої деревини до пізньої – підтверджують, що вплив кліматичних умов на рослину носив особливо інтенсивний характер.

На перший погляд це не узгоджується з існуючими реконструкціями клімату в районі існування пізньоальбської канівської флори. Однак слід урахувати послаблений вплив едафічного фактора, який в звичайних умовах частково компенсує несприятливі кліматичні умови.

Стає зрозумілою і надзвичайна товщина стінок ранніх трахеїд вивченого зразка: адже вона корелює не тільки з едафічним фактором (від'ємно), але найбільш тісно (і також від'ємно) пов'язана з захисним фактором [1], який, виходячи з від'ємних значень факторних навантажень, краще було б назвати фактором захищеності. Це свідчить про зростання рослин у відкритих вітру біотопах (що підтверджує і гвинтоподібна покрученість деревини), із слабо розвинутим ґрунтовим покривом, малоприсадним для втримання вологи.

Висновки. В таких умовах могли опинитися рослини, що зростали на абразійній ділянці берега. Але оскільки потребують узгодження одночасно і своєрідні особливості будови нашого зразка і особливості пізньоальбської флори Канева, описані раніше [3], більш прийнятним здається припущення про неоднорідний, частково підвищений рельєф даної території в пізньоальбський час. Підвищені ділянки рельєфу (на яких були розвинуті малопотужні ґрунти і рослинність з деревиною, подібною до описаної в нашій роботі) слугували захистом для біотопів з краще розвинутим ґрунтовим покривом, більш сприятливим водним режимом і рослинністю, що складалася переважно з чагарникових каневій, цикадових і папоротей. Відкриті сухі ділянки займав напівчагарниковий френелопсис. Тривалість періоду вегетації контролювалася не інсоляцією (яка, очевидно, завжди була достатньою), а вологістю, причому водний режим був всюди більш-менш нестабільним внаслідок слабого ґрунтового покриву і (або) сильної дренажності материнських порід ґрунтів; але особливо різко це виявлялося на підвищених ділянках. Посилювати сезонність клімату могли панівні вітри, що контролювали дощовий сезон. Можливо, саме інтенсивною діяльністю вітру пояснюється присутність в даних відкладах пилку *Pinus* [6], за відсутності її деревини.

Подяки. Автори дякують О.К. Щеголеву та Ю.А. Тимченко за обговорення цієї роботи і М.П. Долуденко за можливість ознайомитися із роботою [3].

1. Арсеньєва Т.В., Чавчавадзе Е.С. Эколого-анатомические аспекты изменчивости древесины основных из промышленных районов европейского Севера. – СПб., 2001. 2. Блохина Н.И. Эволюционный анализ анатомических признаков хвойных // Эволюционные исследования. Макроэволюция. – Владивосток, 1984. – С. 82-101. 3. Долуденко М.П.,

Костина Е.И., Шилкина И.А. Позднеальбская флора Канева. – М., 1992. 4. Пименова Н.В. Ценоманская флора окрестностей г. Канева // Геол. журн. – 1939. – Т. 6, Вып. 1-2. – С. 229-243. 5. Чавчавадзе Е.С. Древесина хвойных. Морфологические особенности, диагностическое значение. – Л., 1979. 6. Шевчук О.А. Палеогеографические условия на восточном склоне Украинского щита в келловейский та ранньокрейдский час (за палинологическими данными) // Биостратиграфические основы построения стратиграфических схем фанерозоя Украины. – К., 2008. – С. 101-106.

Надійшла до редколегії 21.09.09

УДК 551.243

І. Михальченко, асп.

ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ФОРМАЦІЇ ЛУЖНИХ НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТІВ НОВОУКРАЇНСЬКОГО МАСИВУ

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

Обґрунтовано доцільність виділення самостійної формації лужних натрієвих метасоматитів палеопротерозою в межах району

The expediency of separation of independent alkaline sodium metasomatite formation of paleoproterozoic within the region is proved.

Вступ. Урановорудні родовища формації ураноносних натрієвих метасоматитів [12] (ФУНМ) у зонах глибинних довгоживучих розломів фундаменту становлять основу мінерально-сировинної бази урану України. Родовища цієї формації (Жовторічниське, Первомайське (Криворізько-Кременчуцький ураново-рудний район (Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом), Мічуринське, Ватутинське, та ін. (Центрально-Український урановорудний район (ЦУУРР) (південна частина Корсунь-Новоукраїнського склепінно-брилового підняття)) [12]) виявлені в Інгульському (Кіровоградському) мегаблоці Українського щита. Зараз існує велика кількість вікових визначень порід фундаменту, вивчені взаємовідносини між основними типами метаморфічних, ультраметаморфічних і магматичних утворень та лужними натрієвими метасоматитами [3, 17]. Це дозволяє відбудувати часову послідовність виникнення геологічних порід, які складають родовища ФУНМ. Зауважимо - формація лужних натрієвих метасоматитів не виділена як самостійне геологічне утворення в Хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита 2004 р.

Результати багаторічних геологічних досліджень, виконаних по об'єктах ЦУУРР, викладені в [3, 15, 17]. Сучасним підсумком регіональних геологічних досліджень району стало видання Державних геологічних карт масштабу 1:200 000 [8, 9], в яких "альбітити, мікроклін-альбітові, альбіт-мікроклінові метасоматити" віднесені до кіровоградського ультраметаморфічного комплексу палеопротерозою (комплекс не молодше 2 000 млн років [8, 9]). Відповідно, формація ураноносних натрієвих метасоматитів віднесена до складу кіровоградського комплексу палеопротерозою [8, 9], що, приймаючи до уваги накопичену інформацію за геологічними дослідженнями району, не враховує всі обставини, необхідні для такого ствердження.

Метою досліджень є уточнення на основі комплексу геологічних даних місця в часовій послідовності утворення порід південної частини Корсунь-Новоукраїнського склепінно-брилового підняття формації лужних натрієвих метасоматитів палеопротерозою (формація натрієвих метасоматитів [16, 17], лужні натрієві метасоматити (О.М. Сухінін, 1984)).

Геологічна будова району. Земна кора району має типову для УЩ двоповерхову будову: нижній поверх – AR-PR структурні яруси, які складені метаморфічними, ультраметаморфічними та інтрузивними породами кри-

сталічного фундаменту; верхній – представлений кайнозойськими породами чохла.

Серед порід фундаменту району найдавніші – утворення дністровсько-бузької серії, віком понад 3 400 млн років [14], а наймолодші – субвулканічні породи (рівненські), віком 289-260 млн років [1].

В тектонічному плані південна частина Корсунь-Новоукраїнського склепінно-брилового підняття знаходиться в зоні перетину трансрегіонального, мантийного, субмеридіонального шва Херсон-Смоленськ з широтною Центрально-Українською лінеamentною зоною. Крім згаданих, найкрупніших, тут є чисельні тектонічні порушення, різні за масштабом і напрямками, та пов'язані з ними тектоно-метасоматичні зони [3].

З заходу на схід на території виділяються регіональні структурні елементи: Братський синклінорій, Корсунь-Новоукраїнське склепінно-брилове підняття, Інгульський синклінорій, які межують між собою, відповідно, по Звенигородсько-Ганнівській зоні розломів (Новопавлівському та Помічниському глибинних розломах) та Кіровоградському глибинному розлому [8, 9].

Братський і Інгульський синклінорії. В їхній будові вирізняють два докембрійські структурні яруси: AR – нижній і PR – верхній. Нижній ярус складений метаморфічними та інтрузивними породами палеоархею, ультраметаморфічними – неоархею. Верхній ярус, який поширений значно більше, складений метаморфічними породами інгуло-інгулецької серії палеопротерозою (PR₁) зім'ятими в лінійні складки північно-західного та північного простягання, які прорвані штоками габроїдів (габро, габро-норити) райпільського комплексу (PR₁), гранітоїдами побузького (2510 млн років), новоукраїнського (2 250-2 100 млн років), кіровоградського (2 060-2 026 млн років) та корсунь-новомиргородського (1 750 млн років) комплексів [8, 9].

Корсунь-Новоукраїнське склепінно-брилове підняття. Домінуючим утворенням цієї структури (в межах території ЦУУРР) є складний Новоукраїнський інтрузивний масив, складений породами новоукраїнського комплексу. На півночі Новоукраїнський масив межує з Корсунь-Новомиргородським інтрузивним масивом (падіння контакту, ймовірно, орієнтоване на південь), складеним утвореннями корсунь-новомиргородського комплексу та ультраметаморфічними гранітоїдами кіровоградського комплексу, які утворюють тут невеликі масиви, між якими спостерігаються залишки синклінальних утворень, складених

метаморфічними породами інгуло-інгулецької серії. На сході та південному сході Новоукраїнський масив межує з Кіровоградським та Бобринецьким масивами гранітоїдів кіровоградського комплексу.

За геологічними даними на території досліджень виділяються принаймні чотири етапи докембрійських тектоно-магматичних протоактивізацій: палеоархейський, неоархейський, палеопротерозойський, мезопротерозойський і один етап фанерозойських активізацій - карбон-пермський. Палеопротерозойський етап тектоно-магматичної протоактивізації відбувався в дві стадії: I – 2500-2000 млн років, II – 1800-1700 млн років [4, з уточненнями].

Структурні елементи першої стадії палеопротерозойського етапу протоактивізації представлені послідовно сформованими значними зонами мігматизації, зім'яття, утворення гранітних тіл, жил апліт-пегматоїдних і аплітоїдних гранітів побузького, новоукраїнського і кіровоградського комплексів, а також тектонічними порушеннями, які представлені швами бластокатаклазитів і бластомілонітів. Тектонічні рухи цього часу відбувалися в умовах переважання пластичних деформацій і перекристалізації порід в умовах амфіболітової фації метаморфізму (літостатичний тиск ≈ 5 кБар, температура $\geq 560^\circ\text{C}$). Більшість крупних розривних порушень району за віком закладання відноситься саме до першої стадії протоактивізації палеопротерозою. Розломи цього віку "зрізуються" інтрузивними утвореннями Корсунь-Новомиргородського масиву [3, 4].

За наступної стадії тектоно-магматичної протоактивізації розломні зони розвивалися в умовах епідот-хлоритової фації регіонального метаморфізму. Переважали крихи деформації у вигляді швів мілонітів і ультрамілонітів, іноді з глиною тертя, та дещо ширших зон катаклазу, брекчування, а також тріщин сколювання і відриву. В тріщинах вкорінювались дайки субвулканічних порід основного та ультраосновного складу (діабазові порфірити, діабаз, пікрити, пікритові порфірити), які утворили дайковий комплекс палеопротерозою, січний щодо усіх більш вікових ультраметаморфічних, метаморфічних та інтрузивних порід.

В Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита 2004 р. виділяються два дайкові комплекси, які розповсюджені в Інгульському мегаблоці УЩ: більш давній має вік утворення близько 1 700 млн років, більш молодий – 1 600 млн років. Аналізуючи дані про вік субвулканічних порід району [7, 8, 9, 18] можна скласти висновок про те, що на досліджуваній території зустрічаються дайки основних та ультраосновних субвулканічних порід двох вікових груп: перша – віком від 1 800 до 1 700 млн років, друга – від 1 400 до 1 200 млн років, які утворили, відповідно, северинівський PR₁ та долинський PR₂ комплекси (О.М. Сухінін, 1984 р.).

З другою стадією тектоно-магматичної протоактивізації палеопротерозою пов'язано утворення лужних натрієвих метасоматитів, центральні зони яких складені альбітитами різноманітного складу. Контакти альбітитів з вміщуючими породами поступові; типовою метасоматичною колонкою району є: ореоли епідот-хлоритового змінення ("діафторити") [11], потім – сінітоподібні метасоматити (альбіт-мікроклінові, кварц-мікроклін-альбітові породи, мікроклініти ("сініти")) та альбітити, які складають центральні частини колонок [3, 17].

Переважає кількість тіл альбітитів і "сінітів" ЦУУР-Ру виявлені: в зоні динамічного впливу Кіровоградського глибинного розлому, в північно-західній частині Новоукраїнського масиву, а також в межах Ватутинського деструктивного поля Новопавлівського розлому (Звенигородсько-Ганнівська зона розломів). Структурна приуроченість натрієвих метасоматитів не відрізняється від

структурної позиції гідротермальних утворень, відомих у інших регіонах світу. В результаті тектонічних зрушень за протоактивізацій розломних зон створювалися локальні умови підвищеної проникності в флексурних вигинах, зонах примикання оперяючих розломів, ділянках перетину розломів, вигинах тектонічних швів, структурах "кінського хвоста" в ділянках "затухання" розривів, зонах катаклазу і брекчування між паралельними розривами [6], які представляють собою "структурно-парагенетичні елементи переважно зсувних ансамблів регіональних розломних зон" [10].

Текстурно-структурні властивості альбітитів повністю залежать від типу материнських порід. Це виключно однопольовошпатові породи (альбіту декількох генерацій – до 90 %). У групі кольорових мінералів переважають хлорит, епідот, актиноліт, рибекіт, егірин-діопсид, егірин. Вміст їх у апогранітових різновидах – 5-10 %, у апогнейсових – 20-30 %. Андрадит, біотит наявні, як правило, у кількостях 1-6 %. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, ортит, монацит; рудні: магнетит, гематит, гідрослюди заліза, зрідка пірит. Крім урану в альбітитах накопичується ванадій, берилій, цирконій, ітрій [3].

Вік утворення альбітитів визначений як $1\,820 \pm 50$ і $1\,780 \pm 30$ млн років за валовими пробами [18]. Загальноприйнятий вік урановорудної мінералізації в альбітитах – $1\,800 \pm 50$ та $1\,750 \pm 40$ млн років [3]. На деяких родовищах цієї формації уранові руди утворились внаслідок двох фаз рудоутворення: давньої – 1800 млн років і більш молоді – 1 500-1 200 млн років (В.Ф. Лапуста, 1986); утворення рудних мінералів відбувалось не синхронно з утворенням альбітитів, а дещо пізніше [3, 17].

Лужний натрієвий метасоматоз проходив по метаморфічних, ультраметаморфічних, інтрузивних утвореннях палеопротерозою, окрім порід Корсунь-Новомиргородського плутону.

Завершенням другої стадії протоактивізації палеопротерозою слід вважати утворення гіпабісального багатопазного Корсунь-Новомиргородського масиву, складеного породами корсунь-новомиргородського комплексу. Граніти аплітоїдні, пегматити, пегматоїдні граніти корсунь-новомиргородського комплексу утворюють жильні фації.

Мезопротерозойський етап тектоно-магматичної протоактивізації представлений дайками діабазів та пікритів.

Карбон-пермський етап проявлений дуже локально, в поодиноких розломах, і представлений малопотужними субвулканічними дайками і штоком, які складені формацією рівненскітів (289-260 млн років), яку деякі дослідники співвідносять з лампроїтами [1].

Взаємовідношення лужних натрієвих метасоматитів з породами дайкових комплексів.

В тілах натрієвих метасоматитів зустрічаються дайки основних і ультраосновних порід, дані про які наведено вище. У літературі є суперечливі відомості про перетин дайками базитів та пікритів тіл натрієвих метасоматитів, причому характер контактів визначено як чіткий, що вказує на більш молодий вік перших, але задокументовані також структури перетину та змінення (хлоритизація, актинолітизація, рибекитизація, альбітизація) лужними гідротермальними розчинами діабазів, діабазових порфіритів, пікритів, пікритових порфіритів [3, 19] і навіть утворення аподіабазових альбітитів (А.П. Бояршина). Нами також виявлені як структури перетину альбітитів з діабазами, змінені на контактах діабаз, так і їх чіткі контакти. Це є свідченням більш молодого віку альбітитів і супутніх з ними "сінітів" відносно порід дайкового комплексу палеопротерозою (северинівський комплекс), а прояви мезопротерозой-

ського етапу тектоно-магматичної активізації присутні у вигляді базитових і ультрабазитових дайок (долинський комплекс), які січуть тіла альбітитів.

На Державних геологічних картах України масштабу 1:200 000 [8, 9] "альбітити, мікроклін-альбітові, альбіт-мікроклінові метасоматити" віднесені до складу кіровоградського комплексу палеопротерозою. Враховуючи визначення терміну "інтрузивний комплекс" [5], умови, згідно з якими можливо віднесення лужних натрієвих метасоматитів до цього комплексу не враховані при роботі над виданням Карт. Становлення кіровоградського комплексу і альбітитів з супутніми породами відбувалось не одночасно (віковий розрив – близько 200 млн років [3, 4, 13], між ними сформувався дайковий комплекс палеопротерозою), породи кіровоградського і новоукраїнського комплексів металогенічно не спеціалізовані на уран [2] (тоді як альбітити спеціалізовані на уран [3]) – в сукупності це свідчить про недоцільність включення альбітитів з супутніми породами до кіровоградського, а тим більше до новоукраїнського, комплексів. Враховуючи невизначеність терміну "комплекс метасоматичний" доцільно виділити самостійну формацію [15, 16] лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів. Імовірно, до неї також слід відносити прояви лужного натрієвого метасоматозу Криворізько-Кременчуцької зони розломів. Верхнім віковим інтервалом утворення формації лужних натрієвих метасоматитів, імовірно, є утворення Корсунь-Новомиргородського масиву (альбітитів в ньому до цього часу не виявлено).

Висновки:

1. Утворення формації ураноносних натрієвих метасоматитів відбулось у другу стадію палеопротерозойського етапу протоактивізації УЩ;
2. Виникнення лужних натрієвих метасоматитів палеопротерозою відокремлено у часі від утворення гранітоїдів кіровоградського комплексу віковим інтервалом близько 200 млн років;
3. Між часом формування гранітоїдів кіровоградського комплексу і часом утворення формації ураноносних натрієвих метасоматитів відбулося вкорінення дайкового комплексу основних і ультраосновних субвулканічних порід палеопротерозою;

4. Зважаючи на перелічені факти доцільно виділення самостійної формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів палеопротерозою.

1. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, Д.С. Гурский, Е.М. Слишко и др. – К., 2002. – С. 114-133. 2. Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов Центральной части Украинского щита. // Геологический журнал - 1974. - Т. 34, Вып. 1. – С. 16-33. 3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль, А.Х. Бакаржиев и др. – К., 1995. 4. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений / В.А. Крупеников, А.Е. Толкунов, Л.В. Хорошило. – М., 1986. 5. Геологический словарь / Т.Н. Алихова, Л.И. Боровиков, П.П. Боровиков и др. – М., 1973. 6. Грецишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А., Тохтуев Г.В. Влияние структуры и состава пород на локализацию рудного вещества при метаморфизме // Метаморфогенное рудообразование. – М., 1977. – С. 89-96. 7. Грецишников Н.П., Корженева Е.П., Крамар О.А. и др. О возрасте дайковых пород Суботско-Мошоринской зоны // Геол. журнал. - 1980. - № 5. – С. 139-143. 8. Державна геологічна карта України. М 1:200 000. Аркуш М-36-XXXII: Новоукраїнка / Відп. виконавець В.М. Клочков. – К., 2001. 9. Державна геологічна карта України. М 1:200000. Аркуш М-36-XXXIII: Кіровоград / В.Ф. Недомолкін, Л.Е. Кравченко, Л.П. Нікіташ та ін. – 2007. 10. Занкевич Б.А., Ноженко А.В., Шафранская Н.В. Тектономагматическая протоактивизация и структурные факторы локализации урана Кіровоградского блока Украинского щита // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанные с ними полезные ископаемые в связи с энергетикой Земли и этапами её тектоно-магматической активизации. – К., 2008. – С. 183-190. 11. Иванов Б.Н. Минералогическо-геохимические особенности метасоматитов диафорит-альбитового ряда и вопросы их генетической связи на примере Новокозюлинского рудного узла и Ватутинского рудного поля // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных элементов. – М., 1990. – С. 16-23. 12. Інструкція із застосування Класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр до родовищ уранових руд. – К., 1998. 13. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. – Л., 1972. 14. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита: Пояснювальна записка / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк и др. – К., 2004. 15. Металлические полезные ископаемые Украины // Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. / Д.С. Гурский, К.Е. Єсипчук, В.И. Калинин. – Львов., 2005. – С. 666-668. 16. Метасоматизм и метасоматические породы / В.А. Жариков, В.Л. Русинов, А.А. Маракушев и др. – М., 1998. 17. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. – М., 1978. 18. Савицкий А.В., Казанский В.И. Результаты петрофизических исследований рудоносных разломов кристаллического фундамента // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. – М., 1985. – С. 48-73. 19. Тарасов Н.Н. Геотектоническая позиция и структура Новоукраинского урановорудного поля (Украинский щит) // Геология рудных месторождений – М. - 2004. – С. 275-291.

Надійшла до редколегії 24.02.09

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(477)+552.4

О. Грушинська, асп.,
О. Митрохин, канд. геол. наук,
О. Білан, інж.

ПЕТРОГРАФІЯ КСЕНОЛІТІВ З ГРАНІТОЇДІВ МАЛИНСЬКОГО МАСИВУ РАПАКІВІ

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

Авторами досліджені ксеноліти з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі, розташованого в південно-східній частині складного Коростенського плутону. Встановлено, що біотит-амфіболі та фаяліт-піроксен-амфіболі граніти головної інтрузивної фази Малинського масиву містять численні ксеноліти біотитових гнейсів та кристалосланців. Менш розповсюджені ксеноліти графіт-біотитових та амфібол-біотитових гнейсів. Контактна дія гранітоїдної магми на ксеноліти проявилася у формуванні контактово-термальних порід амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. Зроблено висновки про приналежність досліджуваних ксенолітів до утворень тетерівської серії (PR, tt), що, імовірно, слугували давньою покрівлею Малинського масиву рапаківі.

Authors investigated xenoliths within granitoids of Malin rapakivi massif located in south-east parts of multiple Korosten Pluton. It is established that biotite-amphibole and fayalite-pyroxene-amphibole granites of the main intrusive phases in Malin area contain numerous xenoliths of biotite gneisses and shales. The xenoliths of graphite-biotite gneisses and amphibole-biotite gneisses are less spread. Contact influence of granitoid magmas on xenoliths were displayed in formation of contact-thermal rocks of amphibole to pyroxene hornfels facies. It is concluded that investigated xenoliths belong to Teteriv group (PR, tt) which, possibly, were an old roof of Malin rapakivi massif.

Вступ. Малинський масив рапаківі (ММР) входить до складу коростенського інтрузивного комплексу анор-

тозит-рапаківігранітної формації Українського щита. Це один з чотирьох головних масивів рапаківі, що виділя-

ються в межах складного Коростенського плутону. ММР є класичним представником анорогених інтрузій рапаківі Українського щита, історія дослідження якого бере початок з середини XIX сторіччя. Саме тут вперше описані українські рапаківі та зроблено висновок про їх спорідненість з фінськими [5, 10]. Довгий час овоїдні граніти ММР слугували своєрідним еталоном рапаківі Українського щита при мінералого-петрографічних та геохімічних дослідженнях [8, 9]. В межах ММР представлені всі три інтрузивні фази гранітоїдного магматизму коростенського комплексу [6]. Від інших гранітоїдних масивів Коростенського плутону ММР відрізняється більш широким розвитком плутонічної фації овоїдних рапаківі виборгітового типу, що пояснюється дещо глибшим рівнем ерозійного зрізу. Крім власне рапаківі на площі масиву виявлені сублужні біотитові лейкограніти та граніт-порфіри, а також мікроклін-альбітові граніти з топазом та літєвими слюдами [6]. На прикладі ММР детально вивчені взаємовідношення гранітоїдів коростенського комплексу з анортозитами [1]. Визначено більш давній геологічний вік анортозитів порівняно з рапаківі ММР та остаточно доведено відсутність простого коагматичного зв'язку типу "кристалічний решток – комплементарний залишковий розплав" між базитовою та гранітоїдною складовими коростенського комплексу [6]. Виявлені факти активізували дослідження гібридних порід монзонітового складу в оточенні ММР. Підсилення інтересу дослідників до цієї частини Коростенського плутону додатково підігривається тим фактом, що ізотопний вік гранітоїдів ММР є найдавнішим серед рапаківі Східно-Європейської платформи [2]. Крім того, значна частина ММР знаходиться на площі малинського листа державної геологічної карти 1:200000, геологічне довивчення якого досі триває. Серед наукових питань, що потребують поточного вивчення, на перше місце слід поставити визначення контактових співвідношень гранітоїдів ММР з породами давньої "рами".

Мета даної роботи – визначення петрографічного складу ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі, петрографічний опис головних типів ксенолітів та виявлення ознак екзоконтактової дії магматичного розплаву на ксеноліти.

Геолого-петрографічний нарис Малинського масиву рапаківі. ММР розташований у південно-східній частині Коростенського плутону. Гранітоїди ММР відслонюються в долинах річок Ірша, Тростяниця, Здрівля, Возня та Рихта, а також розкриті кар'єрами в районі міста Малин та сел Гранітне, Мирне, Стара Буда, Сичівка, Гута-Потіївка, Губенково, Вихлі. В плані масив характеризується дещо витягнутою в меридіональному напрямку формою та розмірами 30*40 км. За геофізичними даними [3], в районі малинського мінімуму сили тяжіння гранітоїди розповсюджуються на глибину 8 км. В західній, північній та східній частинах ММР межує з Володарськ-Волинським, Чоповицьким та Федорівським гарбро-анортозитовими масивами коростенського комплексу. Припускається, що в районі західного контакту гранітоїди ММР достатньо круто налягають на габроїди Володарськ-Волинського масиву. Натомість в східній частині, навпаки, очікується падіння гранітоїдів під габро-анортозити Федорівського масиву. В кар'єрах щебзаводу № 6 на околиці с. Гранітне встановлені інтрузивні контакти гранітоїдів ММР з габро-анортозитами Федорівського масиву [6]. На півдні та південному сході гранітоїди ММР інтродують більш давні метаморфічні утворення тетерівської серії (PR₁tt). Серед останніх найбільш розповсюджені гнейси (кристалосланці) біотитові, амфібол-біотитові та графіт-біотитові, а також мари та кальцифіри. За даними буріння, породи тет-

рівської серії в цьому районі похило занурюються під гранітоїди коростенського комплексу. Кількісні розрахунки аномалії сили тяжіння свідчать про те, що безпосередньо північніше від лінії контакту породи "рами" залягають під гранітами субгоризонтально на глибині близько 1 км [3]. Вздовж південно-східного контакту ММР у вмшуючих породах розвинуті роговики кордієрит-гіперстен-плагіоклазового, гіперстен-діопсид-плагіоклазового та воластоніт-діопсид-карбонатного складу [4]. Чисельні ксеноліти гнейсів та кристалосланців тетерівської серії виявлені авторами у гранітоїдах ММР, відслонених у великих щебневих кар'єрах № 3, 6 та 31 біля населених пунктів Малин та Гранітне [7].

Досліджені ксеноліти залягають у біотит-амфіболових та фаяліт-піроксен-амфіболових рапаківіподібних гранітах та граносієнітах головної інтрузивної фази ММР [6]. Це темні зеленувато-сірі гранітоїдні породи з нечіткою дрібно-овоїдною структурою. Овоїдні крапліники K-Na польового шпату, розміром 1-1,5 см, мають незвичайне темно-зелене забарвлення і погано виокремлюються на тлі середньо-крупнозернистої міжовідної маси. В міжовідній масі мікроскопічно розрізняються такі ж темні зеленуваті виокремлення польового шпату, темно-сірий димчастий кварц, а також підпорядковані скупчення мафічних мінералів. Головні породоутворюючі мінерали досліджених гранітоїдів – K-Na польовий шпат (55-62 %), кварц (16-24 %), плагіоклаз (11-21 %); другорядні – амфіболи (2-8 %), клинопіроксен та фаяліт (0-6 %), біотит (0-2 %); акцесорні – ільменіт, апатит, циркон та флюорит; вторинні – ідінгсит та серицит. Мікроструктура нерівномірної гіпідіоморфнозерниста, відрізняється від типової гранітної звичайним для рапаківі та рапаківіподібних гранітів ідіоморфізмом кварцу відносно польових шпатів. Присутні також елементи овоїдної, пойкилітової та гранулітової структур. Характерна ознака досліджуваних гранітоїдів – наявність кількох морфологічних генерацій польових шпатів та кварцу. K-Na польовий шпат (Or₈₇₋₉₃Ab₇₋₁₂) являє собою мікроклін-пертит з неоднорідно-розвиненою плямистою мікрокліновою ґраткою та розгалуженими гіллястими пертитами. Недосконала овоїдна форма розпізнається лише у найбільших індивідах. Деякі з овоїдів мають тонкі плагіоклазові оболонки, частіше не зовнішні, а внутрішні, тобто такі, що слугують межею між концентричними зонами всередині овоїда. Звичайними також є включення плагіоклазів у K-Na польовому шпаті, як правило резорбованих з розкисленою зовнішньою оболонкою. Місцями такі плагіоклазові включення мають мірмекитову мікроструктуру. K-Na польовий шпат може також містити мікроскопічні включення апатиту, циркону та ільменіту. Крім того, всередині деяких зерен K-Na польового шпату спостерігаються виокремлення "зовнішньо-вогнутого" кварцу. У більшості ж випадків кварц утворює ідіоморфні та субідіоморфні кристали діпірамідального габітусу розміром 1-4 мм, що частково або повністю включені у польовий шпат і надають граніту гранулітову та пойкилітову структуру. Характерними ознаками такого діпірамідального кварцу є відсутність деформацій, однорідне "нехвилясте" згасання, незамутненість газово-рідинними включеннями і, натомість, присутність мікрокристалічних включень апатиту та ільменіту. Плагіоклаз олігоклазового складу (An₂₃₋₂₇), крім резорбованих фрагментів та оболонок в K-Na польовому шпаті, також утворює ідіоморфні таблитчасті кристали розміром 0,5-2 мм, спорадично розсіяні у загальній масі. Останні представлені чистою незамутненою відміною з тонкими полісинтетичними двійниками. Мафічні мінерали разом з акцесоріями формують агрегатні скупчення. Найбільш характерна бурувато-зелена

рогова обманка гастингситового складу ($X_{Fe}=0,89-0,90$). Звичайно вона кристалізується у вигляді неправильних дещо видовжених індивідів розміром 1-3 мм. Часто розвивається навколо клинопіроксену у вигляді суцільної реакційної кайми. Фаяліт, натомість, утворює ідіоморфні пойкилітові включення в роговій обманці. Інколи всередині рогової обманки присутні агрегативні скупчення грюнериту – вірогідний продукт заміщення фаяліту. Клинопіроксен ферогеденбергітового складу ($Wo_{41-43}En_{7-8}Fs_{50-51}$) у шліфах забарвлений в ледь помітний зеленуватий колір. Формує неправильні подовжені зерна розміром 1-3 мм. Може містити включення апатиту та ільменіту. Сам явно заміщується роговою обманкою, на що вказує звивистий кавернозний характер границь між цими мінералами. Фаяліт (Fe_{98-99}) у шліфах слабо забарвлений у жовтуватий колір. По тріщинах заміщується буруватим ідингситом. Порівняно з клинопіроксеном, фаяліт краще індивідуалізований кристалографічно. Для нього властиві більш правильні короткостовбчасті та ізометричні зерна розміром 0,5-1,5 мм з окремими ідіоморфними гранями. Крім рогової обманки, фаяліт може утворювати пойкилітові включення у K-На польовому шпаті. Навколо окремих зерен фаяліту інколи розвинена тонка переривчаста кайма клинопіроксену. Біотит представлений звичайним для гранітів рапаківі високозалізистим анітом, що густо плеохроє від жовтого по Nr до темно-коричневого майже чорного по Ng з плеохроїчними оболонками навколо мікроскопічних включень циркону та апатиту.

Петрографія ксенолітів з гранітоїдів MMP. Ксеноліти гнейсів та кристалосланців розповсюджені в об'ємі вищеописаних гранітоїдів вкрай нерівномірно – незакономірно насичують одні ділянки, але повністю відсутні на інших. Місцями спостерігається план-паралельна орієнтація окремих сплосчених ксенолітів, що надає можливість визначати елементи залягання площинних текстур течії у вміщуючих гранітах. Розміри більшості ксенолітів коливаються від перших сантиметрів до 30-40 сантиметрів. Форма, звичайно, сплюснена з гострокутними контурами без видимих ознак оплавлення. Деякі ксеноліти облямовані тоненькою, 1-3 мм, переривчастою меланократовою оболонкою, у складі якої мікроскопічно діагностовані рогова обманка, фаяліт та клинопіроксен. Розпочинаючись з приконтактової частини ксеноліту, зерна мафічних мінералів в межах таких меланократових оболонок розростаються у бік вміщуючого граніту. Найбільш розповсюджені серед досліджуваних ксенолітів біотитові гнейси та кристалосланці. Інколи зустрічаються графіт-біотитові та амфібол-біотитові гнейси.

Біотитові гнейси та кристалосланці – це темно-сірі до чорного дрібнозернисті породи з сланцюватою текстурою, що обумовлена план-паралельною орієнтацією лусок біотиту. Сланцюватість може підкреслюватись плитчастою окремістю та сплющеною формою ксенолітів. Інколи спостерігається також дрібношарувата текстура, що проявляється в чергуванні прошарків, відмінних за ступенем меланократовості або – зернистістю. Площини сланцюватості та шаруватості звичайно співпадають. Структура кристалосланців за розміром зерен головних мінералів може змінюватись від більш розповсюдженої дрібнозернистої (1-0,5 мм або 0,5-0,2 мм) до менш розповсюдженої середньозернистої (1-2,5 мм). Звичайною мікроструктурою є лепідогранобластова. На окремих ділянках, завдяки проростанню плагіоклазової тканини скелетними індивідами біотиту, що розпадаються на окремі просторово розмежовані ділянки з однаковою оптичною орієнтацією, мікроструктура набуває вигляду діабластової. Головними породоутворюючими мінералами гнейсів є плагіоклаз

(55-60 %), кварц (10-25 %) та біотит (10-35 %). В кристалосланцях кварц зникає, натомість збільшується вміст біотиту. Звичайні акцесорні мінерали – апатит, циркон та рудний мінерал. Інколи зустрічається флюорит. Серед вторинних незначно поширений серицит. Плагіоклаз олігоклазового складу (An_{26-30}) кристалізується у вигляді полігональних ізометричних зерен, розміром 0,2-0,4 мм, з тонкими полісинтетичними двійниками в одному напрямку. Окремі індивіди можуть бути зібраними у зернисті агрегати з гранобластою мозаїчною мікроструктурою. В зернах плагіоклазу невпорядковано розсіяні мікроскопічні включення апатиту, циркону та рудного мінералу. По плагіоклазу неоднорідно плямами розвивається вторинний серицит. Біотит представлений жовто-коричневою відміною з широкими плеохроїчними оболонками навколо включень апатиту та циркону. Утворює неправильні сплюснені та ізометричні зерна з рваними зубчастими обмеженнями. Досконалі пластинки є рідкісними. В окремих зернах помітні деформації з вигинанням та розривом суцільності. Зерна біотиту за розміром 0,3-0,6 мм, звичайно дещо більші, ніж плагіоклаз. До того ж сусідні просторово розмежовані ділянки біотиту в окремих випадках можуть бути частинами одного скелетного індивіду.

