

УДК 504+550+551+552+624

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

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.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	В.В. Шунько, канд. геол.-мінералог. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, канд. геол. наук, доц. (відп. секр.); О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.М. Курганський, д-р геол. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Д.М. Щербак, д-р геол. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.А. Вижва, д-р геол. наук, доц.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90, корпус геологічного факультету; ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 12.10.05 (протокол № 2)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/7 від 09.06.99
Зареєстровано	Міністерством інформації України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КІ № 251 від 31.10.97
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, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Свешніков К., Костенко Н., Лисак А., Гасанов Ю., Кадурін В. Псевдоморфні ряди автохтонних гранітоїдів.....	4
Лукієнко О., Кравченко Д., Сухорада А. Катазональні тектонофації зон тектонічної течії гранітоїдів	9
Димитров Г., Коваль В. Геодинамічний аналіз формування кристалічного фундаменту південно-західної частини України	12
Гриценко В. Геологічна швидкість осадконагромадження.....	15
Грінченко О., Бондаренко С., Сьомка В., Бондаренко І. Телуриди в рудопроявах золото-арсенового типу західної частини Українського щита	18
Нестеровський В., Криницька М. Геологічні пам'ятки: екологічні аспекти	20
Огар В. Корали з пограничних турнейсько-візейських відкладів донбасу	22
Попова Л. Стратиграфічне використання плейстоценових <i>Spermophilini</i> у світлі особливостей їх еволюції	26
Зінченко О., Митрохин О., Савенок С., Пічугін А. Процеси пренітизації в базитах Коростенського плутону	28
Митрохин О., Омельченко А. Петрографія габро-долеритів Звіздаль-Заліської дайки.....	30
Квасниця І., Косовський Я., Шунько В. Внутрішня будова самородної міді із вендських вулканітів Волині.....	32
Павлова О., Бубнова О., Філіпов С. Структурогенез у порфіробластичних гранітах Коростишівського типу Українського щита.....	34
Чайка Р. Питання геолого-економічної оцінки Майського та Клишівського золоторудних родовищ Українського щита.....	37
Андрєєва О. Бентонітові глини України: запаси, потреби, використання.....	39

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Іванік О. Головні аспекти комплексної оцінки стану геологічного середовища для функціонування природно-техногенних трубопровідно-транспортних систем Західного Сибіру	41
Черевко І., Данишурка Н. Методологія оцінки геологічного середовища при виборі ділянок для розміщення сховищ токсичних відходів	45

ГЕОФІЗИКА

Продайвода Г., Байсарович І., Продайвода Т. Проблеми геофізики та флюїдодинаміки блоково-ієрархічної структури літосфери.....	47
Матвіїшина Ж., Дмитрук Ю., Бондар К. Аналіз вмісту важких металів та магнітних властивостей похованих горизонтів розрізу "в'язівок"	50

РЕЦЕНЗІЇ

Онопрієнко В. Перший підручник з морської геології в Україні (рецензія на підручник О.Ю.Митропольського, О.М.Іванік "Основи морської геології").....	53
---	----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Sveshnikov K., Lysak A., Gasanov Yu., Kostenko N., Kadurin V. Pseudomorphic lines of autochthonous granitoids	4
Lukiyenko O., Sukhorada A., Kravchenko D. Catazone tectono-facies from area of tectonic flow in granite	9
Dimitrov G., Koval V. Geo-dynamic analysis of crystalline basement formation for the south-western part of Ukraine	12
Grytsenko V. The Geological speed of sedimentation	15
Grinchenko O., Bondarenko S., S'omka V., Bondarenko I. Tellurides in ore manifestations of gold – arsenic type of western part of the Ukrainian Shield	18
Nesterovskiy V., Krynytska M. Geological monuments: ecological aspects.....	20
Ogar V. Corals from the Tournaisian-Viséan boundary layers of the Donets basin	22
Popova L. Stratigraphical significance of the Pleistocene Sperophilini in the light of their evolution peculiarities	26
Zinchenko O., Mytrokhyn O., Savenok S., Pichugin A. The processes of prehnitization in basites of Korosten Pluton	28
Mytrokhyn O., Omelchenko A. Petrography of gabro-dolerites of Zvizdal-Zalesye dyke	30
Kvasnyts'a I., Kosovs'kyi Ya., Shunko V. The inner structure of copper from the vendian volcanosedimentary rocks of Volyn'	32
Pavlova O., Bubnova O., Philipov S. Structurogenetic analysis in Korostishiv type porphyroblastic granites of Ukrainian Shield.....	34
Chayka R. Problems of geologic and economic estimation of the Mayske and Klyntsivske gold deposits of the Ukrainian shield	37
Andreeva O. Bentonitic clays of Ukraine: reserves, requirement, usage.....	39

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Ivanik O. Main aspects of complex estimation of geological environmental satate for nature-technogen trans-pipe systems in Western Siberia	41
Cherevko I., Danishurka N. Methodology of geological environment estimation for toxic waste disposal facility site selection	45

GEOPHYSICS

Prodayvoda G., Baysarovych I., Prodayvoda T. Problems of Geophysics and fluid dynamics of block-hierarchical lithospheric structure	47
Matviyishyna Zh., Dmytruk Yu., Bondar K. The analysis of heavy metals contents and magnetic properties of buried horizons from Vyazivok section	50

REFERENCES

Onopriyenko V. The first textbook of marine geology in Ukraine (reference on textbook of O.Yu. Mitropolskiy, O.M. Ivanik "Bases of marine geology")......	53
--	----

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 552.23 + 552.311

К. Свєшніков, д-р геол. наук,
Н. Костенко, пров. інж.,
А. Лисак, канд. геол.-мінералог. наук,
Ю. Гасанов, пров. інж.,
В. Кадурін, канд. геол.-мінералог. наук

ПСЕВДОМОРФНІ РЯДИ АВТОХТОННИХ ГРАНІТОЇДІВ

Для автохтонних ультраметаморфічних гранітоїдів показано існування в природі шести псевдоморфних рядів: лейкогранітоїдного, аляскітоїдного, кінцигітоїдного, плагіогранітоїдного, діоритоїдного й ендербітоїдного та розглянуті їх петрохімічні особливості. Визначено, що для виділених рядів важливою ознакою є величина відношення Al_2O_3/CaO , яка послідовно зменшується в порядку їх переліку, що дозволяє розглядати наведену послідовність як систематизаційну.

It was shown the existence of six pseudomorphic lines for autochthonous ultrametamorphic granitoids: leukogranitic, alaskitic, kinzigitic, plagiogranitic, dioritic and enderbitic. The petrochemical peculiarities of each line are discussed. It was shown that main features of lines depend on the ratio Al_2O_3/CaO , which consistently decreases from the beginning to the end of this sequence. That allows to regard the given sequence as systematic.

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. Загально відомо, що в регіонах розвитку раннього докембрію (щитах, фундаменти давніх платформ) широко розповсюджені інтрузивні та ультраметаморфічні гранітоїди. За характером співвідношень із вміщуючими товщами всі тіла гранітоїдів можуть бути поділені на алохтонні (які не мають постійних зв'язків із товщами певного складу), параавтохтонні (частково переміщені в межах товщ певного складу) та автохтонні, локалізовані серед товщ певного складу [6]. Характерною особливістю останніх є певна подібність особливостей мінерального складу гранітоїдів і метаморфічних товщ, серед яких вони залягають. Це дозволяє впевнено припускати, що гранітоїди таких тіл виникли за рахунок гранітизації вміщуючих товщ і не підлягали будь-яким суттєвим переміщенням. Автохтонні гранітоїди можуть утворювати тіла трьох різних структурних груп (типів): а) мігматитові поля; б) власне плутонометаморфічні тіла; в) плутонічні масиви. Характерною особливістю мігматитових полів є приблизно однакові кількісні співвідношення метаморфітів і плутонітів, у морфологічному відношенні найбільше розповсюджені смугасті та брилові мігматити. У власне плутонометаморфічних тілах кількість метаморфітів коливається від 1 до 10 %, скіаліти їх розміщені досить рівномірно за всією площею тіла. Подібні тіла мають зазвичай поступові переходи до мігматитів, а гранітоїди, що їх складають, зберігають гнейсоподібні текстури та гранобластові структури. Плутонічні тіла автохтонних гранітоїдів, на відміну від плутонометаморфічних, зберігають скіаліти кількістю менше 1 %, локалізовані переважно поблизу контактів. Контакти одного і того ж масиву можуть бути поступовими на одних та різкими на інших ділянках. Текстури гранітоїдів змінюються від гнейсоподібних до масивних, структури – від гранобластових до погано виражених гіпдіоморфнозернистих. Такі тіла за своїми структурно-текстурними особливостями нерідко дуже подібні до алохтонних (інтрузивних). Тому треба підкреслити особливо: з генетичного погляду всі плутонометаморфічні тіла можна розглядати як ультраметаморфічні, натомість плутонічні тіла можуть мати різну генетичну природу – інтрузивну, ультраметаморфічну. Автохтонні тіла трьох перерахованих структурних типів утворюються по метаморфічних товщах, заміщують їх, причому можна досить впевнено вважати, що послідовність від мігматитів до плутонічних тіл відповідає збільшенню інтенсивності процесу гранітизації, тобто кожний наступний тип виникає за рахунок заміщення попереднього. Таким чином, можна говорити про існування у природі певних еволюційних рядів, що відповідають послідовним стадіям гранітизації метамор-

фічних товщ аж до виникнення плутонічних масивів. Розглядаючи різні члени таких рядів, як окремі формації (чи формаційні різновиди), можна говорити про заміщення в межах одного ряду одних формацій іншими та принципову подібність цього явища псевдоморфним заміщенням мінералів. Відповідно, такі ряди також можна назвати псевдоморфними.

Підкреслимо, що виділення псевдоморфних рядів можливо лише польовими методами. Далеко не в кожному районі такі ряди представлені в повному обсязі, частіше ті чи інші члени рядів "випадають" (наприклад, автохтонні плутонічні формації широко розвинені у східній і практично відсутні в західній частині Українського щита). Тому повна характеристика й систематика рядів вимагає залучення даних принаймні по декількох докембрійських регіонах. Після того, як ряди виділені геологічними методами, можливе зіставлення особливостей їхнього складу. На сьогодні можна говорити про існування шести псевдоморфних рядів автохтонних гранітоїдів. Групою дослідників Київського національного університету під керівництвом проф. М. Толстого протягом багатьох років проводилося дослідження так званих петротипів (найхарактерніших відмін) алохтонних і автохтонних гранітоїдів Українського щита. Отримані результати були узагальнені в монографії [9] та покладені в основу наведеного нижче розгляду особливостей складу псевдоморфних рядів.

Виклад основного матеріалу. В межах Українського щита найнижче стратиграфічне положення займають утворення кінцигітової та гіперстенової гнейсокристалосланцевої формації. Перша з них представлена товщею біотит-гранатових і гранат-біотитових плагіогнейсів і гнейсів із силіманітом, кордієритом, графітом. По них розвиваються так звані чудново-бердичівські біотит-гранатові гранітоїди кінцигіт-гранатової формації [5; 8]. Гранітоїди містять численні скіаліти метаморфічних порід і фактично утворюють у південно-західній частині щита одне величезне плутонометаморфічне тіло. Мігматитові поля такого складу на Українському щиті відсутні, але вони спостерігались у південній частині Балтійського щита. Тут широко розповсюджена кінцигітова метаморфічна формація, а гранатові гранітоїди, що з нею асоціюють, утворюють у випадках, що ми спостерігаємо, не суцільні тіла, а мігматитові поля, в межах яких відбувається чергування згідних шарів гнейсів і шароподібних тіл гранітів потужністю до 10–15 м (р-н с. Хійтола, Куркйоки у Приладожжі). Найбільш різноманітно подібні утворення проявлені в докембрії Єнісейського кряжу. Тут також розвинена кінцигітова формація архейського віку, з якою тісно асоці-

ують поля мігматитів та згідні шароподібні тіла (об'єднані в так званий богунаєвський комплекс), а також невеликі (до 1 кв км) плутонічні тіла гранітів того ж складу (кузнецівський комплекс), які подекуди мають чіткі контакти з гранітоїдами богунаєвського комплексу, які Ю. Кузнецов описав під назвою мігматитів гіперстенових гнейсів і пов'язаних з ними чарнокітів [4; 7]. Ці спостереження дозволяють говорити про існування в природі **кінцигітоїдного ряду** автохтонних гранітоїдів (від мігматитів до плутонічних тіл), найповніше проявленого в Єнісейському краї; на Українському та Балтійському щитах проявлені лише окремі члени того ряду.

Гіперстенова гнейсо-кристалосланцева формація представлена гнейсами та кристалічними сланцями з гіперстеном. З нею асоціюють ендербіти, об'єднані в гнейсо-ендербітову формацію, за [5]. У складі цієї формації можуть бути виділені тіла двох типів: ділянки, утворені мігматитами, де ендербіти виступають як неосоми (наприклад, група кар'єрів поблизу с. Старий Крим на північ від Маріуполя), та плутонометаморфічні тіла ендербітів зі скіалітами (кількість останніх на окремих ділянках сягає 30 %) метаморфічних порід (наприклад "Синя Гора" в Приазов'ї). Існування плутонічних тіл ендербітів на Українському щиті ще не є з'ясованим. У кар'єрі поблизу с. Олександрівка на правобережжі Південного Бугу нами спостерігались ендербіти, позбавлені скіалітів. Розміри кар'єру на час спостережень становили приблизно 200 x 200 м. Залишилось неясним, чи тут відслонене самостійне плутонічне тіло, чи цей вихід є лише фрагментом великого плутонометаморфічного тіла гнейсо-ендербітової формації. Плутонічне тіло ендербітів, практично позбавлене скіалітів, спостерігалось нами в південній частині Балтійського щита (район північно-західного закінчення затоки Меклахті Ладозького озера). Розміри тіла невеликі (ймовірно, не більше 1 кв км), характер контактів з ендербітовими мігматитами змінюється від поступового до чіткого. Ці дані дозволяють виділити **ендербітоїдний ряд** автохтонних гранітоїдів, який також включає тіла від мігматитів до плутонічних.

Стратиграфічно вище гнейсо-кристалосланцевої та кінцигітової формацій у розрізі Українського щита залягає так звана лейкогранулітова формація, складена досить строкатим переліком порід, серед яких переважають лейкократові біотитові та гранат-біотитові двопольовошпатові гнейси [5]. З останніми постійно асоціюють лейкократові граніти до аляскітів, які нерідко містять гранат. Цікаво, що морфологія тіл у різних частинах щита має різний характер. Найрізноманітніша вона у Західному Приазов'ї. Лейкогранулітова формація тут повсюдно мігматизована, кількість гранітоїдного матеріалу коливається від 5–10 % до 30–40 %, а на деяких ділянках до 50–60 %. Потужність гранітових прошарків коливається від 1 см до 10–15 м. Відслонення цих утворень можна спостерігати по річках Корсак, Лозоватка, Суха Конка, Обіточна. Наявність ділянок з підвищеною кількістю гранітового матеріалу дала підстави виділити тут мігматит-лейкогранулітову формацію. Прикладом її можуть слугувати відслонення по правому березі р. Лозоватка вище с. Коларівка. Найбільш показовий характер мають відслонення по р. Кальчик поблизу траси "Донецьк – Маріуполь". Тут спостерігається чергування згідних тіл гранітів потужністю до 50 м і ділянок тонкого перешаровування гнейсів, та тих самих гранітів, що утворюють прошарки потужністю до 1–2 см. Сумарна кількість гранітоїдного матеріалу тут коливається від 30 до 90 %. На інших ділянках серед мігматитів спостерігаються невеликі за розмірами плутонометаморфічні тіла гранітів зі скіалітами тих самих метаморфічних порід, виділені в самостійну гнейсо-алаяскітову формацію [5].