Графіт-біотитові гнейси. Яскрава тонко-смуриста мікротекстура виявляється чергуванням прошарків, відмінних за вмістом мафічних мінералів, і підкреслюється план-паралельною орієнтацією зерен біотиту та графіту. Мікроструктура нерівномірно-зерниста лепідогранобластова, що місцями наближується до порфіробластою за рахунок виокремлення крупних, 1-2 мм, скелетних ксенобластів біотиту у дрібнозернистій загальній тканині. Звичайно такі ксенобласти концентруються у вигляді лінзоподібних скупчень та тонких прошарків. Розмір зерен у загальній тканині не перевищує 0,1-0,2 мм. Головними породоутворюючими мінералами є плагіоклаз (60-75 %), біотит (10-20 %), кварц (10-15 %) та графіт (5-15 %). У другорядних кількостях може бути присутній амфібол (1-5 %). Акцесорії представлені апатитом та цирконом. Плагіоклаз має олігоклазовий склад. Кристалізується у вигляді неправильних полігональних зерен, інколи дещо видовжених у напрямку сланцюватості породи. Окремі зерна мають полісинтетичне двійниковання в одному напрямку, значна частина плагіоклазу нездвійникована. Звичайно плагіоклаз містить численні включення мікрокристалічного графіту. Біотит густо забарвлений у жовто-коричневий колір з широкими плеохроїчними оболонками навколо акцесоріїв. Крім ксенобластових вкраплень також кристалізується у вигляді дрібно-таблитчастих зерен у загальній масі. Ксенобласти інколи нарастають у рогову обманку. Подібно до плагіоклазу біотит також містить численні включення графіту. Кварц погано діагностується на тлі нездвійникового плагіоклазу за більш високими кольорами інтерференції та відсутністю спайності. Амфібол представлений незвичайною блідою брудно-зеленою відміною з ледь помітним плеохроїзмом, підвищенням світлозаломленням, але замалим двозаломленням. Звичайною формою виокремлень є скелетні дощаті ксенобласти. Графіт виокремлюється у вигляді мікрокристалічних зерен, розміром менше 0,1 мм, що формують дендритоподібні скупчення у загальній тканині, а також концентруються у плівкові агрегати вздовж площин сланцюватості. Менш розповсюджені сплюснені кристали розміром 0,2-0,3 мм.

Екзоконтактові зміни на границі ксенолітів з вміщуючими гранітами коростенського комплексу макроскопічно, звичайно, не діагностуються. При мікроскопічному ж дослідженні 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 або смугастість ксенолітів, що свідчить про контактово-метаморфічне походження даної зональності. Найбільш повно така зональність проявлена у ксенолітах біотит-плагіоклазових кристалосланців. За мінеральним складом у напрямку від центра ксенолітів до периферії можуть спостерігатися наступні зони: 1) незмінений кристалосланець; 2) біотит-плагіоклазовий роговик; 3) біотит-амфібол-польовошпатовий роговик; 4) амфібол-польовошпатовий роговик; 5) амфібол-піроксен-польовошпатовий роговик; 6) піроксен-польовошпатовий роговик.

Зона біотит-плагіоклазового роговика, як правило, найбільш віддалена від контакту з вміщуючим гранітом. В шліфах біотит-плагіоклазовий роговик поступово змінює біотитовий кристалосланець, від якого відрізняється за структурно-текстурними особливостями. В роговику менш виразною стає сланцюватість, зникає діабластова структура. Мікротекстура роговика перетворюється на неоднорідно-плямисту за рахунок розвитку вузлуватих скупчень біотиту. Мікроструктура наближується до порфіробластової. Біотит представлений двома морфологічними генераціями: більш крупними (>0,5 мм) табличчастими порфіробластами з пойкилітовою будовою та дрібнішими лусками, зібраними у гломеробластиві скупчення.

Зони біотит-амфібол-польовошпатового та амфібол-польовошпатового роговиків послідовно змінюють попередню зону при наближенні до контакту з вміщуючим гранітом. Сланцюватість стає ще менш виразною, мікроструктура перетворюється на нерівномірну лепідо-нематогранобластову та нематогранобластову з середнім розміром зерен породоутворюючих мінералів від 0,2 до 1,5 мм. Крім розвитку амфіболу для цих зон характерною є також поява K-Na польового шпату, який, місцями, навіть може переважати над плагіоклазом. Біотит при наближенні до контакту з вміщуючим гранітом навпаки, зникає. Головні породоутворюючі мінерали: польові шпати (45-70 %), біотит (0-35 %), рогова обманка (10-45 %), кварц (1-5 %). Акцесорними є рудні мінерали, апатит, циркон. Польові шпати представлені плагіоклазом та K-Na польовим шпатом. Плагіоклаз (Al_{23-26}) утворює самостійні ізометричні зерна з зубчастими краями, а також агрегатні скупчення з мікрогранобластовою мозаїчною структурою. Розміри індивідів коливаються в межах 0,3-0,5 мм. Наявні зерна з добре і погано проявленою двійниковою будовою та зерна без двійникової будови. Двійникування полісинтетичне в одному напрямку. Часто плагіоклаз замушкетований вторинним серицитом. K-Na польовий шпат представлений нездвійниковою мікропертитовою відміною. Морфологічно розрізняються неправильні зерна K-Na польового шпату, що кородують плагіоклаз, а також полігональні ізометричні зерна з тонкими оболонками плагіоклазу. Останні нагадують маргінаційні оторочки навколо польових шпатів рапаків. Біотит формують дві генерації – порфіробласти розміром 0,5-1,2 мм, що містять пойкилітові включення кварцу, а також менші за розміром пластинчасті зерна у загальній тканині. Амфібол представлений коричнювато-зеленою роговою обманкою. Кристалізуються у вигляді двох генерацій. Перша являє призматичні зерна, розміром 1-5 мм, що містять численні пойкилітові включення кварцу та рудних мінералів. Для другої властиві дрібніші зерна, розміром 0,2-0,3 мм у загальній тканині. Кварц, крім округлих включень в зернах біотиту та рогової обманки,

також утворює самостійні ізометричні зерна, розміром 0,3-0,4 мм, що місцями зібрані у мікрогранобластові зубчасті агрегати.

Зони амфібол-піроксен-польовошпатового та піроксен-польовошпатового роговиків послідовно змінюють попередні зони, безпосередньо прилягаючи до контакту з вміщуючим гранітом. Первісна сланцюватість або повністю зникає, або значно маскується новоутвореною мікроскопічною зональністю, орієнтованою згідно до контакту з гранітом. Мікротекстура має характер вузлуватої завдяки наявності ланцюжкових скупчень піроксену. Мікроструктура нерівномірна нематогранобластова до гранобластової мозаїчної з середнім розміром зерен головних породоутворюючих мінералів 0,3-0,5 мм. Розвиток піроксену приводить до зменшення вмісту амфіболу та зникнення біотиту. Безпосередньо на контакт з гранітом амфібол також може зникати і роговик набуває найбільш високотемпературного піроксен-польовошпатового парагенезису. K-Na польовий шпат звичайно переважає над плагіоклазом, хоча зустрічаються й суттєво-плагіоклазові ділянки. Головними породоутворюючими мінералами є: польові шпати (55-70 %), клинопіроксен (25-45 %), амфібол (0-25 %), кварц (5 %). Рудний мінерал, апатит та циркон зустрічаються в акцесорних кількостях. K-Na польовий шпат кристалізується у вигляді полігональних ізометричних зерен з тонкими плагіоклазовими оболонками, подібними описаним у попередніх зонах. Піроксен представлений моноклінною відміною ледь помітно забарвленою у блідо-зелений колір з кутом $cNg=+38-39^\circ$. Морфологічно розрізняються дрібні ізометричні зерна, розміром менші ніж 0,1 мм та більш крупні дещо подовжені зерна, розміром 0,1-0,5 мм. Останні містять пойкилітові включення салічних та рудних мінералів округлої форми. Характерною є тонка діалогова окремість, найбільш виражена в центральній частині зерен. В деяких зернах також проявлена зональність у розподілі інтерференційного забарвлення. Виокремлення амфіболу, плагіоклазу та кварцу аналогічні описаним у попередніх зонах.

Шпінель-плагіоклазові скупчення. Специфічні шпінель-плагіоклазові агрегати, розміром 1-4 мм, зустрічаються в межах всіх описаних зон. Звичайно такі скупчення мають сплюснену лінзоподібну форму і орієнтовані згідно до первісної сланцюватості. Зональна внутрішня будова обумовлена нерівномірним розподілом шпінелі, яка звичайно концентрується в центральній частині скупчень. У зовнішній частині скупчень по плагіоклазу може розвиватись серицит. Мікроструктура шпінель-плагіоклазових агрегатів рівномірно-дрібнозерниста гранобластова мозаїчна з середнім розміром зерен 0,1-0,3 мм. До мінерального складу, крім плагіоклазу, шпінелі та різко підпорядкованого серициту, може входити рудний мінерал. Плагіоклаз, судячи з показників заломлення, більш основний порівняно з плагіоклазами вищеописаних гнейсів та роговиків. Шпінель густо забарвлена у темно-зелений колір, погано просвічує у прохідному світлі.

Висновки. Виконані дослідження ксенолітів з гранітоїдів Малинського масиву рапаків дозволяють зробити наступні висновки стосовно їх петрографічного складу та екзоконтактових змін. Біотит-амфіболів та фаяліт-піроксен-амфіболів граніти головної інтрузивної фази Малинського масиву містять численні ксеноліти метаморфічних порід амфіболітової фації метаморфізму. Найбільш розповсюджені серед вивчених ксенолітів біотитові гнейси та кристалосланці. Менш поширені графіт-біотитові та амфібол-біотитові гнейси. Контактна дія гранітоїдної магми на ксеноліти проявилася у формуванні локальних контактово-термальних утво-

рень амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. На контакті з вміщувачими гранітами ксеноліти перетворені у роговики біотит-плагіоклазового, біотит-амфібол-польовошпатового, амфібол-польовошпатового, амфібол-піроксен-польовошпатового та піроксен-польовошпатового складу. Петрографічно досліджені ксеноліти подібні до гнейсів та кристалосланців городської світи тетерівської серії (PR₁tt), розповсюджених в південному облямуванні Малинського масиву. Разом з тим, в гранітах Малинського масиву не виявлено ксенолітів субплатформених кварцитоподібних пісковиків та сланців пугачівської товщі (PR₁pg), що є розповсюдженими в гранітоїдах інших частин Коростенського плутону і багатьма дослідниками розглядаються як утворення давньої покрівлі плутону. Таким чином, давньою покрівлею Малинського масиву рапаківі слугували складчасті утворення тетерівської серії. Подальших досліджень потребують вивчення хімічного складу мінералів виявлених контактних роговиків та визначення фізико-хімічних умов екзоконтактової дії магматичних розплавів Малинського масиву на ксеноліти.

1. Білан О.В., Митрохин О.В. Контактні взаємовідношення порід коростенського комплексу на прикладі Малинського масиву рапаківі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2005. – Вип. 33. – С. 23-26. 2. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. – 1995. 3. Геологическая карта восточной части Коростенского плутона: Федоровский массив и его обрамление. 1:50000 планшеты М-35-35-Г, М-35-47-Б, М-35-47-Г: Отчет ГСП-35 ЖГРЭ / И.П. Букович, А.Л. Кашеев, Н.П. Дицун, А.И. Тимошенко. – К., 1976. 4. Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. – 1986. – Т. 46. – Вип. 5. – С. 82-86. 5. Лучицкий В.И. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие // Изв. Варш. политехн. ин-та. – 1912. – Вип. 1. – С. 96-332. 6. Митрохин А.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрология Малинского массива рапакиви (Коростенский плутон) // Мін. журн. – 2009. – Т. 31. – № 2. – С. 66-81. 7. Митрохин О.В., Білан О.В., Груциньська О.В. Прояви контактвого метаморфізму в породах давньої "рами" Коростенського плутону // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2009 (у друці). 8. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов, 1947. 9. Суханов М.К., Тарасенко В.С., Ляпунов С.М., Ермолаев Б.В. Взаимоотношения главных типов пород анортозит-гранитной формации Украинского щита по данным распределения редкоземельных элементов // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 301. – № 3. – С. 700-703. 10. Феофилактов К.М. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской // Тр. Комис., учрежд. при Ун-те Св. Владимира для описания губерний Киев. Учеб. округа. – К., 1851.

Надійшла до редколегії 23.09.09

УДК 552/321+550/4(477)+551.25

О. Шабатура, канд. геол. наук, докторант

ГУСТИНА ТЕРМОДИНАМІЧНО ЗРІВНОВАЖЕНИХ МІНЕРАЛЬНИХ АСОЦІАЦІЙ ГРАНІТІВ

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

Визначено залежності між густиною і термодинамічними параметрами в зрівноважених - альбіт-анортит-ортоклаз - асоціаціях гранітів. Відмічається стабільність положення точок густин в розмірному просторі тиск-температура-H₂O, що відповідає евтектиці польових шпатів.

It is definite the dependence between density and thermodynamics parameters into equilibrated albite-anorthite-orthoclase associations of granites. Stability of position of density points in dimension pressure-temperature-H₂O according the feldspars' eutectic is shown.

Вступ. Польові шпати як головні складові гранітоїдів мають визначаючий вплив на їх густину. При врахуванні густин кварцу, темnobарвних і акцесорних мінералів можна відстежити близькість змін густини гранітів в діапазоні 2,55-2,68 г/см³ від зміни загального вмісту КПШ і плагіоклазів. Також на варіації густини впливає зміна основності плагіоклазу у ряду альбіт-анортит, видовий і кількісний вміст акцесорних мінералів та низка інших другорядних факторів. Щодо вмісту акцесорних мінералів, то у гранітоїдах він коливається в межах 1-2 % [1] і є компонентою, яка, в принципі, добре враховується. Тому, для кислих порід величина густини фактично визначається співвідношенням вмісту калієвих польових шпатів і кварцу [8], а значна компонента дисперсії густини пов'язана із варіаціями щільності упаковки мінералів.

Загалом на сьогодні існують суттєві передумови для петрофізичного розділення порід не тільки ґрунтуючись на мінералого-петрографічних характеристиках порід [1, 3, 6, 8-11, 16], але і у зв'язку з їх генезисом, термодинамічними і геодинамічними умовами формування [1, 8, 9]. Для врахування динамічного фактору зміни густини Г.В. Іциксон [5] та Н.З. Свєзікова [4] запропонували оцінювати ступінь ущільнення-розущільнення, використовуючи ряд параметрів (абсолютну чи відносну структурну рихлість, кристалохімічну щільність), які зв'язують зміну енергетичного стану структурних одиниць кристалічних решіток мінералів із механічними напруженнями. Використання цих розрахункових параметрів дозволяє більш-менш чітко визначити ту частину варіації густини, яка пов'язана зі змінами об'єму геологічного середовища (стиск, розтяг), але мало зв'язана зі зміною мінерального складу.

Постановка задачі. Густина мінералів, з яких складається гірська порода, чітко обумовлюється масою і об'ємом, а також є функцією тиску, температури і фаз

мінеральної системи. Густина, з точки зору термодинаміки, є екстенсивним параметром з огляду на її пряму залежність від маси речовини. Звідси випливає характерна особливість цього петрофізичного параметру - при досягненні рівноваги функцій стану системи (мінералу, гірської породи) вона характеризує цю систему як одне ціле, не залежачи від способу опробування досліджуваного об'єкта. В свою чергу термодинамічна стабільність фаз досягається при рівновазі концентрацій і активності компонент, які можна описати через низку термодинамічних потенціалів. В геології найбільш поширеним є використання термодинамічного потенціалу - вільної енергії Гіббса (G), що використовує тиск і температуру як незалежні змінні. Розрахунок термодинамічних параметрів системи шляхом мінімізації G при даній кількості компонент і фаз дає змогу отримати умови її рівноваги. Метою роботи є по суті розв'язання оберненої задачі, що полягає у визначенні параметрів системи, виходячи із наявних термодинамічно зрівноважених мінеральних асоціацій типових для гранітів, розрахунок взаємозалежностей їх із фізичними параметрами, оцінці стійкості, граничних умов тощо.

Отримані таким чином фізичні характеристики, перше, важливі для петрології, термобарометрії, геофізики, оскільки мають справу із встановленням характеристик речовинно-фізичного стану мінералів і гірських порід в різних термобаричних умовах земної кори і мантії. По-друге, термодинамічно розраховані петрофізичні параметри найбільш тісно пов'язані з іманентними параметрами геологічного середовища, не залежать від способу їх отримання, що свідчить про їх інваріантність відносно динамічних геологічних процесів.

Термодинамічний стан твердого тіла, якими є кристали, визначається такими параметрами стану, як

об'єм, тиск і температура. Надзвичайна різноманітність умов існування кристалічних речовин інколи робить неможливим створення універсального рівняння, яке би зв'язувало ці параметри, на відміну від ідеальних газів, де таке рівняння (Клапейрона-Менделєєва) існує. Тому необхідно використовувати лише певні закономірності, які роблять доступним їх вимірювання або теоретичний розрахунок термодинамічних параметрів в обмежених температурних і баричних діапазонах. Одним із найбільш придатних для таких цілей є рівняння Мі-Грюнаїзена, яке передає варіації тиску при нагріванні при постійному об'ємі:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_V = \gamma \rho C_V \quad (1)$$

де ρ - густина, C_V – питома ізобарна теплоємність, γ - відношення Грюнаїзена.

Іншим підходом може виступати взяття низки похідних від термодинамічних потенціалів Гіббса, Гельмгольца та ін. [12], з яких можна визначити густини фаз. Серед них варто відзначити співвідношення Максвелла:

$$\left(\frac{\partial S}{\partial V}\right)_T = \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_V, \text{ що відповідає рівнянню Мі-Грюнаїзе-}$$

на і зв'яже ізохорний випадок варіацій тиску при нагріванні із ізотермічною зміною ентропії системи при зміні її об'єму.

Методика досліджень. З рівняння (1) отримані термодинамічний розрахунок значення густини фаз ρ_T можна порівняти з відповідними величинами, що визначені за допомогою напівемпіричного підходу для відомих зрівноважених мінеральних асоціацій, ρ_e [21]. Різниця між ними $\rho_e - \rho_T$, є власне тією компонентою густини, що залежить від варіацій тиску, температури, флюїдного тиску і мало залежить від речовинного наповнення.

Згідно з (1), термодинамічне визначення густини передбачає знання величини ізохорного відношення

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_V. \text{ Але його отримання значно ускладнене і передбачає накладання низки обмежень, що не завжди доречно. Тому краще замінити } \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_V \text{ на відповідну величину}$$

αK_T . Останній добуток зв'язує теплове розширення мінеральних фаз із їх коефіцієнтом всебічного стиску. Як можна бачити з отриманої залежності:

$$\rho = \frac{\alpha K_T}{\gamma C_V}, \quad (2)$$

густина прямо залежить від теплового розширення і коефіцієнту всебічного стиску та обернено від добутку γ на ізохорну теплоємність, що є вираженням міри між атомної і міжмолекулярної взаємодії мінералів на величину їх теплоємності.

Існують свої оптимальні способи отримання кожного із перелічених параметрів. Температурна залежність α і C_V вимагає розрахунку їх в діапазоні температур існування фаз мінеральної системи $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$. Причому, більш простішим буде визначення ізобарної теплоємності C_P за існуючою залежністю для твердих тіл: $C_V \approx C_P \approx 0,3 \text{ кал}^\circ\text{C}^{-1}\text{г}$, або більш точно: $C_V = TE\beta^2 V - C_P$, де T – температура, E – модуль Юнга, β – стисливість, V – молярний об'єм.

Розрахунок ізобарної теплоємності мінеральних фаз можна виконати, скориставшись залежностями, що зв'язують теплоємність з температурою у формі рівняння Лоренца (Hemingway et al., 1981) для діапазону температур від 350 K до 1000 K:

$$C_P^0(\text{альбіт}) = 583,9 - 0,03285T + 2,272 \cdot 10^{-5} T^2 - 6424 T^{-1/2} \quad (3)$$

$$C_P^0(\text{анортит}) = 297,02 + 43,33 \cdot 10^{-3} T - 13,54 \cdot 10^6 T^{-2} \quad (4)$$

Для ортоклазу величини C_P вибиралися за [19], а K_T для всіх фаз за [11].

Згідно з [2], розрахунок параметру γ доцільніше виконати акустичним способом. Отримана таким чином γ_a показує добру співставність із відношенням Грюнаїзена, обчисленим за допомогою термодинамічних параметрів:

$$\gamma_a = \frac{9(V_L^2 - 4V_T^2/3)}{2(V_L^2 + 2V_T^2)}, \quad (5)$$

де V_L , V_T – швидкості відповідно повздовжніх і поперечних хвиль.

Для напівемпіричного розрахунку густин (ρ_e) термодинамічних зрівноважених мінеральних систем були використані діаграми стану при фіксованих значеннях всебічного тиску і флюїдного тиску води. В твердих розчинах плагіоклазів і калієвих польових шпатів існує обмежена змішуваність, що залежить від ступеня упорядкування структури польового шпату, а також від температури і тиску. Тому розрахунок розподілу ρ_e проводився тільки в полі значень існування твердих розчинів (рис. 1а виділені ізолініями ρ_e).

Точки 1-6 на тернарній діаграмі стану обиралися виходячи із наявності довідкових даних [11] про температурні залежності коефіцієнту теплового розширення для певних визначних фазових станів мінеральної системи $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$.

Стани, що відповідають рівновазі фаз, температури і тиску, відповідають, у загальному випадку, тривимірній площині, а двовимірною діаграмою дає перетин лише двох параметрів термодинамічної системи при допущенні, що тиск (або флюїдний тиск) сталий. З огляду на ці положення проаналізовано трифазову ізобарно-температурну діаграму асоціації співіснуючих калієвого польового шпату, альбіту і анортиту при тиску 0,1 ГПа і недостатньому насиченні H_2O [13]; температурно-складові залежності системи альбіт-анортит в безводних умовах при тиску 1 атм [18] і при тисках в 1 ГПа і 2 ГПа [15] і у водонасичених умовах при тиску 0,5 ГПа [17, 22]; температурно-складові залежності системи альбіт-ортоклаз у безводних умовах при тиску в 1 атм [14] і при водонасиченні при тисках в 0,2 ГПа [14] і 0,5 ГПа [19, 22]. В трикомпонентній системі розподіл густин показаний на рис. 1а. Розрахунок залежності "субсолідусна температура-густина" виконувався за мольними вмістами відповідних компонентів, які мали лінійний зв'язок із густиною і тому окремо на діаграму не виносилися.

Результати і висновки. В зрівноваженій мінерально-фазовій системі $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$, в полі складу, що відповідає найнижчій температурі (точки 3-5), спостерігаються схожі закономірності зміни густини: ρ знижується із зростанням температури при будь-яких значеннях тиску. У більш високотемпературних полях додаються і інші відмінні T-P тренди густини: по-перше, це зростання ρ із збільшенням тиску (точка 1); по-друге, зростання ρ при зростанні температури (точка 2 в низькобарній позиції і точка 6 у високобарній позиції) (врізки 1-6 у рис. 1). Відмічене зростання густини від температури, передусім у високотемпературних і високобарних областях, передає міру відмінності від евтектики системи, і пов'язане із обмеженою змішуваністю між двома твердими розчинами: плагіоклазів і лужних польових шпатів [7].

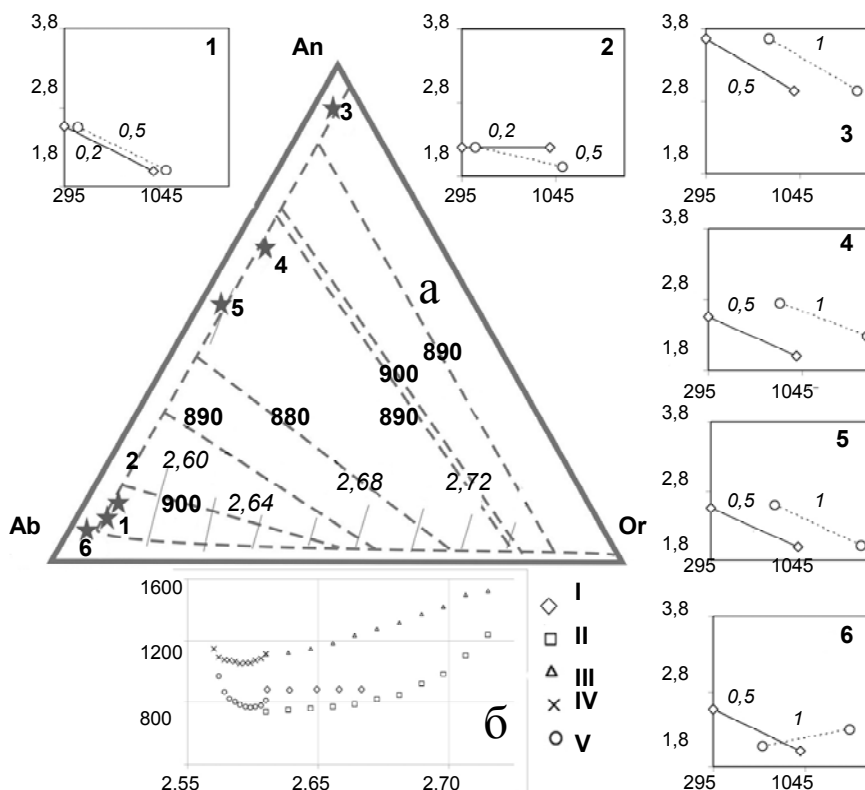


Рис. 1. Діаграма стану калієвого польового шпату і твердого розчину плагіоклазу (а) та їх T – ρ залежність:

а) тиск 0,1 ГПа, в діапазоні температур від 800 до 900°C та напівемпіричний розподіл густини, г/см^3 ; виноски 1-6: по осі абсцис - температура, °C, по осі ординат - густина, г/см^3 , шифр кривих – тиск, ГПа, б) по осі абсцис - температура, °C, по осі ординат - густина, г/см^3 , по осі абсцис - густина, г/см^3 , по осі ординат - температура, °C; I – Ab-Or-An, P-0,1 ГПа, недостатньої насиченості H_2O ; II – Ab-An, P-0,5 ГПа, насичені H_2O ; III – Ab-An, P-0,1 ГПа, насичені H_2O ; IV – Ab-Or, P-0,1 МПа, безводні умови; V – Ab-Or, P-0,2 ГПа, насичені H_2O

Відмінність у величинах густини, отриманих за термодинамічним розрахунком (ρ_T), із відповідними емпірично встановленими ρ_e (на рис. 1а показні в ізолініях) складає близько 15 % на користь останніх. Але у полі діаграми Ab-An-Or, що відповідає суто альбітовому складу, спостерігається обернена ситуація – $\rho_T > \rho_e \approx 17$ %. Причиною цього, ймовірно, є наявність фази "високого альбіту" – високобарної і більш розупорядкованої форми альбіту [7].

Якщо детально проаналізувати температурні залежності густини при різних значеннях гідростатичного тиску і флюїдного тиску води, то всі ізобарні криві ρ мають схожу чашоподібно-асиметричну форму із пологіми правими і крутими лівими гілками (рис. 1б). Мінімуми в них відповідають найнижчим температурам плавлення і чітко проектується на досить вузький діапазон значень густин: 2,58–2,60 г/см^3 . Цей діапазон ρ відповідає евтектичним термодинамічним станам і, загалом, співпадає із медіанними величинами густини для багатьох петрографічних типів гранітів [6, 10].

Наявність двох груп трендів густини в температурно-густинній залежності обумовлюється фактором тиску. Тому, у двох вибірках (високого і низького тиску) проведена емпірична підгонка розподілу ρ показує суттєво різні залежності. У поліноміальному наближенні бачимо, що $T_{\text{низ.тис.}} = 1 \cdot 10^{-5} \cdot \sigma + 2000 \sigma^2$ ($r_{\text{т.с.}} = 0,97$), а $T_{\text{вис.тис.}} = 6 \cdot 10^{-5} \cdot 46000 \rho + 9000 \rho^2$ ($r_{\text{т.с.}} = 0,65$). З чого випливає, що асоціація низького тиску краще відповідає теоретичним розрахункам і має більшу ймовірність зрівноваженого існування.

Аналіз змін густини в ізотермічному наближенні вказує на загальне зростання параметру ρ . Вплив флюїдного тиску води відіграє важливу роль у зниженні температури кристалізації, але практично не впливає на зміну абсолютного значення густини. Так, безводні су-

міші лягають в один і той же тренд (мають однакові проєкції на вісь густин), що і суміші насичені H_2O , хоча для них показники P практично на 4 порядки вищі. Ймовірно, це зв'язано із кращою адаптацією водомісних фаз з кристалічними структурами польових шпатів при зростаючому тиску.

При даному тиску, температурі і мінеральній асоціації стабільна фаза має нижчу енергію серед всіх інших альтернативних мінеральних фаз. Причому, щільніша фаза має більшу ймовірність досягнення рівноваги при вищих тисках і нижчих температурах. Але в областях низьких температур із зниженням тиску зростає поле евтектики, що і обумовлює наявність граничного значення густини (або певного досить вузького діапазону значень), до якого прямують всі породи кислого складу у процесах гранітоутворення.

1. Афанасьев Н.С. Корреляция физических параметров, минерального и химического состава в горных породах докембрия ВКМ // Вопросы геологии КМА. Вып. 2. – Воронеж, 1978. – С. 50-56.
2. Беломестных В.Н. Акустический параметр Грюнайсена твердых тел // Письма в ЖТФ. – 2004. – Т. 30, Вып. 3. – С. 14-19.
3. Взаимосвязь состава и свойств горных пород (сборник анализов). Вып.1. / Л.А. Чайка, М.И. Крупнов, А.Н. Кузнецов и др. – Л., 1967.
4. Евзикова Н.З. О структурных плотностях минералов // Минералог. сб. – 1966. – № 20, Вып. 3. – С. 352-358.
5. Ицисон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Л., 1970. – С. 172-194.
6. Кобранова В.Н. Петрофизика. – М., 1986.
7. Перчук Л.Л., Подлесский К.К., Аранович Л.Я. Термодинамика некоторых каркасных силикатов и их равновесий в целях термобарометрии // Физико-химический анализ процессов минералообразования. – М., 1989. – С. 45-96.
8. Петрогеохимия і петрофизика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, А.П. Гожик та ін. – К., 2003.
9. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / М.И. Толстой, А.В. Чекунов, И.Б. Щербаков и др. – К., 1987.
10. Петрофизика: Справочник. Кн. 1: Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. – М., 1992.
11. Справочник физических констант горных пород. Т.21: Науки о Земле / Под ред. С. Кларка-

мл. – М., 1969. 12. *Anderson D.L.* Theory of the Earth. – Boston. – <http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK>: 1989.001. 13. *Elkins L.T., Grove T.L.* Ternary feldspar experiments and thermodynamics models // *Am. Mineral.* – 1990. – V. 75. – P. 544-559. 14. *Bowen N.L., Tuttle O.F.* The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ // *J. Geol.* – 1950. – P. 489-511. 15. *Boyd F.R., England J.L.* Effects of pressure on the melting of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, and albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, in the range up to 50 kilobars // *J. Geophys. Res.* – 1963. – V. 68. – P. 311-323. 16. Comparison of petrophysical and rock geochemical data in the Tampere-Hameenlinna area, southern Finland / Lahtinen, Raimo and Korhonen, Juha V. // *Geological Survey of Finland: Bulletin.* – 1996. – N. 392. 17. *Johannes W.* Melting of plagioclase in the system $\text{ab-an-H}_2\text{O}$ and $P_{\text{H}_2\text{O}}=5$ kbar, an equilibrium problem // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1978. – V. 66. – P. 295-303.

18. *Morey G.W.* Phase-equilibrium relations of the common rock-forming oxides except water // *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 440-L, L1-L158. – 1964. 19. *Morse S.A.* Alkali feldspars with water at 5 kb pressure // *J. Petrol.* – 1970. – V. 11. – P. 221-251. 20. *Navrotsky A., Hon R., Weill D.F., Henry D.J.* Thermochemistry of glasses and liquids in the systems $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$, $\text{SiO}_2\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$ and $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Na}_2\text{O}$ // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1980. – V. 44. – P. 1409-1423. 21. *Presnall D.C.* Phase Diagrams of Earth-Forming Minerals // *Min. Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants* AGU Reference Shelf 2. – 1995. 22. *Yoder H.S., Jr., Stewart D.B., Smith J.R.* Ternary feldspars // *Carnegie Inst. Washington Year Book.* – 1957. – V. 56. – P. 206-214.

Надійшла до редколегії 13.05.09

УДК 551.22+552.321.5+553.4

Т. Митрохіна, асп.,
О. Митрохин, канд. геол. наук

ТИТАНОНОСНІ ІНТРУЗІЇ В АНОРТОЗИТОВИХ КОМПЛЕКСАХ ПРОТЕРОЗОЮ

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

Виконано порівняльну характеристику титанових інтрузій найбільш типових протерозойських аноксидитових комплексів. Виявлено, що інтрузії коростенського комплексу Українського щита, комплексу Рогаланд Балтійського щита та комплексу Хавер-Сент-П'єр Канадського щита відносяться до різних формаційних типів. Інтрузії коростенського комплексу належать до субплатформенної аноксидит-рапаківігранітної формації. Інтрузії комплексу Рогаланд та Хавер-Сент-П'єр є складовими орогенної аноксидит-мангерит-чарнокітової формації. Зроблено висновки про вплив геодинамічних умов становлення титанових інтрузій на головні механізми концентрації Fe-Ti оксидних мінералів, а також на характер локалізації, форми залягання, структурно-текстурні особливості та речовинний склад руд.

The comparative characteristic of Ti-bearing intrusions within the most typical proterozoic anorthosite complexes is performed in the article. It is revealed, that the Korosten complex intrusions of the Ukrainian Shield, the Rogaland complex intrusions of the Baltic Shield and the Havre-Saint-Pierre complex intrusions of the Canadian Shield belong to different petrographic associations. The Korosten complex belong to anorogenic rapakivi granite-anorthosite association. The Rogaland complex and Havre-Saint-Pierre complex are parts of orogenic anorthosite-mangerite-charnockite-granite association. The conclusions about influence of geodynamic conditions on the main mechanisms of Fe-Ti oxide mineral concentration and also on the localization of ore bodies, their mode of occurrence, textural features and composition are made.

Постановка проблеми. Металевий титан та діоксид титану TiO_2 мають надзвичайно широке застосування в різних сферах. За даними [20], титан визнано одним з небагатьох металів, чиє використання у найближчому майбутньому буде тільки зростати. Найбільш цінними якостями титану є: міцність, легкість, висока температура топлення та хімічна стійкість. Разом з тим, лише близько 10 % видобутих титанових руд безпосередньо переробляється на металевий титан. Інші 90 % використовуються для виробництва пігментного TiO_2 . Завдяки високим показникам світло-відбиття, хімічній та термічній стійкості TiO_2 використовується як пігмент у виробництві фарб, пластмас, високоякісного паперу, каучуку, косметики, штучних волокон тощо. Діоксидом титану поступово замінюють свинцеві, цинкові та барієві пігменти в лакофарбній промисловості. Прогнозується, що в целюлозно-паперовій промисловості TiO_2 також буде поступово витісняти традиційний пігмент – каолін. В цілому, на початку 2000-х років світові потужності по виробництву діоксиду титану коливались в межах 4,5-5,0 млн т. Економічно важливі мінерали титану видобувають із сучасних та похованих розсипищ, кір вивітрювання та твердих кристалічних порід. На даний момент дві третини світового видобутку TiO_2 припадають на розсипні родовища ільменіту та рутилу. Однак, у відношенні перспективних запасів, розсипища мають підпорядковане значення порівняно з ендегенними родовищами. Експерти стверджують, що розсипні родовища будуть вичерпані у найближчі 20-30 років. Родовища анатазу в корах вивітрювання лужних вивержених порід тільки починають розроблятися. При цьому, їх значення у світових запасах є навіть меншим, ніж у розсипищ. У зв'язку з цим зростає роль інших родовищ мінералів титану і, насамперед, корінних родовищ магматогенного походження.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. На даний час тільки три формаційні типи магматичних ком-

плексів являють інтерес у відношенні промислового видобутку титанвміщуючих мінералів: автономні аноксидитові комплекси протерозою, стратиформні базит-ультрабазитові комплекси, лужні інтрузивні комплекси [17]. Цінність саме цих формаційних типів визначається трьома факторами: 1) ці петрографічні комплекси включають значні об'єми гірських порід з високим валовим вмістом титану; 2) титан в цих породах сконцентрований переважно в Fe-Ti оксидних мінералах – ільменіті та титаноманетиті; 3) розміри та форма виокремлень Fe-Ti оксидних мінералів дозволяють їх ефективно вилучати та концентрувати. Родовища ільменіту та титаноманетиту, які пов'язані з протерозойськими аноксидитовими комплексами, є найбільш важливим генетичним типом корінних родовищ титану [5]. Найбільш відомими прикладами титанових габро-аноксидитових комплексів є: 1) комплекс Хавер-Сент-П'єр з родовищами Аллард Лейк та Лак-Тіо, Канада [19]; 2) комплекс Адрондак з родовищем Сенфорд Лейк, США [17]; 3) комплекс Рогаланд з родовищами Теллес та Сторгенджен, Норвегія [14]. Не дивлячись на те, що на даний час розробляються лише два родовища цього типу – Лак-Тіо та Теллес, частка їх серед інших родовищ титанових руд досить значна. Лак-Тіо дає 890 тис тонн, Теллес – 550 тис тонн TiO_2 щорік, що загалом складає майже третину світового видобутку [17]. Масштаби зрудення та парагенезиси Fe-Ti оксидних мінералів в габро-аноксидитових комплексах визначаються петрографічними асоціаціями та складом рудовмісних порід – аноксидитів, титанових габроїдів, феродіоритів та ін. При цьому, на якість руд безпосередньо впливають умови петрогенезису конкретних аноксидитових комплексів та їх складових частин. Вважається, що масиви протерозойських аноксидитів "massif type" були укорінені частково магматичним шляхом, а частково за рахунок тектонічних або діпірових про-

цесів і, внаслідок деформацій, набули форми куполів [13]. Вік таких анортозитових масивів лежить в межах 1800-900 млн років. Анортозити змінюються за складом від андезитового типу до лабрадоритового. Деякі з них мають крайові фації габроїдів, дещо збагачені на мафічні мінерали [13]. Власне анортозити мають невисокий вміст TiO_2 і вміщують зовсім мало Fe-Ti оксидних мінералів. Але в анортозитових масивах присутні ферогабро, феродіорити та пов'язані з ними породи, що збагачені на TiO_2 і вміщують Fe-Ti оксидні мінерали у достатній для вилучення кількості. Вони містять значно більшу кількість TiO_2 і P_2O_5 , ніж звичайні габроїди та діорити. Для них також характерний надзвичайно високий вміст FeO, особливо у відношенні до MgO [1]. Ці породи формують магматичні поклади, що структурно перебивають більш давні анортозити, а також утворюють дайки в анортозитах та інших вміщуючих породах. Титанвміщуючі оксидні мінерали, які присутні в цих вивержених комплексах, представлені ільменітом, титаномagnetитом, ульвошпінеллю та, в менших кількостях, – рутилом [5]. Найбільше значення серед них має ільменіт. Звичайними є зростки ільменіту з іншими оксидами. Присутність або відсутність ільменіту у вигляді окремих одиничних кристалів без зростків надалі безпосередньо впливає на економічну цінність родовища. Взагалі, присутність TiO_2 у вигляді твердого розчину або тонких вросків у магнетиті має меншу промислову цінність. Родовища, пов'язані з анортозитовими масивами, бувають двох типів. До першого типу відносяться власне магматогенні родовища, що сформувалися зі збагаченого на титан розплаву. Другий тип сформувався в умовах високотемпературного контактового метасоматозу титанвміщуючих порід [17]. Геологічне положення цих типів родовищ подібне. Наприклад, в Розеланді (Вірджинія), обидва типи присутні в одному районі, але були сформовані у різний час. Взагалі, магматогенні ільменітові родовища можуть помітно відрізнятися одне від одного, демонструючи значні внутрішні варіації. Так, E. Force розрізняє три петрографічні асоціації титаносних порід в анортозитових комплексах: 1) андезиніт-лабрадоритову; 2) ферогабро-анортозитову; 3) нельсонітову з масивними рудами [17]. В межах Українського щита комплексні фосфортитанові руди ендегенного походження розвідані у габро-анортозитових масивах коростенського та корсунь-новомиргородського комплексів [18]. Це переважно бідні та середньо-вкраплені руди. Густо-вкраплені та суцільні руди є рідкісними. За мінеральним складом розрізняють: апатит-ільменітові руди в троктолітах, апатит-ільменіт-титаномagnetитові руди в перидотитах та піроксенітах, апатит-ільменітові та ільменітові руди в олівінових габро та габро-норитах [10-11, 8].

Формулювання цілей статті. Метою проведених досліджень було дати порівняльну геолого-петрографічну характеристику титаносних інтрузій з найбільш типових протерозойських анортозитових комплексів Українського, Балтійського та Канадського щитів.

Титаносні інтрузії коростенського комплексу (Україна). Розширені інтрузії титаносних габроїдів розповсюджені у східній частині Волинського мегаблоку Українського щита [4, 8]. Крупні розсіпні родовища ільменіту, а також корінні апатит-титаномagnetит-ільменітові родовища, просторово та генетично пов'язані з цими інтрузіями. В діючій кореляційній схемі докембрію Українського щита титаносні інтрузії віднесені до складного коростенського комплексу ранньопротерозойського віку (PR₁ks). Коростенський комплекс включає однойменний плутон анортозит-рапаківгранітної формації, а також ряд дрібних габро-

анортозитових масивів у його північному облямуванні. Титаносні інтрузії встановлені у межах габро-анортозитових масивів Коростенського плутону і його облямування, а також в полі розвитку гранітоїдів коростенського комплексу. Найбільш відомі Стремигородська, Федорівська, Кропивенська, Рижани-Паромівська, Пенізевицька, Давидківська та Юрівська інтрузії.

Стремигородська титаносна інтрузія (СТІ) розташована в південно-західній частині Чоповицького габро-анортозитового масиву [2, 4, 9]. В плані СТІ має форму неправильного овалу, дещо витягнутого у північно-західному напрямку, розміром 2400*900 м. На глибину вона простежена свердловинами на 1400 м. Імовірна форма залягання інтрузії – субвертикальний диференційований шток. Інтрузія характеризується явно вираженою мегарозшарованістю на три горизонти. У розрізі рудні меланократові троктоліти і плагіоперидотити нижче змінюються горизонтом рудних мезократових троктолітів і олівінових габро. На глибині мезократові габроїди, в свою чергу, підстилаються горизонтом лейкоратових габро. Характерною ознакою титаносних габроїдів СТІ є досить чітко виражена директивна текстура, обумовлена субпаралельним розташуванням видовжених таблиць плагіоклазу. При цьому найбільш виразно вона проявлена у троктолітах. В цілому, у межах інтрузиву встановлюється наступна закономірність у спрямованості директивної текстури: у зовнішніх зонах інтрузії залягання площин директивності круте (90-60°), загалом узгоджене з падінням контактів. У напрямку до центру інтрузії спостерігається помітне виположення площин директивності аж до 40° та менше. Стремигородська інтрузія характеризується бідним та середньо-вкрапленим апатит-ільменітовим зруденінням. Максимальні концентрації ільменіту та апатиту приурочені до мелатроктолітів та плагіоперидотитів.

Федорівська титаносна інтрузія (ФТІ) знаходиться в південно-західній частині Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву [6]. В плані ФТІ має видовжену у північно-східному напрямку дугоподібну форму і розміри 300*3500 м. У розрізі ФТІ характеризується коритоподібною формою з максимальною вертикальною потужністю близько 300 м. В розрізі ФТІ виділяються три горизонти. Верхній горизонт складений рудним олівіновим габро, досить однорідним за складом і структурно-текстурним особливостям. Середній горизонт складений рудним олівіновим мелагабро, з підпорядкованими прошарками мезократових габроїдів. Нижній горизонт складений пачкою чергованих різновидів габроїдів від лейкократових до мезо- і меланократових, що плавно переходять один у інші. Директивні текстури в габроїдах ФТІ проявлені гірше, ніж в СТІ. Кути падіння площин директивної та смугастої текстури середнього горизонту складають 40-65°. Бідне та середньо-вкраплене апатит-ільменітове зруденіння пов'язане з олівіновими габро та мелагабро.

Кропивенська титаносна інтрузія (КТІ) розташована в центральній частині Володарськ-Волинського масиву [11]. Має форму овальної лінзи з максимальною потужністю 350 м. У напрямку від центру до периферії КТІ спостерігається зміна рудних олівінових піроксенітів та верлітів, спочатку – рудними олівіновими габро, і далі – вміщуючими лейкогабро та габро-анортозитами. Директивні та смугасті текстури, з похилим падінням під кутами 10-15°, проявлені краще, ніж в габроїдах ФТІ. На відміну від СТІ та ФТІ, головним концентратором титану в породах КТІ є титаномagnetит, а не ільменіт. Вкраплене апатит-ільменіт-титаномagnetитове зруденіння залягає в олівінових габро, піроксенітах та верлітах.

Пенізевицька титаноносна інтрузія (ПТІ) локалізована в західній частині Федорівського габро-анортозитового масиву [7]. Дайкоподібне тіло метаморфізованих титаноносних габроїдів залягає в габро-анортозитах поблизу від контакту з гранітоїдами коростенського комплексу та має меридіональне простягання при суб-вертикальному падінні. Потужність рудного тіла складає 35 м, контакти різкі з ксенолітами вміщуючих габро-анортозитів, що місцями утворюють еруптивну брекчію. Внутрішня будова тіла характеризується елементами первинного розшарування з чергуванням прошарків потужністю 20-50 см, що відрізняються за вмістом мафічних мінералів. Директивні текстури підкреслюються орієнтацією таблиць плагіоклазу, які мають круте, 70-80°, залягання і падіння на захід. Титаноносні габроїди та вміщуючі габро-анортозити зазнали часткової сосоритизації та амфіболізації. Найменш змінені відміни титаноносних габроїдів представлені меланократовими рудними норитами. Порівняно з титаноносними габроїдами інших родовищ Коростенського плутону, рудні норити Пенізевицького рудопрояву характеризуються найбільшими концентраціями ільменіту і, натомість, малим вмістом апатиту.

Давидківська титаноносна інтрузія (ДТІ) знаходиться в північно-східній частині Коростенського плутону і залягає серед гранітоїдів коростенського комплексу [3]. У плані ДТІ має близьку до ізометричної округлу форму з діаметром близько 6 км. На глибину інтрузія розбурена до 800 м. Бурінням встановлено, що ДТІ має концентрично-зональну будову і складена сієнітами, габроїдами та габро-діабазами. У розрізі передбачається розшарована будова – сієніти верхнього горизонту на глибину змінюються горизонтом андезитів, що підстеляються рудними олівіновими габро з прошарками рудних троктолітів та плагіоперидотитів. Габро-діабази складають ендоконтактову зону інтрузії. Подібно до ПТІ, титаноносні габроїди ДТІ зазнали інтенсивних постмагматичних перетворень. Бідне та середньо-вкрплене ільменітове зруденіння сконцентроване переважно в донній частині інтрузії. Визначальною особливістю рудних габроїдів ДТІ є найвищі концентрації апатиту.

Мінеральний склад титаноносних порід коростенського комплексу досить різноманітний – тут представлені майже вся родина габроїдів, а також різко підпорядковані піроксеніти та перидотити. В цілому, можна говорити про наявність трьох петрографічних типів титаноносних інтрузій. Найбільш розповсюджені інтрузії титаноносних олівінових габро, прикладами яких є Федорівська, Кропивенська, Давидківська та Рижани-Паромівська. Рідкісно зустрічаються інтрузії титаноносних норитів, на манір Пенізевицької. Рідкісний тип являє собою також Стремигородська інтрузія титаноносних троктолітів. Вміст ільменіту та магнетиту в титаноносних габроїдах відповідає бідним і середньовкрпленим рудам (5-30 %), інколи зустрічаються густовкрплені руди (30-40 %), прикладом яких є норити Пенізевицької інтрузії. Кумулятивні структури в титаноносних габроїдах обумовлені більш раннім виділенням олівіну і апатиту по відношенню до піроксену, а також, інколи, до рудних мінералів та плагіоклазу. Очевидно, кумулятивну природу має також дрібно-шарувата текстура титаноносних габроїдів з чергуванням прошарків різною мірою збагачених на мафічні мінерали. Кумулятивна шаруватість може підкреслюватися план-паралельною текстурою з орієнтуванням таблиць плагіоклазу, скупчень мафічних мінералів, а також призматичних кристалів апатиту. Ільменіт та магнетит в титаноносних габроїдах у більшості випадків зазнають субсолідусного розпаду з утворенням специфічних ґраткових та

пластинчастих структур проростання. Так, згідно з [12], в титаномagnetитах Федорівської інтрузії ексоліційні вклучення можуть бути представлені ільменітом, шпінеллю та ульвошпінеллю. Це потрібно враховувати при інтерпретації даних мінеральної термометрії [4], що часто дає "немагматичні" температури для ільменіт-магнетитової пари.

Хімічний склад плагіоклазів титаноносних габроїдів характеризується зниженою основністю – окрім звичайного для габроїдів лабрадору, широко розповсюджений андезин. Окремі габроїдні тіла можуть значно відрізнятися основністю плагіоклазів, як це видно на прикладі Стремигородської та Федорівської інтрузій. Серед піроксенів титаноносних габроїдів найбільш розповсюджені авгіти з помірним вмістом TiO_2 та Al_2O_3 і підвищеним вмістом CaO. Склад низькокальцієвих піроксенів вивчений недостатньо внаслідок їх меншої розповсюдженості. Однак, в цілому можна говорити про присутність гіперстенів і піжонітів в окремих інтрузіях. В найбільш вивчених титаноносних інтрузіях встановлена прихована розшарованість, що виражається в закономірній зміні хімічного складу окремих мінералів по розрізу інтрузії. Так, в розрізі Федорівської інтрузії встановлено наявність чотирьох горизонтів, у межах кожного спостерігається ритмічна зміна основності плагіоклазу і магнезійності мафічних мінералів [16]. Прихована розшарованість Федорівської інтрузії додатково підтверджується даними [6] про хімічний склад ільменітів та титаномagnetитів. Встановлено наявність трьох ритмів із закономірними варіаціями вмісту TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO та V_2O_5 в співіснуючих ільменітах та титаномagnetитах.

Хімічний склад титаноносних габроїдів повністю визначається особливостями мінерального складу. Вміст SiO_2 знижений відносно середнього для габроїдів і часто формально відповідає ультраосновним породам, що визначається високим вмістом несилікатних мінералів. Підвищена сумарна лужність пов'язана з помірною основністю плагіоклазу, а також присутністю калішпату та біотиту. Загальна меланократовість порід, а також підвищений вміст ільменіту, титаномagnetиту та апатиту, обумовлюють аномальні концентрації TiO_2 , FeO, P_2O_5 . Висока сумарна залізистість $FeO/FeO+MgO$ пов'язана з високим вмістом Fe-Ti оксидів, а також з підвищеною залізистістю Fe-Mg силікатів.

Титаноносні інтрузії комплексу Рогаланд (Норвегія). Протерозойський анортозитовий комплекс Рогаланд розміщений у південній частині Норвегії на узбережжі Північного моря [14, 15]. Комплекс Рогаланд включає три крупні анортозитові масиви, розшаровану титаноносну інтрузію Бжеркрейм-Сокендал, декілька лейкоритових масивів, а також низку більш дрібних дайкових тіл, складених титаноносними габроїдами та йотунітами (піроксеновими монцодіоритами). До складу комплексу також відносять суміжні масиви чарнокітів. Комплекс Рогаланд залягає в південно-західній частині Свеконорвезького орогенічного поясу, що сформувався під час орогенічних подій 1250-900 млн р тому. Вміщуючі породи представлені гнейсами та кристалосланцями гранулітової фації. Ізотопний вік вкорінення комплексу Рогаланд складає 930-920 млн років. На відміну від анортозитових порід України, норвезькі габро-анортозитові масиви зазнали значних деформацій та розсланцювання, особливо в крайових ендоконтактових частинах. В окремих випадках анортозити Рогаланда зберігають інтрузивний характер контактів і первинно-магматичні мегакристові субофітові структури. Комплекс Рогаланд вміщує магматогенні титанові руди трьох типів: 1) бідні вкрплені руди в розшарованих габроїдах інтрузії Бжеркрейм-Сокендал; 2) густо-

вкраплені руди титаносних габроїдних дайок; 3) масивні руди в крайових частинах анортозитових масивів. Титаносна інтрузія Бжеркрейм-Сокендал має форму лополіта, загальною площею 230 км², при вертикальній потужності 7 км. Інтрузія складена андезиновими анортозитами, троктолітами, норитами, габро-норитами, йотунітами, мангеритами та чарнокітами. У розрізі інтрузії виділяють чотири базитові горизонти – мегацикли, потужністю 1-2 км. Титаносними є лейконорити та норити, що залягають у середній частині інтрузії, і вміщують бідну вкрапленість ільменіту. Разом із мегарозшарованістю, титаносні габроїди інтрузії Бжеркрейм-Сокендал характеризуються макророзшарованістю метрового і сантиметрового масштабу. Добре вивчено також крипторозшарованість титаносних габроїдів, що проявлена в закономірній зміні хімічного складу породоутворюючих мінералів у розрізі інтрузії Бжеркрейм-Сокендал [15]. На відміну від Бжеркрейм-Сокендал, синкінематичні титаносні інтрузії Теллнес та Сторгенджен мають менші розміри – 400*2700 м та 50*4000 м відповідно, характеризуються дайкоподібною формою залягання і вміщують густо-вкраплені руди, що представлені титаносними норитами. Інтрузії Теллнес та Сторгенджен проривають анортозити масиву Ана-С'єра. Численні дайки титаносних норитів та йотунітів інтродують інші габро-анортозитові масиви. Окрім вкраплених руд, габро-анортозитовий комплекс Роголанда вміщує сидеронітові (40-70 % ільменіту), а також масивні (більше 70 % ільменіту) руди нельсонітового типу, прикладом яких є руди родовища Кідландсватен, розташованого в приконтактовій частині габро-анортозитових масивів Егерсунд-Огна та Хеленд-Хеллерен. Деформовані пластовидні та лінзоподібні прошарки суцільного гемогіменіту потужністю до 20 см чергуються з прошарками анортозитів та лейконоритів з вкрапленим ільменітовим зруденінням.

Титаносні інтрузії комплексу Хавер-Сент-П'єр (Канада). Анортозитовий комплекс Хавер-Сент-П'єр знаходиться на північно-східному узбережжі Канади, штат Квебек [13, 17, 19]. Комплекс складений кількома габро-анортозитовими масивами, розмежованими полями чарнокітів та мангеритів. Анортозитові масиви, крім власне анортозитів, містять лейконорити, норити, габро та йотуніти. Структурно-тектонічний стан анортозитових масивів варіює від недеформованих та слабодеформованих анортозитових порід до сильно деформованих та рекристалізованих анортозитових кристалосланців. Багатофазне вкорінення комплексу ускладнюється насувами окремих анортозитових масивів на інші, а також на вміщуючі породи. Ізотопний вік вкорінення складає 1130-1062 млн р. Рамою для інтрузій комплексу Хавер-Сент-П'єр слугують гнейси, кристалосланці та мігматити Гренвільського орогенічного гранулітового поясу, з віком регіонального метаморфізму 1100-1000 млрд р. Комплекс Хавер-Сент-П'єр містить титанове зруденіння трьох типів: 1) вкраплені титаномангнетит-ільменітові руди в йотунітах; 2) масивні та вкраплені ільменітові руди в лейконоритах; 3) масивні ільменітові руди в анортозитах [19]. Диференційовані інтрузії титаносних йотунітів з вкрапленими апатит-титаномангнетит-ільменітовими рудами вкорінені вздовж контакту анортозитових масивів Лак-Алард та Рів'єра-Ромені з оточуючими мангеритами. Форма інтрузій змінюється від дайкоподібною до лінзо- та силіпоподібною, з горизонтальними розмірами 1-3 км, при потужностях 100-300 м. В окремих тілах добре проявлена первинна магматична розшарованість різного масштабу. Середньо- та густовкраплене зруденіння звичайно тяжіє до донних частин інтрузій. Дайкоподібні інтрузії титанос-

них лейконоритів проривають анортозити масиву Рів'єра-еу-Тонері. Лейконоритові дайки вкорінені згідно площин розсланцювання у вміщуючих анортозитах. Сингенетичне вкраплене ільменітове зруденіння в окремих дайках супроводжується жилами та лінзами масивних ільменітових руд, потужністю 10-60 см. Окремі жильні тіла пересікають контакт лейконоритів з вміщуючими анортозитами. Родовище світового класу Лак-Тіо являє найбільш яскравий приклад масивних ільменітових руд в анортозитах. Це пластовидний поклад потужністю більше 60 м з горизонтальними розмірами 1097*1036 м, який похило залягає в андезинових анортозитах масиву Лак-Алард, тяжючи до його південно-східної межі [17]. Масивні гемогіменітові руди з вмістом ільменіту до 75 % містять підлегли прошарки анортозитів.

Висновки.

1. Титаносні базитові інтрузії коростенського комплексу Українського щита, комплексу Роголанд Балтійського щита та комплексу Хавер-Сент-П'єр на Канадському щиті відносяться до різних формаційних типів. Інтрузії коростенського комплексу належать до анортозит-рапаківігранітної формації (АРГФ). Інтрузії комплексу Роголанд та Хавер-Сент-П'єр до анортозит-мангерит-чарнокітової формації (АМЧФ).

2. Становлення субплатформених інтрузій АРГФ та орогенних інтрузій АМЧФ відбувалося в суттєво різних геодинамічних умовах, що визначило різницю у характері локалізації, формах залягання, структурно-текстурних особливостях і речовинному складі титанових руд.

3. На відміну від норвезьких та канадських синкінематичних інтрузій титаносних норитів та йотунітів, титаносні інтрузії коростенського комплексу залягають у вигляді первинно-розшарованих недеформованих тіл, складених олівіновими габро і троктолітами, що містять лише бідні та середньо-вкраплені ільменітові руди.

4. Крупномасштабні високотемпературні деформації, які мали місце під час вкорінення АМЧФ комплексів, сприяли ефективному збагаченню найбільш мобільних приконтактових частин базитових інтрузій Fe-Ti оксидними мінералами аж до утворення суцільних руд.

5. Головним механізмом концентрації Fe-Ti оксидних мінералів у базитах коростенського комплексу потрібно визнати кристалізаційну диференціацію, менш повно проявлену порівняно з розшарованою інтрузією Бжеркрейм-Сокендал.

6. Подальше дослідження титаносних інтрузій коростенського комплексу слід сконцентрувати на вивченні прихованої розшарованості і типоморфних особливостей породоутворюючих мінералів.

1. Богатиков О.А. Анортозиты. - М., 1979.
2. Борисенко Л.Ф., Делицын Л.М., Проскурин Г.П., Крупенькина Н.С. Рудные габброиды Чеповичского анортозитового массива (Украинский щит) // Геология рудных месторождений. - 1979. - №4. - С. 16-27.
3. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита // АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. - К., 1990.
4. Кудинова Л.А., Металлиди С.В. Титаносные массивы габброанортозитов. - М., 1987.
5. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том 1: Металлические полезные ископаемые / Д.С. Гурский, К.Е. Есипчук, В.И. Калинин и др. - Киев-Львов, 2005.
6. Митрохин А.В., Митрохина Т.В. Петрология и рудоносность Федоровского апатит-ильменитового месторождения // Мин. журн. - 2006. - Т. 28. - № 4. - С. 43-52.
7. Митрохин О.В., Митрохина Т.В. Титаносні габроїди Пенізевицького родовищу ільменіту (Волинський мегаблок УЩ) // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2007. - Вип. 40. - С. 18-20.
8. Митрохина Т.В., Митрохин А.В. Титаносные интрузии субщелочных габброидов Волинского мегаблока Украинского щита // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Матер. междунар. совещ., Донецк, 10-16 сент. 2007 г. - К., 2007. - С. 182-185.
9. Проскурин Г.П. Объемная зональность апатит-ильменитового оруденения в габброидах Коростенского плутона // Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. - М., 1984. - С. 44-67.
10. Тарасенко В.С. Богатые титановые руды в габро-анортозитовых массивах Украинского щита // Изв. АН СССР. - 1990. - № 8. - С. 35-44.
11. Тарасенко В.С. Минерально-сырьевая база титановых руд на Украине // Геол. журн. - 1992. - № 5. - С. 92-103.
12. Шумлянський Л.В., Дю-

шен Ж.К. Рудні мінерали Федорівського родовища фосфору та титану // Наук. праці ІФД. - 2005. - Вип. 9. - С. 65-83. 13. Ashwal L.D. Anorthosites. - Springer-Verlag Pub. Comp. - 1993. 14. Duchesne J.C. Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation // Mineralium Deposita. - 1999. - V. 34. - P. 182-198. 15. Duchesne J.C. The Rogaland intrusive massifs, an excursion guide // NGU report 2001.29: Geological survey of Norway. -Trondheim, 2001. 16. Duchesne J.C., Shumlyansky L.V., Charlier B. The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): An example of highly differentiated ferrobasaltic evolution // Lithos. - 2006. - V. 89. - P. 353-376. 17. Force E.R. Geology of Titanium-Mineral Deposits // Special paper. Geological Society of America; 259. - 1991. 18. Gursky D., Nechaev S., Bobrov A. Titanium de-

posits in Ukraine focused on the Proterozoic anorthosite-hosted massifs // Ilmenite deposits and their geological environment : Special Publication of NGU. - Trondheim, 2003. - N 9. - P. 21-26. 19. Perreault S. Contrasting styles of Fe-Ti mineralization in the Havre-Saint-Pierre anorthosite suite, Quebec North Shore, Canada // GEODE field workshop 8-12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway: Abstracts. - P. 114-119. 20. United States Bureau of Mines, 1986, Domestic consumption trends, 1972-82, and forecasts to 1993 for twelve major metals: U.S. Bureau of Mines Open-File Report 27-86. - 1986.

Надійшла до редколегії 18.09.09

УДК 550.41

Д. Марченков, асп.

ГЕОХІМІЯ ПРОЦЕСУ ГРАНІТИЗАЦІЇ ЛИПНЯЗЬКОЇ ГРАНІТО-ГНЕЙСОВОЇ СТРУКТУРИ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

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

Проаналізовано серію зразків, що характеризують речовинну зональність Липнязької граніто-гнейсової структури. На основі отриманих даних зроблено висновки щодо міграції хімічних компонентів в її межах. Підтверджено припущення про утворення порід центральної частини ядра за рахунок рівноважного часткового плавлення порід зовнішньої частини ядра структури.

Series of samples had been analyzed. They define structural-substantial zoning of Lypnyajsk granite-gneiss structure. Findings allow to make interferences about bringing in and carrying out some elements from structure core to its outskirts. Assumption about formation of some rocks from the central part of structure core following to rocks equilibrium partial melting of the structure core outskirts is verified.

Вступ. Серед областей розвинення докембрійських утворень, до яких належить й Український щит, значні об'єми купольних та моноклінальних структур складені порфіробластичними мігматитами і граніто-гнейсами, а також порфіровидними гранітоїдами. Головною їх структурно-текстурною особливістю є розвиток орієнтованих мегакристалів калієвого польового шпату (КПШ) в ядрових частинах об'єктів. Генезис породних різновидів таких структур є остаточно невизначеним і потребує детального дослідження. В межах УЩ одним з яскравих прикладів таких утворень є Липнязька граніто-гнейсова структура (ЛГГС).

Аналіз попередніх досліджень, постановка проблеми. Незважаючи на значний обсяг геологічних робіт, які проводились в межах ЛГГС, на сьогоднішній день немає чіткої інтерпретації щодо її геологічної будови. Свідченням цьому є її різні трактування: наприклад, у [7] в межах масиву виділяється ряд антикліналей та синкліналей; в [13, 4] дослідники розглядають її, як гранітоїдний купол; в [5] ЛГГС описана як граніт-мігматитовий масив; в [2] ЛГГС розглядається як зональний масив із моноклінальною будовою.

Дискусійними є також питання щодо стратиграфії регіону. Згідно з [3], різні за складом гнейси відносяться до кам'яно-костоватської та рошачівської світ Інгуло-Інгулецької серії раннього протерозою. Проте ряд дослідників, такі як В.П. Кирилюк [6], І.М. Беліченко [1] та ін., вважають їх віковими аналогами порід архейського фундаменту, регресивно метаморфізованими в ранньому протерозої, а плагіограніти умовно відносять до Інгульського ультраметаморфічного комплексу середнього архею.

В останні роки ЛГГС детально досліджувалась з позицій тектоно-структурного аналізу та в петрографічному відношенні [2, 9, 10]. На основі цих досліджень виділяється *плагіогнейсова рама*, представлена породами кам'янокостоватської, рошачівської світ раннього протерозою та утвореннями тетіївського комплексу середнього архею, *мігматитова кайма* та *граніто-гнейсове ядро з апліт-пегматоїдними утвореннями та пегматитами* [11]. Разом з тим, структура недостатньо вивчалась в геохімічному відношенні, зок-

рема остаточно невизначеним є механізм утворення породних різновидів ядра ЛГГС.

Формулювання цілей статті. Метою даної роботи є дослідження міграції елементів в межах ЛГГС, зокрема моделювання часткового плавлення порід ядрової частини структури, з метою подальшого з'ясування механізмів утворення її породних різновидів.

Виклад основного матеріалу. В адміністративному відношенні ЛГГС розташована в межах Добровеличківського району Кіровоградської області, південніше с. Липняжка. Згідно з існуючим геолого-структурним районуванням кристалічного фундаменту УЩ, ЛГГС знаходиться в центральній частині Братської структурно-формаційної підзони Інгуло-Інгулецької структурно-формаційної зони [11]. Липнязький граніт-мігматитовий масив просторово співпадає з Новолутковським блоком, структурно - із замковою частиною Михайлівської антикліналі. Масив протяжністю 20 км та шириною 7 км на заході обмежений Гнатівською гілкою Марківського глибинного розлому, на півночі - Західно-Липнязьким розломом, а на сході і півдні Добровеличківським та Новомиколаївським розломами другого порядку [12, 3].

Дослідження, проведені в межах Липнязької граніто-гнейсової структури, показують, що вона характеризується зональною будовою як в речовинному, так і в структурному аспекті. Структурна зональність виражена незгідним заляганням директивних текстур порід субстрату до власне порфіробластичної сланцюватості граніто-гнейсів. Речовинно-метаморфічна зональність позначається поступовими переходами від кристалічних утворень рами, які виконують роль субстрату, до однорідних у значних об'ємах, зазвичай виразно сланцюватих, порфіробластичних граніто-гнейсів. Формування вище зазначеної структурно-речовинної зональності можливе завдяки тісному взаємозв'язку метасоматичних та деформаційних процесів [8].

Для досліджень були відібрані зразки, які репрезентативно характеризують плагіогнейсову раму та зовнішню і внутрішню частини граніто-гнейсового ядра з апліт-пегматоїдними утвореннями.

Гнейсова рама структури представлена амфіболітовими утвореннями, а також широко розповсюдженими

середньо-крупнозернистими біотит-роговообманковими, кордієрит-біотитовими, гранат-кордієрит-біотитовими і біотитовими плагіогнейсами, мінеральний склад яких варіює в таких межах (об. %): *плагіоклаз* (Al_{20-30}) – 20-60 (у середньому 40), *кварц* – 10-45 (у середньому 30), *біотит* – 7-45 (у середньому 20), *рогова обманка* – 27-30 (поширена переважно в біотит-роговообманкових гнейсах), *кордієрит* – 4-5, акцесорні (*монацит*, *апатит*, *епідот*, *циркон*) та *мусковіт* розповсюджені вкрай нерівномірно.

Зовнішня частина ядра ЛГГС представлена достатньо витриманими за структурно-текстурними характеристиками порфіробластовими граніто-гнейсами. Мінеральний склад змінюється в таких межах (об. %): *КПШ* – 35-60 (у середньому 40), *кварц* – 30-35, *біотит* – 3-30 (у середньому 10-15), *гранат* – 2, *кордієрит* – 2, *плагіоклаз* – 1-2, акцесорні – *апатит*, *циркон*, *рудні мінерали та мусковіт*.

Характерною особливістю *внутрішньої частини ядра структури* є широкий розвиток невеликих за розмірами тіл, представлених гранатвмісними, лейкократовими, середньозернистими гранітами. Їх мінеральний склад варіює в наступних межах (об. %): *КПШ* – 35-75 (у середньому 45-50), *кварц* – 20-40 (у середньому 25), *плагіоклаз* (Al_{10-15}) – 5-25 (у середньому 20), *гранат* – 4-5, *біотит* – 4-7, акцесорні – *циркон*, *апатит* та *рудні мінерали*.

Вміст головних (петрогенних) та домішкових елементів у відібраних зразках, які репрезентують композиції порід плагіогнейсової рами (зразки 311/1, 217, 205) та граніто-гнейсового ядра (зразки 239/7, 246, 307/2, 300, 250, 305/1), визначався методом рентгено-флуоресцентного аналізу в Лабораторії рентгенівських і мікроскопічних досліджень мінеральної речовини кафедри мінералогії, геохімії та петрографії геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

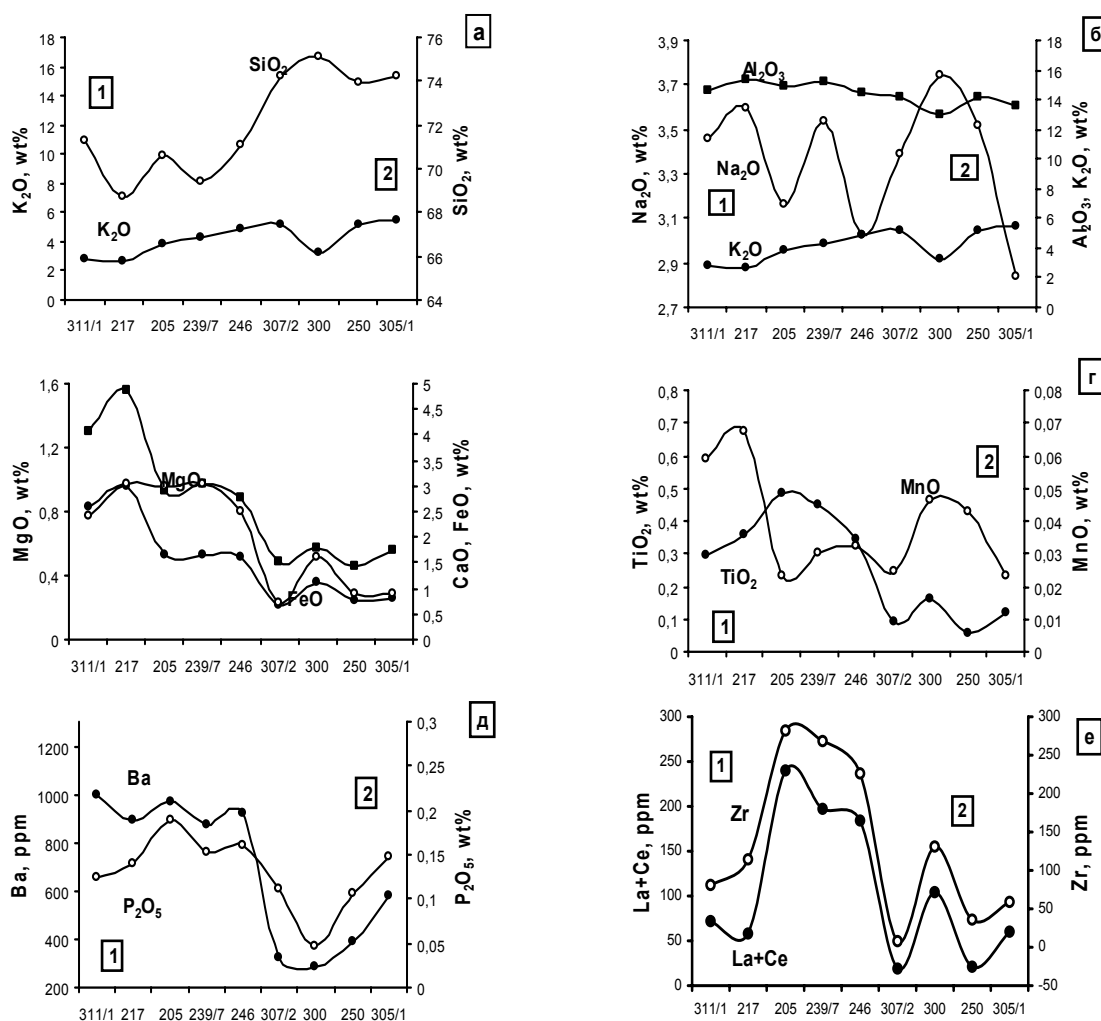


Рис. 1. Зміна концентрацій елементів в породних різновидах ЛГГС в напрямку від плагіогнейсової рами (1) до граніто-гнейсового ядра (2)

В результаті досліджень встановлені наступні головні закономірності поведінки елементів в процесі еволюції порід гранітоїдного складу ЛГГС:

- Привнесення калію та кремнію з плагіогнейсової рами в ядро ЛГГС (рис. 1а).
- Винесення фермічних компонентів з ядрової частини з подальшим їх накопиченням в суміжних ділянках плагіогнейсової рами (рис. 1в, 1г).
- Винесення Al_2O_3 з граніто-гнейсового ядра ЛГГС та його накопичення в плагіогнейсовій рамі (рис. 1б).