Одне з таких тіл відслонене в кар'єрі на лівобережжі р. Токмачки в 2 км вище с. Тарасовки, друге – на лівобережжі р. Токмак поблизу с. Могиляни (видима потужність тіла тут сягає близько 1 км). Переходи між плутонометаморфічними тілами та мігматитами поступові. Поблизу с. Бойове (р. Солона) відслонене тіло аналогічних аляскітів з гранатом, повністю позбавлене скіалітів. Друге подібне тіло спостерігалось на лівобережжі р. Сухої Конки напроти хутора Тихий Гай. Розміри його становлять не менше 200 x 100 м. Обидва тих тіла можуть розглядатися як плутонічні. Аналогічна асоціація лейкогранулітової формації та супутніх гранітів широко розвинена на Побужжі та у Придністров'ї; тут переважають плутонометаморфічні тіла; в меншій кількості проявлені мігматити, а плутонічні тіла не відмічались. За [5], ці утворення об'єднані в одну гнейсо-алаяскітову формацію, раніше вони були описані [8] під назвою формації біотитових граніто-гнейсів. Усі ці спостереження дають підстави для виділення **алаяскітоїдного ряду** автохтонних гранітів, який, так само, як і розглянуті вище ряди, включає мігматитові поля, плутонометаморфічні та плутонічні тіла.

Три розглянутих ряди пов'язані з метаморфічними товщами гранулітової фації метаморфізму. З товщею біотитових і роговообманкових плагіогнейсів, кристалічних сланців і амфіболітів амфіболітової фації метаморфізму (аульська серія Середнього Придніпров'я) асоціюють плутонометаморфічні тіла гнейсо-граніт-плагіогранітової, за [5], формації. У їхньому складі переважають плагіограніти та тоналіти із гнейсоподібними, зрідка масивними текстурами, серед яких повсюдно присутні лінозоподібні скіаліти вмісних метаморфічних порід (так званий дніпропетровський комплекс). Із плутонометаморфічними тілами пов'язані поступовими переходами значні за розмірами (не менше 100 кв км) масиви однорідних масивних плагіогранітів, які містять лише поодинокі скіаліти метаморфічних порід. Найвідомішим із них є Запорізький масив. На карті формацій Українського щита ці масиви віднесені до самостійної плагіогранітової формації [5]. Подібні за складом та структурно-текстурними особливостями плагіогранітоїди розвинені в Західному та Центральному Приазов'ї (в літературі вони відомі під назвою шевченківських і каратюцьких). Тут широко розповсюджена мігматит-плагіогнейсова формація, представлена смугастими мігматитами, палеосома яких складена біотитовими плагіогнейсами (ймовірно, діафоритами за товщею гранулітової фації метаморфізму), а неосома – плагіогранітами. На багатьох ділянках кількість плагіогранітів суттєво зростає і виникають плутонометаморфічні тіла, які містять до 30 % включень плагіогнейсів (гнейсо-плагіогранітова формація, за [5]). При подальшій гранітизації виникли шароподібні, згідні за смугастістю мігматитових полів і плутонометаморфічних тіл, масиви однорідних кварцових діоритів, тоналітів та плагіогранітів площею в десятки квадратних кілометрів – Лідинський, Каратюцький. Цікаво, що нижні контакти масивів поступові, плагіогранітоїди поблизу них мають гнейсоподібні текстури; верхні контакти тих же масивів різкі, а плагіогранітоїди поблизу них стають більш дрібнозернистими та більш меланократовими. За складом тут переважають тоналіти (Лідинський масив), або плагіограніти (Каратюцький масив), у підпорядкованій кількості присутні гранодіорити та низьколужні граніти. В центральних частинах масивів вони містять клінопіроксен, рогову обманку та біотит; по мірі наближення до

периферії спочатку зникає піроксен, потім рогова обманка і натомість з'являється до 10 % калієвого польового шпату. Різні дослідники описували ті масиви під назвою каратюцького комплексу чи плутонічної плагіогранітової формації [5]. Обидва масиви супроводжуються менш потужними тілами – сателітами. Картування показало, що всі плутонічні тіла локалізовані на одному стратиграфічному рівні – у верхній частині розрізу плагіогнейсової товщі. Однотипні утворення, за нашими спостереженнями, широко розповсюджені в північно-західній частині Алданського щита в асоціації з метаморфічними товщами амфіболітової фації метаморфізму ольокмінської серії. Все це дозволяє виділити **плагіограніто-їдний ряд** автохтонних гранітоїдів.

Із діафторованими товщами Приазов'я пов'язані утворення ще одного, **діоритоїдного ряду**, які поки що не відомі в інших регіонах. У басейнах рік Обіточна та Кільтичія розповсюджена товща одноманітних біотит-роговообманкових, рідше роговообманкових кристалічних сланців. Порооди метаморфізовані в амфіболітової фації, але ймовірно, є діафторитами по вихідній товщі гранулітової фації метаморфізму [5]. Серед сланців містяться невеликі виділення ліноподібної та неправильної форми кварцових діоритів до тоналітів. На певних ділянках кількість гранітоїдів різко зростає і вони утворюють плутонометаморфічні тіла розміром у перші квадрати км, які містять від 15 до 40 % скіалітів кристалічних сланців. Склад плутонічних порід стає більш різноманітним – тут спостерігаються біотит-роговообманкові та роговообманково-біотитові тоналіти, кварцові діорити, зрідка плагіограніти. Переходи всіх відмін між собою та до вмисних порід поступові. Ці утворення віднесені до самостійної кристалосланцево-діорит-тоналітової плутонометаморфічної формації. Із кристалосланцевою товщею асоціюють також згідні плутонічні масиви біотит-роговообманкових кварцових діоритів і тоналітів розміром у десятки кв км. Найбільшими серед них є Південнообіточненський масив, відслонений по річках Чокрак, Обіточна, Кільтичія (видима потужність близько 12 км) і Північнообіточненський масив (басейн р. Салтичія), який займає площу не менше 17–18 x 5 км. Порооди мають гранобластові структури, масивні, гнейсоподібні або смугасті текстури. Скіаліти у внутрішніх частинах масивів відсутні; контакти їх з метаморфічною товщею являють собою зони чергування згідних шароподібних тіл гранітоїдів і шарів сланців. Потужність таких зон сягає 200 м; у їхніх межах потужність окремих тіл гранітоїдів поступово зменшується по мірі віддалення від масиву від 5 м до повного зникнення. Ці масиви відповідають більшій частині об'єму обіточненського комплексу у схемах попередників. Останній, за нашими спостереженнями, об'єднує автохтонні тіла кварцових діоритів – тоналітів, тісно пов'язаних структурно із кристалосланцевою формацією, та алохтонні тіла габродіоритів, які таких зв'язків не мають.

З метатеригенною ранньопротерозойською товщею інгуло-інгулецької серії центральної частини Українського щита пов'язані автохтонні гранітоїди **лейкогранітоїдного ряду**, віднесені на карті формацій до гнейсо-лейкогранітової формації, представленої відносно невеликими (перші десятки кв км) масивами, пов'язаними поступовими переходами з мігматитами. Будова тіл має зональний характер – їхні внутрішні частини складені чергуванням масивних, гнейсоподібних і смугастих біотитових гранітів із включеннями гнейсів (Восіятський масив у долині р. Громокля, Новопраський масив, відслонений по р. Бешка поблизу с. Нова Прага), а зовнішні насичені включеннями порід брилової форми, що надає їм вигляд макроагматитів. Граніти масивів поступово переходять у мігматити, складені чергуванням шароподіб-

них тіл гранітів, власне смугастих мігматитів і гнейсів інгуло-інгулецької серії. Потужність окремих гранітових тіл і проміжків між ними коливається від десятків сантиметрів до 15 м, сумарна кількість гранітоїдного матеріалу становить від 10 до 90 %. У деяких випадках такі мігматитові ділянки можуть займати самостійне положення серед гнейсів (відслонення по р. Боковенька на південній околиці с. Велико-Федорівка).

Отже, існування у природі псевдоморфних рядів автохтонних гранітоїдів апробоване в ряді публікацій по Українському щиту (в першу чергу при складанні карти формацій) і підтверджене дослідженнями окремих районів Балтійського й Алданського щитів. Не виключено, що при подальших цілеспрямованих дослідженнях різних регіонів можуть бути виділені й інші псевдоморфні ряди. Підкреслимо також, що ці ряди не охоплюють всієї різноманітності ультраметаморфічних утворень. Зокрема, окремо мають розглядатися так звані граніто-гнейсові куполи, які подекуди виникають по периферії прогинів, вивопнених зеленокам'яними та метатеригеними комплексами (наприклад, вздовж північно-східної границі Кодаро-Удоканського прогину Алданського щита), або в потужних тектонічних зонах, які відділяють такі комплекси від грануліто- та амфіболіто-гнейсових (наприклад, тіла, які "заліковують" південну тектонічну границю Тетерівського прогину Українського щита, або так званий Верхньокатугінський граніто-гнейсовий масив, який "заліковує" південний тектонічний контакт Кодаро-Удоканського прогину та ін.). Можна також говорити про існування певних петрологічних обмежень складу автохтонних гранітоїдів. Судячи з наявних даних, вони не можуть бути більш основними за кварцові діорити (що можна легко пояснити їхнім анхігетектичним характером) і більш лужними, ніж сублужні відміни (що пояснити значно складніше).

У табл. 1 наведено хімічний склад петротипів автохтонних гранітоїдів. Розгляд варіацій складу гранітоїдів кожного ряду на діаграмі Харкера показав, що при переході від мігматитових полів через плутонометаморфічні тіла до плутонічних у більшості псевдоморфних рядів дещо зростає кількість кремнезему, заліза та магнію, однак ці тенденції виражені досить слабо і серед гранітоїдів, що складають тіла різної морфології, завжди можуть бути виявлені відміни з однаковим вмістом породотвірних оксидів. У цілому можна констатувати, що в межах кожного псевдоморфного ряду коливання петрохімічного складу окремих відмін досить значні (що, ймовірно, зумовлене відмінностями складу вихідних порід, які підлягали гранітизації), але відмінності між мігматитовими полями, плутонометаморфічними та плутонічними тілами зумовлені не еволюцією процесів гранітизації, а лише різною інтенсивністю останніх (що обумовлювало різний ступінь перетворення вихідного субстрату та гомогенізації виникаючої при цьому речовини).

Зіставлення різних рядів між собою показує, що за зміною вмісту ряду оксидів – зменшенням кількості кремнезему та збільшенням кількості глинозему, заліза, кальцію всі ряди можуть бути розташовані в послідовності "лейкогранітоїдний – аляскітоїдний – кінцигітоїдний – плагіогранітоїдний – діоритоїдний – ендербітоїдний ряд". Сумарний вміст лугів у всіх рядах залишається приблизно однаковим і коливається в межах 5–7 %. При цьому вміст калію та натрію пов'язаний зворотною залежністю, яка може бути описана формулою $K_2O = 5 - 1,2 (Na_2O - 1,5)$. За ознакою присутності чи відсутності калієвого польового шпату гранітоїди всіх рядів можуть бути поділені на дві групи. До однієї – калієвої групи – належать представники аляскітоїдного, лейкогранітоїдного та кінцигітоїдного рядів, у яких калієвий шпат входить до складу провідного міне-

рального парагенезису. До другої – натрієвої групи – належать гранітоїди плагіогранітоїдного, діоритоїдного та ендербітоїдного рядів, у яких калієвий польовий шпат присутній лише спорадично. Обидві групи добре відокремлені за співвідношенням "калій – натрій", межа між ними відповідає $K_2O/Na_2O = 3/4$. Представники окремих рядів у межах тих двох полів не розрізняються. Не різняться окремі псевдоморфні ряди і за співвідношеннями заліза й магнію. Залежність між вмістом цих оксидів у всіх рядах близька до лінійної і може бути описана формулою $FeO + Fe_2O_3 = 2MgO + 1$ (у вагових %). Така ж пряма залежність встановлена і між вмістом кальцію та глинозему.

Однак "швидкість накопичення" кальцію та глинозему в різних рядах виявилася різною, в результаті чого при аналізі величини відношення " CaO/Al_2O_3 ", взятого порівняно з відношенням " K_2O/Na_2O ", для різних рядів виявилися суттєві відмінності. Як відомо, багато фундаментальних зако-

номірностей зміни складу порід та мінералів добре описуються за допомогою простих співвідношень цілих чисел [2]. Ми спробували застосувати цей прийом до аналізу складу автохтонних гранітоїдів. З цією метою десяткові відношення оксидів (див. табл. 1) було переведено у прості дробі. Природно, що в деяких випадках це призводить до певного порушення результатів. Проте можна все-таки говорити, що відношення " CaO/Al_2O_3 ", яке дорівнює величинам 1/7, 1/6, 1/4, 1/3, є граничним для складу гранітоїдів різних псевдоморфних рядів. У цю закономірність не вписуються лише три аналізи плагіогранітоїдів Бузько-Росинського району, які попадають в одне поле з ендербітами. Оскільки в цьому ж районі розвинені так звані собіти – породи плагіогранітоїдного складу, які виникли в результаті діафорезу ендербітів, не виключено, що для розглянутих плагіогранітоїдів субстратом також могли слугувати діафорити по ендербітах.