- Винесення P_2O_5 та Ba з центральної частини структури і накопичення в крайовій частині ядра та у межах плагіогнейсової рами (рис. 1д).

- Міграція La,Ce Zr із центру ядра структури в крайову його частину, а також їх винесення з подальшим накопиченням в суміжних ділянках рами структури (рис. 1е).

Виходячи з закономірностей розподілу елементів в структурних частинах ЛГГС можна розглядати гранітоїдні породи ядра як результат переробки (гранітизації) гнейсового субстрату під дією флюїдів калій-кремнієвої

спеціалізації. Зважаючи на те, що найбільша концентрація апліт-пегматоїдних утворень спостерігається в центральній частині ядра структури, можна зробити припущення щодо можливості утворення порід внутрішньої частини ядра ЛГГС (представлених зразком № 305/1) шляхом часткового плавлення порід його периферійної частини (представлених зразком № 250). Для перевірки цього припущення концентрації рідкісноземельних елементів, цирконію та барію в зразку № 250 (який за нашим припущенням найбільше відповідає композиції субстрату, що плавився) були перераховані за моделями часткового рівноважного (1) та часткового фракційного (2) плавлення [14, 15, 16, 17, 19, 20 та ін.]:

$$C = C_0^S \cdot [D \cdot (1-f) + f]^{-1}, \quad (1)$$

$$C = (C_0^S / D) \cdot (1-f)^{(1/D)-1}, \quad (2)$$

де C – концентрація елемента в розплаві (рідкій фазі системи); C_0^S – концентрації елемента у породі, що плавиться; $D = C/C^S$ – ефективний комбінований коефіцієнт розподілу мікроелемента (C^S – концентрація елемента в субстраті); f – масова доля рідкої фази (розплаву) в системі. Розрахунки проводилися для різних часток розплаву (f) в системі. Значення комбінованих коефіцієнтів розподілу елементів ($D_{Zr} = 0,045$, $D_{Ba} = 0,013$, $D_{La} = 0,018$, $D_{Ce} = 0,02$) були взяті з роботи [18]. Розраховані концентрації були порівняні з концентраціями цих же елементів в зразку № 305/1, який приймається за продукт часткового плавлення субстрату. Результати репрезентовані на рис. 2:

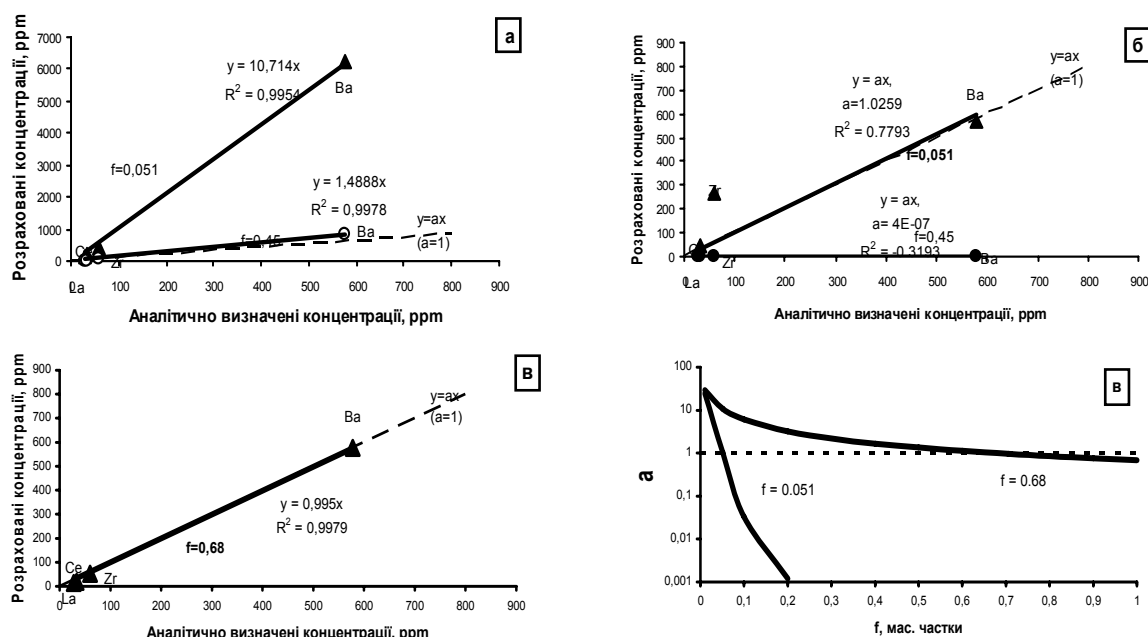


Рис. 2. Результати моделювання часткового плавлення порід ядрової частини структури:

а - модель часткового рівноважного плавлення: приклад поганої узгодженості розрахованих даних (при $f=0,45$ та $f=0,051$) до аналітично визначених концентрацій; б - модель часткового фракційного плавлення: приклад найбільшої узгодженості розрахованих даних (при $f=0,051$) до аналітично визначених концентрацій та приклад поганої узгодженості (при $f=0,45$); в - модель часткового рівноважного плавлення: найбільша відповідність розрахованих даних (при $f=0,68$) до аналітично визначених концентрацій; г - зміна параметру a лінійного рівняння виду $y=ax$, що апроксимує залежність розрахованих концентрацій від аналітично визначених при заданих різних значеннях f

Як показують результати моделювання часткового плавлення порід ядрової частини структури, модель часткового фракційного плавлення демонструє результати, які погано узгоджуються з аналітично визначеними концентраціями навіть при досягненні значення $a = 1$ (рис. 2б). В той же час, у випадку застосування моделі часткового рівноважного плавлення із часткою розплаву $f=0,68$, розраховані концентрації рідкісноземельних елементів, Zr та Ba в породах зовнішньої частини ядра найбільше відповідають аналітично визначеним концентраціям відповідних елементів у породах внутрішньої частини ядра (рис. 2в).

Висновки. Для досліджуваної структури характерним є винесення рідкісноземельних елементів із центральної в периферійну частину ядра, а також винесення фемічних компонентів, Ba і P_2O_5 – з граніто-гнейсового ядра в периферійні частини ядра структури та суміжні ділянки плагіогнейсової рами. Таке накопичення P_2O_5 та Ba в породах мігматитової кайми, а також фемічних компонентів і рідкісноземельних елементів в крайовій частині ядра, може характеризувати т.з. "фронт базифікації", який фо-

рмувався в ході гранітизації за рахунок винесення цих компонентів з центральних частин ЛГГС.

Таким чином, аналіз закономірностей розподілу елементів дозволяє зробити висновок щодо утворення порід ядра ЛГГС внаслідок глибокої переробки порід рами. Результати геохімічного моделювання показали високу вірогідність того, що породи внутрішньої частини ядра могли утворитись в результаті часткового плавлення порід його крайової частини. Процес, вірогідно, був наближений до моделі рівноважного часткового плавлення субстрату при $f = 0,68$.

Подальші дослідження потрібно зосередити на вивченні апліт-пегматоїдних утворень та пегматитів граніто-гнейсового ядра ЛГГС за умови високої репрезентативності опробування та залучення більшої кількості елементів до геохімічного моделювання.

Автор висловлює подяку професору В. Шевчуку за надані зразки порід Липнязької граніто-гнейсової структури, а також співробітникам Лабораторії рентгенівських і мікроскопічних досліджень мінеральної речовини кафедри мінералогії, геохімії та петрографії геологіч-

ного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

1. Беліченко О.П. // Петрогенезис гнейсових комплексів обрамлення Корсунь-Новомиргородського та Новоукраїнського масивів: Автореф. дис... канд. геол.-мін. наук. - К., 1997. 2. Грінченко О.В., Кочетов Р.В. // Липнязька граніто-гнейсова структура як вторинна монокліналь // Сучасні проблеми геологічної науки: Зб. наук. праць ІГН НАН України. - 2003. 3. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита: Пояснювальна записка. - К., 2004 4. Іванов Б.Н., Лисенко В.В., Маківчук О.Ф. та ін. Екзоконтактні метасоматити літєвих гранітних пегматитів Шполянсько-Ташликського рідкісно-металежного рудного району // Мінеральні ресурси України. - 2000. - № 4. 5. Ляхов Ю.В., Павлух Н.Н., Пізнюк А.В., Попівняк І.В. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения). - Львов, 1995. 6. Попівняк І.В., Ніколенко А.Є., Пізнюк А.В. та ін. // Фізико-хімічні умови та послідовність формування руд Східно-Юрійського родовища (за даними вивчення включень у мінералах) // Мінерал. зб. - 1995. - № 48, Вип. 1 7. Труцько Ф.В. и др. Геологическая карта масштаба 1:50000 листа М-36-135 А, Б: Объяснительная записка). - К., 1974. 8. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Взаємозв'язок деформаційних та кристалізаційних процесів під час метаморфізму // Тектоника, металогения, минеральные ресурсы: Сб. науч. раб. ИГОС НАН И МЧС Украины. - К., 2005. - Вип. 11, Т. I и II. - С. 89-99 9. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Проблеми генетичної типізації сланцюватості // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2004. - Вип. 28. 10. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Динамічні

умови формування порфіробластичної сланцюватості // Актуальні проблеми геології України: Матер. наук. конф. проф.-викл. складу до 60-річчя геол. ф-ту, 1-2 квіт. 2004 р. - К., 2004. 11. Шевчук В.В., Кочетов Р.В., Ярещенко С.П., Марченко Д.Ф. Особливості та можливі причини орієнтації порфіробластів польових шпатів в гранітоїдах Липнязької структури // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2005. - Вип. 33. - 2005. 12. Щербак Н.П., Єсипчук К.Є., Берзенин Б.Э. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. - К., 1985. 13. Яценко Г.М., Жухарев А.П., Паранько И.С. О формациях Ташлыкского зеленокаменного пояса // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. - К., 1979. 14. Allegre C.J., Minster J.F. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes // Earth and Planetary Science Letters. - 1978. - V. 38. 15. Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1968. - V. 32. 16. Greenland L.P. An equation for trace element distribution during magmatic crystallization // Am. Miner. - 1970. - V. 55. 17. Hertogen J., Gibbels R. Calculations of trace element fractionation during partial melting // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1976. - V. 40. 18. McCulloch, Malcolm T. Bennett, Victoria C. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints // Geochemica et Cosmochimica Acta. - 1994 - V. 58. N. 21. 19. Neumann H., Mead J., Vitaliano C.J. Trace element variation during fractional crystallisation as calculated from the distribution law // GCA. - 1954. - V. 6. 20. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1970. - V. 34.

Надійшла до редколегії 18.09.09

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.834

С. Вижва, д-р геол. наук,
Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук,
І. Віршило, канд. геол. наук

МЕТОДОЛОГІЧНІ І ТЕОРЕТИЧНІ ПРИНЦИПИ СЕЙСМОГРАВІТАЦІЙНОЇ ТОМОГРАФІЇ

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

В статті розглядаються нові підходи до розв'язку спільної оберненої задачі сейсмометрії (сейсмічної інверсії) та гравіметрії. Демонструється теорія розрахунку поля розсіяних сейсмічних хвиль для багатокомпонентного тріщинуватого геологічного середовища. Показано методологію побудови сейсмогравітаційного томографічного функціоналу для блоково-неоднорідної моделі середовища. Запропоновано використання методу для розв'язку задач геології нафти і газу у регіонах розвитку колекторів в кристалічних породах.

New approach to complex seismic and gravity inverse problem solution is considered. Theory of scattering seismic waves field computing is demonstrated for multicomponent fractured geological media case. Methodology of seismo-gravity tomography functional definition is shown for block-structured model. The method proposed for resolving of oil&gas geology problems in regions with crystal-line rocks collectors.

Газова криза яскраво засвідчила, що енергетична безпека держави залежить, насамперед, від забезпечення економіки власними енергоресурсами. За прогнозними оцінками потенційні запаси вуглеводнів у надрах України складають понад 70 трлн м³. Разом з тим видобуток нафти і газу перевищує щорічний приріст їх запасів. Основними методами при пошуках нафти і газу є сейсморозвідка, геофізичні методи дослідження свердловин і пошуково-розвідувальне буріння. Все зростаюча вартість пошуково-розвідувальних робіт при швидкозростаючій вартості буріння вимагає радикального підвищення ефективності сейсморозвідувальних досліджень.

Одним із напрямків вирішення цієї проблеми, який є стрижнем пошукової парадигми провідних компаній світу, є поєднання 3-D сейсморозвідки і петрофізики в єдину технологію обробки/інтерпретації, які орієнтовані на єдиний об'єкт досліджень: породо-колектор і флюїд.

Але такий підхід добре зарекомендував себе при виявленні покладів вуглеводнів у традиційних колекторах, які на території України вивчені уже досить детально. Забезпечення необхідного приросту запасів нафти і газу вимагає переходу до розвідки складнобудованих блокових структур і тектонічно-екранованих покладів.

Зокрема, абсолютна більшість відкритих покладів нафти і газу в породах кристалічного фундаменту тя-

жіє до зон розвитку тріщинуватих і тріщинно-кавернозних колекторів. У зв'язку з цим виключно важливою задачею є картування таких зон на етапах пошукових і розвідувальних робіт геофізичними методами. При вивченні внутрішньої будови кристалічних масивів в процесі їх розвідки на нафту і газ основний інтерес являють як зони розломів, так і об'ємні тріщинувато-кавернозні зони – колекторські резервуари, що потенційно вміщують основні накопичення вуглеводнів. Зокрема, за оцінками спеціалістів, саме в таких геологічних умовах в надрах України можна очікувати знаходження великих родовищ вуглеводнів типу "Білий тигр" (В'єтнам).

В даній роботі розглядаються нові методологічні і теоретичні підходи до вирішення цієї проблеми із урахуванням геологічних умов України і стану геофізичних досліджень. Високий рівень геофізичної вивченості території України і несприятливі інноваційно-інвестиційні умови діяльності нафтової і газової промисловості вимагають розробки нових підходів, насамперед до комплексної інтерпретації вже існуючої геофізичної інформації.

Накопичений досвід інтерпретації геофізичних даних свідчить про те, що вичерпною характеристикою розрізняльовальної можливості будь-якого геофізичного комплексу є структура і потужність множини допустимих

розв'язків зворотної задачі. Це означає, що повнота вилучення інформації і достовірність отриманих результатів здатні забезпечувати лише ті алгоритми, які, з одного боку, не лише максимально відкриті для використання різнобічних апіорних обмежень, а з другого боку – направлені на аналіз всієї множини альтернативних варіантів розв'язку оберненої задачі.

Що стосується концепції єдиного (оптимального) розв'язку оберненої геофізичної задачі, то головним її недоліком, на наш погляд, є відсутність строго монотонної залежності його від об'єму вхідних даних. В задачах комплексної інтерпретації це призводить до парадоксальної ситуації, коли фактична точність розв'язку оберненої задачі за сукупністю усіх геофізичних даних виявляється нижчою, ніж для розв'язків, які одержані шляхом інтерпретації кожного геофізичного методу окремо.

В основі нової інтерпретаційної технології комплексної геофізичної інформації лежить модель багатокомпонентного флюїдо-насиченого тріщинно-порово-кавернозного геологічного середовища із внутрішньопоровим тиском, яка знаходиться в умовах напруженого стану і під дією високих температур [5]. Вона розглядається не лише як носій матеріальної речовини (мінеральної, гірськопородної, геотекстурної та інше), а також геодинамічних процесів і геофізичних полів (внутрішніх і зовнішніх). Природним атрибутом такої моделі є динамічний напружено-деформований та термодинамічний стан. Динамічна взаємодія ієрархізованих структурних неоднорідностей різного масштабу контролюється рядом механізмів: закриттям, ростом і виникненням мікро- та макротріщин, зміною об'єму пустотного простору, фільтрацією флюїдів і газу, механізмом деформації і градієнтом температур.

При існуючих тектонічних напругах в земній корі подвійки вздовж пружно-крихких тріщин, розломів і тріщинуватих шарів різних масштабів неминує спричиняють дилатансійні ефекти, тобто призводять до збільшення порового простору.

Це, в свою чергу, знижує поровий тиск і створює горизонтальні градієнти, які співрозмірні із силою тяжіння флюїду. Флюїди можуть мігрувати на значні відстані по горизонталі. На кінцях тріщин на субатомних відстанях виникають такі великі напруги, які на багато порядків можуть перевищувати градієнти середніх напруг в земній корі.

Для визначення ефективних лінійних і нелінійних статичних та динамічних термодинамічних властивостей багатокомпонентної моделі геологічного середовища застосовується метод умовних моментних функцій та розрахункова схема Морі-Танака [3, 5, 6]. Визначення напружено-деформованого стану компонент багатокомпонентної моделі забезпечує динамічну діагностику стану структурних елементів при зміні напруженого стану, температури, флюїдного режиму і порового тиску.

Для побудови інтерпретаційної технології геофізичної інформації застосовуються принципи геофізичної томографії [5, 7]. Використовується побудова геофізичних томографічних функціоналів, які визначають вплив усіх структурних елементів геологічного середовища на зареєстроване у фіксованій точці геофізичне поле. Ін-

формаційна змістовність геофізичної томографії визначається перекриттям носіїв томографічних функціоналів. Тобто, інформація про один і той же структурний елемент, що займає певний макроскопічний об'єм, має місце у всій послідовності вимірювань. Вимірювання зв'язані як із зміною розташування групи джерел, так і зі зміною розташування приймачів і відліків динамічних геофізичних полів.

Отже, геофізичні томографічні функціонали, які мають зміст функцій впливу різних просторових областей геологічного середовища на зареєстроване геофізичне поле (при вибраній системі спостережень), дозволяють оцінювати – якою мірою зареєстроване геофізичне поле з варіаціями локальних тензорних полів, що описують ефективні властивості геологічного середовища і залежать від його геодинамічного режиму.

Найбільш інтенсивного розвитку нині досягла сейсмічна томографія, але її практичне застосування нашоветується на труднощі, які обумовлені відсутністю добре контрольованих умов експерименту. Зокрема, в сейсморозвідці практичні міркування відносно вартості польового експерименту в більшості випадків не дозволяють одержати повний набір даних. Незважаючи на ці труднощі, за допомогою сейсмічної томографії нині одержують важливі результати як в сейсморозвідці, так і глобальній сейсмології.

Беручи до уваги вищезгадане, принципи сейсмічної томографії нами застосовуються до інтерпретації даних гравіметрії. Гравіметричні дослідження в цьому відношенні мають суттєві переваги, так як гравіметричними зйомками покриті значні території і накопичений певний досвід комплексної інтерпретації сейсмічних та гравіметричних даних, так званий метод "сейсмогравітаційного моделювання". Він ґрунтується на емпіричній кореляційній залежності між швидкістю і густиною, яка розглядається як деякий технологічний засіб інтерпретації і може змінюватися в процесі інтерпретації. В зонах інтенсивного дислокаційного розуцільнення, в яких формуються різномасштабні зони тріщинуватості і проникності, кореляційна залежність швидкість – густина взагалі відсутня.

Проте, дефіцит густини, який виникає внаслідок інтенсивного дислокаційного розуцільнення і формування різномасштабних змін тріщинуватості, оцінюється достатнім для створення гравітаційних аномалій порядку десятків і навіть сотень мГал.

Теорія методу. Згідно із принципами геофізичної томографії область геологічного простору, яка є об'єктом досліджень, розбивають на елементарні кубічні комірки, розміри яких не перевищують першої зони Френеля. Теоретично латеральна розрізнявальна можливість сейсморозвідки визначається величиною $a = \left(\frac{1}{8} \div \frac{1}{4} \right) \lambda$ (λ – довжина сейсмічної хвилі). Орієнтація елементарної кубічної комірки в географічній системі координат наведена на рис. 1.

Аномальний гравітаційний ефект від елементарних кубічних ґраток обчислюють за формулою [4]:

$$\Delta g(x, y, 0) = \gamma \Delta \rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 S \left[h_k \arctg \frac{a_i b_j}{h_k R_{ijk}} - a_i \ln(R_{ijk} + b_j) - b_j \ln(R_{ijk} + a_j) \right], \quad (1)$$

де γ – гравітаційна стала; $\Delta \rho$ – надлишкова густина; $R_{ijk} = \left(\alpha_i^2 + \beta_j^2 + \eta_k^2 \right)^{1/2}$; $S = (-1)^{i+j+k}$ ($i = 1, 2; j = 1, 2; k = 1, 2$);

$\alpha_i = a_i - x$; $\beta_j = b_j - y$; $\eta_k = h_k - z$.

Аномальне гравітаційне поле Δg^T , що зареєстроване в точці спостережень, є сумарним, так як воно

створюється усіма гравітаційними об'єктами, а не лише об'ємом, що досліджується, тобто

$$\Delta g^T(x, y, 0) = \Delta g_o(x, y, 0) + \Delta g_\phi(x, y, 0) + \Delta \tilde{g}(x, y, 0), \quad (2)$$

де Δg_o – аномальний ефект, який породжується кубічними комірками об'єкту досліджень в цій точці; Δg_ϕ – аномальне гравітаційне поле, яке створюється масами, що знаходяться за межами об'єкту досліджень; $\Delta \tilde{g}$ – гравітаційне поле випадкових завад (похибки вимірювань сили тяжіння, похибки апроксимації густини ре-

льного геологічного середовища однорідною елементарною кубічною коміркою).

В сейсмічному полі елементарні кубічні комірки розглядаються як локальні розсіювачі енергії падаючої сейсмічної хвилі.

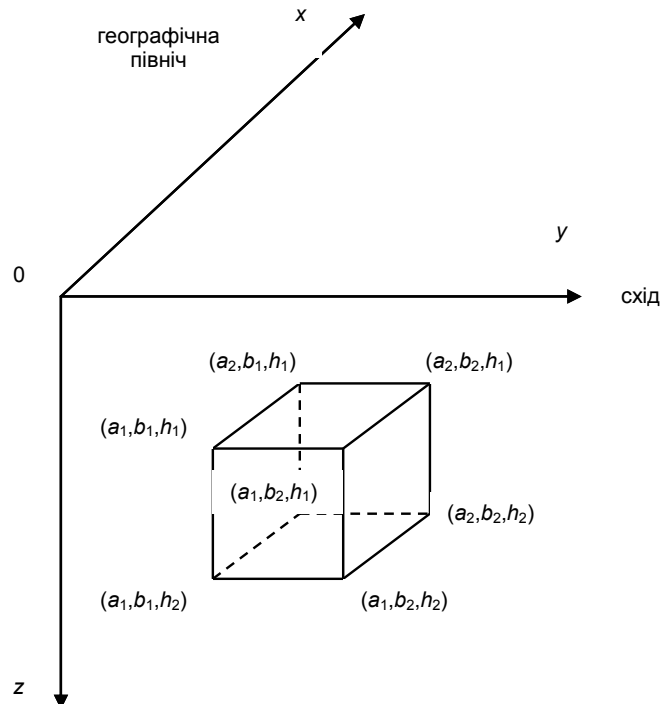


Рис. 1. Просторова орієнтація елементарної комірки в географічній системі координат

Рівняння динамічної рівноваги для такого локального об'єму можна представити у такому вигляді [9]:

$$\rho \ddot{U} - \nabla \cdot \vec{S} = \vec{f}, \quad (3)$$

де $\vec{f}$ – одиничний вектор джерела сили; $\vec{S} = \vec{T} - M$, $T = CE$.

Якщо густина і пружні постійні локальної кубічної комірки відрізняються від аналогічних параметрів оточуючих її комірок, то їх можна представити

$$\begin{aligned} \rho &= \rho_0 + \delta\rho, \\ C &= C_0 + \delta C. \end{aligned} \quad (5)$$

В свою чергу поля векторів пружних переміщень можна представити аналогічним чином:

$$\vec{U}(\vec{x}, t) = \vec{U}^0(\vec{x}, t) + \delta \vec{U}(\vec{x}, t), \quad (6)$$

де індекс "нуль" приписують полю пружних переміщень, яке характеризує квазіоднорідне середовище, в якому відсутні локальні неоднорідності, а воно характеризується густиною ρ_0 і пружністю C_0 .

Підстановка (5) і (6) у рівняння (3) при нехтуванні членами другого порядку малості дає:

$$\rho_0 \ddot{U}^0 + \rho^0 \delta \ddot{U} + \delta \rho \ddot{U}^0 - \nabla \cdot (C^0 E^0 + \delta C E^0 + C^0 \delta E - M) = \vec{f}. \quad (7)$$

Легко перекоонатися, що рівняння (7) являє собою суму двох рівнянь, одним із яких є рівняння (3), яке описує рух для вихідного поля пружних переміщень $\vec{U}^0$, що розповсюджується в середовищі із "фоновими" властивостями.

Тут S – поле фізичних напруг; T – тензор напруг; E – тензор деформацій; M – тензор щільності тензора моментів вторинних джерел; C – тензор пружних постійних.

За допомогою тензорної функції Гріна G розв'язок рівняння (3) можна представити в інтегральній формі:

$$\vec{U}(\vec{x}, t) = \int dV(\vec{x}') \int dt G(\vec{x}, t; \vec{x}', t') f(\vec{x}', t') + \int dV(\vec{x}') \int dt' M(\vec{x}, t') \nabla \tilde{G}(\vec{x}, t; \vec{x}', t'). \quad (4)$$

Друге рівняння можна одержати шляхом віднімання рівняння (3) від рівняння (7):

$$\rho^0 \delta \ddot{U} - \nabla \cdot (C \delta E + \delta C E^0) = -\delta \rho \ddot{U}^0. \quad (8)$$

Рівняння (8) являє собою рівняння руху, що описує розповсюдження поля розсіяних хвиль $\delta \vec{U}$, де вторинні точкові джерела є збурення, які обумовлені локальними неоднорідностями щільності в кубічній комірці, а вторинні джерела типу тензорів моментів або подвійної сили обумовлені локальними неоднорідностями пружних постійних в кубічній комірці.

Компоненти тензора моментів, які обумовлені збуренням пружних постійних, визначаються із співвідношень:

$$\delta M = \delta C E^0. \quad (9)$$

Як видно із формули (9), вторинні джерела типу тензорів моментів визначаються виключно пружними зміщеннями падаючої хвилі $\vec{U}^0$.

Зокрема, вторинні джерела, обумовлені пружними постійними локальних кубічних комірок, можна систематизувати у вигляді наборів систем подвійних сил:

$\delta C_{11}, \delta C_{22}, \delta C_{33}$ – окремі диполь;

$\delta C_{12}, \delta C_{13}, \delta C_{23}$ – два диполі;

$\delta C_{44}, \delta C_{55}, \delta C_{55}$ – подвійна пара диполів;

$\delta C_{14}, \delta C_{15}, \delta C_{16}, \delta C_{24}, \delta C_{25}, \delta C_{26}, \delta C_{34}, \delta C_{35}, \delta C_{36}$ – подвійна пара і диполь;

$\delta C_{45}, \delta C_{46}, \delta C_{56}$ – дві подвійні пари диполів.

Беручи до уваги, що об'єм кубічної комірки δV за розмірами менший за довжину сейсмічної хвилі, амплітуду і фазу поля падаючої хвилі $\bar{U}^0(\bar{x}, t)$ можна вважати постійною в заданий момент часу.

В результаті інтегрування рівняння (8) знаходимо пружні зміщення розсіяної хвилі елементарною кубічною коміркою:

$$\delta \bar{U}(\bar{x}, t) = \delta V \int dt' \left(\delta C(\bar{x}', t') E^0(\bar{x}', t') \right) \nabla \bar{G}^0(\bar{x}, t; \bar{x}', t'). \quad (10)$$

За допомогою рівняння (10) знаходимо діаграми напруженості випромінювання розсіяних хвиль для усіх пружних постійних елементарної кубічної комірки. Методика реєстрації масиву параметрів розсіяної компоненти детально описана в роботі [1]. Принциповою особливістю розробленого методу є те, що твердий скелет багатокомпонентної моделі елементарної кубічної комірки являє собою випадково орієнтовані зерна породотворюючих мінералів, які визначаються за даними апіорної геологічної інформації, або певний петрографічний тип гірської породи (літотип). Твердий скелет прорізається сфероїдальними пустотами – порами, тріщинами і кавернами, які можуть бути заповнені газом, водою або нафтою. Ефективні термopружні постійні та ефективний тиск флюїду, що заповнює пустоти багатокомпонентної моделі, визначають методом умовних моментних функцій із використанням розрахункової схеми Морі-Танака [3]:

$$\begin{aligned} C^* &= \sum_{r=1}^{N+1} c_r C^{(r)} A_r; \\ \beta^* &= \sum_{r=1}^{N+1} c_r \left(\beta_r - C^{(r)} \alpha_{Ar} \right); \\ P^* &= \sum_{r=1}^{N+1} c_r \left(\varsigma_r - C^{(r)} P_{Ar} \right); \end{aligned} \quad (11)$$

де A_r, α_{Ar}, P_{Ar} – алгебраїчні компоненти матриць, які знаходять шляхом визначення напружено-деформованого стану r -го включень; c_r – об'ємна концентрація включень; $C^{(r)}$ – тензор пружних постійних r -включення; β_r – термopружні напруги r -включення; ς_r – поровий тиск флюїду r -включення.

$$\begin{aligned} C_{klj} &= \frac{\Delta \Omega_j}{\left| (r_f - r_j) e \right|} \sum_{k'} \alpha_{k-k'} \left\{ p_{lj} T_1^p \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^p) + s_{lj} T_1^s \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^s) + \right. \\ &\quad \left. + n_{ij} T_2^p T_1^p q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^p) - n_{ej} T_2^s T_1^p q_l(t_k' - \tau_1^p - \tau_2^s) \right\}. \end{aligned} \quad (16)$$

В матричній векторній формі рівняння (14) має такий вигляд:

$$U = Cw + E, \quad (17)$$

де вектори U, E мають розмірність $3KL$, а матриця C – $[3KL \times M]$.

Для розв'язку поставленої задачі можна скористатися і рівнянням [2]:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z} \right)^2 = \frac{1}{v^2(x, y, z)}. \quad (18)$$

Годограф можна представити у вигляді функції $T(x, y)$, яка задана в деякій області D на поверхні

Для чисельних розрахунків поля пружних переміщень в будь-якій точці середовища для довільної форми штучного сейсмічного джерела, яке розташоване на поверхні землі, можна використати алгоритм відновлення полів швидкостей в тримірному середовищі за функціоналами від полів пружних хвиль [7].

Для побудови обчислювальної схеми використовується метод скінченних елементів, в якому шуканий розв'язок представляється у вигляді розв'язку за скінченним набором базисних функцій:

$$\omega(\bar{x}) = \sum_{j=1}^M \omega_j \phi_j(\bar{x}). \quad (12)$$

На основі апіорної інформації про розміри і місце розташування елементарної кубічної комірки обмежуємося областю досліджень Ω . Ця область розбита на елементарні кубічні комірки Ω_j . В якості базисних функцій виберемо найбільш прості – характеристичні функції Ω_j ,

$$\phi_j(\bar{x}) = \begin{cases} 1, & \text{якщо } \bar{x} \text{ належить } \Omega_j; \\ 0, & \text{якщо } \bar{x} \text{ не належить } \Omega_j, \end{cases} \quad (13)$$

що відповідає дискретно-постійному вигляду функції $\omega(\bar{x})$.

Залежність між параметрами ω_j і редуційованою сейсмічною трасою $\bar{U}$ у дискретні часові моменти часу $t_k = k \Delta t$ ($k = 1, 2, \dots, K$) (Δt – крок дискретності за часом) від пари джерело-приймач $\{r_{in}, r_j\}$ ($l = 1, 2, \dots, L$) можна представити у такому вигляді:

$$U_{kl} = \sum_{j=1}^M C_{klj} \omega_j + \varepsilon_{kl}, \quad (14)$$

де $U_{kl}, \varepsilon_{kl}, C_{klj}$ мають три просторові компоненти:

$$\begin{aligned} U_{kl} &= \hat{U}_{kl} - \sum_{k'} \alpha_{k-k'} U_{0k'l}, \\ U_{0k'l} &= \frac{1}{4\pi} \left[\frac{1}{r_{0l} V_{p0}} \frac{\partial}{\partial t} q(t_k - \tau_{0l}) + \frac{1}{r_{0l}^2} q(t_k - \tau_{0l}) \right] e_{0l}; \\ r_{0l} &= |r_{0l}|, r_{0l} = (r_j - r_{in}) e; \quad \tau_{0l} = \frac{r_{0l}}{V_{p0}}; \quad e_{0l} = \frac{r_{0l}}{r_{0l}} \end{aligned} \quad (15)$$

Тут квадратурні коефіцієнти $\alpha_{k-k'}$ відповідають згортці за часом апаратної функції α і поля U_0 . Елементи матриці C_{klj} визначаються за формулою:

$$t(x, y, z) = T(x, y). \quad (19)$$

Визначення часового поля в даній просторовій області D відповідає розв'язку рівняння (18) при крайових умовах (19).

Задачу відновлення часового поля можна розв'язати методом скінченних різниць. Алгоритм чисельного розв'язку задачі запропонований В.М. Пилипенко [2].

Глобальна оптимізація поставленої задачі здійснюється шляхом мінімізації цільової функції [6]

$$\Phi(\bar{x}) = \sum_{r=1}^N \left[\left(\Delta g_r^{cn} - \Delta g_r^p \right)^2 + \left(\bar{u}_r^{cn} - u_r^p \right)^2 \right],$$

де Δg_r^{cn} – аномальне поле, зареєстроване в r -точці спостережень; Δg_r^p – аномальне гравітаційне поле, розраховане при прийнятому наближенні кількісного мінералогічного складу і структурі пустотного простору та типу флюїду із врахуванням порового тиску, літостатичного тиску і температури; $\bar{u}_r^{cn}$ – пружні зміщення хвильового поля, зареєстровані в точці спостережень (або час приходу хвилі в точку спостережень); $\bar{u}_r^p$ – пружні зміщення хвильового поля, розраховані при прийнятих наближених параметрах моделі.

Таким чином, описана постановка задачі комплексної інтерпретації результатів сейсмогравіметричних досліджень із застосуванням принципів сейсмічної томографії значно розширює можливості цих методів при пошуках нафти і газу в кристалічному фундаменті і може надати значну допомогу при виборі напрямку розвідувальних робіт.

УДК 550.831+550.838

ГРАВІМАГНІТНА ТОМОГРАФІЯ: СТАНОВЛЕННЯ І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ

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

Розроблено новий гравімагнітний томографічний метод геологічної інтерпретації. Технологія ґрунтується на відновленні структурно-речовинного складу геологічного середовища і його густинних і магнітних властивостей. Метод забезпечує врахування апріорної геологічної інформації та побудову тривимірної геологічної моделі. Розробка забезпечує можливість врахування ефектів неоднорідної намагніченості елементів геологічної структури.

A new gravity and magnetic tomography method of geological interpretation is developed. Technology is founded on renewal of structural-material composition of geological media and its density and magnetization properties. A method provides the most complete consideration of a priori geological information and construction of three-dimensional geological model. Development provides the consideration of heterogeneous magnetization effects of geological structure elements.

Вступ. Бурхливий розвиток інформаційних технологій і суперкомп'ютерної техніки відкриває принципово нові можливості і підходи до комплексної інтерпретації геофізичної інформації.

Як відомо [1, 3], традиційні методи розв'язку нелінійних задач граві- і магнітометрії, які ґрунтуються на класичному апараті мінімізації і направлені на побудову поточкових оцінок шуканих параметрів моделей джерел геофізичних полів, мають принаймні два принципові недоліки. Один із них полягає в тому, що прийняті в умовно-екстремальних задачах форми представлення обмежень на параметри, що оптимізуються, не спроможні охопити всю різноманітність можливих форм апріорних припущень щодо особливостей будови геологічного середовища. Другий недолік безпосередньо пов'язаний із концепцією "оптимальний розв'язок" оберненої задачі і проявляється у відсутності монотонної залежності достовірності цього розв'язку від обсягу вхідних даних. Це спричиняє в задачах комплексування геофізичних методів парадоксальну ситуацію, коли точність розв'язання задачі за сукупністю усіх геофізичних вимірювань виявляється нижчою, ніж у кожного з розв'язків окремо, які побудовані в рамках парціальної моделі спостереженого поля.

Підхід, який ґрунтується на ідеї представлення результатів математичної інтерпретації як набору геологічно змістовних інваріантів на множині допустимих розв'язків оберненої задачі, називається гарантованим [1]. В геофізиці гарантований підхід розвивався переважно в рамках її окремих методів [2, 3]. В роботі [1, 4] зроблено спробу створити новий напрям, який базується на синтезі ідеї

1. Левянт В.Б., Тропов Ю.А., Шустер В.Л. Использование рассеянной компоненты сейсмического поля для дифференциации кристаллического фундамента на коллекторские и монолитные зоны // Геофизика. - 2003. - № 3. - С. 17-26. 2. Пилипенко В.Н. Численный метод полей времен для построения сейсмических границ // Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. - М., 1979. - С. 124-181. 3. Продайвода Г.Т. Математичне моделювання ефективних термолужних властивостей багатокомпонентного тріщинуватого геологічного середовища насиченого флюїдом з внутрішнім тиском // Геофіз. журн. - 2007. - № 3. - С. 122-130. 4. Продайвода Г.Т., Гришук П.І. Гравіметричний метод геокартування структурно-речовинних комплексів Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2007. - Вип. 41. - С. 7-10. 5. Продайвода Г.Т., Вижва С.А. Проблеми геофізики природних і техногенних катастроф // Наук. записки Київськ. ун-ту. - 2004. - Т. III. - С. 162-169. 6. Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Продайвода Т.Г. Сейсмомінералогіческая модель континентальной верхней мантии Земли // Физика Земли. - 2003. - № 2. - С. 3-14. 7. Рыжков Г.А., Троян В.Н. Восстановление поля скорости в трехмерной среде по функционалам от полей упругих волн // Физика Земли. - 1986. - № 7. - С. 49-56. 8. Gibson R.L., Ben-Menahem A. Elastic wave scattering by Anisotropic obstacles: Application of Fractured volumes // J. Geophys. Res. - 1991. - V. 96. - № B12. - P. 905-924.

Надійшла до редколегії 25.05.09

С. Вижва, д-р геол. наук,
Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук,
П. Гришук, канд. геол. наук

гарантованого підходу і концепції монтажних алгоритмів. Цей напрям орієнтований на максимальне врахування інформації. Разом з тим такий підхід, який іменується гарантованим і ґрунтується на ідеї представлення результатів математичної інтерпретації як набору фізично-змістовних інваріантів на множині допустимих розв'язків оберненої задачі, не гарантує геологічну змістовність інтерпретації, так як фактично ігнорується "зв'язок" середовище-фізичні властивості-геофізичні поля. Основна увага зосереджується на "тонких" особливостях геометрії джерел геофізичного поля [1, 2, 3, 4].

У фундаментальній роботі [5] проаналізовано різні підходи та особливості гравітаційної томографії, серед яких виокремлено два основні: фільтраційний та апроксимаційний. Зроблено спробу застосувати теорію обробки геообразень до задач томографії. Серед перспективних підходів пропонується застосування методів гравітаційної томографії з розв'язком обернених задач гравіметрії.

В запропонованій роботі розглядається апроксимаційний підхід томографії при поєднанні розв'язання обернених задач гравіметрії та магнітометрії.

Теорія методу. Відома формула Пуассона, яка встановлює зв'язок між гравітаційним і магнітним потенціалами, навіть формально не береться до уваги при порівнянні гравітаційних і магнітних аномалій. Оскільки вона справедлива лише для тіла, у якого густина і дипольний момент є сталими величинами. Насправді ця умова в реальному геологічному середовищі практично ніколи не виконується. Формально для локальної однорідно-намагніченої структурної неоднорідності залежність між гравітаційним

($W(\bar{x})$) і ($U(\bar{x})$) магнітним потенціалами можна записати у вигляді рівняння Пуассона [6, 3]:

$$U_i(\bar{x}) = \frac{1}{4\pi} \gamma \sigma(\bar{x}) I_i(\bar{x}) W_i(\bar{x}), \quad (1)$$

де $I_i(\bar{x})$ – компоненти вектора намагніченості локального об'єму структурної неоднорідності; $W_i(\bar{x})$ – перші похідні гравітаційного потенціалу того ж об'єму; γ – гравітаційна стала; $\sigma(\bar{x})$ – густина.

Парадоксальність ситуації полягає в тому, що густина визначається усіма без виключення структурними неоднорідностями геологічного середовища, а магнітні властивості, зокрема, магнітна сприйнятливість, визначається вмістом і структурою феромагнітних мінералів, які розподілені лише в деяких локальних областях макроскопічного об'єму, а не заповнюють його суцільним чином. Крім того, магнітна сприйнятливість є анізотропною величиною і залежить від характеру упорядкованості феромагнітних мінералів, а густина – скалярна величина. Більше того, намагніченість макроскопічного об'єму може бути індукційованою сучасним магнітним полем та залишковою, а геологічні тіла не є однорідно намагніченими.

В роботі [7, 8] запропонований принципово новий підхід до вирішення проблеми комплексної інтерпретації геофізичних полів. У його основі лежить багатокомпонентна нелінійна модель геологічного середовища, ефективні геофізичні параметри якого визначаються сучасними методами механіки мікронеоднорідного середовища із урахуванням напружено-деформованого стану структурних елементів флюїдонасиченості, тиску і температури.

Органічним атрибутом такого середовища є наявність пор і тріщин сухих або флюїдонасичених. Для розв'язання задачі комплексної інтерпретації застосовуються принципи геофізичної томографії, інформаційна змістовність якої визначається перекриттям томографічних потенціалів. Томографічні функціонали, шляхом дії на тензорні поля невідомих ефективних фізичних властивостей геологічного середовища, дозволяють визначити вплив усіх структурних елементів геологічного середовища на зареєстроване у фіксованій точці геофізичне поле. Тобто томографічні функціонали забезпечують кількісну оцінку впливу різних структурних неоднорідностей на зареєстроване поле (при обраній системі спостережень) та їх ефективні геофізичні характеристики.

Приймаючи до уваги вищезгадане, основною метою запропонованого підходу комплексної інтерпретації є відновлення речовинного складу та ефективних властивостей структурованого геологічного середовища. З іншого боку, метою геофізичної томографії є відновлення геофізичних параметрів. Це дає підстави запропонований підхід до інтерпретації граві- і магнітометричних даних назвати *гравімагнітною томографією*. Оскільки, на відміну від традиційного підходу, визначається не структура джерел аномального гравітаційного і магнітного полів, а відновлюються густинні та магнітні властивості геологічного середовища і його мінералогічний склад.

Неоднорідне геологічне середовище розбивається на апроксимуючі комірки – тіла простої геометричної форми, розмір яких визначається масштабом досліджень і роздільною здатністю геофізичної технології, що застосовується. Ефективна густина σ^* апроксимуючої комірки визначається елементарним мінералогічним складом із урахуванням напружено-деформованого стану та флюїдонасиченості пор і тріщин:

$$\sigma^* = \sum_{i=1}^N c_i \sigma_i, \quad (2)$$

де c_i – об'ємна концентрація мінералу або пор і мікротріщин; σ_i – густина i -го мінералу або флюїду, що заповнює пори або тріщини.

Ефективна магнітна сприйнятливість макроскопічного об'єму апроксимуючої комірки (χ^*) зводиться до розв'язку задачі визначення залежності середнього значення напруженості у включенні $\langle H_i \rangle$ і макроскопічною магнітною напруженістю апроксимуючої комірки $\langle H^{(m)} \rangle$ [9]:

$$\langle H^{(m)} \rangle = M \langle H_i \rangle, \quad (3)$$

де M – деякий інтегральний оператор, ядром якого є функція Гріна, що враховує взаємодію між структурними елементами із урахуванням їх форми і розміру. Для узагальнення розв'язку на багатокомпонентне середовище застосовується розрахункова схема Морі-Тонака [8]. Ефективний тензор магнітної сприйнятливості (χ^*) визначається із співвідношення:

$$\chi^* = \sum_{r=1}^{N+1} c_r \chi^{(r)} A^{(r)}, \quad (4)$$

де C_r – об'ємна концентрація r -го включення; χ_r – магнітна сприйнятливість r -го включення;

$$A^{(r)} = A_m \left(1 + \bar{Z}^{(r)} d^{(r)} \right), \quad (5)$$

$$A_m = \left(1 + \sum_{i=1}^N c_i \bar{A}^{(i)} d^{(i)} \right), \quad (6)$$

$$\bar{Z}^{(r)} = \left(1 - G^{(r)} f^{(r)} \right)^{-1} G^{(r)}, \quad (7)$$

$$d^{(r)} = \chi^{(r)} - \chi_m, \quad \bar{Z}^{(r)} = \langle Z^{(r)} \rangle, \quad (8)$$

$$f^{(r)} = \chi^{(r)} - \chi^{(c)} \quad (9)$$

де $G^{(r)}$ – алгебраїчна матриця, яка одержана із розв'язку інтегрального рівняння, ядром якого є функція Гріна, що визначає середнє магнітне поле у включенні із макроскопічним магнітним полем апроксимуючої комірки; N – число включень; $N+1$ – кількість компонент матриці; $\chi^{(r)}$ – магнітна сприйнятливість r -го включення; χ_m – магнітна сприйнятливість матриці; χ^c – магнітна сприйнятливість тіла порівняння.

Гравітаційне і магнітне поле, які зареєстровані в точці спостережень, є сумарним, так як воно створюється усіма гравітаційними і намагніченими об'єктами, а не лише об'ємом апроксимуючої комірки:

$$\Delta g^{(СП)}(x, y, 0) = \Delta g^{(AK)}(x, y, 0) + \Delta g^{(\Phi)}(x, y, 0) + \Delta g^{(3)}(x, y, 0), \quad (10)$$

$$\Delta T^{(СП)}(x, y, 0) = \Delta T^{(AK)}(x, y, 0) + \Delta T^{(\Phi)}(x, y, 0) + \Delta T^{(3)}(x, y, 0), \quad (11)$$

де $\Delta g^{(AK)}(x, y, 0)$, $\Delta T^{(AK)}(x, y, 0)$ – аномальні гравітаційні і магнітні поля, які породжуються апроксимуючими комірками; $\Delta g^{(\Phi)}$, $\Delta T^{(\Phi)}$ – аномальні гравітаційні поля, які створюються об'єктами, що знаходяться за

межами досліджуваного макроскопічного об'єму; $\Delta g^{(3)}(x, y, 0)$, $\Delta T^{(3)}(x, y, 0)$ – аномальні гравітаційні і магнітні поля випадкових завад (помилки вимірювань аномального гравітаційного і магнітного полів та похибки апроксимації реального геологічного середовища однорідною апроксимаційною коміркою).

Формули для гравітаційного і магнітного потенціалу апроксимуючої комірки, форма якої представляє собою елементарний куб, наведені в роботі [10]. Глобальна оптимізація поставленої задачі здійснюється шляхом мінімізації цільової функції:

$$\Phi(\vec{x}) = \sum_{k=1}^M \left[\left(\Delta g_{(k)}^{(сп)} - \Delta g_{(k)}^{(мод)} \right)^2 + \left(\Delta T_{(k)}^{(сп)} - \Delta T_{(k)}^{(мод)} \right)^2 \right], \quad (12)$$

де $\Delta g_{(k)}^{(сп)}$, $\Delta T_{(k)}^{(сп)}$ – аномальне гравітаційне і магнітне поля, які зареєстровані в точці спостережень; $\Delta g_{(k)}^{(мод)}$, $\Delta T_{(k)}^{(мод)}$ – аномальне гравітаційне і магнітне поля, що

обчислені із знайденого наближення кількісного мінералогічного складу в апроксимуючій комірці, який використовується для обчислення ефективних густинних і магнітних властивостей; $\vec{x}$ – вектор невідомих параметрів, який включає кількісний мінералогічний склад апроксимуючої комірки, коефіцієнт пористості і тріщинуватості, а також аномальні ефекти від об'єктів, що знаходяться за межами досліджуваного об'єму, та флуктуаційні складові.

Висновки. Розроблено новий гравімагнітний томографічний метод геологічної інтерпретації, безперечною перевагою якого є відновлення структурно-речовинного складу геологічного середовища і його

густинних і магнітних властивостей. Це забезпечує врахування апіорної геологічної інформації та побудову тривимірної геологічної моделі.

Запропонований метод забезпечує вирішення не лише відновлення структури джерел гравітаційного і магнітного поля, але і надійного розрізнення вкладу в аномальне гравітаційне та магнітне поля неоднорідностей об'єму геологічного об'єкта, що досліджується. Метод дозволяє враховувати ефекти неоднорідної намагніченості структурних елементів геологічної структури.

У випадку слабо намагнічених об'єктів відкривається можливість дослідження впливу на магнітне поле парамагнітних мінералів.

1. Балк П.И., Балк Т.В. Совмещенная обратная задача гравитометрии // Физики Земли. - 1996. - № 2. - С. 16–30. 2. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравитометрии // Докл. АН СССР. - 1976. - № 2. - Т. 227. - С. 344–347. 3. Голлиздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. - М., 1988. 4. Шеффер У., Балк Т.В. Монтажный метод решения совмещенной обратной задачи гравитометрии // Докл. РАН. - 1992. - № 1. - Т. 327. - С. 79–83. 5. Долгалев А.С., Шархимуллин А.Ф. "Гравитационная томография" – практика, опережающая теорию? // Геоинформатика. - 2009. - № 3. С. 59–67. 6. Тафеев Г.П., Соколов К.П. Геологическая интерпретация магнитных аномалий. - Л., 1981. 7. Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Проблемы геофизики природных техногенных катастроф // Наук. записки КНУ ім. Т. Г. Шевченка. - Т. 3. - С. 162–170. 8. Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Проблемы комплексной геофизической интерпретации данных геофизического мониторингу природных техногенных процессов // Математика, природознание, технические науки: Доп. НАНУ. - 2004. - № 3. - С. 121–127. 9. Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Лещенко П.В. и др. Новый метод математического моделирования эффективных магнитных свойств многокомпонентных анизотропных геологических сред // Геофиз. журн. - 2005. - № 2. - Т. 27. - С. 280–289. 10. Продайвода Г.Т., Гришук П.И. Гравімагнітний метод геокартування структурно-речовинних комплексів Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2007. - Вип. 41-42. - С. 7–10.

Надійшла до редколегії 21.09.09

УДК 550.832

В. Андрущенко, пров.інж.,
В. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук,
І. Тішаєв, канд. фіз.-мат. наук,
В. Бугрій, асп.

НОВІ ТЕХНОЛОГІЇ В ПРОМИСЛОВІЙ ГЕОФІЗИЦІ

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

Проаналізовано сучасний стан і тенденції в області інформаційного забезпечення процесу буріння глибоких нафтогазових свердловин. Викладено нову ідеологію оперативного отримання геофізичної інформації в процесі буріння без залучення спеціалізованих каротажних загонів. Наведено загальний опис та результати випробування телеметричної системи "Паркус", скидного інклінометра CI-1, пластового нахиломіра НП-6, модуля вимірювання вібрацій "Вібро".

Current status and tendency in dataware drilling process of the deep oil and gas wells are examined. New ideology of operative getting of the reliable geophysics data without special logging services are presented. General description of the bottomhole remote control system "Parcus", the autonomous inclinometer CI-1, the wireline dipmeter NP-6 and the vibrometer "Vibro" and a field testes results are presented.

Вступ. У наш час методи промислової геофізики, наряду із сейсморозвідкою, є найбільш складними, але і найбільш ефективними при вивченні надр Землі. Серед численних напрямків прикладної геофізики саме промислова геофізика найбільш багата на методи й модифікації досліджень, використовує всі види фізичних полів, оперує широким спектром (від даних буріння до результатів випробувань) вихідної й отриманої у процесі досліджень геофізичної, промислової, петрофізичної та іншої інформації. Справді, складний об'єкт дослідження – дифузна система "свердловина-гірські породи", що змінює свої властивості та параметри в часі та просторі, численні й різнопланові задачі, детальність і точність їхнього розв'язання на всіх етапах пошуку, розвідки, дорозвідки, підрахунку запасів вуглеводнів, розробки й експлуатації нафтогазових родовищ

(аж до їхнього закриття), складні, з малим ступенем свободи, свердловинні умови проведення досліджень – все це робить промислову геофізику не тільки специфічним, але й найбільш інтелектуально насиченим напрямком розвідницької геофізики [4, 5].

Подальший розвиток промислової геофізики, зважаючи на сучасний стан науки й техніки, вимагає розв'язання таких задач:

- розвиток теорії існуючих методів ГДС, розв'язання прямих і обернених задач для умов, максимально наближених до реальної моделі досліджуваного середовища;
- розробка нових методів і модифікацій геофізичних досліджень свердловин, зокрема таких, які дозволяють оперативно одержувати геолого-геофізичну й технологічну інформацію в процесі буріння свердловин;

- створення на сучасній електронній базі геофізичної апаратури нового покоління, а також одержання геолого-геофізичної та геолого-технологічної інформації, максимально наближеної до дійсних значень властивостей і параметрів об'єкта дослідження;

- розробка й впровадження в практику виробництва сучасних автоматизованих (комп'ютеризованих) систем обробки та інтерпретації промислово-геофізичних і супутніх матеріалів на основі ефективних алгоритмів і програм;

- підготовка фахівців даної галузі, що відповідають сучасним вимогам теорії й практики геофізичної науки.

Окреслене коло проблем, що стоять перед промисловою геофізикою, досить широке і різнопланове, проте в одному ці задачі мають дещо спільне. Це – проблема одержання геофізичної й геолого-технологічної інформації в масштабі реального часу, що реєструється безпосередньо в процесі буріння свердловин. Актуальність розв'язання цієї задачі в повному обсязі очевидна: по-перше, це дозволить підвищити точність геонавігації й різко скоротити час будівництва свердловин, по-друге, одночасне вивчення гірських порід за даними комплексу геофізичних і геолого-технологічних методів досліджень в процесі буріння в остаточному підсумку підвищить геологічну й економічну ефективність пошуків, розвідки й розробки вуглеводневих покладів, особливо так званих нетрадиційних, складно побудованих покладів нафти й газу [5].

Нова ідеологія розв'язання поставлених задач полягає в комплексному застосуванні тріади: пластової нахилометрії - забійних телеметричних систем - геофізичних і геолого-технологічних досліджень ГТД, що супроводжують процес буріння.

Дані пластової нахилометрії дозволяють уточнити просторове положення шарів, що складають розбурювану структуру, і дають можливість більш точно, цілеспрямовано провести геонавігаційні роботи: увійти буровим інструментом в заданий інтервал і, за необхідності, пройти всередині, не виходячи за його межі.

Геофізична апаратура, розміщена на "борті" вибійної телесистеми, дозволяє в процесі буріння вирішувати проблему геонавігації, а також одержувати й передавати на поверхню інформацію, що разом з даними ГТД забезпечує вивчення гірських порід.

Сучасний стан проблеми. Кінець ХХ століття для розвитку світового паливно-енергетичного комплексу характерний появою ряду новітніх технологій, у тому числі принципово нової системи розробки нафтогазових покладів за допомогою горизонтальних свердловин. Буріння горизонтальних свердловин є важливою умовою для створення раціональних систем розробки нових нафтових і газових покладів з різною конфігурацією і, в першу чергу, з низькими колекторськими властивостями продуктивних пластів. Використання свердловин з горизонтальними стовбурами довжиною більше ніж 200 м суттєво змінює не тільки технологію розкриття

пласта, але і геометрію форми припливу вуглеводнів. Крім того, за рахунок збільшення площі проведення бурових робіт здійснюється більш повний відбір продукції з частин покладу, звідки приплив був обмежений при вертикальних стовбурах. Хоча вартість таких свердловин вища за звичайні в 1,2-1,5 рази, однак одержуване при цьому збільшення видобутку в 2-5 разів забезпечує значний економічний ефект. У Росії вже зараз бурять сотні таких свердловин на рік, а на Заході - тисячі. Перші горизонтальні свердловини в Україні були пробурені в 50-і роки на одній з ділянок Бориславського родовища [6]. У подальшому, в 70-і роки, почали бурити бокові горизонтальні стовбури (БГС) в діючих свердловинах Долинського родовища і на 4-х свердловинах з 6-ти пробурених дана технологія дозволила одержати значні прирости дебіту вуглеводнів (зокрема, збільшення припливу нафти до 64,2 т/добу, що виявилось у 3,4 рази вище, ніж дебіт вертикальних свердловин, розташованих поблизу). У 1998 році на родовищі Штурмове в свердловині 21 на глибині 2130 м було пробурено боковий горизонтальний стовбур довжиною 201 м, в результаті чого значно зріс дебіт конденсату в свердловині порівняно з дебітом перед бурінням БГС. У період 2000-2006 рр на пробурених горизонтальних свердловинах та свердловинах із зарізанням бокових стовбурів були отримані значні дебіти нафти, що в 5-10 разів перевищували дебіти вертикальних стовбурів із тих же покладів (свердловини №№ 44-Прилуки, 55-М Дівича, 230-Качанівка, 152-Яблунівка, 103-Гнідинці) [6].

Широкомасштабне впровадження буріння горизонтальних свердловин за кордоном стало можливим завдяки новим інформаційним технологіям. Створення сучасних вибійних телеметричних систем (MWD і LWD-системи) розглядається провідними геофізичними компаніями як пріоритетний науково-технічний напрямок. Зазвичай, західні фірми (Сперрі-Сан, Шлюмберже, Халібартон, Айсман Крістенсен - Бейкер Хьюз), що роблять такі системи, продають їх досить дорого й у більшості випадків самі надають відповідні послуги, виїжджаючи на проведення горизонтальних ділянок свердловин зі своєю апаратурою й персоналом. Саме рівень цін, що склався нині на MWD-системи, є головною перешкодою на шляху їх широкого впровадження в Україні. Водночас, він обумовлює пошук нових конструктивних і методичних рішень для забезпечення оперативного та недорогого супроводу процесу буріння.

Пластова нахилометрія. В 2003 р уперше в Україні зусиллями вчених лабораторії механіки спряжених хвильових полів кафедри теоретичної й прикладної механіки механіко-математичного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка й фахівців КБ "Геофізприлад" був розроблений дослідний зразок шестиважільного пластового нахиломіра НП-6 (рис. 1), у якому реалізується метод бокового мікрокаротажу.



Рис. 1. Зовнішній вигляд апаратури пластової нахилометрії НП-6

Пластовий нахиломір призначений для визначення елементів залягання шарів, пройдених свердловиною, кривизни й профілів свердловини, орієнтованих у просторі. За зареєстрованими даними про орієнтацію приладу в просторі (зенітний, азимутальний і візирний кути), радіусами свердловини і параметрами мікрокаротажу (6 зондових установок) програмною обробкою визначаються елементи залягання шарів - кут падіння й азимут падіння плоского контрастного шару. Пробна експлуатація приладу дала позитивні результати.

Геонавігація в процесі буріння. На сьогодні інклінометрія в пошуково-розвідувальних і експлуатаційних свердловинах під час їх буріння проводиться з метою перевірки відповідності фактичної траєкторії стовбура свердловини проектній. Такі геонавігаційні роботи виконуються, зазвичай, геофізичними каротажними партіями (загонами) та передбачають призупинення процесу буріння. Альтернативою такій традиційній технології проведення свердловин може стати технологія геонавігації із використанням вибієних скидних автономних

інклінометрів (BCAI). Проста, високопродуктивна і надійна технологія оперативного контролю траєкторії свердловини в просторі реалізована у вибієному автономному скидному інклінометрі CI-1 (рис. 2).

Конструктивно інклінометр зібраний у немагнітному титановому або сталевому кожусі діаметром 44 мм і довжиною близько 2 м, котрий витримує гідростатичний тиск до 800 атмосфер. В середині кожуха (рис. 2) розташовані акумуляторна батарея, модуль центрального процесора з флеш-пам'яттю та модемом передачі цифрових даних, гамма-модуль та один або два інклінометричні модулі (трійка взаємно ортогональних гравітаційних датчиків (рідинні диференціальні ємнісні датчики) та трійка взаємно ортогональних магнітних датчиків (ферозондові датчики)). Усі модулі виконані автономними, взаємозамінними, на єдиній мікропроцесорній основі і пов'язані між собою цифровою шиною. Кількість і тип модулів можуть бути різними, залежно від розв'язуваних задач [2].

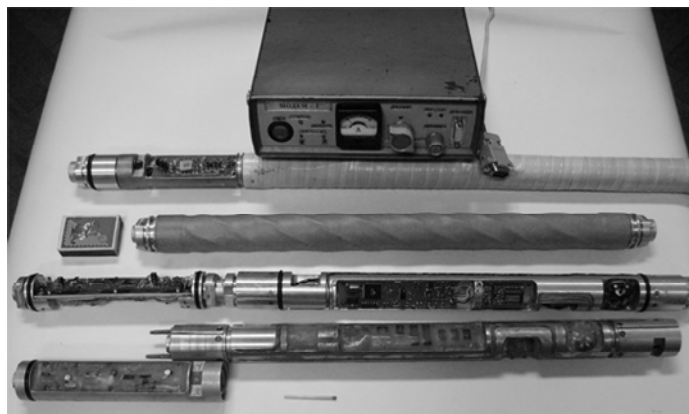


Рис. 2. Зовнішній вигляд інклінометра скидового типу CI-1

Згідно з програмами і методиками дослідно-промислових випробувань, затверджених ВАТ "Укрнафта", було проведено чотири заміри пристроєм CI-1 у свердловині № 508 Бугруватівського родовища і співставлення отриманих результатів з даними інклінометрії свердловини, що проводилася каротажною партією із використанням серійного приладу типу KIT за стандартною методикою (рис. 3). За результатами випробувань

комісія, до складу якої входили фахівці геологорозвідувальної справи та фахівці-геофізики, затвердила наступний висновок: "вважати за доцільне проводити вимірювання зенітного кута та азимута за допомогою CI-1, оскільки його використання дозволяє оперативно та достовірно оцінювати траєкторію стовбура свердловини, не витрачаючи час на додаткову підготовку свердловини до ГДС".

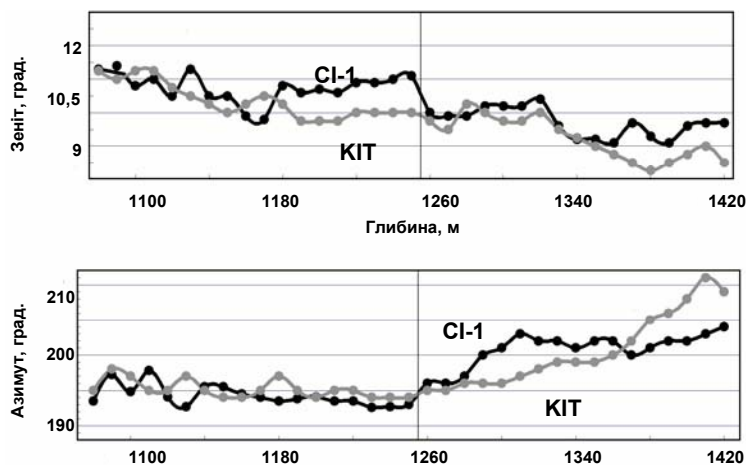


Рис. 3. Результати випробувань інклінометра CI-1 в свердловині № 508 Бугруватівського родовища (у порівнянні із серійним інклінометром KIT)

На сьогодні вибієний скидний автономний інклінометр може використовуватися як самостійний прилад, так і в складі телеметричної системи "Паркус".

Перша в Україні вибієна безкабельна телеметрична система "Паркус" (рис. 4) з електромагнітним каналом зв'язку створена в Київському національному університеті

теті імені Тараса Шевченка. Ця унікальна вітчизняна телесистема призначена для контролю й оптимізації навантаження на долото, а також, завдяки високій точності вибірного інклінометра, забезпечення будівництва БГС та коригування профілю свердловини [1]. Безкабельна вибірна телесистема "Паркус" складається зі свердловинної частини та наземної (антена, приймач та передавач каналу зв'язку, комп'ютер), зв'язаних між

собою через електромагнітний каналу зв'язку. Після багаторазових свердловинних випробувань телесистеми стало очевидним, що дані, отримані безпосередньо в процесі буріння (тобто не зупиняючи прокачування), можуть бути настільки точними, що профіль свердловини може визначитися в реальному масштабі часу без зупинки на проведення контрольних вимірів звичайними інклінометрами.



Рис. 4. Телетрична система ПАРКУС

Досягнуті позитивні результати з проводки ряду похило спрямованих свердловин (36, 460-Охтирка, 60-Прилуки, 72-Андрияшівка й ін.) дозволяє ставити питання про впровадження такої телетричної системи в практику бурових і геофізичних робіт в Україні [1].

Розробка технології ВСП в процесі буріння. Актуальним завданням нафтогазової промисловості є одержання оперативної інформації про геологічний розріз навколо свердловинного простору (і розрізу нижче вибою) безпосередньо в процесі буріння. Найбільш ефективним варіантом розв'язання цієї задачі є використання методу вертикального сейсмічного профілювання у процесі буріння (ВСП ПБ).

Технологія ВСП ПБ має значне поширення за кордоном для розв'язання цілого спектру різних задач. Починаючи з кінця 1980-х років було створено ряд систем сейсмічних свердловинних досліджень в процесі бурін-

ня – TOMEX (Western Atlas), TRAFOR (iFP), DBSeis², VISION (Schlumberger), SEIBIT (ENI Division, OGS) [7]. За останнє десятиліття в Росії метод вертикального сейсмічного профілювання в процесі буріння набув широкого розповсюдження завдяки дослідженням Г.А. Шехтмана, А.В. Копчикова, А.О. Табакова [3, 7]; були розроблені методики реєстрації та обробки даних ВСП ПБ – SDP (НПК "Геопроект"). У нашій країні на сьогоднішній день технологія сейсмічного супроводу буріння практично не використовується. Початковим етапом при розробці подібної технології є вивчення сейсмічного сигналу джерела – бурового долота. Для вирішення цієї проблеми фахівцями механіко-математичного факультету був створений свердловинний прилад "Вібро" і відповідне програмне забезпечення, що дозволяє одержувати інформацію про генеровані долотом коливання у процесі буріння (рис. 5).



Рис. 5. Модуль виміру вібрацій долота "Вібро"

Конструктивно даний прилад являє собою окремий модуль, що може бути використаний як самостійно, так і в складі системи MWD (на сьогодні розробниками передбачено сумісне використання модуля "Вібро" та інклінометра). Головним призначенням розробленого апаратурного рішення є вимірювання в безпосередній близькості до бурового інструмента вібрацій КНБК – компоновки низу бурової колони, з можливістю прив'язки отриманих даних в просторі та часі (за умови використання даних інклінометричного модуля, розміщеного в немагнітному середо-

вищі). Конструктивне виконання приладу дозволяє використовувати його як у повністю автономному режимі (що передбачає попереднє задання необхідних параметрів, автономну роботу приладу на вибої свердловини та наступне зчитування даних з флеш-пам'яті на поверхні), так і в режимі "реального часу" з безперервною передачею отриманих даних за допомогою кабелю. Проведені випробування приладу (рис. 6) в умовах реальних свердловин засвідчують його ефективність при розв'язанні задачі оцінки параметрів сейсмічного сигналу від долота.

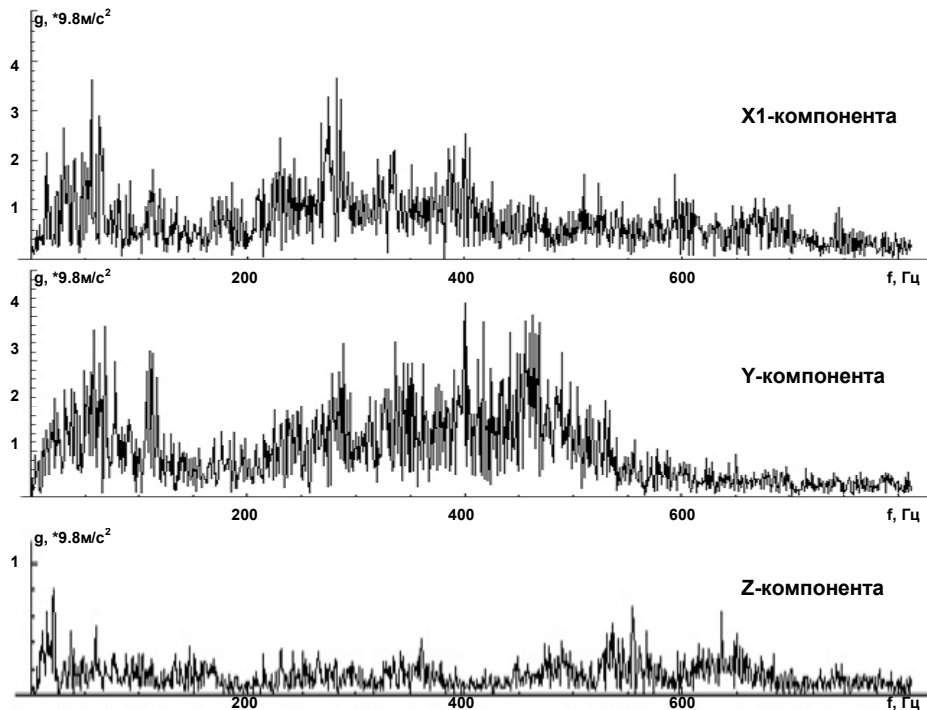


Рис. 6. Результати випробувань віброметричного модуля "Вібро". Амплітудно-частотний спектр вібрації по 3-х координатах Буріння із зусиллям 16 тонн

Висновки. Спектр задач, що стоять перед промислово-геофізичними дослідженнями, досить широкий і різноплановий, але серед них особливо актуальною є проблема отримання оперативної геофізичної та геолого-технологічної інформації в процесі буріння. Запропонований підхід до розв'язання цієї задачі на основі комплексного застосування тріади (пластової нахилометрії - забійних телеметричних систем - геофізичних і геолого-технологічних досліджень, що супроводжують процес буріння) було реалізовано у відповідних апаратурних розробках. Досягнуті позитивні результати застосування наведених апаратурних рішень (телеметричної системи "Паркус", скидного інклінометра CI-1, пластового нахиломіра НП-6) дають підстави до їх широкого виробничого впровадження.