Таблиця 1. Хімічний склад петротипів автохтонних гранітоїдів

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CaO/Al ₂ O ₃
1	72,52	0,36	13,62	0,54	2,15	0,03	0,90	1,27	4,00	3,55	0,02	0,093
2	74,02	0,08	13,99	0,46	1,51	0,05	0,08	1,38	2,96	5,07	0,02	0,099
3	71,40	0,30	14,30	1,60	1,30	0,05	0,70	2,10	2,97	4,19	0,15	0,147
4	72,75	0,29	14,67	0,57	1,84	0,08	0,32	1,68	3,33	4,00	0,11	0,115
5	64,19	0,70	15,57	2,17	6,13	0,11	2,41	2,47	2,25	3,46	0,06	0,159
6	65,31	0,59	15,81	0,67	4,61	0,06	2,42	2,19	3,13	3,17	0,12	0,139
7	70,59	0,26	15,00	0,94	2,22	0,03	0,93	2,40	3,33	2,92	0,14	0,160
8	70,30	0,48	13,43	1,70	3,01	0,05	0,68	2,07	2,23	5,78	0,12	0,154
9	63,83	0,51	16,63	3,38	2,32	0,06	1,77	3,91	4,26	1,99	0,17	0,235
10	67,15	0,43	16,27	2,01	1,42	0,04	1,15	3,26	4,37	2,64	0,16	0,200
11	68,84	0,22	15,28	0,73	1,92	0,03	1,23	3,00	4,93	2,29	0,12	0,196
12	71,54	0,18	15,78	1,00	1,18	0,02	0,66	3,15	4,85	0,85	0,06	0,200
13	69,10	0,30	15,32	1,21	1,81	0,05	1,72	3,09	4,52	1,98	0,10	0,202
14	69,04	0,40	15,54	1,53	1,11	0,05	1,50	3,33	4,78	1,71	0,15	0,214
15	62,13	0,56	16,12	1,80	4,59	0,13	2,55	4,81	3,99	1,88	0,17	0,298
16	56,02	0,74	17,46	2,07	5,04	0,13	4,02	6,23	3,44	2,14	0,19	0,357
17	61,96	0,70	17,02	2,14	3,73	0,14	2,36	5,12	3,56	1,82	0,18	0,301
18	71,00	0,22	15,51	0,91	1,98	0,04	0,79	3,01	4,65	1,19	0,09	0,194
19	69,40	0,31	15,70	1,50	1,56	0,04	1,21	3,12	4,79	1,67	0,13	0,199
20	70,52	0,19	15,93	0,64	1,82	0,03	0,72	3,07	4,98	1,26	0,07	0,193
21	64,66	0,60	16,06	2,75	3,67	0,10	1,69	4,34	3,66	1,61	0,15	0,270
22	69,99	0,30	15,25	1,01	2,12	0,04	1,15	2,82	4,51	1,45	0,09	0,185
23	69,76	0,30	15,76	0,82	2,42	0,04	0,89	3,17	4,59	1,48	0,08	0,201
24	62,09	0,42	16,92	2,18	2,91	0,11	2,60	5,10	4,37	1,96	0,21	0,301
25	66,50	0,41	16,65	1,41	2,30	0,08	1,51	4,34	4,22	1,37	0,20	0,261
26	65,50	0,59	15,91	1,29	3,51	0,06	2,04	3,44	3,63	2,65	0,20	0,216
27	60,73	0,69	17,34	1,78	3,56	0,08	2,37	5,20	4,65	1,58	0,24	0,300
28	65,88	0,47	16,48	1,89	2,40	0,05	1,64	3,96	4,40	1,67	0,14	0,240
29	62,49	0,60	16,69	1,35	5,53	0,11	2,50	5,47	3,69	0,67	0,12	0,328
30	58,69	0,84	17,70	2,09	4,79	0,15	2,74	5,75	4,00	1,59	0,12	0,325
31	64,06	0,69	16,25	1,48	4,25	0,11	2,27	4,03	3,74	1,76	0,15	0,248
32	63,85	0,54	14,99	1,95	3,78	0,08	2,22	4,19	4,24	2,50	0,12	0,280

Примітка: Лейкогранітоїдний ряд: 1 – лейкограніт р. Боковенька гнейсо-лейкогранітової формації Інгульського району (ПМ), 2 – лейкограніт Новопраського масиву Інгульського району (П). Аляскітоїдний ряд: 3 – граніт гнейсо-алаяскітової формації Поділля (МГ), 4 – граніт гнейсо-алаяскітової формації Приазов'я (МГ). Кінцигітоїдний ряд: 5 – чарнокіт богунаєвського комплексу Єнісейського кряжу (МГ), 6 – жезелівський гранодіорит кінцигіт-гранітової формації Поділля (ПМ), 7 – граніт стрижавський, там само (ПМ), 8 – чарнокіт кузєєвський Єнісейського кряжу (П). Плагіогранітоїдний ряд: 9 – тоналіт Стульнівського кар'єру мігматит-плагіогнейсової формації Приазов'я (МГ), 10 – гранодіорит токмакський, там само (МГ), 11 – гранодіорит коларівський, там само (МГ), 12 – плагіограніт шевченківський гнейсо-плагіогранітової формації Приазов'я (ПМ), 13 – плагіограніт Каратюкського масиву плагіогранітової формації Приазов'я (П), 14 – плагіограніт Лідинського масиву, там само (П). 15 – кварцовий діорит росинський гнейсо-гранодіоритової формації Росинсько-Тикицького району (ПМ), 16 – кварцовий діорит тикицький, там само (ПМ), 17 – кварцовий діорит тетєєвський, там само (ПМ), 18 – кварцовий діорит звенигородський (ПМ), 19 – плагіограніт дніпропетровський гнейсо-граніт-плагіогранітової формації Середнього Придніпров'я (ПМ), 20 – плагіограніт запорізький плагіогранітової формації Середнього Придніпров'я (П), 21 – тоналіт гурівський гнейсо-граніт-плагіогранітової формації долини р. Інгулець (ПМ), 22 – плагіограніт інгулецький, там само (ПМ), 23 – плагіограніт Кременчузького масиву плагіогранітової формації (П). Діоритоїдний ряд: 24 – кварцовий діорит осипенківський кристалосланцево-діорит-тоналітової формації Приазов'я (ПМ), 25 – тоналіт роздольський, там само (ПМ), 26 – гранодіорит гайсинський діафорит-діорит-гранітової формації Бузько-Росинського району (ПМ), 27 – кварцовий діорит обіточненський діорит-тоналітової формації Приазов'я (П), 28 – тоналіт обіточненський, там само (П). Ендербітоїдний ряд: 29 – ендербіт гайворонський гнейсо-ендербітової формації західної частини Українського щита (ПМ), 30 – ендербіт ятранський, там само (ПМ), 31 – ендербіт с. Олександрівка, там само (П – ?), 32 – ендербіт старокримський гнейсо-ендербітової формації Приазов'я (ПМ).

Геологічні тіла: МГ – мігматитові поля, ПМ – плутонометаморфічні тіла, П – плутонічні тіла.

Аналізи: 1 – Ю. Сухоруков (ІЛСАН, Москва), 3,4 – В. Пащенко (Львівський університет), 5,8 – Даценко (1984), всі інші – Ю. Гасанов (Київський університет).

Оскільки основним концентратором окису кальцію та глинозему є плагіоклази, можна досить впевнено припускати, що вказані вище відмінності між рядами мають бути тісно взаємопов'язані зі змінами складу та кількості останніх. Склад плагіоклазів, як відомо, визначається в першу чергу співвідношеннями натрію та кальцію. За цим співвідношенням гранітоїди різних рядів також розділяються досить чітко і розмежовуються відповідно до складу плагіоклазів певних номерів за [1].

Слід зупинитись окремо на особливостях гранітоїдів аляскітоїдного ряду. За зовнішнім виглядом вони здаються більш лейкокративними (і, відповідно, більш кислими) порівняно з гранітоїдами лейкогранітоїдного ряду. Однак, за вмістом і співвідношенням породоутворювальних оксидів вони займають проміжне положення між гранітоїдами лейкогранітоїдного та кінцигітоїдного рядів (тобто, автохтонні аляскітоїди виявляються більш кальцієвими порівняно з лейкогранітоїдами).

Таблиця 2. Псевдоморфні ряди автохтонних гранітоїдів Українського щита

Метаморфічні товщі та формації (Ф)	Псевдоморфні ряди	Морфологічні відміни (формаційні різновиди – Ф)			Характерні мінерали	Хімізм
		Мігматитові	Плутонометаморфічні	Плутонічні		
Інгуло-інгулецька серія	Лейкогранітоїдний	Мігматит-гнейсова	Гнейсо-лейкогранітова	Лейкогранітова	Бі, Гр	Al ₂ O ₃ ↑
Лейкогранулітова Ф.	Аляскітоїдний	Мігматит-лейкогранулітова	Гнейсо-аляскітова	Аляскітова		
Кінцигітова Ф.	Кінцигітоїдний	Мігматит-кінцигітова	Кінцигіт-гранітова	"Кузєєвітова"	Бі, Гр, Корд	↓ CaO
Кристалосланцево-амфіболітова Ф. Придніпров'я та ін.	Плагіогранітоїдний	Мігматит-плагіогнейсова	Гнейсо-(± граніт)-плагіогранітова	Плагіогранітова	Бі, Ро	
Кристалосланцева Ф. Приазов'я	Діоритоїдний	Мігматит-діорит-кристалосланцева	Кристалосланцево-діорит-тоналітова	Діорит-тоналітова		
Гнейсо-кристалосланцева Ф.	Ендербітоїдний	Мігматит-ендербіт-кристалосланцева	Гнейсо-ендербітова	"Ендербітова"	Пір	

Наведені дані дозволяють розташувати виділені псевдоморфні ряди автохтонних гранітоїдів у систематизаційній послідовності від відносно високоглиноземних до кальцієвих (табл. 2). Акцесорна мінералізація автохтонних гранітоїдів бідна. У помітних кількостях вони містять лише мінерали, показані в табл. 3. "Наскрізним" мінералом, який постійно зустрічається у значних кількостях, є магнетит. У гранітоїдах "глиноземної групи" рядів у помітних кількостях присутні гранат і ільменіт. У гранітоїдах "кальцієвої групи" – апатит і сфен.

Підвищений вміст гранату, сфену й апатиту легко пояснити особливостями хімізму вмісних гранітоїдів, натомисть зв'язок ільменіту з породами кінцигітоїдного ряду лишається незрозумілим.

Висновки. Таким чином, головною систематизаційною ознакою виявилось співвідношення вмісту кальцію та алюмінію. Підкреслимо, що систематизаційна послідовність рядів відповідає послідовності зміни петрохімічних та петрографічних ознак і відрізняється від їхньої "стратиформної" послідовності в загальній будові Українського щита.

Таблиця 3. Акцесорні мінерали в автохтонних гранітоїдах псевдоморфних рядів (г/т)

Ряди	Петротипи	Магнетит	Ільменіт	Сфен	Апатит	Гранат	Циркон
Лейкогранітоїдний	Граніт воссіяський	065	265	3	44		
Кінцигітоїдний	Чарнокіт-сабаровіт	118	4524	53	58	До 47300	
	Вінницит Чарнокіт Саяну ¹	1700 13390	5 3278		172 21	7 11188	185
Плагіогранітоїдний	Плагіограніт шевченківський ²	2400		276	507		
	Плагіограніт каратюкський ²	2480		276	507		69
	Плагіограніт дніпропетровський ³	6450	24	160	975		173
	Діорит тикицький плагіограніт звенигородський ³	5800 3530		430 446	73 3360		2
Діоритоїдний	Тоналіт обіточненський ²	6300			1000		100
Ендербітоїдний	Ендербіт гайворонський	2890	526	18	80	92	30
	Ендербіт олександрівський	2897	49		378	571	24

Примітки: ¹ за даними В. Даценка (1984), ² за даними В. Цуканова (1977), ³ за даними (Гранитоидные формации Украинского щита, 1984), інші – за даними І. Носирева та В. Кадурина.

1. Бетехтин А.Г. Минералогия. – М., 1950. 2. Васютинский М.А. Стехиометрия горных пород. – М., 1986. 3. Гранитоидные формации Украинского щита / И.Б. Щербак, К.Е. Есипчук, В.И. Орс и др., отв. ред. Н.П. Щербак. – К., 1984. 4. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск, 1984. 5. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка / Под ред. Е.М. Лазыко. – К., 1991. 6. Кирилюк В.П., Свешников К.И. Структурно-генетическая систематика гранитоидных формаций и ее использование при

геологическом картировании // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. – СПб., 1994. – С. 76–77. 7. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М., 1964. 8. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. – Львов, 1975. 9. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко та ін. – К., 2003.

Надійшла до редколегії 20.09.05

УДК 551.243/553.41

О. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук,
Д. Кравченко, канд. геол. наук,
А. Сухорада, канд. геол.-мінералог. наук

КАТАЗОНАЛЬНІ ТЕКТОНОФАЦІЇ ЗОН ТЕКТОНІЧНОЇ ТЕЧІЇ ГРАНІТОЇДІВ

Розглянуто катазональні тектонофації гранітоїдів як своєрідні дислокаційні фації, що за сумою структурних ознак відображають відносну інтенсивність деформаційних перетворень цих порід, з урахуванням Р-Т-умов і механізмів таких перетворень. Наведено ознаки тектонофацій за десятибальною шкалою.

The granite tectono-facies of catazone examine as dislocation facies, which represent comparative intensity of rock deformation take into account pressure-temperature conditions and mechanism of transformations. Indications of tectono-facies were brought according to ten-point scale.

Вступ. Поняття про тектонофації є однією із важливих складових тектонофаціального аналізу як методології, що базується на парагенетичному принципі й оцінює дислокаційні перетворення геологічних середовищ із урахуванням Р-Т-умов та реологічних властивостей середовищ. При цьому під тектонофаціями розуміються природні ряди порід за ступенями деформації з притаманними їм структурними парагенезисами [11]. У рамках таких рядів кожна тектонофація за сумою ознак (складом і кількісними характеристиками відзначених парагенезисів) відображає відносну інтенсивність дислокаційних перетворень порід, фізичні умови середовищ, у яких ці перетворення відбувалися, та механізми таких перетворень. Подібні ряди створюють латеральну структурну зональність ухрест простягання зон тектонічної течії гірських порід, до яких належать в'язкі розломи (в англомовній літературі їх називають Shear zones [16; 20]), в'язкі протрузії, крайові частини граніто-купольних структур та інші подібні тектонічні структури. При цьому до катазональних (що належать катазоні) належать ті тектонофації гранітоїдів і відповідні їм тектонічні структури відзначеного типу, які сформувалися в термальних умовах, що відповідають гранулітовій та амфіболітовій фаціям.

У даній роботі розглядаються катазональні тектонофації, що формуються у гранітоїдних середовищах будь-якого походження за температур, близьких до солідусних, за яких зберігається стійкість первинних породоутворювальних мінералів. Крім того, до цієї групи віднесені тектонофації так званої локальної катазони, що охоплює інтрузивні тіла гранітоїдів, які у сферу інтенсивних дислокаційних перетворень потрапили на ранній, субсолідусній стадії остигання у твердій фазі [7]. Особливу групу катазональних дислокаційних утворень становлять трахітоїдні структури течії певних типів гранітоїдів. Їх формування пов'язане з метасоматичним порфіробластезом в умовах транстенсії [15]. Тому в даній роботі тектонофації подібних структур не розглядаються.

Вивченню кількісних характеристик деформаційних структур у гранітоїдах із позицій тектонічної течії, як не дивно, присвячена досить обмежена література – [1; 3; 4; 6; 13; 16; 18; 19] та деякі інші роботи. Такий стан речей, мабуть, викликаний тим, що дислокаційні перетворення гранітоїдів при субсолідусних температурах від-

буваються без суттєвої зміни мінерального складу та переважно проявлені у вигляді текстурних змін і відображаються у гнейсуватих і вторинних смугастих текстурах, які ще й сьогодні багатьма дослідниками сприймаються як тінюві або, в кращому випадку, як прототектонічні. Дислокаційні перетворення гранітоїдів в умовах катазони дійсно відзначаються певною специфікою. На форми їх реалізації, крім відзначеної мінеральної стійкості, впливає їх первинна масивна текстура, кристалічна, найчастіше середньо- та крупнозерниста структура та полімінеральність, а також відсутність або слабка проявленість первинної анізотропії.

У катазональних умовах тектонічна течія гранітоїдів являє собою структурні перетворення, що забезпечують рух твердої речовини за системою більш-менш упорядкованих площинних мікро- та мезоповерхнях (сланцюватих тощо) і переважно здійснюються за рахунок пластичної формозміни зерен породоутворювальних мінералів, шлірів, ксенолітів, реститів, скіалітів. Вона забезпечується формуванням орієнтованих (гнейсуватих) текстур у супроводі тектонічного розлізнування та вторинного розшарування гранітоїдних середовищ, а також птігматизації та дезінтеграції жильних тіл. Реальні прояви подібних деформацій у високотемпературних умовах експериментально відтворено на прикладі окремих мінералів (у т. ч. кварцу). Їх результати розглядаються в роботах [2; 3; 5; 9; 10; 14; 17] та інших.

Десятибальна шкала катазональних тектонофацій. Для якісно-кількісної оцінки дислокаційних перетворень порід і середовищ у тектонофаціальному аналізі використовується десятибальна шкала тектонофацій, яка складається із суми ознак, що враховує відносні ступені таких перетворень, починаючи практично від нульових (тектонофація I) і закінчуючи тими максимально можливими, що повністю змінюють будову середовища (тектонофація X) [11; 12]. Теоретичне обґрунтування подібної шкали базується на розрахунках відносних ступенів деформації геологічних тіл за моделями еліпсоїда обертання та видовження-скорочення. Перша модель характеризує загальну тенденцію тектонічної течії на макрорівні, а друга – локальні тенденції цього процесу в пластичних середовищах на мезо- та мікрорівнях.