1. Андрущенко В.А. Петрук Н.В., Курганский В.Н. Забойная телесистема "ПАРКУС" // НТВ "Каротажник". - Тверь, 2000. - Вып. 67. - С. 94-96.
2. Андрущенко В.А. Петрук Н.В., Курганский В.Н., Тишасев И.В. Вибірний скидний автономний інклінометр // Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць. - К., 2008. - Вип. 6. - С. 58-68.
3. Гогоненков Г.Н., Табаков А.А. Современное состояние и перспективы развития метода ВСП // Гальперинские чтения-2001: Матер. конф. - М., 2001. - С. 15-17.
4. Курганский В.Н. Петрофизические и геофизические методы изучения сложно построенных карбонатных коллекторов нефти и газа. - К., 1999.
5. Курганский В.Н. Промысловая геофизика как составная часть геотехнологической системы // НТВ "Каротажник". - Тверь, 2005. - Вып. 130-131. - С. 135-140.
6. Стасенко В.М., Карпенко В.М., Кравец В.В. Досвід і проблеми спорудження горизонтальних свердловин в Україні // Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. праць. - К., 2008. - Вип. 6.
7. Poletto F., Miranda F. Seismic While Drilling: Fundamentals of Drill-Bit Seismic for Exploration // Handbook of geophysical exploration. Seismic exploration series. - 2004. - V. 35.

Надійшла до редколегії 11.05.09

УДК 550.383:561

К. Бондар, канд. геол. наук,
Б. Рідуш, канд. іст. наук

ДИНАМІКА КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН В КРИМУ У ГОЛОЦЕНІ-ВЕРХНЬОМУ ПЛЕЙСТОЦЕНІ ЗА ДАНИМИ МАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ПУХКИХ ВІДКЛАДІВ ПЕЧЕРИ ЕМІНЕ-БАЙР-ХОСАР

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол. наук, доц. О.М. Іванік)

Простежені зміни магнітних характеристик і палеомагнітні варіації давнього магнітного поля у розрізі горизонтально-шаруватих рихлих суглинчастих відкладів привхідної частини печери Еміне-Байр-Хосар. Співставлення магнітних, палеомагнітних, палеонтологічних і радіовуглецевих даних дозволило відновити динаміку палеокліматичних змін на плато Чатырдаг та його околиці у голоцені-верхньому плейстоцені.

Magnetic properties and palaeosecular variations of the Earth's magnetic field are investigated along the section of horizontally-layered non-cemented loamy sediments from near-entrance part of the Emine-Bair-Khosar Cave. The dynamics of paleoclimatic changes on Chatyrdag plateau and surrounding area during Holocene – Upper Pleistocene is reconstructed from complex interpretation of magnetic, palaeomagnetic, palaeontological and radiocarbon data.

Постановка завдання. Пухкі відклади привхідних частин карстових печер, які містять матеріал, привнесений ззовні, здатні "записувати" зміни кліматичних умов в період свого утворення. Основні палеокліматичні ситуації відображаються в морфологічній будові розрізу, літологічному складі, а також у магнітних власти-

востях відкладів. Крім того, стратифіковані товщі, збагачені кістками давніх тварин і іншими палеонтологічними рештками, можуть виступати носіями палеомагнітної інформації, а отже, існує можливість датування окремих палеокліматичних фаз, зафіксованих у розрізі. Нами зроблено спробу комплексної реконструкції ди-

© Бондар К., Рідуш Б., 2010

наміки кліматичних змін у голоцені-верхньому плейстоцені в Криму по результатах досліджень рихлих суглинистих відкладів печери Еміне-Баїр-Хосар, розташованої на плато Чатирдаг.

Подібні дослідження проводилися раніше в печерах Північно-Східного Причорномор'я, Північного Кавказу [1-3], Західного Прибайкалля [4]. Автори робіт [1, 3] наголошують, що у печерних відкладах слід очікувати більш надійного запису древнього магнітного поля, оскільки кліматичні умови всередині печери відносно стабільні, а отже низька ймовірність накладання вторинної намагніченості. Крім того, еоловий спосіб формування рихлої товщі у привхідній частині печери дозволяє сподіватися на неперервний палеомагнітний та палеокліматичний запис на відміну від лесово-ґрунтових формацій, де ґрунтові шари утворюються внаслідок переробки материнського лесу [5].

Об'єкт дослідження. Печера Еміне-Баїр-Хосар розташована на північному краї нижнього плато Чатирдагу, має зальну довжину 1460 м і глибину 125 м [6, 7].

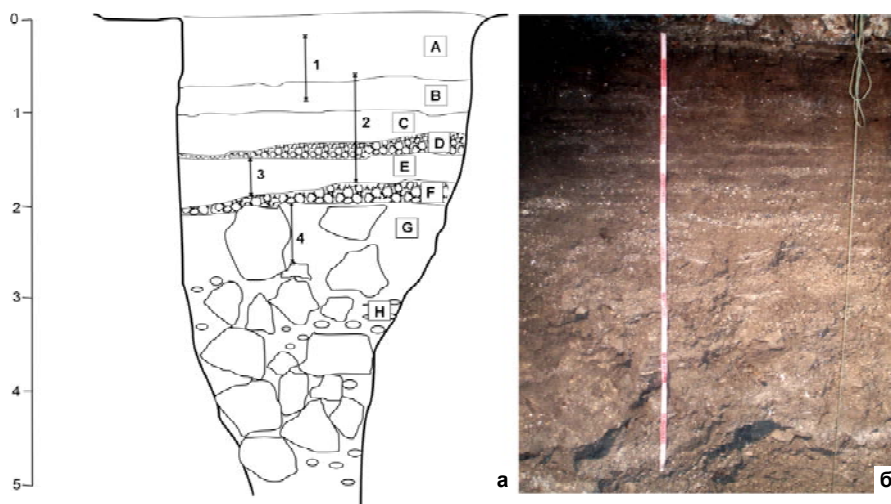


Рис. 1. Схема розрізу (а) з позначенням літологічних шарів і розчисток опробування, фотографія верхньої частини розрізу (б)

При палеонтологічних дослідженнях у вказаному діапазоні (0-260 см) знайдені кістки: ссавців: сайги (*Saiga tatarica/borealis*), оленя благородного (*Cervus elaphus* L.), зайця (*Lepus* sp.), лисиці (*Vulpes vulpes* L.), людини (*Homo sapiens*), а в нижній частині розрізу (-240 см) – гігантського оленя (*Megaceros* sp.); птахів: переважно галка альпійська (*Pyrrhocorax graculus*) і голуб сизий (*Columba livia*), а також соколи (*Falco* cf. *subbuteo*, *Falco vespertinus*). Для костей сайги з глибини 2,0 м отримана радіовуглецева (^{14}C) дата 10490 $\pm$ 170 (Ki-13063).

Морфологія розрізу. Верхня частина розрізу, відслонена в розчистках 1 і 2, складається з наступних шарів. Шар А (0-0,75 м) – темно-сірий, рихлий, безструктурний, вологий, легко-суглинистого механічного складу, містить, в основному, ґрунтовий матеріал, шар В (0,75-1 м) – товща, яка складається з восьми пачок глинистий + щебенистий прошарок, буро-коричневого кольору, розмір жорсткості вапняку у щебенистих прошарках збільшується від 1-2 мм у верхній частині шару до 1 см знизу. Шар С (1-1,3 м) палевий світлий, однорідний, глинистий, з невеликим вмістом уламкового матеріалу. У розрізі також фіксуються два щебенистих шари - D (1,3-1,5 м) і F (1,8-2 м) – вони являють собою хаотичне нагромадження гострокутних уламків вапняку діаметром до 5 см. Шар Е (1,5-1,8 м) за морфологічними ознаками подібний до шару С, відслонений в розчистках 2 та 3. Шар G (2-2,6 м), відслонений в розчистці 4,

Об'єктом дослідження виступив розріз рихлих відкладів (рис. 1), інтенсивно насичених палеонтологічним матеріалом [8], відкритий у "Музейній" залі печери на глибині 28 м від природної вхідної воронки. Розріз представлений перевідкладеним еоловим лесово-ґрунтовим матеріалом, насиченим жорсткою вапняку. У відкладах простежується горизонтальна шаруватість (рис. 1б), що дало підстави дослідити палеомагнітний запис розрізу по аналогії з лесово-ґрунтовими формаціями. Загальна потужність досліджених відкладів складала 2,6 м. Нульовий рівень відповідає покрівлі бетонної плити, яка закриває розріз. Великі уламки вапняку, які траплялися у розрізі не дозволили опробувати всю його потужність в одній розчистці, їх довелося зробити чотири, при цьому потужність окремих шарів у них дещо відрізнялася. В результаті зведена потужність розрізу складала 215 см. Нижче залягає грубоуламковий матеріал, непридатний до відбору монолітних зразків.

сформований сірувато-бурими вологими глинами з тонкими щебенистими прошарками. Відклади, що залягають нижче, (2,6-5 м) являють собою нагромадження великих уламків вапняку, перемішаних з глиною.

Методика магнітних і палеомагнітних досліджень. Відбір орієнтованих зразків проводився ручним способом з використанням гірського компаса. Крок відбору по вертикалі 3 см по 2-3 зразка з кожного рівня. Відібрати монолітні зразки з щебенистих шарів D і F виявилось неможливим. Уся колекція складала 196 орієнтованих зразків, які зберігались по магнітному полю перед вимірюваннями.

В лабораторних умовах вивчені наступні петромагнітні характеристики. Магнітна сприйнятливості (k) виміряна на капамістку KLY-2 (Geofizyka, Чехія), а також на приладі Bartington MS2 з сенсором MS2B Dual Frequency Sensor (Великобританія), який дозволяє вивчати магнітну сприйнятливості на двох частотах. Частотна залежність магнітної сприйнятливості розраховується за формулою: $k_{fd} = (k_{lf} - k_{hf}) / k_{lf} \cdot 100 \%$, де k_{lf} і k_{hf} – значення на частотах 470 і 4700 Гц. Магнітна сприйнятливості традиційно використовується для розчленування лесово-ґрунтових формацій. Наявність ґрунтового матеріалу зумовлює підвищений вміст суперпарамагнетиків у відкладах [9], а отже впливає на значення k_{fd} . Також уздовж розрізу вивчена природна залишкова намагніченість (NRM) та ідеальна намагніче-

ність (ARM), створена в змінному полі 100 мТ при постійному полі 0,5 мТ. Вимірювання виконані на криогенному магнітометрі 2G Enterprises.

Визначене відношення Кеніксбергера (Q), яке характеризує відносну магнітну жорсткість відкладів, а також відношення ARM/k, яке залежить від розмірів магнітних зерен у породі [10].

Магнітна мінералогія розрізу вивчалася на підставі даних термомагнітного аналізу по намагніченості насичення $M_s(T)$ до температури 700°C в процесі нагрівання-охолодження в магнітному полі 100 мТ. По кривих другої похідної визначені температури Кюрі магнітних мінералів.

За результатами покрокового розмагнічування NRM пілотних зразків змінним магнітним полем побудовані діаграми Зейдєрвельда, по яких визначені кроки розмагнічування зразків основної колекції. Зміни напрямку характеристичної намагніченості представлені у вигляді кривих її схилення (D) та нахилення (I) уздовж розрізу. Пілотна колекція містила по 2 зразки з кожного виділеного літологічного шару.

Результати дослідження. За характером зміни магнітних властивостей, які залежать переважно від концентрації зерен магнітних мінералів (χ , ARM), розріз розділяється на горизонти, які не завжди збігаються з літологічними шарами (рис. 2).

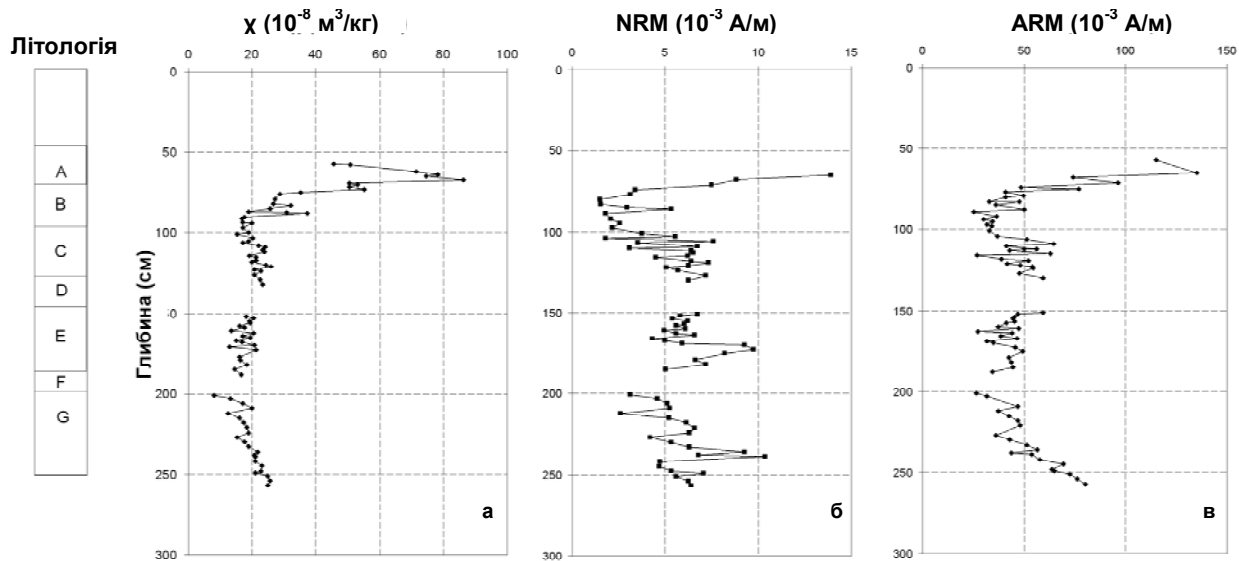


Рис. 2. Магнітна сприйнятливість χ (а), природна залишкова намагніченість NRM (б), ідеальна намагніченість ARM (в) відкладів розрізу

Найвищі значення цих параметрів відмічаються в шарі А, також зростання χ , NRM, ARM відмічено в шарі С та нижній частині шару G. Падіння магнітних властивостей спостерігається в шарах В, Е і верхній частині шару G. На кривій NRM помітні піки в нижній частині шару Е і в шарі G, які можуть свідчити про зміни магнітної мінералогії або розмірів зерен-носіїв намагніченості.

Загалом магнітні властивості порід розрізу тим вищі, чим більше вони містять гумусованого матеріалу і менше – вапнякової жорсткості.

З метою дослідження магнітної мінералогії розрізу вивчалася поведінка намагніченості насичення в процесі нагрівання-охолодження в повітрі (метод $M_s(T)$). При цьому матеріал проби набував рудого забарвлення, тобто ми намагалися уникнути утворення вторинного магнетиту з глинистих мінералів і первинних магнетиків в процесі вимірювального нагрівання. Для всіх горизонтів зафіксовані температури Кюрі в діапазоні 571...579°C, що дозволяє вважати магнетит домінуючим магнітним мінералом (рис. 3).

K_{fd} (рис. 4а) досягає 10...12 % в гумусованому шарі А, який, отже, характеризується високим вмістом суперпарамагнітної фракції. З глибиною K_{fd} і вміст суперпарамагнетиків падає, незначні підвищення спостерігаються в шарі С і нижній частині шару G – найбільш магнітних горизонтах розрізу.

У цих самих горизонтах – А, С, G – а також у нижній частині шару Е, відмічаються піки на кривій ARM/k, і кривій Q (рис. 4 б, в). Відповідно, в магнітних шарах

розрізу і в нижній частині шару Е міститься відносно багато дрібних магнітних зерен. Для шарів А, С і G це можна пояснити присутністю ґрунтового матеріалу, а в шарі Е причина, ймовірно, інша.

Щоб з'ясувати компонентний склад NRM, ми проводили покрокове розмагнічування зразків пілотної колекції змінним полем в інтервалі 2,5...60 мТл. Приклади типових діаграм Зейдєрвельда, що являють собою ортогональні проекції вертикальної й горизонтальної компонент намагніченості, наведені на рис. 5 а. На рис. 5 б представлені залежності інтенсивності NRM від розмагнічуючого поля. Зразки з верхньої частини розрізу (до 100 см), куди входять шари А і В, показали хаотичну зміну напрямів NRM в процесі розмагнічування і були виключені з подальшого аналізу. Їх NRM виявилася в середньому на 80 % в'язкою, медіанне руйнуюче поле не перевищувало 10 мТл.

На підставі даних компонентного аналізу для решти колекції було вибрано поле магнітної чистоти 20 мТл, після дії якого у зразках залишалося більше 50 % намагніченості. Також відносно магнітом'язкою визнана NRM нижньої частини шару G, в якому зареєстровані підвищені значення χ , NRM, ARM.

Враховуючи, що накопичення горизонтально-шаруватих відкладів відбувалося, переважно, еоловим шляхом у зоні печери з відносно стабільними кліматичними показниками, є підстави вважати, що жорстка компонента намагніченості має посторієнтаційну природу.

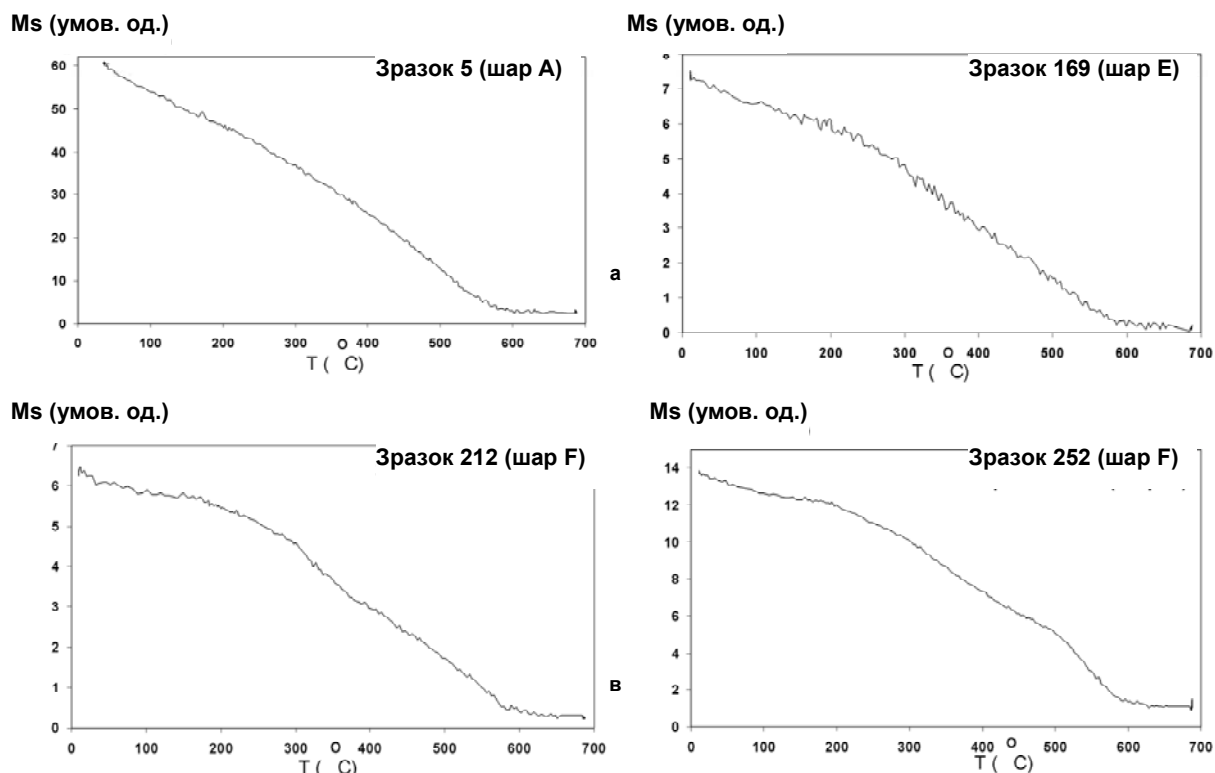


Рис. 3. Термомагнітні криві $M_s(T)$ зразків з розрізу

Поведінка кутових характеристик намагніченості відкладів представлена на рис 7. Кожна точка на кривих I і D відповідає середньому значенню для 3-5 зразків, відібраних ручним способом (не з одного штуфа). Аналізуючи отримані криві, зазначимо, що в шарі С виділяється східний пік схилення, який може бути співставлений з f-піком схилення 2,8 тис років тому за

археоманітними даними для території України та Молдови [11]. Оцінити вік інших елементів кривих не вбачається можливим через брак абсолютних датуваль (всього одна радіовуглецева дата на розріз). В усій товщі розрізу зон аномальної або оберненої магнітної полярності не зафіксовано.

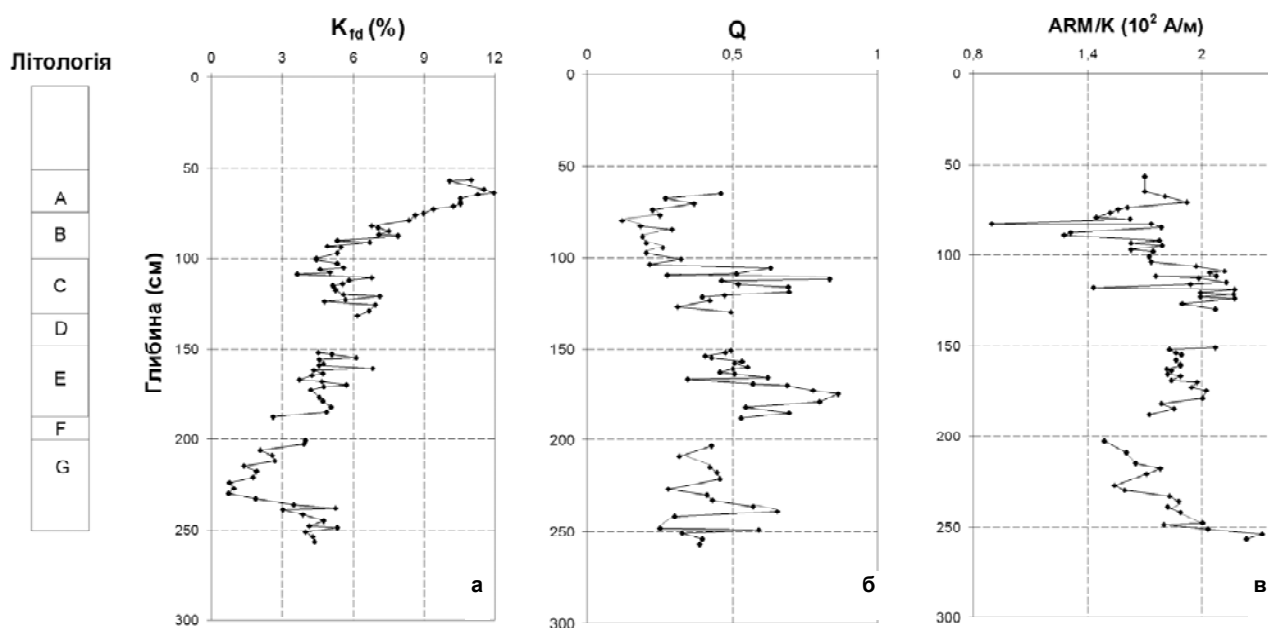


Рис. 4. Частотна залежність магнітної сприйнятливості K_{fd} (а), фактор Кениксбергера Q (б), відношення ARM/K (в) відкладів розрізу

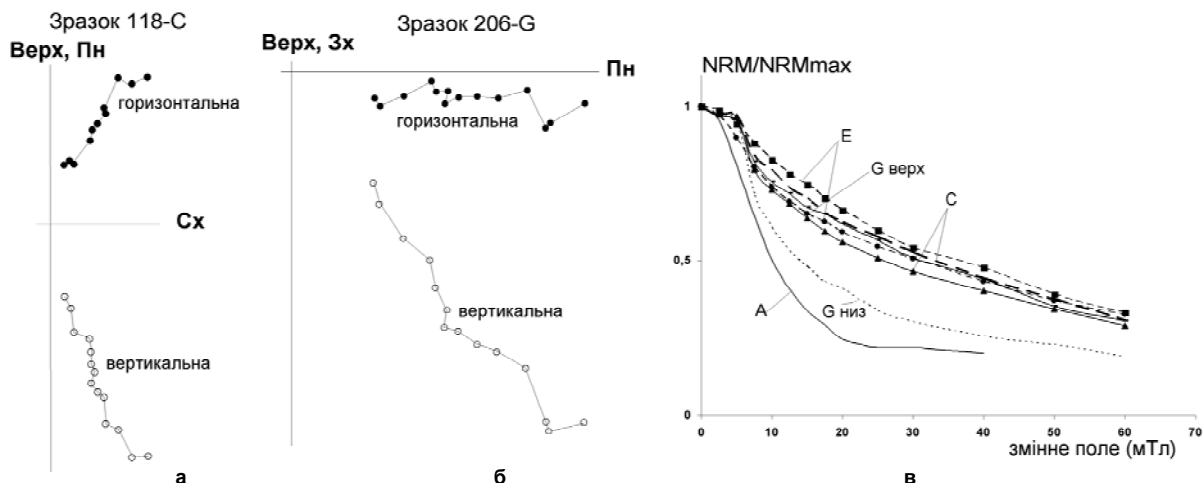


Рис. 5. Типові діаграми Зйдервельда (а), (б) і криві розмагнічування NRM зразків з різних шарів змінним полем (в)

Обговорення. Спробуємо використати наявні датування і розподіли магнітних показників для співставлення літології розрізу з хроностратиграфічними підрозділами схеми Блітта-Сернандера для пізньольодовиків'я - голоцену [12] і регіональної стратиграфічної схеми антропогену платформеної частини УССР, затвердженої УРМСК в 1972 р.

По-перше, в розрізі (рис. 7) є два горизонти криогенного вапнякового щебню (шари D, F), що сформувалися в голоцені – пізньольодовиків'ї. Вважаємо за можливе пов'язати утворення цих горизонтів з періодами мінімальних температур, які, за даними для Східноєвропейської рівнини [12] мали місце у пізньому суббореалі (SB3) - шар D - і пізньому дріасі (DR3) – шар F. Радіовуглецеве датування кістки сайги, знайденої в шарі F, не протирічить такому припущенню.

Далі спробуємо представити ретроспективу кліматичних змін у Криму від сучасності до давнини. Впродовж найбільш теплих періодів до печери заносився гумусований матеріал, добре діагностований у розрізі за магнітними властивостями. Шари A, B відповідають субатлантичному періоду з теплим і вологим кліматом у Криму.

Палеомагнітна дата верхньої частини шару C відносить його до відносно прохолодного пізнього суббореалу, якому передував більш теплий період SB1+2. Максимальна магнітність шару C відмічається саме у нижній його частині. Шар E формувався, ймовірно, у ранньому і середньому голоцені (періоди PB, BO, AT) в умовах помірного клімату. Верхня частина шару G відкладалася в холодний період, якому передував теплий, зафіксований у вигляді підвищення магнітних показників у підшві цього шару. Припускаємо, що шар F+G може відповідати підрозділам схеми УРМСК 1972 р. причорноморському + дофінівському етапам.

Зазначимо, що щвидкість нагромадження суглинного матеріалу, відносно низька у верхньому плейстоцені-ранньому-середньому голоцені, дещо зростає у пізньому голоцені.

Таким чином, магнітні горизонти A, B, C і нижня частина G відповідають періодам відносного потепління клімату, щебнисті (D, F) – похолоданням, а слабомагнітні (E, верх G) - перехідним періодам для плато Чатирдаг та прилеглих територій.

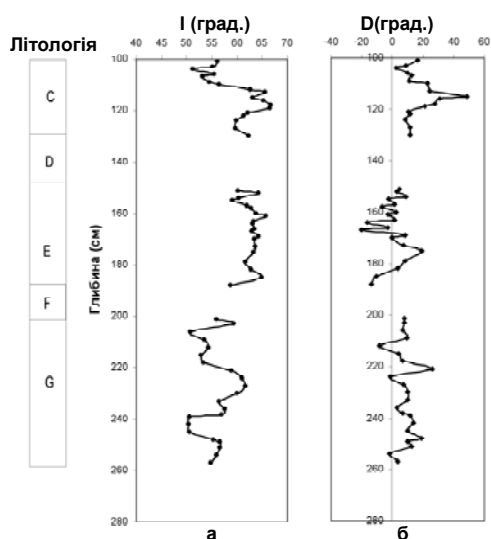


Рис. 6. Криві змін нахилання I (а) і схилання D (б) по глибині розрізу

Висновки. 1. Досліджені магнітні властивості й палеомагнітні характеристики розрізу вторинних еолових відкладів печери Еміне-Баїр-Хосар.

2. В результаті комплексного аналізу магнітних, палеомагнітних та палеонтологічних даних реконструй-

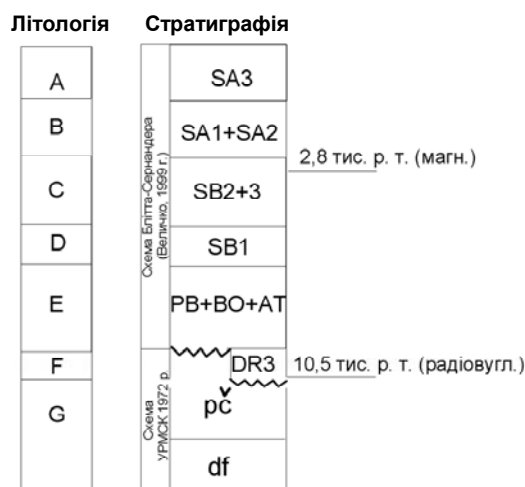


Рис. 7. Зміна палеокліматичних обстановок у пізньому плейстоцені - голоцені, записана у відкладах розрізу

ована палеокліматична динаміка навколо плато Чатирдаг у голоцені - верхньому плейстоцені.

Автори щиро вдячні керівництву й працівникам Геофізичного відділення Мюнхенського університету Людвіга-Максиміліана за надану можливість виконати

магнітні дослідження; керівництву і співробітникам Центру спелеотуризму "Онiкс-Тур" (м. Сiмферополь) за допомогу в проведеннi польових досліджень в печері Емiне-Баїр-Хосар.

1. Поспелова Г.А., Голованова Л.В., Шаронова З.В., Семенов В.В. Палеомагнітні дослідження отложений палеолітичної стоянки в печері Матузка (Северный Кавказ) // Физика Земли. - 2006. - № 7. - С. 52-65. 2. Поспелова Г.А., Каджалко-Хофмюллер М., Круль Е. и др. Направление геомагнитного поля и палеоклимат, записанные в отложениях Ахштырской пещерной палеолітической стоянки (Северный Кавказ) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Матер. междунар. семинара.- Казань, 2004. - С. 324-329. 3. Поспелова Г.А., Капичка А., Любин В.П., Шаронова З.В. Применение скалярных магнитных параметров пород для реконструкции палеоклимата в период формирования отложений в пещерах Кударо-I и Кударо-III (Южная Осетия, Грузия) // Физика Земли. - 2001. - № 10. - С. 76-80. 4. Нуралиев Д.К., Ясонов П.Г., Ибрагимов Ш.З. и др. Магнитные свойства осадков пещеры Загадай (Западное Прибайкалье) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Матер. междунар. семинара. - Борок, 2006. - С. 105-108. 5. Большаков В.А.

Определение климатостратиграфического положения инверсии Матузья-Брюнес в отложениях лессовой формации как комплексная проблема наук о Земле // Физика Земли. - 2004. - № 12. - С. 58-76. 6. Vremir M., Ridush B. The Emine-Bair-Khosar "Mega-Trap" (Ukraine) // Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung Österreichischen Akademie der Wissenschaften. - Wien, 2005. - B. 14. - S. 235-239. 7. Рідуш Б., Времір М. Підсумки і перспективи палеонтологічного вивчення печер Криму // Спелеологія і карстологія. - Сімферополь, 2008. - № 1. - С. 85-93. 8. Рідуш Б.Т., Проскурняк Ю.М. Нові результати палеонтологічних досліджень з мега-пастки Емiне-Баїр-Хосар // Крымские карстовые чтения: Состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований: Тезисы докл. междунар. конф., г. Симферополь, 11-13 апр. 2008. - Сімферополь, 2008. - С. 63-64. 9. Dearing J. Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 System. - Chi Publishing, England, 1999. 10. Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetism // International Geophysics series. - 2003. - V. 86. 11. Загний Г.Ф., Русаков О.М. Археологические вариации геомагнитного поля Юго-Запада СССР. - К., 1982. 12. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А.А. Величко. - М., 1999.

Надійшла до редколегії 21.09.09

УДК 550.83-635.1

М. Решетник, асп.,
А. Сухорада, канд. геол.-мін. наук,
Р. Хоменко, інж.

ІНФОРМАТИВНІСТЬ МАГНІТНОГО СКАНУВАННЯ ДОКЕМБРІЙСЬКОГО ФУНДАМЕНТУ (НА ПРИКЛАДІ СЕРЕДЬНОГО ПОБУЖЖЯ УКРАЇНСЬКОГО ШИТА, РАЙОНУ ГАЙВОРОН-ЗАВАЛЛЯ)

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

Запропоновано нову концепцію і розроблено методику проведення детального комплексного магнітометричного дослідження на відслоненнях порід докембрійського фундаменту. На базі одержаних результатів здійснений структурно-геологічний аналіз магнітних джерел докембрійських порід Середнього Побужжя Українського щита. Встановлено, що в районі Гайворон-Завалля аномалії магнітного поля пов'язані з тілами евлізитів, що поширені у формі пластів і пропластків.

The new concept of ultradetailed complex magnetometer researches on Precambrian rocks crystalline basement is offered and developed. On the basis of the received results the structurally-geological analysis of magnetic sources of Precambrian rocks on Average Pobuzhya of the Ukrainian crystalline basement is carried out. It is established that anomalies of a magnetic field are connected with a bodies of evisites. An abnormal magnetic field is produce the evisites with are expansion by forms of stratum or interlayer.

Вступ. Дослідження кристалічного фундаменту [5, 10] на сучасному етапі із залученням стандартних магнітометричних методів вичерпало себе як таке. Це пов'язано із низькою детальністю та точністю досліджень, що виконувались до останнього часу. Як відомо майже для всіх петрографічних різновидів порід докембрійського фундаменту притаманний широкий діапазон зміни магнітних властивостей [6], що потребує детального дослідження магнітних властивостей геологічних утворень території. Отримання додаткової інформації при умові підвищення роздільної здатності магнітометричних методів значно підвищує структурно-геологічну інформативність досліджень.

У даній роботі пропонується новий комплексний системний петромагнітометричний спосіб вивчення відслонень порід, що є особливо доцільним для дослідження метаморфизованих частин докембрійського фундаменту. Концептуальна основа такого підходу (якій надалі іде під назвою "магнітне сканування") полягає в тому, що магнітне поле розглядається не як засіб виявлення лише джерела аномалії, а як засіб вивчення всього геологічного середовища з наявними геологічними даними, і може бути представлена у наступних пунктах: 1) на ділянках дослідження створюється густа мережа точок спостереження (детальна мережа); 2) з чіткою просторовою і часовою прив'язкою виконується відбір орієнтованих зразків і польова зйомка магнітних властивостей; 3) проводиться комплексний аналіз результатів польових і лабораторних петрофізичних досліджень для конкретних пунктів спостереження (відслонень). Отримані таким чином дані стають об'єктив-

ним джерелом інформації для комплексної системної геомагнітної інтерпретації [11] на сучасному рівні.

Можливості "магнітного сканування" нами продемонстровані на прикладі ділянки Українського щита, що відслонюється по схилах каньйону річки Південний Буг між м. Гайворон та смт. Завалля Кіровоградської області Гайворонського району.

Дана ділянка є опорним геологічним розрізом докембрійських порід гранулітового комплексу. Магнітне поле, представлено на карті масштабу 1:25000 [9], на цій території має мозаїчну будову, що зумовлена наявністю високоінтенсивних позитивних аномалій ізометричної або витягнутої форми. Відмітимо, що аналіз виконаних раніше геологічних досліджень відслонень кристалічного фундаменту по берегах р. Південний Буг між м. Гайворон та смт. Завалля [1-4,7,13] не дає однозначної відповіді на запитання про геологічну природу джерел високих значень магнітного поля. На території між м. Гайворон та смт. Завалля, Г. Виноградовим [1] на геологічну карту винесені осі магнітних аномалій, однак не пояснюється, чим вони обумовлені. У роботі [7] на цій території серед усіх геологічних утворень відмічається присутність порід з високим вмістом магнетиту і виділяється низка їх різновидів від магнетит-кварцового складу до магнетит-саліт-гіперстен-гранат-кварцового. Ці породи розглядаються як маркуючі горизонти між ритмами, складеними перешаруванням гнейсів і кристалічних сланців. Авторами [7] описані типи перешарувань і потужності шарів і прошарків суттєво магнетитвміщуючих порід, але не вказане їх місце розташування на території

досліджень, де зображені угруповання вищого порядку, а саме товщі і пачки. На місцевості важко уявити характер і місце залягання таких порід з великим вмістом магнетиту і пов'язати їх типи з аномальним магнітним полем. За останнім геологічним трактуванням [2, 3] аномалії магнітного поля, що спостерігаються поблизу долини р. Південний Буг, пояснюються присутністю в ендербітах лінз гнейсів (кварцитів) та кристалосланців. Дещо на віддалі від р. Південний Буг, по контурах видо-вжених аномалій магнітного поля побудовані смуги або дуги гнейсів, кристалосланців, а іноді гранат-магнетитових кварцитів. В деяких місцях, де на геологічній карті [3] присутні лише ендербіти, на карті магнітного поля є інтенсивні додатні та від'ємні магнітні аномалії [14], тобто геологічна природа цих аномалій магнітного поля лишається не розкритою. Відмітимо також, що інтерпретація існуючих карт магнітного поля ускладнюється відсутністю інформації про магнітне поле саме там, де відслонюється кристалічний фундамент (на існуючій карті магнітного поля присутні "білі плями").

Зі сказаного випливає, що хоча відслонення кристалічного фундаменту по берегах р. Південний Буг ретельно вивчені геологічними методами, проте інтерпретація магнітних даних виконується формально, поза зв'язком з геологічними об'єктами, без врахування просторового розподілу магнітних властивостей порід по відслоненнях. Такий формалізм привів геофізиків [2, 3] до ігнорування порід, що були виділені у роботах [4, 7, 13] як збагачені магнетитом в окрему групу. Окрім того, слід відмітити, що відсутність значень магнітних властивостей цієї групи порід не дозволяє кількісно оцінити їх вклад в аномальну складову магнітного поля. Таке положення загострюється неузгодженістю між геологічними уявленнями про походження і положення, форму залягання та склад магнетитовміщуючих різновидів докембрійських порід. Сказане вище ілюструє необхідність нового підходу до методів магнітометричних досліджень та інтерпретації одержаних результатів у дусі новітніх тенденцій геофізики. Цим і визначається мета і завдання даної роботи.

Мета і завдання. Метою даної роботи є продемонструвати структурно-геологічну інформативність "магнітного сканування" на конкретному прикладі. Завданням є створити конкретну методику "магнітного сканування" для вивчення відслонень (без та з примітивним ґрунтовим покривом) і розв'язати на її основі наступні завдання: 1) отримати додаткову інформацію, необхідну, по-перше для заповнення "білих плям" на існуючій карті магнітного поля, по-друге, для вияву внутрішньої "тонкої" будови магнітного поля, 2) виділити джерела аномалій магнітного поля серед інших геологічних утворень та характер їх залягання, 3) виявити зв'язок просторових особливостей аномалеутворюючих об'єктів з геологічною структурою фундаменту на обраній території досліджень.

Методика. Був впроваджений наступний алгоритм "магнітного сканування":

1. Проведення зйомки магнітної сприйнятливості χ (каппаметрія) відслонень (без та з примітивним ґрунтовим покривом) польовим вимірювачем магнітної сприйнятливості (ПВМС).

2. Виконання пішохідної детальної маршрутно-зйомки повного вектора індукції магнітного поля T з неперервною реєстрацією (з частотою 5 вимірів за секунду) модифікованим квантовим магнітометром М-33 в узгодженості з мережею каппаметричної зйомки.

3. В міру необхідності виконання уточнюючої площинної зйомки χ і T (одночасно і по одній мережі).

4. У відповідності до результатів зйомки χ і T відбір орієнтованих зразків порід для лабораторних петромагнітних досліджень.

5. Вимірювання залишкової I_n та індуктивної намагніченості I_i , а також намагніченості після насичення I_{rs} зразків порід на лабораторному астатичному магнітометрі LAM-24. Вимірювання на оригінальній установці намагніченості насичення I_s . Вимірювання густини зразків на терезах ВЛК-500 г. Обрахування: сумарної намагніченості $I_{\Sigma} = I_i + I_n$ та орієнтації залишкової і сумарної намагніченості, фактора Кенігсбергера $Q = I_n/I_i$, об'ємної магнітної сприйнятливості $\chi = I_i/Z$, де Z вертикальна складова геомагнітного поля у лабораторії, коефіцієнтів магнітної жорсткості $\alpha = I_{rs}/I_i$, $\beta = I_{rs}/I_s$. Виконання термомагнітного аналізу, рудної мікроскопії і мінералогічного аналізу шліфів.

6. Комплексний аналіз усіх одержаних результатів та їх інтерпретація.

Результати досліджень. Зйомка магнітної сприйнятливості в методі "магнітного сканування" має особливе значення. Вона дає можливість аналізувати поведінку магнітної сприйнятливості на поверхні відслонення і таким чином дозволяє оцифрувати його для комп'ютерного аналізу. Окрім того каппаметрія дозволяє вивчати "некондиційні" для геологічних обстежень відслонення, тобто такі, на яких є примітивний ґрунтовий покрив, та такі, що сильно поросли лишайником, мохом. За допомогою детальної зйомки магнітної сприйнятливості можна диференціювати відслонення, що за зовнішніми ознаками, зокрема кольором і структурою, однорідні, але насправді неоднорідні за магнітною сприйнятливістю. Зауважимо, що систематична каппаметрична зйомка вводиться вперше в практику магнітометричних досліджень порід докембрійського фундаменту Українського щита.

Як приклад, наведемо результати конкретної зйомки χ . Під час зйомки в межах кожного відслонення брались по 8-12 замірів χ , котрі відкладені на рис. 1 по відповідній вертикалі над кожним номером відслонення. Реально і самі відслонення, і маршрут зйомки магнітного поля розташовані вздовж лінії русла р. Південний Буг. На рис. 1 та рис. 2 ця лінія випрямляється і представлена як горизонтальна вісь. Представлений фрагмент зйомки магнітної сприйнятливості на рис. 1 показує характер розподілу значень χ за її величиною на кожному відслоненні. В цілому по території досліджень розподіл магнітної сприйнятливості рівномірний $\chi < 30 \cdot 10^{-3}$ од. СІ, але мають місце підвищення величин $\chi > 30 \cdot 10^{-3}$ од. СІ на відслоненнях, що групуються у кілька зон. Окрім того, виконана каппаметрія дозволяє побачити місце положення високомагнітних ($\chi > 60 \cdot 10^{-3}$ од. СІ) різновидів порід. Одержані надвисокі значення χ є реальними і зафіксовані в певних точках вимірювання на відповідному відслоненні, вони не пов'язані, скажімо, з похибками вимірювання.

Розподіл магнітної сприйнятливості порід, що відслонюються у щебеневих кар'єрах м. Гайворон, (у 70 % від загальної кількості точок вимірів магнітної сприйнятливості $0,3 < \chi < 30 \cdot 10^{-3}$ од. СІ) подібний до розподілу χ , вимірюваному на відслоненнях від с. Хашувате до великого яру на лівому березі р. Південний Буг зі сходу від смт. Завалля (фрагмент останнього представлений на рис. 1). Для з'ясування форми джерел високої магнітної сприйнятливості і характеру їх контактів з оточуючими породами у низці відслонень, де зафіксовані значення χ більше $60 \cdot 10^{-3}$ од. СІ, було виконане ретельне каппаметричне обстеження (площина каппаметрії по мережі 4×10 м). Виявлено, що високомагнітні породи на поверхні відслонення виділя-

ються у формі смуг і просмужків інколи розбудинованих, що мають здебільшого різкий або ж рідше поступовий, але досить швидкий переходи в оточуюче геологічне середовище. Забігаючи наперед відмітимо, що за результатами лабораторних обстежень відібраних зразків високомагнітних порід виявлено їх магнетит-гранат-кварцовий склад (за визначеннями В.П. Кири-

люка така порода є евлізитом [4], надалі будемо використовувати саме таку назву). Отже можна говорити про те, що зосереджені тіла евлізитів у формі смуг і просмужків повсюдно пронизують кристалічний фундамент, що відслонюється в межах Гайворон-Заваллівського району.

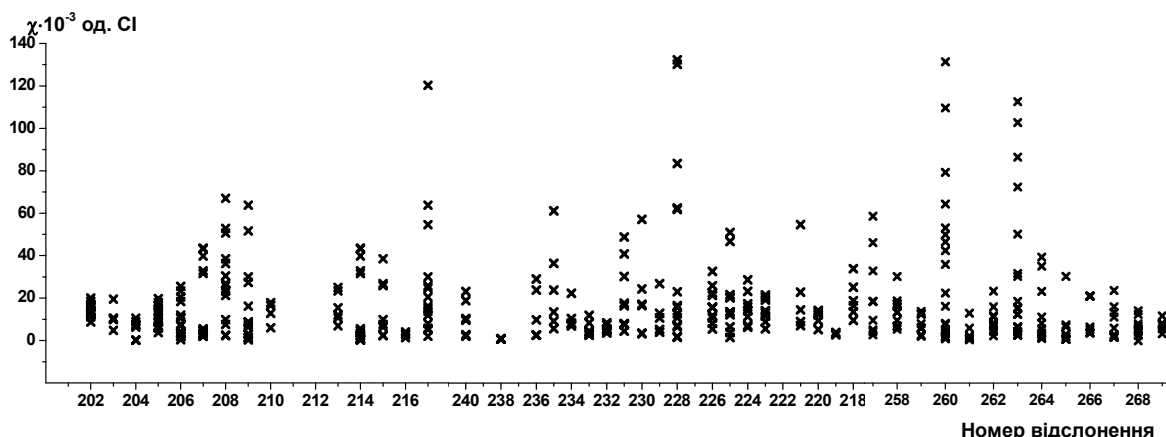


Рис. 1. Розподіл магнітної сприйнятливості по відслоненнях кристалічного фундаменту між с. Хашувате та с. Сальково

Виконана нами по заплавної терасі р. Південний Буг і частково на вододілі детальна маршрутна зйомка індукції магнітного поля T в русі, по-перше, дозволила вперше заповнити даними "білі плями" на існуючій карті магнітного поля, по-друге, зафіксувала "тонку" морфологію магнітного поля ділянки досліджень. Розглянемо результати виконаної нами зйомки в русі на прикладі одного з отриманих графіків індукції спостереженого магнітного поля T (рис. 2). На рис. 2 видно, що індукція магнітного поля має "зубчастий" характер, разом з тим можна виділити чотири області, для яких значення T більше 49500 нТл, області високих значень T . На проміжках між областями високих значень індукція магнітного поля в середньому коливається біля значень 49000 нТл, хоча і тут є окремі екстремальні значення.

Різка зміна T від значення до значення особливо яскраво проявляється у областях високих значень T . Так, область високих значень (на рис. 2 проміжок 1800-1950 м) має контрастні значення T , де мінімальна величина T біля 49400 нТл, а максимальна – вище 53500 нТл. В межах спостережених областей високих значень T , довжинами 200-300 м, виділяються підобласті максимальних значень T розмірами в середньому по 50 м. Таким чином, поведінка індукції магнітного поля, представлена на рис. 2, вказує на існування довжинами 100-200 м зон скупчення джерел високих значень T , що мають розміри по 20-30 м. Області високих значень T привертають увагу своєю асиметричністю, що може свідчити про косо залягання їх джерел.

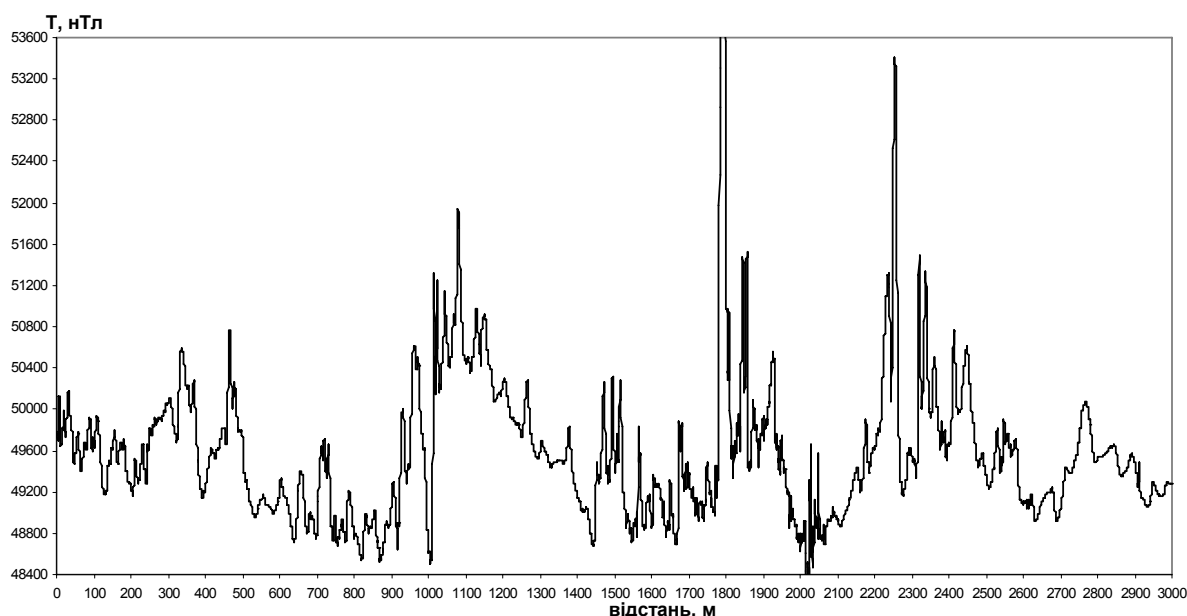


Рис. 2. Графік індукції магнітного поля T , отриманий за результатами ультрадетальної зйомки по заплавної терасі р. Південний Буг між с. Хашувате та с. Сальково (від відслонення 202 до відслонення 261, див. рис. 1)

Отримані на протилежних берегах значення T та їх поведінка по профілю виявились подібними, особливо

в областях високих значень. Як і на лівому березі, так і на правому, є низка екстремумів кривої T довжиною від

10 до 30 м (рис. 3а). Відмінності полягають у тому, що на проміжку від 1115 м до 1200 м на графіку Т, отриманому на лівому березі, значення нижчі на 1500 нТл за значення Т на правому березі (див. рис. 3а). Останнє може бути зумовлене тим, що на правому березі зйомка проводилась на вододілі, а на лівому – на заплавної терасі, де відстань від денної поверхні до кристалічного фундаменту збільшена за рахунок річкових відкладів. При зйомці індукції магнітного поля на лівому березі на вододілі р. Південний Буг фіксуються області високих значень з вищими величинами Т, ніж для відповідних областей високих значень Т, зафіксованих на заплавної терасі (рис. 3б). Завдяки додатковим маршрутним зйомкам на протилежному березі річки та на вододілі виявлено факт присутності областей високих значень Т на відстанях більше 300 м. Тобто

зафіксовано, що аномалії магнітного поля мають протяжну форму і перетинають русло р. Південний Буг. Враховуючи те, що області високих значень, як очевидно з результатів виконаної ультрадетальної зйомки Т, створюються зонами концентрації джерел високих значень індукції магнітного поля, можна припустити, що ці джерела мають видовжену форму і перетинають русло р. Південний Буг. Площі таких зон концентрації джерел високих значень Т можуть бути більше $200 \times 300 \text{ м}^2$. За результатами площинної зйомки магнітного поля (виконувалась по мережі $4 \times 10 \text{ м}$ по схилу від заплавної тераси до вододілу) показано, що джерела високих значень Т, що до того ж створюють високоградієнтне магнітне поле (градієнт по горизонталі складає 5000 нТл на 10 м), мають форму пластів і пропластків, частково розбудинуваних.

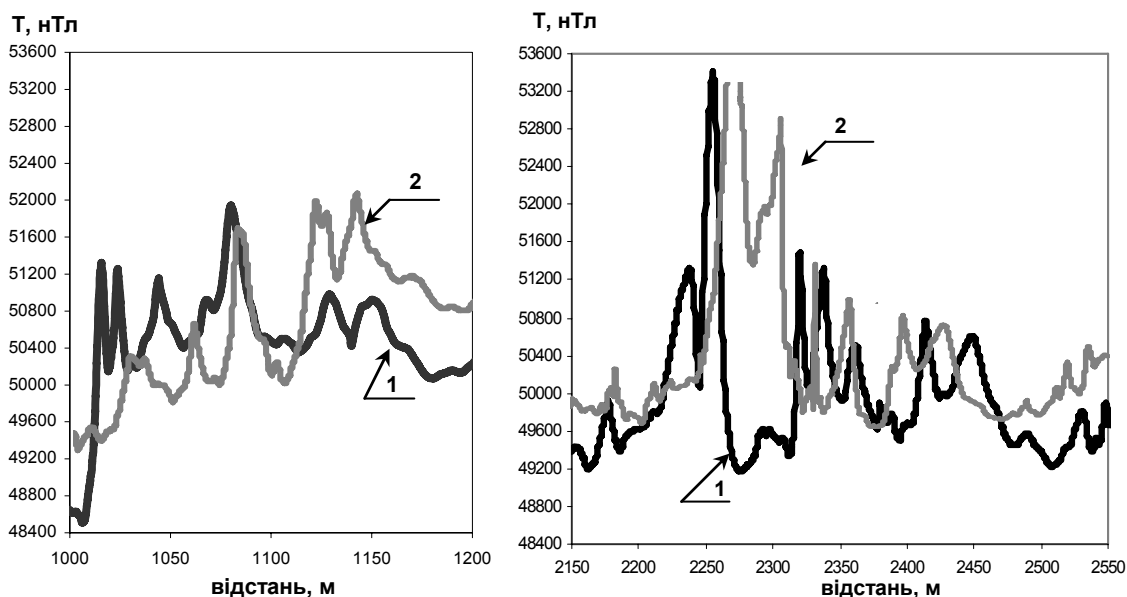


Рис. 3. Фрагменти графіків індукції магнітного поля Т, отримані: а) в околі відслонення 217, 1 – на лівому березі, 2 – на правому березі, б) між відслоненнями 218-260, 1 – на заплавної терасі, 2 – на вододілі

Як наводилось вище, на відслоненнях кристалічного фундаменту по берегах р. Південний Буг в межах району Гайворон-Завалля шляхом детальної капаметрії зафіксовані високі значення магнітної сприйнятливості, місця їх розташування відповідають областям високих значень Т, що отримані в результаті ультрадетальної зйомки індукції магнітного поля.

Для з'ясування характеру інших магнітних властивостей порід, поширених в межах ділянки досліджень, у низці відслонень були проведені капаметрична зйомка в площинному варіанті і зйомка магнітного поля з відбором орієнтованих зразків. Частина цих результатів представлена у роботі [12]. Виявлено, що високомагнітними породами є евлізита, що за петромагнітними властивостями суттєво контрастують з вміщувачими породами. Для евлізиту $ln > 10 \text{ А/м}$, магнітна сприйнятливості, здебільшого, вища $60 \cdot 10^{-3} \text{ од. СІ}$ і притаманна висока густина $3,1 \text{ г/см}^3 < \rho < 3,5 \text{ г/см}^3$. У більшості зразків евлізиту кут між вектором індукції геомагнітного поля T_0 та вектором ln є більший за 90° . Для цих порід характерною є ідентичність кривих охолодження та нагріву, лише в деяких випадках крива охолодження вище кривої нагріву, що може говорити про присутність сульфідів. Аналіз аншліфів показав, що превалюючим тут є магнетит, зустрічаються подібні за розмірами до магнетиту зерна ільменіту, а також поодинокі дрібні зерна пірротину. Для вміщувачих евлізиту порід притаманні невисокі значення магнітних характеристик і низька

густина. За результатами термомагнітного аналізу таких порід чітко діагностується присутність двох феромагнетиків, пірротину з температурою Кюрі (T_q) 300°C та магнетиту з $T_q = 580^\circ\text{C}$ (графіки залежності $\chi(t)$ наведені у нашій попередній публікації [12]). Для деяких зразків значення χ на термомагнітній кривій охолодження нижче значень χ на кривій $\chi(t)$ нагріву, що може вказувати на присутність маггеміту. За результатами рудної мікроскопії виявлено, що пірротин в багатьох випадках має середніх розмірів кутастої форми окислені зерна або зерна дрібної ізометричної форми. Породи, в яких поширені евлізита, можна умовно поділити на два типи: породи складені кварцом, плагіоклазом, піроксеном та породи гранат-кварцового складу з малим відсотком піроксену (загальний вміст рудних мінералів до 5 %). Для цих порід притаманна $ln < 3 \text{ А/м}$, магнітна сприйнятливості здебільшого менша $30 \cdot 10^{-3} \text{ од. СІ}$, фактор Q від 0,6 до 1,3 одиниць, густина $2,6 < \rho < 2,8 \text{ г/см}^3$. Однак наявні і спільні риси між двома описаними групами порід, наприклад, присутність дрібних зерен пірротину та зерен магнетиту неправильної форми, високі коефіцієнти магнітної жорсткості, хаотична орієнтація вектора залишкової намагніченості, а отже і вектора сумарної намагніченості. Останній факт має приводити до сильної неоднорідності "зубчастості" магнітного поля над такими породами, що і підтверджується проведеними площинними і маршрутними зйомками магнітного поля.

Висновки. Запропонована методика "магнітного сканування" дозволяє оперативно отримувати нову інформацію не лише про магнітні властивості порід. В даній роботі вперше здійснена детальна зйомка T і χ по відслоненнях вздовж берегів р. Південний Буг. До цього часу ці території були покриті рідкою сіткою магнітного поля T , яка має до того ж значні пробіли. На цій основі вперше здійснюється дослідження територіального розподілу та характерних особливостей магнетизму порід докембрійського фундаменту, що відслонюються в межах району Гайворон-Завалля. Наведений в роботі фактичний матеріал доводить магнітожорсткий характер ферромагнетика, поширеного у вивчених породах, та часту зміну орієнтації залишкової намагніченості. Такі особливості зміни величини та напрямку сумарної намагніченості від точки до точки викликають "битий", "зубчастий" характер магнітного поля, що фіксується у даному районі. Виявлено, що найвищі значення індукції магнітного поля понад 53000 нТл спостерігаються над пластами і пропластками евлізитів товщинами десятки метрів, що концентруються у зони розмірами сотні метрів.

1. Виноградов Г.Г. Комплексное геологическое картирование территории листа М-35-XXXVI (Гайворон) м-ба 1:200000: Отчет геологосъемочной партии № 2 по работам 1957-58 гг.: Книга 1. - К., 1959. 2. Довгань Р.Н., Ентин В.А., Пелюк В.Н. Бандуровская палеовулканическая структура и связанные с ней перспективы алмазоносности // Минеральные ресурсы

Украины. - 2006. - №. - С. 22-28 3. Довгань Р.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые Завальевского геологического района: Отчет геологосъемочного отряда № 6 о крупном геологическом картировании м-ба 1:50000. Лист М-35-144-Б совместно с геологической съемкой листа М-35-132-Г с общими поисками за 1986-89 гг.: В двух книгах: Книга 1. - К., 1989. 4. Кирилюк В.П. Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 1: Стратиграфические комплексы докембрия и формации раннего архея // Геологический журнал. - 1981. - № 3. - С. 88-103. 5. Кирилюк В.П. Эволюция взглядов на тектонический развитие фундамента Украинского щита // Геолог Украины. - 2006. - № 1. - С. 71-79. 6. Кужелов Т.К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях // Советская геология. - 1964. - № 4. - С. 75-87. 7. Лазыко Е.М. Нижний докембрий западной части Украинского Щита / За ред. Е.М. Лазыко. - Львов, 1975. 8. Лукієнко О.І., Кравченко Д.В., Сухорада А.В. Дислокаційна тектоніка та тектонофації гранулітових комплексів / За ред. О.І. Лукієнка. - К., 2007 9. Організація та проведення геологічного до вивчення раніше закартованих площ масштабу 1:200000, складання та підготовка до видання державної геологічної карти України масштабу 1:200000: Інструкція. - К., 1999. 10. Страхов В.Н. Основные направления развития теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия: Ч.II. // Геофизика. - 1995. - № 4. 11. Сухорада А. Концепція системної геомагнітної інтерпретації // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2000. - Вип. 17. - С. 54-57. 12. Сухорада А., Решетник М., Хоменко Р. Магнітні маркери структури кристалічного фундаменту Середнього Побужжя (на прикладі району Гайворон-Завалля) // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. - 2008. - Вип. 44. - С. 17-20. 13. Ткачук Л.Г. Гайворон-Завальський комплекс чорнокіто-норитових порід і зв'язані з ними хроміти / За ред. Є.С. Бурксер. - К., 1940. 14. Федеров А.В. Отчет о результатах комплексных геофизических исследований м-ба 1:25000 листа М-35-1444-Б. - К., 1983.

Надійшла до редколегії 22.09.09

УДК 550.34.056

С. Кравець, пров. інж.,
Д. Малицький, канд. фіз.-мат. наук

АНАЛІЗ РЕЗУЛЬТАТІВ ДЕФОРМОГРАФІЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ У ЗАКАРПАТТІ

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

Наведено результати деформографічних спостережень на режимній геофізичній станції "Берегово" у Закарпатті протягом 2007-2008 р з використанням розробленого в КВ ІГФ НАН України лазерного реєстратора. Розглянуто вплив на проведення вимірів різних атмосферних факторів, зокрема температури. Проведено порівняльний аналіз отриманих результатів з теоретично розрахованими значеннями припливної сили. Показано деякі особливості записів деформографічних даних при сейсмічних явищах (землетрусах).

The results of deformation observations on the permanent geophysical station "Beregovo" in Transcarpathia during 2007-2008 years using the laser recorder designed in CB IGP NASU are presented. The influences of different atmospheric factors, in particular temperature, upon measurement data are considered. The comparisons of deformation data with theoretically calculated tidal force are done. Some particularities of deformation data obtained during seismic phenomena's (earthquakes) are described.

Вступ. Деформографічні спостереження є одним з ключових геофізичних методів, що застосовують для вивчення динаміки сучасних тектонічних рухів гірських порід. Матеріали, отримані за результатами досліджень, використовуються також і для пошуку можливих провісників землетрусів. [3, 4, 5]. Виявлені закономірності на підставі аналізу даних можуть дозволити прогнозувати періоди аномального збільшення сейсмічної активності з метою передбачення катастрофічних явищ.

Постановка задачі. Основним завданням проведення деформографічних спостережень у Закарпатській сейсмоактивній зоні є дослідження динаміки зміни переміщень гірських порід під впливом варіацій енергії поля, викликаних літосферними і атмосферними явищами. Експериментальна перевірка моделей припливної деформації для вивчення взаємодії Землі, Місяця і Сонця є актуальною проблемою для сучасної геофізики. Розв'язання цих задач пов'язуються з розробкою засобів сучасної цифрової і лазерної техніки, висока точність яких вимагає надійного виключення впливу зовнішніх факторів, а також завад техногенного походження, що у свою чергу дозволяє досить детально досліджувати власні коливання Землі, сейсмічні поля, які викликані землетрусами, а також припливни деформації [1, 2]. Для таких досліджень в КВ ІГФ НАН України

розроблено і виготовлено лазерний вимірний комплекс [1, 2] для проведення деформографічних спостережень на режимній геофізичній станції (РГС "Берегово") у місті Берегово Закарпатської області. [3] На базі нього на даному етапі ведуться наступні роботи:

- порівняльний аналіз даних, отриманих цифровим лазерним реєстратором на РГС "Берегове", із записами на інших станціях, що використовують аналогову і цифрову реєстрацію;
- порівняльний аналіз теоретично розрахованих приливних фаз припливів для порівняння з експериментальними результатами;
- аналіз місцевих сейсмічних подій з метою виявлення можливих провісників землетрусів;
- накопичення даних для моделювання процесів деформації гірських порід;
- визначення величин ефективних реологічних параметрів масиву середовища на досліджуваній території.

Всі вище наведені напрямки дослідження є між собою пов'язані. У даній роботі зупинимося на аналізі записів подій, проведених з метою виявлення можливих провісників землетрусів.

Аналіз зафіксованих місцевих сейсмічних подій.

Для забезпечення виконання поставлених задач і досягнення результатів у процесі експериментальних

досліджень виконано роботи, спрямовані на мінімізацію впливу зовнішніх факторів (температура, тиск, вологість), також проведено заміри для покращення механічної надійності кварцової вимірювальної системи передачі переміщень. Крім того, для вивчення і виключення впливу нестабільності на результати спостережень було застосовано багатоточковий температурний моніторинг з функцією служби точного часу і двоступінчасту цифрову систему стабілізації засобів електроживлення апаратури. Вище вказані заходи проведено в процесі експериментальних досліджень і на підставі аналізу отриманих матеріалів

внесено потрібні якісні зміни для досягнення певного компромісу між необхідними і реальними технічними характеристиками апаратури для комплексних режимних деформографічних спостережень на РГС "Берегово".

Виділення на записах кривих деформаційних процесів з основними параметрами впливу потенціалу сили припливу на Земну поверхню, викликану рухом Сонця й Місяця, вважається основним показником вірності роботи системи моніторингу при деформографічних дослідженнях [4, 10].



Рис. 1. Запис ходу деформації з 4.02. по 11.02.2007 на РГС "Берегово", зареєстрованого деформографічним лазерним вимірювальним комплексом

На рис. 1 наведено запис деформації, зареєстрований лазерним вимірювальним комплексом з 4.02.2007 по 11.02.2007 на РГС "Берегово". На даному графіку спостерігається різка зміна ходу кривої деформації, розглядаючи яку приходимо до висновку, що дослі-

дження подій і кореляція процесів сейсмічного походження стають можливими лише при визначенні і виключенні причин появи амплітудного і фазового відхилення на записах деформації і у випадку виявлення джерела їх появи [6-8].

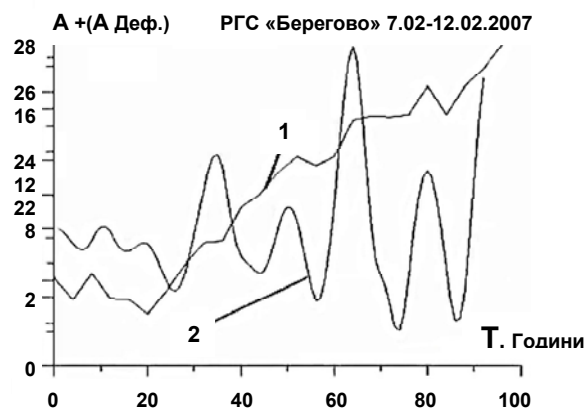


Рис. 2. Графік розрахованого припливоутворюючого потенціалу (2) і запису деформографа (1)

Як приклад, на рис. 2 наведено графік, який відображає подібність теоретично розрахованого для даного регіону припливоутворюючого потенціалу (2) з реальним записом деформографа (1) на станції РГС "Берегово" під час появи складової дрейфу (див. рис. 1). На перших етапах спостережень на теоретичних і експериментальних записах чітка кореляція спостерігалась лише у період незначного середньодобового коливання температури. Цей результат, на наш погляд, пояснювався поступовим сезонним рухом температури і її впливом на весь гірський масив, складений туфами ліпаритів, фізичні властивості яких поступово змінюються під впливом температури. Проведення багатоточкового моніторингу температури протягом достатньо тривалого періоду спостережень виявило цю особливість і запроваджений комплекс заходів допоміг мінімізувати цей вплив.

На рис. 3 криві відображають вплив сезонної зміни температури на зміну температури у штольні за період з 18.11.2006 р по 16.12.2007 р і як наслідок, вплив цієї зміни на хід запису деформації, що майже, з деякими фазовими затримками, повторює динаміку руху кривої запису спостережень за зміною зовнішньої температури.

Перелік проведених робіт у даній статті не наводимо. Зазначимо, що на підставі тривалого багатоточкового температурного моніторингу і на основі аналізу розподілу та поширення температурного поля у гірському масиві отримані приведені залежності.

На рис. 4 зображено графіки залежностей температури у штольні (2, 3, 4.), зовнішньої метеотемператури (6) та температури у ґрунті (5) над досліджуваним гірським масивом після проведення заходів по усуненню і мінімізації впливу ходу зміни температури на запис кривої деформації.

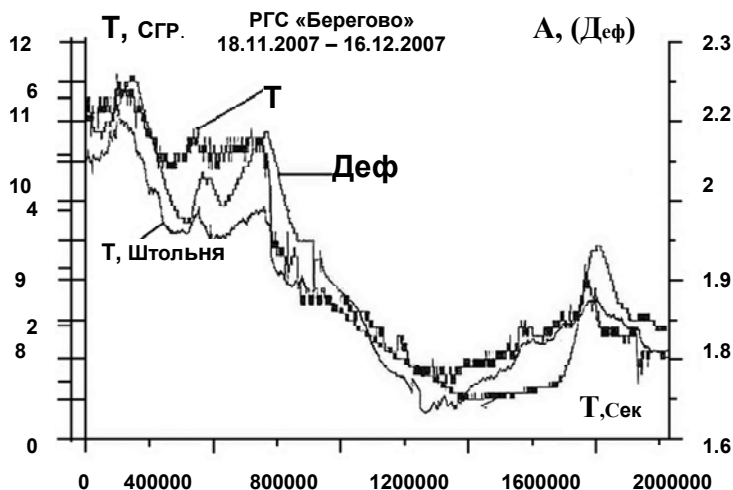


Рис. 3 Спільний графік зміни температур (Т) і (Т штольня) з 18.11.2006 р по 16.12.2007 р у ґрунті та штольні і запис деформографа (Деф) на першому етапі досліджень, що відображає вплив зміни температури на запис деформацій

Зазначимо, що покази температури на даному графіку, наведеному на рис. 4, фіксуються на початку штольні (датчик 2), в дальній частині штольні в точці реєстрації переміщень (датчик 4) та посередині штольні на відстані 13 м (датчик 2) на глибині 0,5 м (датчик 3).