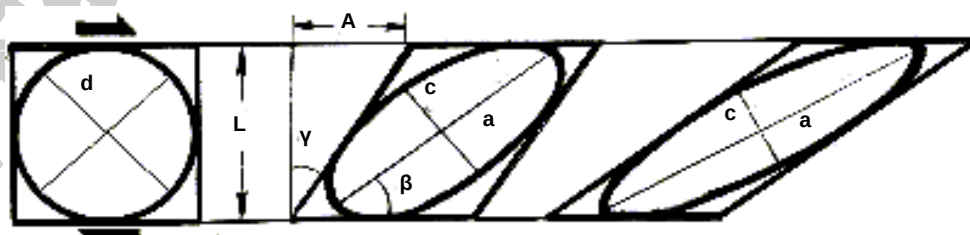


Рис. 1. Аналіз зсувної деформації на прикладі двовісної моделі еліпсоїда обертання (досліджується квадрат і вписане в нього коло)

Модель еліпсоїда обертання в механіці звичайно використовується для визначення параметричних характеристик простого зсуву, що ініціюється дією пари сил (рис. 1). Є. Паталах [11] використав цю модель для визначення кількісних характеристик деформації гірських порід за десятибальною шкалою тектонофацій при одностовій зсувній течії. За цією моделлю бали тектонофацій визначаються за значеннями кута зсуву (γ) та за розрахунками відповідних цьому куту компонентів деформації по головних осях (a , c) деформації за формулами: $\epsilon_a = (a-d)/d$, та $\epsilon_c = (c-d)/d$,

де d – діаметр тіла до деформації. Крім того, відносна величина деформації відзначеної фігури при зсуві названого типу вираховується за співвідношенням довжини довгої осі (a) до короткої осі (c), тобто за $a : c$. При цьому кожному балу перших восьми (I–VIII) тектонофацій відповідають десятиградусні інтервали цього кута, а двом (IX–X) останнім – п'ятиградусні інтервали. Нижче наведена шкала тектонофацій, що базується на розрахунках компонентів деформації по головних осях еліпсоїда для кожної (із числа відзначених десяти) тектонофації.

Таблиця 1. Частина шкали тектонофацій, яка розрахована за кутом зсуву та за урахуванням зміни геометричних параметрів еліпсоїда обертання по головних осях деформації (за Є. Паталахом) [11]

Показники деформації за значеннями:	Бали тектонофацій									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
кута зсуву, γ	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–85	85–90
компоненти розтягання, ϵ_a	0–10	1–20	20–40	40–60	60–80	80–120	120–200	200–480	480–1060	>1060
компоненти стиснення, ϵ_c	0–9	9–17	17–29	29–38	38–45	45–55	55–67	67–83	83–91	91–100
$a:c$	1–1,2	1,2–1,4	1,4–2,0	2,0–2,6	2,6–3,2	3,2–4,8	4,8–9,0	9,0–33,3	33,3–142,9	>142,9

У високопластичних середовищах, до яких належать гранітоїди в умовах катазони, тектонічна течія на мезо- та мікрорівні здійснюється, як свідчать численні дані (й у т. ч. ті, що наведені нижче), за **моделлю видовження – скорочення**. За такою моделлю пластична деформація тіл відбувається без обертання головних осей деформації (рис. 2). Вісь a в цьому випадку збігається з напрямом транспортування матеріалу, якому в природних умовах відповідає лінійність. За цією моделлю умовно вписане або реальне тіло, що має початкову форму кулі, при розтягу – стисненні зазнає видовження по осях a та b і скорочення по осі c без обертання цих осей. Тіло при цьому набуває форми тривісного еліпсоїда (рис. 2). Відрив у такому випадку здійснюється

по поверхнях bc і ac , у яких діють найбільші нормальні напруження σ_1 та σ_2 відповідно. У той же час сколювання, ковзання збігається зі спряженими круговими перетинами S_1 , у яких діють найбільші дотичні напруження (τ_1). Кут між останніми у пружному середовищі дорівнює 90° , а у пластичних середовищах він, залежно від величини деформації, зменшується, і за дуже великої деформації може досягати нуля. Відповідним чином змінюється положення цих поверхонь відносно напрямку головних осей деформації (a та c). Зокрема, за мінімальної деформації кут між кожною такою поверхнею та віссю a теоретично дорівнює 45° , а при збільшенні деформації він зменшується аж до 0° , відносно ж осі c змінюється в діапазоні від 0 до 90° .

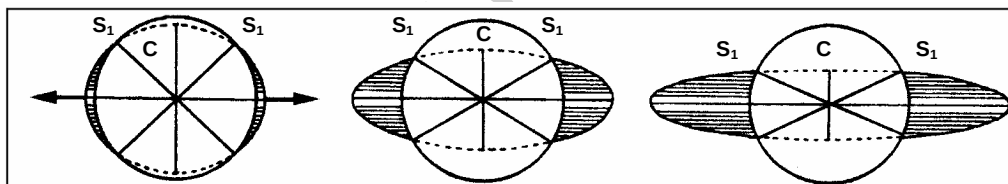


Рис. 2. Аналіз деформації на прикладі моделі еліпсоїда видовження – скорочення

Важливою рисою зсувної течії за даною моделлю є **градієнтний характер зміни параметрів еліпсоїдів** вхрест простягання відповідних тектонічних структур (рис. 3).

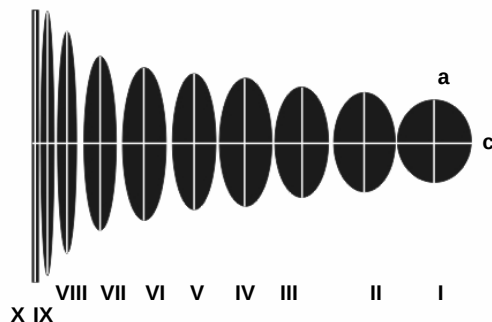


Рис. 3. Типовий для катазони градієнтний ряд природних "еліпсоїдів" деформації в зонах в'язких розломів, який визначений дослідним шляхом на прикладі пластично деформованих зерен кварцу. Римськими цифрами позначені бали тектонофацій

Відносна величина деформації геологічних тіл та відповідний їй бал тектонофації за цією моделлю визнача-

ються за: 1) відношенням довгої осі до короткої ($a : c$) пластично деформованих мікро- та мезотіл; 2) значеннями компонентів деформації еліпсоїда по основних осях (ϵ_a та ϵ_c); 3) величиною кута між спряженими поверхнями S_1 .

Треба зазначити, що подібна модель щодо оцінки відносних ступенів деформації порід ще на початку минулого століття яскраво була використана Е. Клоосом [18] на прикладі деформованих оолітів на крилах складок. Згодом її використання для оцінки деформацій на будь-яких інших геологічних об'єктах знайшло висвітлення в роботах [3; 4; 6; 9; 14; 18] та інших.

У гранітоїдах роль подібних еліпсоїдів відіграють усі пластично деформовані за цією моделлю мікро- та мезотіла, які до деформації мали кульоподібну або просто ізометричну форму. До таких тіл належать пластично деформовані зерна окремих породоутворювальних мінералів, шліри, ксеноліти та рестити, гнізда жильних порід. Заміри параметрів таких тіл напряму несуть інформацію про відносну (з урахуванням перебільшення або зниження межі текучості цих тіл щодо реологічних властивостей породи в цілому) величину деформації відповідної частини гранітоїдного середовища й таким чином дозволяють визначити бал тектонофації. При цьому враховується мінеральна

вибірковість щодо пластичної деформації. Дослідні дані свідчать, що відносно найменший опір пластичній деформації спричиняють зерна – скупчення біотиту. Сліди такої їхньої деформації з'являються уже в тектонофації II (тут і далі римські цифри означають бал тектонофації) і максимуму вона досягає уже в тектонофації VIII. Відзначені зерна та скупчення перетворюються в дуже тонкі мікропластиночки. Другими межу текучості долають кварц і рогова обманка. Сліди деформації їх зерен з'являються в тектонофації III, але в наступних тектонофаціях більш ефективно деформується кварц. Зокрема, у вищих (VIII–X) тектонофаціях він тече буквально "як вода", перетворюючись у тектонофації X практично у мікропластиночки з параметрами, що характеризуються значеннями $a : c > 20$. Формозміна без втрати суцільності цього мінералу відбувається шляхом полігонізації (розпаду на вільні від напружень субзерна (під мікроскопом створюють мозаїчне згасання). Що ж стосується рогової обманки (і амфіболів узагалі), то пластична деформація її зерен значно відстає від кварцу, і в тій же тектонофації X характеризується значеннями $a : c$, що не перевищують 5–6. Ще слабкіше пластично деформуються зерна плагіоклазів і калієвих польових

шпатів. Навіть у вищих тектонофаціях значення $a : c$ їх деформованих зерен не перевищує 3. Зовсім слабо подібним чином деформуються піроксени. При цьому їх деформація відбувається тільки за участі амфіболізації. Внаслідок такої реологічної диференціації гнейсуватість утворюється головним чином за рахунок сплюснення – видовження й односистемного орієнтування зерен біотиту, кварцу та рогової обманки. Інші мінерали (польові шпати, піроксени, гранати) концентруються у вигляді лінзоподібних або смугастих уособлень. Як сумарний результат розгнейсовані породи набувають лінзоподібно-смугастої, а за великих деформацій – тонкосмугастої текстури.

З урахуванням відзначених тенденцій та особливостей тектонічної течії гранітоїдів у катазоні, тектонофаціальна шкала, крім названих ознак, доповнена цілим рядом природних мезо- та мікроскопічних ознак, які визначалися дослідним шляхом і узгоджені з відзначеними вище теоретичними параметрами зсувної деформації. До таких ознак, наприклад, належать наявність і ступені стиснення птігматитових складок жильних тіл та деяких форм первинної (тіньової, прототектонічної тощо) смугастості (табл. 2).

Таблиця 2. Природні ознаки тектонофацій у гранітоїдних середовищах

Ознаки тектонофацій	Бали тектонофацій									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
За кутами між великими площинами (ab) плоских зерен, лусок і віссю a (лінійністю)	До 45	До 40	До 35	До 30	До 25	До 20	До 15	До 10	До 5	До 0
За a : c пластично деформованих зерен кварцу	1,0–1,2		1,2–2,6		2,6–3,0	3,0–4,0	4,0–6,0	6,0–10,0	10,0–20,0	>20,0
За a : c пластично деформованих зерен і скупчень біотиту	1,0–2,0		2,0–4,5		4.5–7,0	7,0–12,0	12,0–20,0	> 20,0		
За a : c пластично деформованих зерен рогової обманки	1,0–1,5						1,5–2,5		2,5–4,0	
За структурою порід	Певна первинна		Певна первинна з рисами гранобластової та лепідобластової		Гранолепідобластова з реліктами певної первинної			Лепідогранобластова		
За текстурою порід	Масивна		Масивна з рисами гнейсуватості		Грубо та помірно гнейсувата			Гнейсувата		
За ступенями стиснення складок первинної смугастості та жильних тіл (кут між крилами; град.)	180–160	140–160	120–140	100–120	80–100	60–80	40–60	20–40	10–20	0–10
За інтенсивністю мезорозлінування (кут спряження мезорозривів; град.)	Мезорозлінування не проявлено.				До 30	До 25	До 20	До 15	До 10	До 5
							Розосередження лінз, будин		Структура тектонічного меланжу	

Крім того, врахована ще одна важлива ознака тектонофацій, яка певною мірою узгоджується з кутівими співвідношеннями кругових перетинів (S_2) еліпсоїда видовження – скорочення. Таким перетинам у гранітоїдних породах, що зазнали пластичної течії, відповідають поверхні розсланцювання (розгнейсування), що маркуються плоскими чи лускатими зернами породотворювальних мінералів. За відносно малих деформацій, тобто за слабого розгнейсування, кути відхилення плоских поверхонь зерен цих мінералів від генерального напрямку течії (осі a) можуть досягати 30°. У наступних тектонофаціях при зростанні деформації цей кут поступово зменшується і в тектонофації X досягає нуля. У цьому відношенні навіть запропоновано визначати ступені деформованості гранітів за позірними силуетами, які створюються лускатими зернами біотиту [6]. Зокрема, у недеформованих гранітах (тектонофація I) такі силуети мають кругову форму. У на-

ступних тектонофаціях ця форма стає еліпсоподібною (лінзоподібною), а в тектонофації X переходить у паралельно-смугасту.

Висновки. Наведені дані з обґрунтування десятибальної шкали тектонофацій зон тектонічної течії гранітоїдів в умовах катазони свідчать, що такі фації фактично відображають характер і відносну величину набутої при подібній течії структурної анізотропії. Така анізотропія проявляється в розвитку гнейсуватих текстур на мікрорівні та вторинної смугастості на мезорівні. Шкала тектонофацій у цілому відображає характер і направленість еволюції подібної анізотропії.

Подібна направленість процесів несе явні ознаки самоорганізуючих систем, що керуються законами синергетики [8].

1. Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. – Л., 1946. 2. Делицин И.С. Особенности пластической деформации кварца // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1974. – № 3. – С. 72–82. 3. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. – Л., 1967. 4. Заика-Новацкий В.С. Региональная текстура катазоны и условия ее образования (на примере Украинского щита) // Тектонофаціальний аналіз і його роль в геології, геофізиці і металлогенії: Матеріали I Всесоюзного тектонофаціального совещания. – Алма-Ата, 1991. – С. 81–87. 5. Кристи Дж., Эрделл А.Дж. Деформационные структуры в минералах // Электронная микроскопия. М., 1979. – С. 396–399. 6. Лукиенко А.И. Тектонофации гранитоидов // Тектонофаціальний аналіз і його роль в геології, геофізиці і металлогенії: Матеріали I Всесоюзного тектонофаціального совещания. – Алма-Ата, 1991. – С. 73–76. 7. Лукиенко А.И. Динамометаморфизм гранитоидов при деформации их тел на субсолидусной стадии теплового становления // Петрология и минералогия Казахстана. – Алма-Ата, 1988. – С. 122–123. 8. Лукиенко О.І. Синергетика тектонічної течії гірських порід у зонах розломів (із позицій тектонофаціального аналізу) // Геолог України. – 2005. – № 2. 9. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. – М., 1991. 10. Моррисон-Смит Д. Дж. Дис-

локационные структуры в синтетектоническом кварце // Электронная микроскопия в минералогии. – М., 1979. – С. 397–404. 11. Паталаха Е.И. Тектонофаціальний аналіз складчатих сооруже́ний фанерозоя – М., 1986. 12. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А. Тектонофации мезозоны. Атлас микроструктур. – Алма-Ата, 1987. 13. Сорвачев К.К. Пластические деформации в гранитоидных структурах. – М., 1978. 14. Ремзи Дж. Г. Количественная оценка деформаций горных пород // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. Т. 7.: Тектоника. – М., 1984. – С. 135–149. 15. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Проблеми генетичної типізації сланцюватості // Вісн. Київ ун-ту. Геологія. – 2004. – № 26. – С. 13–15. 16. Burg J.P., Laurent P. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite // Tectonophysics. – 1978. – V. 169. – P. 1–21. 17. Flinn D. The deformation matrix and the deformation ellipsoid // J. Struct. Geol. – 1979. – Vol. 1. – P. 299–307. 18. Cloos E. Oolite deformation in the South Mountain fold. Marzland // Bull. Geol. Soc. Amtr. – 1947. – Vol. 58. – P. 843–918. 19. Cloos H. Plutone und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen // 16 th. Int. Geol. Congr.: Rept. – 1936. – Vol. I. – P. 235–253. 20. Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // J. Struct. Geol. – 1980. – V. 2. – P. 83–99.

Надійшла до редколегії 20.05.05

УДК 551.251 553. 07

Г. Димитров, канд. геол.-мінералог. наук,
В. Коваль, д-р геол.-мінералог. наук

ГЕОДИНАМІЧНИЙ АНАЛІЗ ФОРМУВАННЯ КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ

Проведено аналіз геодинамічних обстановок, умов рифтогенезу й утворення нижньопротерозойських і рифей-вендських континентальних палеорифтів на різних етапах розвитку докембрію південно-західної частини України й півночі Молдови. Відображено геодинамічні обстановки дискретного розриву земної кори під час утворення нижньопротерозойських Немірівсько-Воронківсько-Страшенського та Трактємірівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовського палеорифтів, у яких відмічено проникнення толейт-коматитових лав і, збагачених рудними й нерудними елементами, глибинних флюїдів. Докладно розглядаються геодинамічні обстановки розвитку рифей-вендського Дністровського континентального палеорифту. Коротко описано перспективні для пошуків рудних і нерудних корисних копалин ділянки перетину нижньопротерозойських палеорифтів рифей-вендським Дністровським палеорифтом.

Analysis of geo-dynamic events, rifting-genesis conditions and formation of Lower Proterozoic and Riphean-Vendian continental paleorifts at various stages of development for the south-western part of Ukraine and the northern part of Moldova has been given. Geo-dynamic environments of the discrete disruptions of the Earth's crust over the formation period of the Lower Proterozoic Nemirovsko-Vorontsovsko-Strashentsky and Traktemirovsko-Yadlovsko-Talnovsko-Frunzovsky paleorifts where intrusions of tholeiite-komatiite lavas were recorded together with hypogene fluids rich with metal and non-metal elements. Geo-dynamic environments of the Riphean-Vendian Dniester continental paleorift development are being considered in detail. Intersection sites of the Lower Proterozoic paleorift promising for discoveries of ore and non-ore minerals are briefly described.

Постановка проблеми. Геодинамічний аналіз дозволяє з нових позицій розглянути історію й особливості формування архей-нижньопротерозойських, рифей-вендських і більш пізніх палеозойських і мезозойських та мезо-кайнозойських структурних споруджень південного заходу України й півночі Молдови [2; 3].

У докембрійському фундаменті південно-західної частини України, що являє собою область широкого поширення утворень гранулітової фації метаморфізму, збереглися сліди активних геодинамічних режимів, що відбивають циклічний розвиток кори та її взаємодію з мантією. Геодинамічні обстановки, седиментогенез і магматизм становлять єдину низку факторів, що визначають історію розвитку Землі на визначеному етапі. Геодинамічні обстановки в докембрії змінювалися залежно від збільшення потужності та щільності земної кори, зміни напрямку тангенціальних рухів (розтягання – стиску), появи теплових аномалій тощо. При цьому особливо варто підкреслити значення тангенціальних тектонічних рухів, тому що вони є основними факторами у формуванні структури континентальної кори протягом усієї її історії. Режим рифтогенезу, створений тангенціальними силами, очевидний, тому ми можемо знайти загальні риси між рифтогенезом у фанерозойі і на сьогодні.

Першопричиною розвитку рифтогенезу служать зміни, що відбуваються в мантії, – тепломасоперенес, що супроводжується спливанням мантійних діапівів і утворенням аномальної мантії. Остання, порівняно з нормальною мантією, розушліплена (відзначається зниження швидкості подовжніх хвиль), має високу електро- й теплопровідність, підвищену в'язкість, одночасно, виступаючи джерелом теплогенерації та флюїдів. Флюїди – субстанція, що ви-

значає хід багатьох глибинних процесів. При цьому слід відмітити, що зазначені процеси охоплюють не тільки вузьку смугу рифту, а й набагато більші області.

Виклад основного матеріалу. Архейський етап (3,9–2,6 млрд років) характеризується геодинамічною обстановкою, у якій були відсутні великі континенти через відносно тонку земну кору. В умовах розтягання в басейнах осадоконакопичення по численних розломах проникали значні маси основних лав, флюїдів і газоподібних речовин, що збільшують основність і рудне навантаження осадових утворень. На заключній стадії розвитку архейської кори в результаті значного підвищення температури й тиску, зміни тангенціальних сил на стиснення сформувалася термодинамічна обстановка гранулітової фації метаморфізму. При цьому створилася основна структурна канва, що включає північно-західну складчастість і систему розломів, що збігається з напрямом складчастості, ортогональну північно-східну та субмеридіональну складчастість. На архейському етапі розвитку кори в досліджуваному регіоні утворився Дністровсько-Бузький гранулітовий пояс, у межах якого широко поширені парагенетичні асоціації порід (формації) гранулітової фації метаморфізму й ультраметаморфізму, представлені гіперстеновими, двопіроксеновими, гранат-магнетит-піроксен-біотитовими гнейсами та сланцями, ендербітами й чарнокитами.

Застосування положень сучасної мобілістської концепції до архейського гранулітового Дністровсько-Бузького поясу проблематичне через відсутність і неможливість виявлення чітких геодинамічних причин деформації осадових і вулканогенних товщ та відсутність серед них інтрузивних магматичних утворень.

У ранньому протерозої (2,6–1,9 млрд років) у результаті конвективних процесів у мантії та підйому значних мас основних і ультраосновних магм по активізованих архейських розломах виникли субширотні тангенціальні сили розтягання і, як наслідок, утворилися субмеридіональні континентальні рифти (подібні сучасним африканським – Західному та Східному, а також рифту Червоного моря). До таких відносимо субмеридіональні нижньопротерозойські континентальні рифти Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовський і Немирівсько-Воронківсько-Страшенський.

Відомо, що континентальні рифти виникають при розтяганні та стоншенні літосфери під впливом її розігріву в місцях підйому астеносфери. Коли верхні шари розтягуються, окремі блоки починають сковзати вниз, створюючи хребти й западини. У процесі рифтинга кора занурюється, западини заповнюються синрифтовими опадами, піддаються ерозії блоки та континенти. Якщо розтягання продовжується, плита розколюється на дві окремі плити і виникає нова океанічна улоговина. Синрифтові осади перетворюються морськими осадами. У Червоному морі перетворення континентального рифту в океанічний відбувається й на сьогодні. Процес рифтогенезу в Червоному морі поширюється з півдня на північ. У центральній частині моря перетворення континентального рифту в океанічний і початкове проникнення океанічної кори відбувається вздовж протяглих осьових тріщин. Надалі області, де утвориться океанічна кора, розростаються від точок до лінійних сегментів, формуючи трого, що спостерігаються на дні моря. Зрештою лінійні сегменти зливаються в протяжну осьову зону спрединга океанічного дна, подібну існуючій у південній частині Червоного моря [1].

Наведений приклад сучасного розвитку континентального рифту в Червоному морі, описаний Е. Бонатті [1], і перехід його в океанічний полегшує нам задачу відновлення геодинамічних обстановок у докембрії. Для цієї мети можуть бути використані і такі ознаки, як склад осадів, базальтів і наявність теригенного матеріалу.

Ранньопротерозойський рифтогенез, який призвів до інтенсивного розтягання, розуцільнення та прогинання архейської протокори, а також до утворення в регіоні великих басейнів – трогів субмеридіонального простягання. На дні басейну у вузьких глибоких жолобах, як по простяганню басейну, так і в трансформних розломних зонах, що перетинають його, відбувалися процеси осадонакопичення й вулканізму. Центром спрединга служили активізовані в ранньому протерозої архейські субмеридіональні й північно-західні розломні зони. Основним матеріалом зносу були кори вивітрювання архейських порід. Розмив і перевідкладення кори вивітрювання, розвиненої на відкладеннях архею, підтверджуються наявністю в породах бузької серії окатаних цирконів, вік яких 2800 млн років. Немалу роль при цьому відіграли хімічні опади, що створили могутні шари карбонатно-глинистих, піщаних і піщано-карбонатно-глинистих порід з різними кількісними співвідношеннями в них карбонату, монтморилоніту, каоліну, шамозиту й інших глинистих мінералів. Подальше розтягання й опускання дна басейну при одночасному спливанні мантійного матеріалу в розуцільнені зони призвели до дискретного розриву кори, проникнення у верхні шари і виливу коматіїт-толеїтових магм. Передував цьому інтенсивний приплив флюїдів і газоподібних продуктів дегазації мантії, які винесли на поверхню значну кількість заліза й інших рудних речовин. Вилив магм мав імпульсивний характер, про що свідчить перешарування вулканогенних і осадових утворень.

Дискретний характер ранньопротерозойського вулканізму в межах Немирівсько-Воронківсько-Страшенського палеорифта підтверджується виявленням шарів основних і

ультраосновних порід, а поряд з ними й залізистих порід тільки в ядрах синклінальних і моноклінальних структур на окремих ділянках рифтової зони. Такий комплекс порід зустрічається в Білоцерківсько-Володарському районі на півночі зони та у Воронківсько-Косницькому районі на півдні зони, де відкрито родовища залізних руд.

У Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовській рифтовій зоні основні, ультраосновні й залізисті породи залягають у північній частині – Ядловсько-Трактемирівські магнітні аномалії та у межах Голованівського, Бандурівського, Фрунзовського й Одеського гравітаційних максимумів (у центральній і південній частинах палеорифту).

Інверсія напрямку тангенціальних сил призвела до закриття басейнів, скупчування осадових і вулканогенних порід, утворення складчастої гірської системи й передгірних молас (фрунзовські конгломерати). Процес стиску – скупчування сприяв більш інтенсивному тепловому потоку, проникненню великих мас флюїдів, газоподібних речовин і гранітизуючих розчинів, які призвели до високотемпературного метаморфізму й ультраметаморфізму вулканогенно-осадових порід і, як наслідок, формування породних асоціацій бузької та тетерівської серій, а також становлення великих масивів гранітів і мігматитів.

Бузька серія порід складає корені складчастих структур. Вона на Середньому Побужжі представлена утвореннями рошаківської, кошаро-александрівської, хашчавато-завалівської та синицівської світ, різними гранітами й мігматитами. Тетерівська серія містить у собі утворення виленьської, кочерівської, городської та клевої світ, а також різні граніти й мігматити.

Необхідно відзначити, що безпосередньо в Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовській рифтовій зоні розташовані такі родовища й рудопрояви залізистих кварцитів: на півночі – Трактемирівські рудопрояви, у центральній частині – Улянівське, Шамраївське, Чемерпільське, Савранське, Байбузовське й Байталінське родовища, у південній частині – Фрунзовське родовище. У трансформних розломних зонах виявлені залізорудні родовища: в Одеській зоні – Бакшинсько-Капустянське й Ананієвське, в зоні Гвоздавського розлому – Полянецьке та Гвоздавське, у Врадівській зоні – Богданівське, Вільшанське, Слюсаревське та Любашівське, у Лозоватсько-Тарнавській зоні – Молдовське й Тарнаватсько-Секретарське, у Христинівсько-Голованівській зоні – Голованівське, Ємилівське та Лашівське родовища.

У межах Трактемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовської структури зустрічаються масиви основних і ультраосновних порід; у корі вивітрювання останніх розвідані родовища силікатного нікелю та заліза, легованого нікелем. У центральній частині рифту розвідане Улянівське родовище силікатного нікелю. У межах Голованівського гравітаційного максимуму в Тарнаватсько-Лозоватській трансформній розломній зоні знайдено масиви ультраосновних порід з нікеленою корою вивітрювання: Кумарівські, Тарноватський, Демов'ярський і Молдовський, у Христинівсько-Голованівській розломній зоні – Липовеньківські (Західний і Шкільний), Капітанівський. Поряд з нікелевими рудами в зазначених масивах виявлені тіла хромітів і рудопроявлення молібдену, золота, платини тощо.

Подальший процес дебазифікації мантії та підйом астеносфери призвели до утворення аномальних ділянок мантії, спливання величезних мас гранітного матеріалу і, як наслідок, утворення масивів рапаківіподібних гранітів та супутніх їм лабрадоритів, анортозитів і основних порід: Коростенського масиву на північному заході Українського щита, Корсунь-Новомиргородського – у центральній його частині та Реутського (Молдовського) – на південному заході (період 1750–1650 млн років).

Тривалий час (1650–650 млн років) Український щит і розташований на північний схід Воронежський кристалічний масив постійно здійснювалися під впливом конвективних потоків у мантиї, підйому її поверхні, утворення аномальних ділянок мантиї та спливання значних мас основних лав. Ці ж фактори спричинили активізацію нижньопротерозойських розломних зон північно-західного простягання й виникнення тангенціальних сил північно-східного й південно-західного напрямів, які призвели до утворення в рифей-венді на консолидованій у ранньому протерозой земній корі зон розущільнення, палеорифтів і палеоавлакогенів, у яких, поряд з інтенсивним осадоконакопиченням, відбувалися виливи основних лав. Крім того, рифей-вендські вулканогенно-осадові утворення пронизувалися глибинними флюїдами, що несуть рудне навантаження.

У північно-східній частині Українського щита під впливом зазначених факторів утворився Прип'ятсько-Дністровсько-Донецький палеоавлакоген північно-західного простягання, довжиною близько 1200 км при ширині кілька сотень кілометрів і глибини 25 км. Заповнено Прип'ятсько-Дністровсько-Донецький авлакоген палеозойськими та мезозойськими відкладеннями й незначними по потужності виливами основних лав. Більш інтенсивний розвиток авлакогена спостерігався в палеозой (девон-пермі), про що свідчать могутні (до декількох кілометрів) шари осадових порід з характерними корисними копалинами.

Майже одночасно з описаним палеоавлакогеном і під дією тих самих факторів у південно-західній частині Українського щита утворився Дністровський палеорифт північно-західного простягання (310–330°), що простягається від лінії Торнквіста (глибинний розлом, що обмежує із заходу Східноєвропейську платформу) до меридіана м. Миколаєва на сході. Палеорифт займає центральну частину у великій Дністровській зоні розломів; ширина палеорифта змінюється від 15 до 55 км, борти рифту круті, найчастіше зміщені поперечними розривними порушеннями. Дністровська зона розломів перетинає ряд рифтогенних зон розломів субмеридіонального простягання більш давнього закладення – нижньопротерозойські Немирівсько-Воронківсько-Страшенську, Трахтемирівсько-Ядловсько-Тальнівсько-Фрунзовську й Одеську.

Геодинамічна обстановка в регіоні показує, що утворена в середньому рифей Дністровська рифтова долина являла собою місце зносу й акумуляції продуктів руйнування й вивітрювання кристалічного фундаменту. Таким чином, на дні рифтогенної западини утворилися Сорокські базальні шари каменської світи, розкриті численними щілинами. Потужність шарів змінюється від 0,5 до 5,0 м. Порооди відрізняються поганим сортуванням і витриманістю складу. В окремих місцях переважають конгломерати й конгломерато-брекчії, гравеліти та піщаники. Уламки представлені породами кристалічного фундаменту, мають напівокатану й кутасту форму; цементом служать аргіліти, аргілітові піщаники (переважно бурого кольору), у цементі містяться багато сульфідів.

Дискретно перекриваються сорокські шари палеобазальтами масивного складання, приховано-кристалічної та дрібнокристалічної структури, темно-сірий чи темно-зелений кольору. Виділяються два основні різновиди палеобазальтів: афірові й мигдалекам'яні. Мигдалекам'яні різновиди, як правило, займають верхні частини розрізу. Мигдалини розміром до 15 мм складені кальцитом, рідше дрібнолусковим хлоритом.