На поверхні, над штольнію, розміщені датчики температури 5 і 6. Перший із них вимірює температуру

повітря (датчик 6); датчик 5 розташований на глибині 0,5 м над штольнію у ґрунті. Контроль температури під штольнію здійснюється на глибині 35 м у гирлі свердловини, і використовується як базовий, так і такий, що зазнає мінімального впливу зміни температури.

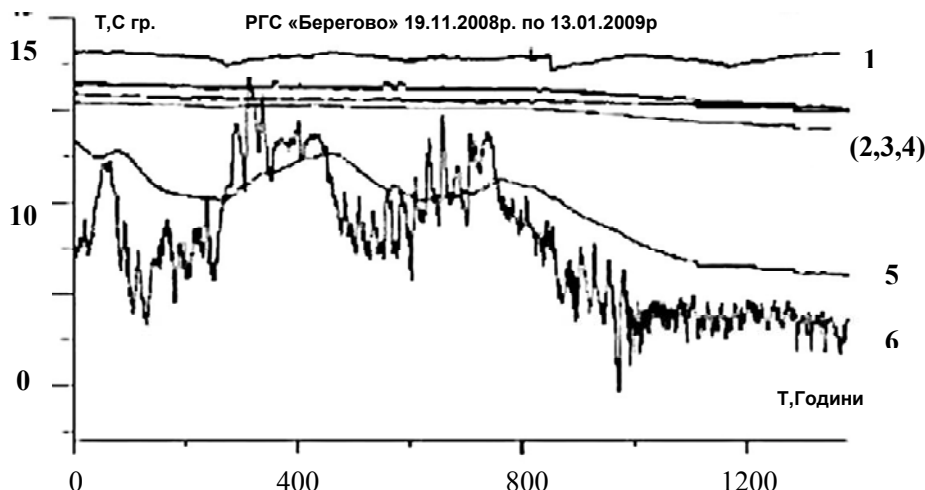


Рис. 4. Спільний графік залежностей ходу температури і запис деформації (1) з 19.11.2008 р по 13.01.2009 р. після проведення заходів по мінімізації температурного впливу на деформографічні спостереження

Покази спостережень фіксуються у цифровому форматі запису кожні 30 секунд, це дає змогу досить надійно дослідити фазові коливання і динаміку температурного поля у масиві гірських порід. Для моніторингу абсолютних і відносних значень температури нами використовуються датчики з похибкою $1 \times 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Аналіз перших результатів даних режимних спостережень виявив складний характер процесів, що відбуваються у досліджуваному масиві порід, які належать до південно-західного крила Передпаннонської западини Закарпатської сейсмогенної зони [3]. Порівняльний аналіз записів, які реєструються цифровою сейсмічною станцією DAS-04 і лазерним деформографом, що розташовані поряд у штольні РГС "Берегово", впродовж декількох років виявив певні характерні особливості. Зокрема, на основі сейсмічних подій з подібними характеристиками, зареєстрованими сейсмічною апаратурою та лазерним деформографічним

вимірювальним комплексом, дозволяє порівняти записи для аналізу і детальної інтерпретації.

Сейсмічні події з тих, що відбулись і зафіксовані 13.01.2007 і 14.02.2008 р (рис. 5, 6), розглянемо нижче.

Особливістю на графіках ходу деформації (рис. 5-6 (б)) перед зареєстрованими сейсмічними подіями є відображення 7-ми годинного "столика", що спостерігається нами на інших записах перед подіями неодноразово з різною інтенсивністю і видом кривих від майже прямокутних (рис. 6 б) до плавних і закруглених форм, як на рис. 5 б. Відомо, що припливи фіксуються в частотному діапазоні від 8 до 30 годин, на який накладаються сейсмічні хвилі з тривалістю у межах години. Визначимо, що для руху полюсу виділено три види припливів другого порядку [7], а саме:

- 1) півдобові, добові;
- 2) двотижневі, місячні;
- 3) піврічні, річні.

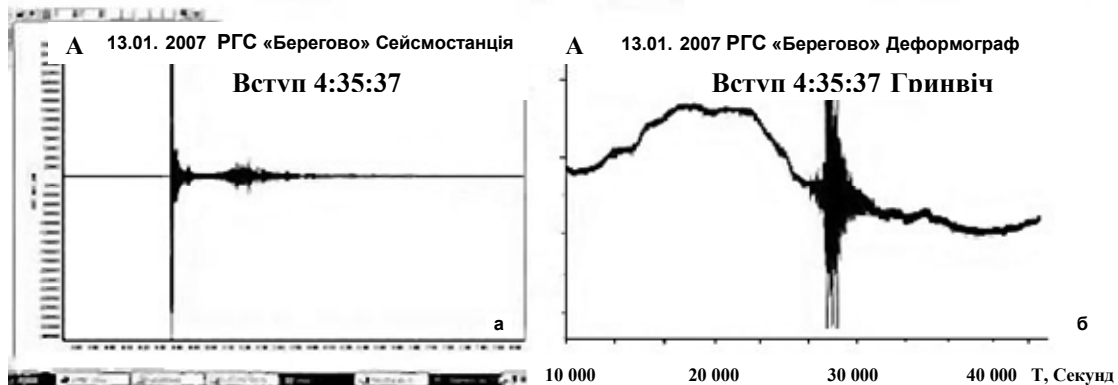
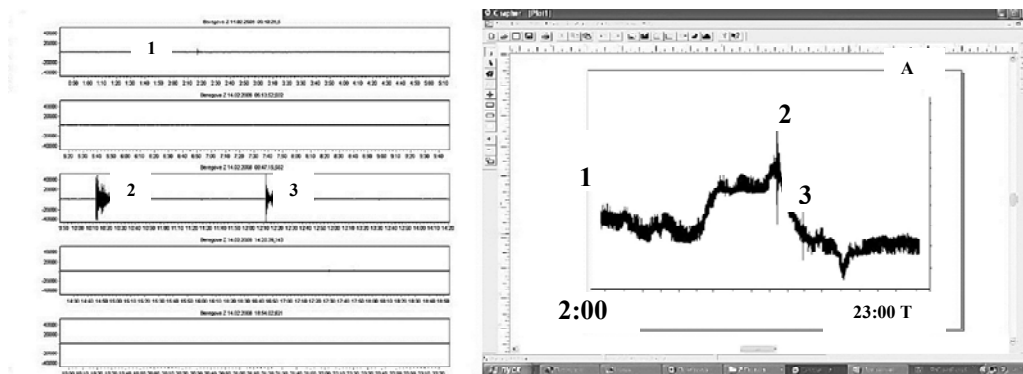


Рис. 5. Сейсмічна подія, зафіксована 13.01.2007 на РГС "Берегово" сейсмостанцією (а) та деформографічним лазерним вимірювальним комплексом (б)



РГС «Берегово» 14.02.2009р DAS-04 Доба а РГС «Берегово» 14.02.2009р Деформограф з 2:00по23:00 б

Рис. 6. Записи сейсмічної події 14.02.2008, зафіксованої на РГС "Берегово" сейсмостанцією (а) та деформографічним лазерним вимірювальним комплексом (б)

Як випливає із рис. 5 і 6, на записах деформографічних спостережень перед подіями характерні "столики" виявляються із змінною тривалістю і формою. Ця тривалість, на наш погляд, залежить від сили і місця прояву сейсмічної події, а форма кривої "столика" залежить від взаємодії фази припливів другого порядку 1-го роду, а саме півдобової припливної (12 год) і

тривалістю "столика" перед подіями 13.01.2007 і 14.02.2008 р (7 год), що відображено на рис. 5 б. і рис. 6 б.

На рисунку 5 б. (столик знаходиться вписаним у півдобову хвилю) вигляд форми "столика" ми пояснюємо максимальною взаємодією цих фаз, а на рисунку 6 б. мінімальною (столик поза впливом півдобової хвилі).

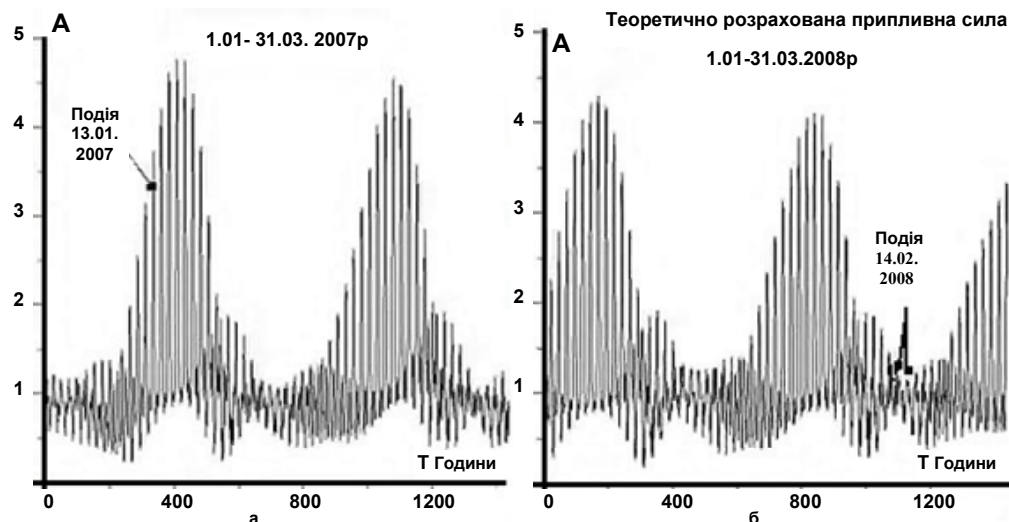


Рис. 7. Зведений графік дії припливної сили у перших чвертях 2007 р (а) і 2008 р (б)

На рис. 7 а,б зображено побудову, що визначається впливом Місяця і Сонця на земну поверхню в районі спостережень, і положення розглянутих сейсмічних подій 2007 і 2008 рр на часовому відрізку тривалістю 3

місяці. Зазначимо, що перша подія (рис. 6 а,б) розташована на проміжку інтенсивного зростання впливу припливу другого порядку 1-го роду (рис. 7 а), а саме півдобової припливної, а наступні сейсмічні події

14.02.2008 р з проміжком 2 години, зображені на рис. 7 б, розташовані у зоні перехідної зміни впливу сили припливоутворюючого потенціалу, також тривалістю 2 години, що, на наш погляд, спричиняє відмінність у формі "столиків" перед сейсмічними подіями і появи повторної посувки у момент зростання припливної сили (рис. 7 б). Хвиля тривалістю більше 1-ї години згідно запису, зображеному на рис. 5-6 а, не зафіксована датчиками сейсмічної станції, а зафіксована і відображається хвиля "столика" періодом 7 годин на записах деформографа (рис. 5-6 б). Ця хвиля, на наш погляд, характеризує підготовку до землетрусу.

Висновки. Представлені результати аналізу деформографічних досліджень обрані нами як найбільш наочні й характерні. Слід зазначити, що розроблений комплекс деформографічних спостережень із використанням лазерного реєстратора показав на практиці свою працездатність і достатню точність отриманих результатів. Надалі, при збільшенні ряду безперервних спостережень та достатній статистиці сейсмічних подій, ми зможемо більш детально здійснювати інтерпретацію одержаних експериментальних даних про особливості тектонічних рухів у Закарпатті, а також виділяти імовірні провісики та фази підготовки місцевих землетрусів.

1. Кравець С.В., Малицький Д.В. Лазерний реєстратор для деформографічних досліджень // Наук. вісник Ів.-Франківського НТУ нафти і газу. - 2005. - № 1(10). - С. 37-41.
2. Кравець С.В., Малицький Д.В. Деформографічні дослідження в Закарпатті за допомогою лазерного реєстратора // Вісник Київського ун-ту. Геологія. - 2007. - Вип. 42. - С. 92-97.
3. Максимчук В.Ю. та ін. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. - К., 2005.
4. Алешин В.А., Горшков А.С., Дубров М.Н. та ін. Лазерный интерферометр для деформографических наблюдений в зоне Сурхобского тектонического разлома // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1986. - № 3. - С. 80-87.
5. Bobroff N. Recent Advances in Displacement Measuring Interferometry // Measurement Science and Technology. - 1993. - V. 4, I. 9. - P. 907-926.
6. Araya A., Kawabe K., Sato T. et al. Highly Sensitive Wide-Band Seismometer Using a Laser Interferometer // Review of Scientific Instruments. - 1993. - V. 64, I. 5. P. 1337-1341.
7. Дубров М.Н., Латынина Л.А., Матвеев Р.Ф., Пономарев А.В. Наблюдение сверхдлиннопериодных деформационных колебаний земной поверхности, связанных с малыми вариациями атмосферного давления // Физика Земли. - 1998. - № 12. - С. 22-30.
8. Alyoshin V.A., Mahmoud S.M., Loskutov V. Laser strainmeter at Helwan Geodynamical Observatory for high resolution measurements of Earth's crustal deformation // The Ninth International Symposium on Recent Crustal Movements CRCM'98, Cairo, Egypt, Nov. 14-19, 1998: Abstracts. - Cairo, 1998.
9. Дубров М.Н., Матвеев Р.Ф. Разработка и исследование многокомпонентных геофизических лазерных интерферометров-деформографов // Радиотехника и электроника. - 1998. - Т. 43, № 9. - С. 1147-1152.
10. Латынина Л.А., Байсарович І.М., Бримих Л. и др. Деформационные измерения в Карпато-Балканском регионе // Физика Земли. - 1993. - № 1. - С. 3-6.

Надійшла до редколегії 28.08.09

ЕКОНОМІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 502(075.8)

А. Бодюк, канд. екон. наук, пров. наук. співроб.

ОБ'ЄКТИ І ПРЕДМЕТ ЕКОНОМІЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ (ПОГЛЯД ЕКОНОМІСТА)

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

Обґрунтовується поняття розвідувального виробництва у природно-ресурсному середовищі як об'єкта досліджень економічної геології. Предметом дослідження економічної геології визначено відображення стану родовищ корисних копалин, їх якості та кількості, прогнозування, пошуку, результатів розвідки й оцінки в натуральних й вартісних показниках мінерально-сировинних ресурсів та їх геологічного середовища.

The concept of the exploration production as an object of research of economic geology in a naturally-resource environment is proved. The subject of the economic research is state of mineral resources deposits, their quality and amount, forecast and result of exploration and estimation in the natural and cost index and their geological environment.

Постановка проблеми. Природні ресурси, за Конституцією України, належать народу [1, с. 5]. Але в ринкових умовах господарювання проблема використання цієї власності в інтересах усього народу не вирішена. Тому потребуються дослідження на предмет розробки економічних рішень отримання народом вигод від господарського використання природних ресурсів, зокрема мінерально-сировинних.

Аналіз досліджень. Під поняттям геологорозвідувальних робіт розуміється весь комплекс спеціальних робіт і досліджень, здійснюваних з метою отримання геологічних даних про надра [2, с. 26].

Геологорозвідувальна діяльність також досліджує прояви законів природи у створенні надроресурсів, закони суспільства у їх господарському чи побутовому використанні. Такі дослідження, зокрема, проводяться науковцями в рамках економічної геології.

Дослідженням економічної геології присвячені праці І.Д. Андрієвського, О.Б. Боброва, С.А. Вижви, М.М. Корженева, Е.А. Куліша, М.М. Курило, В.А. Михайлова, В.С. Міщенко, О.В. Плотникова, О.М. Сухіної та ін.

Однак у їхніх публікаціях не приділялося належної уваги визначенню понять об'єкта і предмета економічної геології з погляду геологічної діяльності як специфічної виробничої.

Мета статті. Метою написання статті є обґрунтування понять об'єкта та предмета економічної геології.

Для досягнення визначеної мети перш за все більш детально проаналізуємо об'єкти досліджень на стадіях геологічної діяльності.

Виклад основного матеріалу. За комплексним підходом, всі види робіт геологічної діяльності нами розглядаються як належні до надро-розвідувального виробництва.

На нашу думку, надро-розвідувальне виробництво у широкому розумінні виходить за межі дослідження надр для видобутку корисних копалин, їх оцінки. Воно також охоплює, наприклад, специфічні дослідження при будівництві мостів, підземних приміщень, створенні мереж водопостачання і водовідведення, використанні підземних сховищ для закачування й зберігання природного газу, побудові підземних воєнних об'єктів, землекористуванні для геологорозвідки та ін.

Надро-розвідувальне виробництво також охоплюється геологічним, економічним, екологічним контролем.

У вузькому значенні надро-розвідувальне виробництво охоплює такі стадії:

- 1) регіональні геологічне вивчення території країни;
- 2) пошук та пошукова оцінка родовищ корисних копалин;
- 3) розвідка корисних копалин [2, с. 26].

Кожна стадія має свої об'єкти і методи досліджень, завдання, продукти, потребує певних затрат праці фахівців і уречевленої праці, грошових витрат тощо.

Надро-розвідувальне виробництво (у тому числі геологорозвідка) має різні сторони свого вираження, зокрема натурально-матеріальну й відображувану ресурсно-економічну, якими охоплена вся послідовність геологорозвідувальних робіт. Натурально-матеріальна сторона виражається у господарських процесах дослідження за потребами наявності та стану природних ресурсів, у тому числі надрових ресурсів країни, із застосуванням певних засобів виконання досліджень. Ця сторона відображається формою "надрові ресурси – потреби суспільства". Без орієнтації на потреби суспільства, у тому числі виробничі,

торговельні та побутові, внутрішні економічні та зовнішні економічні, а то й політичні, не може здійснюватися весь комплекс господарської діяльності з пошуку, розвідки і видобутку корисних копалин.

Ресурсно-економічна сторона більш конкретизована і виражається у виробничих і комерційних оцінках корисних копалин, відображається формою "надрові ресурси – виробництво". Виробничі оцінки ресурсів мають здійснюватися з метою визначення потреб в затратах на геологорозвідувальні роботи та їх результативність. Комерційні оцінки виконуються для визначення економічної доцільності подальшого промислового використання розвіданих родовищ корисних копалин.

Система показників оцінки запасів корисних копалин відображена на рис. 1.

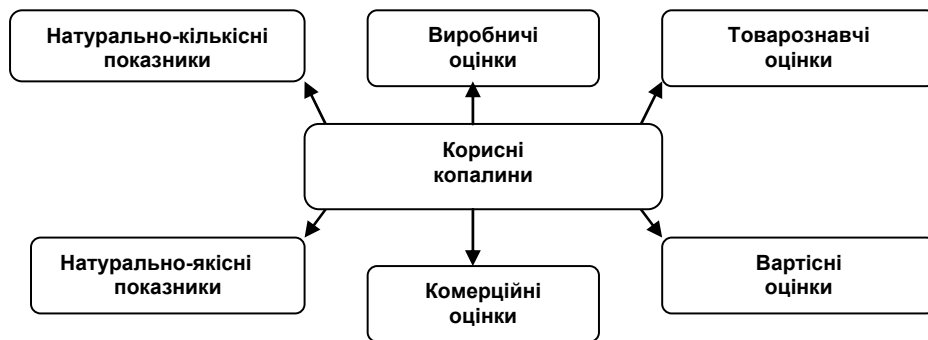


Рис. 1. Система показників оцінки запасів корисних копалин

Крім того, в обох формулах необхідно враховувати наявність агентів геологічних досліджень: засобів виробництва, трудових ресурсів. Засоби виробництва (технічні й нетехнічні) застосовуються, як правило, на всіх стадіях геологорозвідувальних робіт. Причому навіть на їх підстадіях вони можуть відрізнятися за видами, експлуатаційними параметрами, потребами у фаховій підготовці трудових ресурсів для експлуатації та ін.

Трудові ресурси необхідно розглядати як фахівців геологічної галузі, що володіють певним інтелектуальними здібностями, накопиченими знаннями, досвідом і здатні виконувати певні виробничі зобов'язання, а також як власників природних ресурсів, що прагнуть задовольняти свої потреби, приймаючи участь у виробничій діяльності геологічних підприємств.

Тому, на наш погляд, будь-яку геологічну діяльність, у тому числі її економічні напрями, не можна досліджувати без врахування фактора трудових ресурсів, задоволення їх потреб в результаті господарського використання надрових ресурсів як об'єктів народної власності.

Оскільки за Конституцією України кожний громадянин має право користуватися природними об'єктами, зокрема надрами, на правах власності, задовольняти потреби від власності, працюючи заробляти собі на життя [1, с. 5, 11]. Це положення конкретизується й для працівників геологічної галузі, має бути об'єктом для дослідження економічної геології.

Кожна галузь геологічної науки має свій об'єкт і предмет дослідження. Економічна геологія через об'єкти дослідження пов'язана з іншими спорідненими науками, у тому числі наукою економіки й організації діяльності геологічних підприємств (як пропонується її називати).

М.М. Коржнев вважає, що "об'єктом вивчення економічної геології є літосфера і її складові, як складні природні системи, що знаходяться у стані постійних перетворень" [2, с. 8].

Це положення, на наш погляд, доцільно конкретизувати, виділивши безпосередньо об'єкти на стадіях

геологорозвідувальних робіт. Для цього скористаємося поділом стадій геологічного вивчення надр за схемою, прийнятою в Росії. На стадії регіонального геологічного вивчення об'єктом є геологічні області (райони), а завданням – виявлення перспективних зон (районів) та системне геологічне вивчення територій і складання карт. На стадії пошуку об'єктом досліджень є перспективні зони (райони), завданням – виявлення родовищ конкретних корисних копалин. На стадії оцінки об'єктом дослідження є родовище, а завданням – оцінка доцільності освоєння родовища для видобутку корисних копалин. На завершальній стадії – розвідці об'єктом дослідження також є родовище або і його частина, а завданням – підготовка до освоєння [2, с. 27]. Таким чином, за об'єкт економічної геології пропонується прийняти геологічні території, розміщені на їх площах родовища корисних копалин і корисні копалини. Крім того, при визначенні поняття об'єкта необхідно врахувати й виробничі процеси, що здійснюються фахівцями галузі на об'єктах.

Тому ми вважаємо, що об'єктом дослідження економічної геології є надро-розвідувальне виробництво у природно-ресурсному середовищі, тобто що охоплює території, родовища, корисні копалини, наземні, підземні техніко-технологічні та наземні господарські процеси з прогнозування, пошуку, розвідки, оцінки корисних копалин та їх родовищ.

З об'єктом економічної геології фахівці пов'язують визначення предмета економічної геології, що відноситься до взаємодії двох систем – об'єктів вивчення геологічних і економічних наук [2, с. 8]. Таким чином, предмет економічної геології трактується як предмет й економічної науки.

Тому вони вважають, що "предметом вивчення економічної геології є теоретико-методологічні, методичні і прикладні питання, які слугують для виявлення можливостей використання ресурсів літосфери (як мінерально-сировинних ресурсів, так і геологічного простору) для потреб людини і суспільства, виходячи із їх приро-

дних геологічних особливостей та економічних втрат від негативних змін геологічного середовища внаслідок такого використання ” [2, с. 8]. Але ж використання мінерально-сировинних ресурсів для потреб суспільства, тобто, треба розуміти, у виробництві, належить до сфери економіки й організації діяльності суб’єктів господарювання. Цю сферу досліджують економічні науки. Втрати від негативних змін геологічного середовища в результаті використання ресурсів літосфери (треба розуміти в результаті діяльності підприємств добувних галузей промисловості) належить до сфери екологічної науки.

Однак зауважимо, що економічна геологія належить до геологічних наук, тому так звані економічні оцінки корисних копалин і їх родовищ слід розглядати не як продукти економічної науки, а як натуральні оцінки над-ресурсів, виражені кількісними і якісними показниками. Інформаційне відображення натуральних показників здійснюється й у вартісному виразі, а також атрибутивними показниками.

Для відмежування економічної геології як геологічної науки від економічних наук виокремимо наступне. Економічні науки вивчають економічні відносини між людьми з приводу організації виробництва продукції (надання послуг, виконання робіт), її збуту, організації і фінансування залучення трудових ресурсів у виробництво, організації й фінансування діяльності суб’єктів господарювання, їх взаємовідносини з контрагентами, державою, забезпечення потреб у засобах виробництва, ефективність затрат на виробництво і збут продукції і т.п. Ці положення поширюються на організацію й економіку геологорозвідувальних підприємств.

Економічна геологія вивчає родовища корисних копалин, корисні копалини як об’єкти власності, надає їм кількісні та якісні оцінки, а також і технологічним процесам з прогнозування, пошуку й розвідки надрової сировини, відображає працю фахівців під час цих процесів.

Тому, на нашу думку, предметом досліджень будь-якої науки є інформаційне відображення процесів з її об’єктами.

Отже предметом дослідження економічної геології є теоретико-методологічні, методичні та прикладні дослі-

дження, здійснювані з метою відображення стану родовищ корисних копалин, їх якості та кількості, прогнозування, пошук, розвідка й оцінки в натуральних й вартісних показниках мінерально-сировинних ресурсів та їх геологічного середовища.

Геолого-економічна оцінка цих об’єктів здійснюється на основі натуральних показників корисних копалин та їх родовищ. Геологічна сторона оцінки відображається натуральними характеристиками природних ресурсів, їх родовищ (обсяги запасів, якість руд, показники технологічних властивостей сировини, гірничотехнічних умов експлуатації родовищ, фінансових і фіскальних перспективних вигод видобутку корисних копалин). Крім того, відображаються процеси надро-розвідувального виробництва. Його значимість як джерела життєвих ресурсів фахівців (виробничого персоналу).

Теоретично і практично натуральним показниками продуктів проведених геологорозвідувальних робіт (названого нами надро-розвідувальне виробництва) надається і вартісний вимір. Тому проведені дослідження по таких оцінках правомірно об’єднувати визначеннями економічної геології як геологічної науки.

Висновки. Таким чином, узагальнено за об’єкт наукового дослідження надро-розвідувального виробництва слід прийняти потребово-природні особливості над-ресурсів (корисних копалин і підземного середовища), їх кількісні та якісні оцінки, економічну оцінку затрат на їх теоретичні дослідження, регіональне геологічне вивчення територій, пошук та пошукову оцінку родовищ корисних копалин, геологорозвідку родовищ корисних копалин, вилучення їх з природного середовища, а також ринкових цін родовищ і корисних копалин.

Викладені положення доцільно використати для розробки теорії економічної геології.

1. Конституція України: Прийнята на V сесії Верховної Ради України 28 черв. 1996 р. – К., 2006. (із змінами). 2. Основи економічної геології: Навч. посіб. / М.М. Коржнев, В.А. Михайлов, В.С. Міщенко та ін. – К., 2006. 3. *Анпілогов П.І.* Застосування геоінформаційних систем у процесі технічної інвентаризації мереж водопостачання та водовідведення/ Інженерна геодезія: науково-технічний збірник. Вип.54 / Відп. ред. С.П. Войтенко. – К., 2008.

ВИДАТНІ ПОДІЇ

10-Й ЮВІЛЕЙ ЦЕНТРУ МЕНЕДЖМЕНТУ ТА МАРКЕТИНГУ В ГАЛУЗІ НАУК ПРО ЗЕМЛЮ ІГН НАН УКРАЇНИ

17 грудня 2009 р виповнилось 10 років з дня заснування науково-дослідної та інформаційно-організаційної структури НАН України Центру менеджменту та маркетингу в галузі наук про Землю Інституту геологічних наук (ЦММ ІГН).

За постановою Бюро Президії НАН України з метою підвищення рівня інформаційного забезпечення установ Відділення наук про Землю, широкого впровадження в наукові дослідження інформаційних технологій, комп'ютеризованих форм і методів роботи за світовими стандартами 10 років тому при ІГН було створено Центр менеджменту та маркетингу в галузі наук про Землю (далі – Центр). Передбачалися наперед сучасні підходи забезпечення успішного переходу України до інформаційного етапу розвитку фундаментальних і прикладних досліджень в геологічній сфері.

Новостворена в системі Академії структура під керівництвом директора Центру Миколи Андрійовича Якимчука, професора, член-кореспондента НАН України, доктора фізико-математичних наук, здійснює свою діяльність на умовах повного госпрозрахунку без залучення бюджетних коштів НАН України, за результатами реалізації інформаційних послуг.

Ефективною формою постійного обміну інформації про нові методи і методики досліджень, а також новітні технології напрямів, що зосереджені у Відділенні наук про Землю стають організовані та проведені Центром в 1999–2008 рр 18 конференцій, 10 з яких мали міжнародний статус, а також наукові видання, підручники, препринти тощо. Центром Видано 17 збірників наукових праць за широкою тематичною спрямованістю (проблеми нафтогазової геології, промислової геофізики, ландшафтного різноманіття України, дослідження берегової зони морів, проблеми мінеральних вод тощо).

М.А. Якимчук проводить наукові дослідження та ініціює популяризацію в Україні сучасного напрямку, інтегративної науки – геоінформатики, що покликана забезпечити взаємодію та взаємопорозуміння всередині циклу геонаук, а також сприяти взаємодії з іншими дисциплінами природознавства і суспільствознавства – фізикою, астрономією, астрофізикою, математикою, інформатикою, історією людства та його культури, філософією. Більш узагальнено геоінформатика визначається як наука про інформаційні потоки в природі, суспільстві і свідомості, вивчення яких дає змогу щонайповніше розкривати суть чотирьох головних феноменів навколишнього світу – Космосу, планети Земля, Життя, Людини.

У грудні 2001 р Центром було засновано перше в Україні наукове періодичне видання – журнал "Геоінформатика", який об'єднує предметні галузі наук про Землю в одну базову спеціалізацію – геоінформатику. У 2002 р у засновники журналу було включено Національну академію наук України. З 2004 р видається періодичне фахове видання – збірник наукових праць "Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики".

На розвиток нового наукового напрямку "Геоінформатика" в Україні було започатковано організацію міжнародних конференцій "Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти", які, починаючи з 2002 р проходять щорічно в Києві. В роботі конференцій (2002–2009) взяли участь більше як 1500 учасників з понад 40 організацій.

З метою об'єднання зусиль щодо впровадження геоінформатики за рішенням II Міжнародної конференції "Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти" (березень 2003 р) в Україні було створено Всеукраїнську асоціацію геоінформатики (БАГ – AUAG – All Ukrainian Association of Geoinformatics). На сьогодні в Україні БАГ налічує понад 400 членів. Слід зауважити, що Всеукраїнська асоціація геоінформатики є на сьогодні єдиною громадською організацією з геоінформатики у світі, безпосередньо встановлює зв'язки із закордонними громадськими організаціями та організаціями, що працюють у галузі геологічних та геофізичних досліджень, комп'ютерних технологій. З 2007 р БАГ є асоційованим товариством з EAGE, що дає можливість на щорічних конференціях EAGE отримувати виставкові площі для подання своїх робіт, результатів і досягнень членів асоціації. Таке тісне співробітництво встановлено з Євразійським геофізичним товариством (м. Москва). Успішні зв'язки встановлено з міжнародним науковим товариством SEG (Товариство геофізиків-розвідників, США, м. Tulsa). У 2004 р на 66-й щорічній конференції EAGE було підписано сертифікат про створення у м. Києві Українського осередку Європейської асоціації геовчених і інженерів (EAGE Local Chapter, Kyiv). Створення осередку EAGE покращило інформаційне забезпечення української геологічної спільноти про діяльність EAGE, було значно спрощено механізм фінансових відносин між членами EAGE з України та головним офісом EAGE завдяки діяльності Local Chapter Kyiv.

Результатом тісної співпраці Центру, EAGE та БАГ стало те, що починаючи з 2006 р, щорічні конференції з геоінформатики підтримувались керівництвом EAGE. У 2006 р її відвідували – Гарет Вільямс, президент EAGE (2005–2006), та член комітету EAGE–PACE Павло Карнковський, у 2007 р на конференції ви-

ступив президент EAGE Тео Корткаас (2006–2007), у 2008 р у роботі VII конференції взяли участь президент EAGE Фін Омотт (2007–2008) і голова EAGE–PACЕ фонду Хельмут Гартнер. У 2009 р представником EAGE був Пітер Вервей – менеджер EAGE по Росії та країнах СНД. Всі ці події неодноразово висвітлювалися в публікаціях в журналі Геоінформатика, та в журналі EAGE – FirstBreak. Варто зазначити, що EAGE також надавала фінансову підтримку конференції "Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти".

З ініціативи Центру та особисто М.А. Якимчука відновлено спеціальність 04.00.05 – "Геологічна інформатика", затверджену Наказом ВАК України № 377 від 23.06.2005 р у переліку спеціальностей, за якими проводиться захист дисертацій на здобуття наукових ступенів кандидата наук і доктора наук, присудження наукових ступенів і присвоєння вчених звань. Завдяки активній позиції М.А. Якимчука відновлено роботу спецради по захисту дисертацій з геоінформатики при Київському Національному університеті імені Тараса Шевченка. Виконуючи рішення IV Міжнародної конференції "Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти" 30 березня-1 квітня 2005 р, м. Київ Центр ініціював відкриття на геологічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка освітнього напрямку "геоінформатика" (2008).

У Центрі досліджують, розробляють та впроваджують нові моделі розв'язку задачі аналітичного продовження потенціальних полів, алгоритми програмного забезпечення інтерпретації геофізичних полів і побудови фізико-математичних моделей процесів та аномальних об'єктів. Центром спільно з Інститутом прикладних проблем екології, геофізики і геохімії та НВП "Геопром" розроблена експрес-технологія оперативного вирішення завдань екології, інженерної геології та геолого-геофізичних досліджень, яка має широке практичне застосування. Особливо актуальні теоретичні напрацювання та пропозиції прикладного характеру спрямовані на забезпечення енергетичної і ресурсної стабільності та безпеки України. Одним з таких напрямів є вивчення можливостей та впровадження у практику експрес-технології прямих пошуків скупчення вуглеводнів геоелектричними методами (технологія СКІП–ВЕРЗ). Результати фундаментальних теоретичних досліджень, основні компоненти технології та результати її практичного застосування опубліковані в наукових журналах і збірниках наукових праць, тезах доповідей (понад 190 публікацій). Результати робіт пройшли апробацію на 84 конференціях (конгресах, симпозіумах, семінарах), з них на території України – 48, за кордоном – 36.

За 10 років Центром успішно реалізовано головний сенс намічених перетворень, ключова ідея яких – не доганяти минуле, а створювати майбутнє. Суттєвим є внесок у підвищення рівня інтелектуальних підходів до вирішення завдань надро- та природокористування. Вчені Центру заклали фундамент розвитку сучасного наукового напрямку – геоінформатики, проводять унікальні міждисциплінарні дослідження.

Яскравим свідченням поживлення міжнародної співпраці є результати, які отримав Центр, виконуючи функції інформаційно-аналітичної структури. Постійне вивчення та оперативне розповсюдження досягнень наук про Землю, відповідно вітчизняних за кордоном та світових в Україні, позитивно вплинуло на розширення наукових і ділових міжнародних контактів, що створює сприятливі умови інтеграції України в світову геологічну спільноту.

Спрямованість Центру на тематичне та структурне поєднання глибоких фундаментальних досліджень з перспективними прикладними розробками у майбутньому дасть відповідний ефект, якщо цілеспрямовано упроваджувати ефективні технології, шукати і знаходити нетрадиційні шляхи в науці.

Отримано значні наукові результати, зроблено багато корисних справ, нагромаджено відповідний досвід, а ще більше планів і намірів попереду.

Редколегія журналу

Наукове видання

ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОЛОГІЯ
Випуск 48

Друкується за авторською редакцією

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

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



Підписано до друку 10.02.10. Формат 60x84^{1/8}. Вид. № 58. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 300. Ум. друк. арк. 7,3. Обл.-вид. арк. 10,0. Зам. № 210-5250.

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