Над палеобазальтами залягають конгломерато-брекчії чи гравеліто-брекчії, що складаються з уламків різних кристалічних порід, в основному палеобазальтів, зцементованих продуктами вивітрювання пісчано-алевритисто-глинистого складу, бурого кольору, потужністю до 10 м.

Спрединг Дністровського палеорифту завершився в середньому рифейі (1200–1100 млн років) дискретним виливом базальтових магм у рифтогенну долину.

Аналіз ізотопного складу свинцю вивітрених базальтів, що містять ураноносний лейкоксен [4], вказує на те, що розрахований вік гіпергенних концентрацій урану становить по $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1171 ± 50 , по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – 1166 ± 66 , по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1187 ± 84 млн років. Ці факти дають нам право говорити про середньорифейський вік палеобазальтів.

Описана тектонічна позиція Середнього Придністров'я, виражена в перетині нижньопротерозойських субмеридіональних розломів більш молодими рифей-вендськими субширотними й північно-західними розломами, створила сприятливі умови для локалізації рудних речовин у роздробленому кристалічному фундаменті.

Висновки. У Дністровській зоні розломів спостерігається просторовий зв'язок між ореолами поширення рудної речовини в докембрійському фундаменті та в осадовому чохлі. Таке накладення ореолів розсіювання рудних елементів можна пояснити кількаразовою активізацією розломних зон і в післярифейський час. Активізація розломних зон призвела до значного розущільнення, дроблення й інтенсифікації потоків флюїдів, що несуть рудні навантаження, інтенсифікації гідротермально-метасоматичних процесів, а отже, і мобілізації рудної речовини в них. Подальша активізація призвела до вилуговування й виносу рудних речовин з їх реалізацією в більш пізніх басейнах осадоконакопичення. Зруденіння в різних зонах фундаменту і в чохлі представлено ураном, золотом, кобальтом, міддю, молибденом, нікелем, оловом, свинцем, цинком. Із нерудних виявлено фтор і барит.

Найбільш високі концентрації рудних речовин знайдено у вузлах перетинання зазначених систем розломів. Таких вузлів перетинання на Середньому Придністров'ї на схід від Реутського (Молдовського) масиву рапаківі-подібних гранітів виділено кілька: Сорокський, Воронківсько-Косницький, Кам'янський і Рибницький.

Сорокський вузол (перетинання Сорокської субмеридіональної зони розломів Дністровською зоною) розташований у східному контакті Реутського (Молдовського) масиву рапаківі-подібних гранітів. У кристалічному фундаменті відзначені підвищені концентрації рудних елементів (%): свинцю – до 9,0, цинку – до 1,0, кобальту – до 0,03, ванадію – до 0,03, молибдену – від 0,03 до 1,0, олова – до 0,1, срібла – до 10 г/т, золота – 0,4 г/т. Із нерудних відзначені фтор (до 1,0 %), барит (до 0,7 %) і графіт (родовище графіту належить до середнього). В осадовому чохлі спостерігаються аномальні концентрації золота – до 0,3 г/т, свинцю – до 4,0 %, цинку – до 1,0 %, міді – до 0,04 %; із нерудних відзначаються високі змісти фтору та барію – до 9,2 і 1,0 % відповідно.

Воронківсько-Косницький вузол (перетинання Воронківсько-Страшенської розломної зони Дністровською) розташований у центральній частині Немирівсько-Воронківсько-Страшенського палеорифту. У розрізі кристалічного фундаменту переважають гранітоїди й чарнокитоїди, серед яких зустрічаються в значних кількостях метабази-ти, ультрабази-ти, кальцифіри, різні кристалосланці й піроксен-магнетитові кварцити. В зазначеному перетинанні відзначені аномальні концентрації рудних елементів (%): марганцю – до 1,0, кобальту – до 0,03, нікелю – до 0,1, свинцю – до 1,0, міді – до 0,02, олова – до 0,02, молибдену – до 0,02 і стронцію – до 0,03; із нерудних: фтору – до 9,8 % і барію – до 0,05 %. Підвищені вмісти золота виявлені в базальних гравелітах, збагачених сульфідами.

Кам'янський вузол являє собою перетинання Кам'янської субмеридіональної зони розломів Дністровським палеорифтом. Кристалічні породи фундаменту інтенсивно ка-

таклазовані, роздроблені, брекчіровані, спостерігаються численні мілонітові шви. Серед метасоматично змінених порід зустрічаються гранат-гіперстенові, кордієрит-гранат-магнетитові, біотит-хлоритові, магнетит-хлоритові, кварц-серицитові альбітизовані відмінності, зустрічаються прошарки скарнів і скарноїдів потужністю 1–10 м. У скарнах спостерігається вкраплена мінералізація срібла, каситериту та шееліту. Уран-торій-рідкометалева асоціація визначена в метасоматично змінених породах – магнетит-біотит-хлоритових, епідот-хлоритових. У кристалічному фундаменті встановлені підвищені концентрації (%): вольфраму до 0,7, олова до 0,15, берилію до 0,004, молібдену до 0,0005, свинцю до 0,15, цинку до 0,1, міді до 0,03, нікелю до 0,002, літію до 0,002, фтору до 14,1 і барію 7,7. У осадовому чохла зустрічаються аномальні вмісти: золота 0,3–0,5 г/т, свинцю 0,3 %, цинку 0,1 %, фтору 0,8 % і барію 5,5 %.

УДК 551.733 (477)

Аналіз наведеного матеріалу дозволяє зробити висновки про перспективність пошуків широкого спектра корисних копалин у вузлах перетину архей-протерозойських субмеридіональних розломних зон із Дністровською рифейською рифтогенною зоною.

1. Бонатті Э. Континентальний рифтогенез // У світі науки. – 1987. – № 5. 2. Димитров Г.Х. Геодинамічні обставини в докембрії південно-західної частини Українського щита – основа металогенічних прогнозів // Металогенія докембрію і метаморфогенне рудоутворення: Тез. доп., Київ, 1990. – К., 1990. – Ч. 1. 3. Димитров Г.Х., Коваль В.Б., Няга В.І. Геологічні передумови виявлення рудопоясів золота і рідких металів у Середньому Придністров'ї (на території України і Молдови) // Мінералог. журн. – 1997. – Вип. 19, № 4. 4. Шумлянський В.О., Дудар Т.В., Деревська К.І. Хрустовська світа в розрізі верхнього протерозою північно-західного Причорномор'я // Доп. АН УРСР. Серія Б. – 1989. – № 12.

Надійшла до редколегії 20.05.05

В. Гриценко, канд. геол.-мінералог. наук

ГЕОЛОГІЧНА ШВИДКІСТЬ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ

Йдеться про висновки, які випливають з дослідження геологічної швидкості накопичення осадових утворень у рифейських, вендських і ранньопалеозойських басейнах заходу України. Результати свідчать про суттєве зменшення геологічної швидкості осадонагромадження, що може бути підтвердженням тези про послаблення тектонічної активності із плином часу.

The article deals with examine of speed of sedimentation in West Ukrainian paleobasins. We must understand that geological speed of sedimentation is result of interaction of coalescent processes. The comparison rank of sedimentary rocks shows slowly decreasing sequence from Rifean to Lower Devonian in observed basins. Consequently, we get objective result that tectonic activity there was reduced.

Постановка проблеми. На багатьох наукових зібраннях в останні роки порушують питання про швидкість осадонагромадження та геологічні катастрофи. Ці проблеми можуть мати наукове розв'язання, або вирішуватись із позиції біблійних джерел, які виводять всю історію Землі та людства з 20 тисяч років.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Геологи з філософським мисленням підкреслювали складність геологічних процесів, проблеми та труднощі їх дослідження, а також значення для подальшого розвитку науки. Вони впевнені, що деякі протиріччя в теоріях засновників (Валтер, Головкинський) не можуть спростувати досягнення геології за 200 років, а навпаки, лише є рушієм для поліпшення доказової бази. А для креаціоністів (напр., А. Лаломов) ці проблеми є підставою для методологічного доведення "божого творіння". Ті самі факти прихильники різних підходів застосовують для обґрунтування різних теорій, підсвідомо відкидають факти, які суперечать обраній парадигмі, або свідомо викривляють, чи навіть спотворюють висновки.

Намагання знайти початок та корені розвитку мають глибоке світоглядне значення. Ми з повагою приймаємо й інші гіпотези та намагаємось їх зрозуміти, якщо нема розходження із законами природи або здоровим глуздом. Іноді деякі з них важко зрозуміти, але, сподіваємось, що практика та досліді зможуть довести правоту тих чи інших гіпотез і теорій.

Об'єктивним критерієм реальності макроеволюції є геологічний літопис. Палеонтологія має значення "пробного каменю" для філогенетики завдяки накопиченню інформації через вивчення все більшої кількості древніх організмів [5; 9]. Для підрахунків у цій статті використані новітні геохронологічні визначення геологічних рубежів [13]. Розвиток Землі відбувався дуже тривалий час. За геохронологічним датуванням вік найдавніших геологічних утворень, які зафіксовані на древніх щитах – жорстких структурах земної кори, становить 4,5–3,5 млрд років. Межа між еоархеєм та палеоархеєм зафіксована датою

3,6 млрд років. Архей і протерозой за даними геохронології розділені на межі 2,5 млрд років. Протерозой змінився фанерозоем (ерою явного життя) 540 млн років тому [13]. Дослідники розробили та використовують такі радіогеохронологічні методи: вуглецевий, калій-аргоновий, стронцій-свинецький, уран-свинцевий, свинець-свинцевий, самарій-неодимовий тощо, які придатні для визначення віку порід різних частин стратиграфічної шкали. Це пов'язано з відмінностями в часі напіврозпаду певних ізотопів. Вік найбільш молодих відкладів кінця антропогену вимірюють вуглецевим методом, за яким дата в 20 тис. років тому припадає на кінець валдайського (вюрмського) зледеніння (тривало в інтервалі 35000–20000 pp.) [15]. Початок антропогену має вік, який виміряний вже за калій-аргоновим методом –1750 ± 50 тис років. [9].

Ю. Тесленко вживає термін "нуклеостратиграфія" для розчленування та визначення віку осадових гірських порід за складом радіоактивних елементів і продуктів їх розкладу [1].

Виклад основного матеріалу дослідження. Геохронологічні дані не завжди дають гармонічну картину. Часто мінерали, які використовують для аналізів, зазнають вивітрювання або метаморфізму, що спотворюють результати аналізу. Особливо великі похибки за мінімальних кількостей необхідних ізотопів [15]. Таким виміром не можна довіряти. Не доцільно вимірювати вік порід за сучасними базальтами, коли похибка методу може досягати + / – 5 млн років. Такі випадки помилкового геологічного датування дали підстави піддавати критиці сам принцип радіогеохронології [8]. Метод вдосконалюється, але він має дуже суттєвий недолік – велику вартість аналізів.

Геологічні події. Геологічні події (рядові, значні й катастрофічні) відбувались в історії Землі періодично або мали коливальний характер. У більшості випадків вони не мали глобального розповсюдження. Катастрофічні землетруси відбувались у сейсмічних зонах і там змінювались більш спокійними тектонічними фазами.

Фази стабільності рівня моря чергувались із трансгресіями та регресіями. Континентальні зледеніння були пов'язані з полярними областями. Вони зафіксовані тілітами, моренами та шрами на скелях у докембрії, ордовіку, пермі. В неогені-антропогені до цих свідочтв додають леси. Зледеніння чергувались з епохами потепління, з якими в антропогені пов'язані горизонти викопних ґрунтів [11; 14]. Значущі геологічні події глобаль-

ного масштабу впливали на розвиток окремих видів і цілих палеоекосистем. Їх використовують з метою кореляції відкладів різного віку.

Вивчення швидкості нагромадження осадків.

Взагалі сучасні морські басейни мають складний профіль. У океані виділені геоморфологічні зони. В геологічному минулому їх формування та відміни викликали ті самі процеси, які впливають на їх будову тепер.



Рис. 1. Схематичний профіль дна океану

У прибережних зонах на характер утворення осадків переважно впливає діяльність хвильового прибою, хоча мають місце течії, що направлені перпендикулярно береговій смугі (компенсаційні) та вздовж неї (вітрові). Роль штормових хвиль дуже значна. За добу на пляжі можуть накопичуватися вали висотою до кількох метрів. Але площа їх відносно мала й пов'язана лише мілководними зонами. Активні процеси руйнування та накопичення панують на підводних окраїнах континентів, що складають *шельф*. Це мілководна область, у середньому до 200 м глибини, ширина якої від кількох до сотень кілометрів. На шельфі осадконакопичення дуже динамічне. Воно часто переривається розмивами за рахунок тих самих штормових хвиль, які можуть досягати глибин до 200 м, течій (прояви яких – брижі – зафіксовані фотографіями й на океанських глибинах) і підводних зсувів. Наступний геоморфологічний елемент океанічного профілю – *континентальний схил* – розташований на глибинах від 200 м до 2,5 км. Він має значний уклін (до 6–15°) та розсічений глибоководними каньйонами. Осадки, які тут утворюються, транспортуються муловими потоками долинами каньйонів до наступної зони – *континентального підніжжя*. Саме тут відбувається найбільш потужне осадконагромадження. Мінімальні швидкості накопичення осадків характерні для зони *океанічного ложа*. Це центральні області океанічних басейнів, де переважає повільне осідання еолового, вулканічного й космічного пилу та органогенних відкладів. У цій зоні відбувається також утворення залізо-марганцевих конкрецій (рис. 1). Швидкість нагромадження осадків тут вимірюється міліметрами за тисячу років [2].

Матеріал. Літологічні та стратиграфічні дослідження. На деяких конкретних прикладах сучасної морської седиментації та осадконагромадження території України в рифей, венді, кембрії, силурі й нижньому девоні простежимо характерні риси геологічного розвитку даної території.

Явища великої швидкості нагромадження осадків, про які згадував О. Лаломов у доповіді на конференції в Соломоновому університеті, насправді проявлялись серед геологічних процесів, що відбувались у геологічному минулому Землі та мають місце серед сучасних геодинамічних чинників, але їх роль різна в різноманітних структурно-геоморфологічних умовах на суходолі та в морях. Ним зовсім не враховані базис ерозії, профіль рельєфу, гідродинаміка течій і хвильовий переніс, глибини басейну та відстань від берега, клімат тощо. Всі перелічені та інші чинники в результаті складних взаємодій з тектонічними

рухами різного знаку та тривалості відповідають за результуючу швидкість осадконакопичення та загальну потужність відкладів, які накопичились в тій чи іншій ділянці басейну осадконакопичення.

Рифей. Для прикладу розглянемо поліську серію рифейських червоноколірних відкладів у Волинооршанському прогині, які мають циклічну будову. Потужність цих відкладів досягає 950 м у центральній частині западини та поступово зменшується до її країв, де проявилися менші занурення [7]. Відклади поліської серії відсутні за межами структури. Рифей за традиційною схемою, що прийнята в країнах СНД, віднесено до нижньої частини верхнього протерозою (в новітній геохронологічній шкалі це неопротерозойська ератема, середня система якої названа кріогенієм). Вік за геохронологічними даними від 850 до 650 млн років [9]. Є можливість вирахувати середню швидкість занурення западини. Якщо припустити, що максимальна тривалість її утворення за вказаний проміжок часу 200 млн років, а глибина занурення дорівнює максимальній потужності відкладів – 950 м, то середня швидкість цього процесу – 3,25 мм за тисячу років. Висновок: середня швидкість зовсім не катастрофічна. За червоним кольором та складом порід кварцові пісковики відносять до порід пустельного походження, а бурі та зелені глини є відкладами лімнічного (озерного) генезису.

На жаль, у цих відкладах органічний світ докембрію за даними мікропалеонтологів залишив лише поодинокі свідочтва – акритархи поганої збереженості.

Венд. Показовий розподіл відкладів венду, які представлені трьома серіями (волинська, могилів-подільська та канівська), що поширені у Волиноподільському перикратонному прогині (опускання периферією платформ). Грушкинська світа нижньої частини волинської серії складена незрілими полімінеральними невідсортованими уламковими породами, які різні дослідники відносять або до схилових, або до льодовикових відкладів. Останню думку поділяє й автор. Підставою для такого висновку є наші знахідки кутуватих валунів у нижній частині світи. На півдні волинська серія представлена двома ярусами базальтів і шарами вулканічного попелу. Північні розрізи частково відслонюються в районі Берестовця та інших місцезнаходжень. Вони підстелені вулканічним попелом, який в морському середовищі перетворився на глину (монтморилоніт, місцева промислова назва "сапонінова глина"). Потужність та кількість прошарків попелу й базальтових покривів на

півночі значно більша, ніж на півдні їх поширення. Вони корелюються лише за петрографічним складом. Крім того, в північних базальтах (діабазях) знайдені прояви міді, які мають промислові перспективи. Потужність нижньої частини волинської серії венду досягає 50 м, загальною – до 500 м [7].

Моги́лів-поді́льська серія побудована трьома світами, з чіткою циклічною будовою, що віддзеркалює характер коливання земної кори в цьому басейні осадоконагромадження. За переважаючого занурення часткові підняття призводили до відкладення більш грубого матеріалу. Загалом, це мілководні теригенні відклади із вмістом вулканічного попелу в яришівській світі (бронницька підсвіта майже повністю представлена зцементованим вулканічним попелом). Моги́лів-поді́льська та кані́лівська серії утворені морськими відкладами відповідно мілководного та відносно глибоководного походження. Тривалість венду до 100 млн років [9]. За загальною потужністю розрізу до 900 м [7] та визначеною тривалістю середня швидкість осадоконакопичення досягала 9 мм за тисячу років. На кількох рівнях цієї послідовності осадових порід знайдено акритархи, сліди мулоїдів, відбитки м'якотілих безскелетних організмів, які утворювали поселення сидячих псамокоралів та прикріпленого покоління медуз.

Кембрій. За потужності кембрійських кварцових, глауконіт-кварцових пісковиків і глин на заході України до 400–500 м [8] та тривалості періоду 40 млн років [13], середня швидкість осадоконагромадження – 1 мм за 80 років. У кембрійських відкладах України визначено комплекс акритархів, знайдено лише одного трилобіта *Volynaspis unica Tchern.*, численні рештки *Platysolenites antiquissimus Eichw.*, *Sabellidites cambriensis Jan.*, *Sokoloviina costata Kirjan.* і велику кількість слідів життєдіяльності червів [8]. Тут відсутні типи для раннього кембрію археоціати, які жили в теплих басейнах.

Ордовик. Відклади ордовіку зазнали значних перерв і представлені редукованими розрізами до 5 м у Поділлі та до 40 м на Волині. Органічний світ ордовіцького моря Волино-Поділля кардинально відмінний від кембрію та представлений великою кількістю видів і родів, які належать різним типам тварин: брахіоподам, членистоногим, кнідаріям, молюскам, моховаткам, голкошкірим, напівхордовим тощо [8]. Через значний розмір та інші проблеми швидкість тут ми не підраховували.

Силур. Вапняковий розріз силурійських відкладів на Україні має міжнародне значення. Це одна з найбільш повних у світі послідовностей (від верхів ландоверу до пржидолу), яка поступово переходить до девону, вивчена великою кількістю свердловин і відслонень, що її відкривають. Вона має платформний характер, фаціальну різноманітність, досконалу палеонтологічну характеристику тощо [12; 15]. Загальна потужність відкладів, що утворювались 20 млн років, більша 400 м. Таким чином, середня швидкість утворення осадових порід у цьому басейні – 1 мм за 50 років. Перерви проявлені лише в мілководних частинах басейну седиментації.

Нижній девон. На заході України представлений дуже потужною теригенною товщею морських (циганська серія) та континентальних (дністровська серія) порід, загальною потужністю від 900 до 1600 м [12]. Лише нижня світа (худиківська) представлена переважно вапняками, має потужність від 40 до 100 м. За максимальними потужностями та тривалістю утворення близько 15 млн років випливає, що середня швидкість породоутворення тут – 0,11 мм за рік, або 110 мм за 1000 років.

Решти морської фауни поступово втрачають різноманітність, але їх стає більше, вони часто утворюють організовані прошарки (остракодові, тентакулітові, пелецоподові).

Результати. Якщо підсумувати отримані дані про середню швидкість занурення басейнів осадоконагромадження (дорівнює швидкості нагромадження порід), то на заході України спостерігається така залежність (див. табл. 1):

Таблиця 1. Зміни середньої швидкості за пізнього протерозою – раннього палеозою

Стратиграфічні підрозділи	рифей	венд	кембрій	ордовик	силур	нижній девон
Швидкість осадоконагромадження в мм за 1000 років	3,25	9	12,5	не визначено	20	110

Висновки. 1) Відбулось прискорення занурення земної кори на досліджених структурах; 2) помічені зміни умов: пустельні та озерні в рифей, морські прохолодні – у венді та кембрії, в ордовіку – почалось потепління моря, в силурі – тепле море з багатою фауною та рифами, ранній девон – місцеве зменшення розміття форм і зміна морських умов континентальними озерними та пустельними.

Перспективи. Безперечно, що зміни умов викликали сукцесію екосистем. Цілком ймовірно, це могло слугувати рушійною силою для мікроеволюційних перетворень. Загально відомі прояви макроеволюції – виникнення риніофітів від предків бурих водоростей у пржидольському віці силуру, утворення стегоцефалів (*Ichthyostega*) від кистеперих риб у пізньому девоні, утворення птахів (*Protoavis*) від динозаврів у триасі тощо [5]. У подальшому необхідно дослідити швидкість еволюційних подій для раннього палеозою на основі літологічних особливостей.

1. Берту Гі. Пересмотр принципов геологического датирования. Палеондрахика: новый подход. – М., 2000. 2. Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. – М., 1973. 3. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. – М., 1962. 4. Мейен С.В. Филогения высших растений и

флорогенез // Палеонтология: В 2-х т. – Т. 2: 27-й Международный геологический конгресс. Секция С.02. Доклады. – М., 1984. – С. 75–80. 5. Михайлова И.А., Бондаренко О.Б. Палеонтология: В 2-х ч. – Ч. 1. – М., 1997. 6. Ронов А.В. Трансгрессии и регрессии морей на континентах в фанерозое (количественный анализ) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1994. – Т. 2, № 6. – С. 64–76. 7. Стратиграфия УРСР: У 11-ти т. – Т. 2: Рифей – венд / За ред. Д.С. Айзенверга. – К., 1971. 8. Стратиграфия УРСР: У 11-ти т. – Т. 3: Кембрій – ордовик / За ред. Д.С. Айзенверга. – К., 1972. 9. Татаринцев Л.Л. Кладистический анализ, морфология и палеонтология в реконструкции филогенетической истории позвоночных // Палеонтология. Т. 2: 27-й Международный геологический конгресс. Секция С.02. Доклады. – М., 1984. – С. 41–45. 10. Тесленко Ю.В. Основы стратиграфии осадочных образований – К., 1976. 11. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1994. – Т. 2, № 6. – С. 40–63. 12. Рукшинская и цыганская серии (верхний силур-нижний девон) Подолии и Волины / Цегельнюк П.Д. – К., 1980. – (Препр. ИГН / АН УССР). 13. International stratigraphic chart / J. Remane, M.B. Cita (IUGS-ICS); J. Dercourt, P. Bouysse (CGMW); F.L. Repetto (UNESCO) and A. Faure-Muret (UPS) / Composition: G. Roche and L. Daumas (CNRS, Université Paris Sud, Orsay). – 2000. 14. Shelkoplas V. Geochronology of geological events in the Quaternary period of Ukraine // The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for East-West European correlation: Kyiv, Ukraine, Sept. 9–14, 2001. – К., 2001. 15. Tsegelnjuk P., Gritsenko V., Konstantinenko L. et al. The Silurian of Podolia, a guide of the excursion. – К., 1983.

Надійшла до редколегії 22.09.05

УДК 552.4: 553.4

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук,
С. Бондаренко, наук. співроб.,
В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук,
І. Бондаренко, наук. співроб.

ТЕЛУРИДИ В РУДОПРОЯВАХ ЗОЛОТО-АРСЕНОВОГО ТИПУ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ШИТА

Подано попередні дані щодо розповсюдження та особливостей формування телуридів у рудопроявах золото-арсенового типу західної частини Українського щита. За отриманими даними серед телуридів спостерігається майже повне домінування сполук із вісмутом. Була встановлена також певна мінералогічна зональність у розповсюдженні телуридів у межах західного та східного обрамлення магматичної системи Корсунь-Новомиргородський плутон – Новоукраїнський масив.

This article presents the preliminary data concerning distribution and features of tellurides formation in ore manifestations of gold – arsenic type at the western part of the Ukrainian Shield. according to data obtained almost full domination of compounds with bismuth is observed among tellurides. There are also observed certain regional zonality in distribution of tellurides within the limits of western and east frames of magmatic system of Korsun'-Novomirgorodsky pluton – Novoukrainsky massif.

Постановка проблеми. Численні золотоносні райони світу, які характеризуються широким діапазоном обстановок формування й генезиса родовищ золота, містять помітні кількості мінералів телуру – телуриди (див напр. огляд [9]). Ці мінерали самі по собі можуть бути істотними носіями золота (Au- або Au-Ag телуриди) або можуть бути тісно парагенетично пов'язані з ним (особливо це справедливо для телуридів Bi).

На сьогодні відомо близько 83 телурвмішуючих сполук, які були описані як мінеральні різновиди. Кілька десятків інших фаз, які також були встановлені в останнє десятиліття, все ще залишаються недостатньо охарактеризованими. Через труднощі в одержанні рентгенівських даних, існуванні природних твердих розчинів і ізоморфних заміщень, безліч мінеральних субсистем залишаються ще недостатньо вивченими належним чином.

Але незважаючи на вищенаведене та той факт, що в більшості випадків телуриди формують дуже малі мінеральні зерна, вони можуть бути цінними індикаторами фізико-хімічних умов формування рудних систем, тому що їх склад є високочутливим до незначних змін щодо температури, Eh-pH, $f\text{Te}_2$, $f\text{S}_2$, $f\text{Se}_2$ і $f\text{O}_2$, а також інших фізико-хімічних параметрів. Внаслідок цього розуміння механізмів формування та стабільності телуридів може надати важливу інформацію щодо можливої еволюції подій мінералоутворення.

Постановка завдання. За деяким винятком телуриди в різних кількостях встановлені майже на всіх золото-рудних родовищах і рудопроявах Українського щита [2; 3; 8]. Генетичний зв'язок між мінералами золота та телуру підтверджується їх постійною просторовою близькістю й особливостями кристалізації в гідротермальному процесі при формуванні руд золото-арсенового типу [7]. Не дивлячись на те, що кларк Te значно нижче, ніж у багатьох рідкісних елементів, а геохімічні методи визначення вмісту металу в породі взагалі відсутні, в більшості випадків, за досить ретельних мікроскопічних та електроноскопічних досліджень вдається визначити мінеральні мікрофази Te в арсенідах і сульфоарсенідах заліза, а при більш значних вмістах вони спостерігаються і в рудному кварці. Загалом формування Au-Te парагенезисів відбувається при дифузійному перерозподілі металів у мінералах – концентраторах: арсенопіриті та льолінгіті, або ж безпосередній близькості біля них, серед породоутворювальних мінералів.

Серед особливостей телуридної мінералізації в золоторудних об'єктах західної частини Українського щита можна відмітити, що серед присутніх тут телуридів спостерігається майже повне домінування сполук із вісмутом (90–

100 % від загальної кількості). Роль інших телуридів несуттєва. На сьогодні в системі Bi-Te було встановлено такі окремі фази: хедлеїт (Bi_7Te_3), алтаїт (PbTe), цумоїт ($\text{Bi}_{2-x}\text{Te}_{2+x}$), гесит (Ag_2Te), мелоніт (NiTe_2), тетрадиміт ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), жозеїт-А ($\text{Bi}_4(\text{S}, \text{Te})_3$) та жозеїт-В ($\text{Bi}_4(\text{S}, \text{Te})_3$).

Хедлеїт, телурид вісмуту, є переважаючим телуридом у Au-Te парагенезисах і присутній майже на всіх рудопроявах західної частини щита. Особливо це характерно для Киянського та Стрийського рудопроявів (Новоград-Волинська товща), де хедлеїт фіксується у вигляді чисельних субмікроскопічних включень разом із золотом в арсенопіриті та серед жильного кварцу. В останньому випадку окремі виділення зерен хедлеїту сягають 0,06–0,2 мм по видовженню. Привертають також увагу орієнтовані по (0001) зростки хедлеїту з молібденітом.

Хедлеїти відзначаються нестійкістю хімічного складу (табл. 1, аналіз 1, 2), що мабуть зумовлено пластинчастим проростанням їх зерен з іншими телуридами. Поряд з переважаючим розповсюдженням субмікроскопічних включень в арсенопіриті, зустрічаються і відносно крупні зерна хедлеїту, які сягають 0,2–0,5 мм у поперечнику. В арсенопіриті Овражного рудопрояву в асоціації з хедлеїтом і самородним золотом було встановлено мінерал, за складом близький до неіснуючого верлітового ($\text{Bi}_{2+x}\text{Te}_{3-x}$ з домішками Pb від 1, 42 до 4,54 ваг %). У Північно-Березівському прояві цей телурид утворює зростки з гесситом.

Алтаїт, телурид свинцю, зустрічається досить рідко в золоторудних об'єктах Кіровоградського блоку (Контактовий рудопрояв) та Середнього Побужжя (Чемерпільський). Копір телуриду, взятого ізольовано від інших телуридів, сприймається у відбитому світлі як чисто білий, а в контакті з гесситом біло-зеленуватий. Аналізи мінералу наведено в табл. 1 (аналіз 10, 22). Вісмут-свинцевий телурид ($\text{Bi}_{0,96}\text{Pb}_{4,29}\text{Te}_{1,39}$) у вигляді мікрровключень у арсенопіритах зі збагачених графітом біотитових гнейсів було встановлено за результатами мікроскопічних досліджень у межах Овражного рудопрояву (табл. 1, аналіз 9).

Цумоїт, телурид вісмуту, збагачений свинцем і сріблом (табл. 1, аналіз 18–21), має поширення в парагенезисі з алтаїтом та Au, і відмічається у вигляді чисельних включень серед арсенопірит-льолінгітових агрегатів на Чемерпільському рудопрояві. На думку А. Годовікова [1], заміщення вісмуту свинцем у телуридах відбувається за рахунок доменного (блочного) ізоморфізму у зв'язку із близькістю радіусів різновалентних Bi^{+3} і Pb^{+2} та за відсутності компенсуючих катіонів. Найбільш характерні риси поведінки телуридів Ag, Pb, Ni в золоторудному процесі мало чим відрізняються від поведінки телуридів вісмуту.

Таблиця 1. Хімічний склад телуридів і сульфотелуридів із рудопровів золото-арсенового типу західної частини Українського щита, %

№ п/п	Fe	Bi	Pb	Sb	Ag	Au	S	Te	Σ	Кристалохімічна формула
Овражний										
1	0,09	73,67	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	19,58	93,42	Bi _{6,968} Te _{3,032}
2	0,15	72,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	20,42	92,86	Bi _{6,922} Te _{3,071}
3	0,40	73,57	0,00	0,52	0,00	0,14	0,00	21,68		Bi _{6,745} Te _{3,255}
4	0,83	82,06	0,21	0,00	0,00	0,00	6,00	10,83	99,93	Bi _{4,132} Te _{0,894} S _{1,974}
5	0,00	79,55	0,90	0,00	0,00	0,00	0,10	19,12	99,67	Bi _{7,118} Pb _{0,080} Te _{2,802}
6	0,00	68,36	4,54	0,00	0,00	0,00	0,00	27,18	100,08	Bi _{2,910} Pb _{0,192} Te _{1,895}
7	0,01	71,65	1,42	0,06	0,07	0,00	0,21	26,38	99,80	Bi _{3,081} Pb _{0,061} Te _{1,856}
8	0,14	76,67	0,72	0,00	0,28	0,00	0,00	21,62	99,43	Bi _{2,039} Pb _{0,018} Te _{0,941}
9	0,18	60,23	13,26	0,18	0,10	0,00	1,38	25,31	100,64	Bi _{0,962} Pb _{4,290} Te _{1,393}
Контактовий										
10	0,20	0,00	58,10	0,13	0,12	0,00	0,02	34,86	99,43	Pb _{1,013} Te _{0,987}
Північно-Березівський										
11	0,31	82,10	0,00	0,11	0,07	0,00	0,00	17,21	99,80	Bi _{7,444} Te _{2,556}
12	0,02	69,83	0,00	0,12	0,00	0,00	0,02	27,39	97,38	Bi _{3,044} Te _{1,956}
13	0,07	0,00	0,00	0,09	61,86	0,06	0,01	35,91	98,00	Ag _{2,012} Te _{0,987}
14	0,27	0,08	0,09	0,02	63,18	0,00	0,20	36,19	100,03	Ag _{2,021} Te _{0,978}
Мостовий										
15	0,24	80,49	0,25	0,00	0,16	0,00	0,02	16,53	97,69	Bi _{7,262} Te _{2,738}
Бандурівський										
16	0,00	60,18	0,01	0,12	0,13	0,38	4,18	34,36	99,36	Bi _{2,093} Te _{1,958} S _{0,949}
17	0,00	70,39	0,01	0,10	0,01	0,27	3,23	23,61	97,62	Bi _{3,786} Te _{2,080} S _{1,135}
Губівський										
16	0,12	78,12			0,00	0,00		20,56	99,36	Bi _{2,093} Te _{1,958} S _{0,949}
Чемерпільський										
18	0,06	58,45	3,76	0,00	0,23	0,00	0,04	38,54	101,08	Bi _{1,865} Pb _{0,121} Te _{2,014}
19	2,01	55,63	3,13	0,02	0,18	0,04	0,12	37,26	98,39	Bi _{1,857} Pb _{0,105} Te _{2,037}
20	0,03	57,98	3,06	0,00	0,00	0,03	0,05	38,59	99,74	Bi _{1,866} Pb _{0,099} Te _{2,035}
21	0,35	56,54	3,37	0,00	0,07	0,00	0,53	39,92	100,78	Bi _{1,805} Pb _{0,108} Te _{2,086}
22	0,15	1,72	60,39	0,00	0,41	0,00	0,10	38,18	100,95	Pb _{0,987} Te _{1,013}
Демів'ярівський										
23	0,27	0,00	0,00	0,00	61,42	0,21	0,08	36,68	98,66	Ag _{2,006} Te _{1,010}
Майське										
24	0,31	76,10	0,00	0,00	0,13	0,01	0,04	26,34	102,93	Bi _{1,914} Te _{1,085}
25	0,09	73,51	0,06	0,00	0,15	0,00	0,01	26,19	100,01	Bi _{6,319} Te _{3,685}
26	0,08	73,02	0,03	0,00	0,00	0,04	2,12	21,11	96,40	Bi _{4,209} Te _{1,993} S _{0,798}
Київський										
27		79,97	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	19,86	99,84	Bi _{7,109} Te _{2,891}
28		79,82	0,00	сл.	0,00	0,00	0,00	19,23	99,05	Bi _{7,170} Te _{2,830}
29		80,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	19,65	100,04	Bi _{7,140} Te _{2,860}
30		79,02		0,08	0,02	0,00		20,14	99,26	Bi _{7,055} Te _{2,945}
31		79,26			0,00	0,00	0,00	19,97	99,23	Bi _{7,079} Te _{2,921}
32		74,31	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	25,10	99,66	Bi _{1,927} Te _{1,066}
33		74,51	0,00	0,00	0,00	0,00	сл.	24,95	99,46	Bi _{1,937} Te _{1,062}
34		74,74		0,21	0,00	0,00		24,17	99,12	Bi _{1,961} Te _{1,039}
35		71,28		0,00	0,09	0,00	3,01	22,53	96,91	Bi _{3,903} Te _{2,021} S _{1,077}
36		72,11			0,00	0,00	2,93	23,67	98,71	Bi _{3,883} Te _{2,088} S _{1,029}
37		76,52		0,07	0,00	0,00	0,00	22,38	98,97	Bi _{2,321} Te _{0,679}
38		74,31		0,00	0,00	0,00	0,16	25,52	99,99	Bi _{1,920} Te _{1,080}
39		75,38			0,00	0,00	0,11	24,41	99,90	Bi _{1,960} Te _{1,040}
40		78,01	0,07	0,24	0,00	0,02	0,01	21,36	99,71	Bi _{6,904} Te _{3,096}
41		77,41	0,14	0,15	0,03	0,00	0,03	21,83	99,59	Bi _{6,840} Te _{3,160}
Стрийський										
42		74,78	0,06	0,00	0,01	0,08	0,04	24,17	99,14	Bi _{1,957} Te _{1,038}
43		77,96	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	21,68	99,69	Bi _{2,061} Te _{0,939}
44		74,32		0,00	0,00	0,00	0,07	22,89	97,28	Bi _{1,994} Te _{1,006}
45		78,07			0,00	0,00	0,48	22,74	101,29	Bi _{2,042} Te _{0,969}
46		75,34			0,00	0,00	0,00	24,23	99,57	Bi _{1,965} Te _{1,035}

Примітка. 1,2 – хедлєйті як включення в асоціації із самородним золотом у арсенопіриті, свер. 74–90, гл. 143,5 м; 3 – хедлєйті в асоціації із самородним золотом, свер. 1–95, гл. 256,0 м; 4 – жоєїт-А в асоціації із самородним золотом у арсенопіриті, свер. 1–95, гл. 256,0 м; 5 – хедлєйті як включення в арсенопіриті, свер. 45–88, гл. 211 м; 6,7 – верліт, 8 – хедлєйті як включення в арсенопіриті, свер. 45–88, гл. 211 м; 9 – телурид вісмуту та свинцю як включення в арсенопіриті, свер. 7–94, гл. 217,3 м; 10 – алтаїт в арсенопіриті із апонейсових кварцитів, свер. 8–94, гл. 245,3 м; 11 – хедлєйті, свер. 88–88, гл. 411,7 м; 12 – верліт, там само; 13, 14 – гесит, там само; 15 – дрібне зерно хедлєйту як включення в арсенопіриті свер. 867, гл. 149,2 м; 16 – тетрадиміт із золотоносного графіт-діопсидового екзокскарну, свер. 0421, гл. 209,5 м; 17 – жоєїт В – там само; 18–21 – цумоїти як субмікроскопічні включення в арсенопіриті, свер. 89, гл. 183,1 м; 22 – гесит як зростки з мелонітом і льолінгітом у глаукоті, свер. 40, гл. 584 м; 23 – алтаїт як продовгувате включення в арсенопіриті, там само; 24,25 – хедлєйті в асоціації із самородним золотом у арсенопіриті, свер. 6520; 26 – жоєїт В, свер. 6520; 27, 28 – відносно крупні зерна (до 0,1 мм у поперечнику) хедлєйту в арсенопіриті в асоціації із золотом, свер. 50–37°, гл. 130,7 м; 29 – хедлєйті у зростках із біотитом і сульфідами, свер. 50–37°, гл. 127,4 м; 30 – хедлєйті в арсенопіриті, свер. 50–37°, гл. 107,7 м; 31 – хедлєйті в асоціації із самородним вісмутом і золотом, свер. 50–37°, гл. 154,8 м; 32, 33 – прожилкові виділення хедлєйту в зальбанді кварцової жили, свер. 50–37°, гл. 127,4 м; 34 – округлі зерна в молібденіті, свер. 50–37°, гл. 107,7 м; 35,36 – жоєїт В у зростках із самородним золотом, свер. 50–37°, гл. 154,8 м; 37–39 – дрібні зерна фази Bi₂Te у кварці, свер. 50–37°, гл. 154,8 м; 40–41 – хедлєйті як аллотріоморфнозернисті зростки з атроколітом, там само; 42 – фаза Bi₂Te в зростках із хедлєйтом і самородним золотом, свер. 50–33, гл. 172,3 м; 43 – хедлєйті, свер. 50–33, гл. 172,3 м; 44, 45 – чергування фаз Bi₂Te та Bi₇Te₃ у межах одного агрегату, свер. 50–33, 172,3 м; 46 – каплеподібне включення Bi₂Te на контакт арсенопіриту та піротину.

Гесит, телурид срібла, належить до типоморфних рудних мінералів золота в межах Північно-Березівського та Демов'ярівського рудопояв. При проведенні рудомікроскопічних досліджень виділення геситу чітко фіксуються на фоні арсенопіриту та телуридів Ві завдяки більш низьким показникам відбиття та зеленувато-сірому забарвленню.

Мелоніт, телурид нікелю, поки що представлений єдиною знахідкою в рудах золото-миш'якового типу Демов'ярівського рудопояву. Просторове знаходження мінералу мало чим відрізняється від решти досліджених телуридів. Матрицею для осадження телуриду є заміщений глаукодом льолінгіт в асоціації із золотовмісним геситом. Вмісні породи збагачені графітом. За даними мікрозондового аналізу телурид нікелю має такий склад (ваг. %): Ni-19,89; Te-78,42; S-1,23; Ag-0,47; As-0,86; Fe-0,65.

Сульфотелуриди належать до парагенних золоту мінералів, але їх поширення в рудах золота досить обмежене і на мінералого-технологічні властивості руд вони практично не впливають.

Тетрадиміт досить поширений у золото-рудних асоціаціях Бандурівського рудопояву, де він зустрічається у вигляді тонкодиспергованих включень серед золото-вісмутинових агрегатів разом із мальдонітом. Досить близька за хімічним складом до тетрадиміту фаза також була встановлена при проведенні мікрозондових досліджень у арсенопіриті з Майського родовища.

Висновки. Узагальнюючи вищенаведені результати мінералого-геохімічної характеристики телуридної мінералізації руд золото-арсенового типу західної частини Українського щита можна зробити такі висновки. Накопичення Те на заключних стадіях гідротермального процесу відбувається паралельно з концентраціями елементів, які утворюють крупні катіони Ві, Ау, Аг, Рб, що зумовлено його геохімічними властивостями (велика атомна вага, розмір атомів, меншим порівняно із сіркою потенціалом іонізації та електровід'ємності). Телур має дуже великий іонний радіус і проявляє характерні для нього високі зв'язкутворювальні властивості. На основі мінералогічних спостережень ряд зростаючої спорідненості елементів до телуру виглядає так: Fe-Co-Ni-Cu-Au-Ag-Pb-Bi.

Завдяки своїм властивостям телур утримується від осадження із золотом до заключних стадій рудоутворення,

займаючи найвищину енергетичну позицію [4]. Вищезгадане підтверджується значним поширенням парагенезисів телуру із самородними Ві, Ау-Ag, галенітом і телуридами цих металів. Вказуючи на існуючу близькість поведінки в гідротермальному процесі Те та Ві, Годовиков [1] схиляється до думки про те, що інтерметалічні властивості телуридів Ві, серед яких встановлена значна частка упорядкованих фаз, зумовлений осадженням металу у відновних умовах за наявності вуглецю. Це підтверджується також результатами мінералогічних досліджень із рудопоявів західної частини Українського щита, де, як правило, навіть за фонові наявності графіту та антроксоліту, значно переважають телуриди та сульфотелуриди Ві. Також спостерігається певна мінералогічна зональність у регіональному плані, сутність якої полягає в зміні у південному напрямку в межах західного обрамлення системи Корсунь-Новомиргородський плутон – Новоукраїнський масив золото-самородно-вісмутів (Au-Bi-Bsm) парагенезисів (рудопояви Селище, Петроострівський, Мостовий, Ярошівський) на суттєво золото-вісмут-телуридни (Au-Bi-Te) (рудопояви Північно-Березівський, Овражний, Контактний). Аналогічна картина спостерігається і у східному обрамленні – вздовж Кіровоградської зони розломів: Клинці, Губівка, Юр'ївка.

1. Годовиков А.А. Минералогия. – М., 1975. 2. В.Н. Иванов., В.С. Монахов, Л.А. Рязанцева, Ю.В. Великанов, Н.Ф. Дудник. Золото-молибденитовая ассоциация с теллуридами Восточно-Сергеевского рудопоявления (Среднее Приднепровье) // Минералог. журн. – 2004. – Т. 26, № 4. 3. Теллуридная минерализация золоторудных проявлений Среднего Приднепровья / В.С. Монахов, Ю. Фомин, А.Я. Парфенова и др. // Минералог. журн. – 1998. – 20, № 4. 4. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М., 1991. 5. Рудные минералы Восточно-Юрьевского месторождения золота (Украинский щит) / Фомин Ю.А., Шестаков Ю.П., Заборовская Л.П. и др. // Минералог. журн. – 2003. – Т. 25, № 4. 6. Grinchenko A., Siomka V. Typomorphic features of tellurides and native gold in Proterozoic Au-deposits of the Ukrainian Shield // International field workshop of IGCP project 486: Alba Iulia, Romania, 31st Aug.-7th Sept. 2004, Abstract volume. – 2004. 7. Bondarenko S. Mineralogical-geochemical types of endogenic gold mineralization of western part of the Ukrainian shield // Metallogeny of Precambrian Shields: The abstracts, Kyiv, Ukraine, 13–26 Sept., 2002. 8. Bondarenko S., Grinchenko A. Telluride mineralization in the Ukrainian Shield // 18th General Meeting of the International Mineralogical Association, Edinburgh, Scotland, 1st–6th Sept. 2002, Abstract volume. – 2002. 9. Hagemann S.G., Brown P.E. Gold in 2000 // Rev. in Econ. Geol. – 2000. – Vol. 13.

Надійшла до редколегії 22.09.05

В. Нестеровський, канд. геол.-мінералог. наук,
М. Криницька, пров. геолог

ГЕОЛОГІЧНІ ПАМ'ЯТКИ: ЕКОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ

Проаналізовано як необхідність часу, зміну ставлення до геологічної спадщини України. Виділено критерії оцінки геологічних пам'яток України.

Mind changes of the geological heritage of Ukraine is analyzed. Criteria of estimation of Ukrainian geological monuments is allocated.

Вступ та постановка проблеми. Геологічні пам'ятки є національним надбанням України і вимагають серйозного підходу до вивчення та належного збереження. Загрозна екологічна обстановка сьогодення продиктована самою людиною, її несвідомим ставленням до природи, бездумним знищенням умов існування всього живого і, в тому числі, ресурсів, необхідних для проживання людства. Відхід людини від природи, грубе насилля над нею ведуть до розриву гармонійного співіснування. Якщо природі дискомфортно у сфері діяльності людини, то проходить і зворотна реакція – людині стає дискомфортно в оточуючому світі. Руйнування встановлених природою зв'язків призводить до негативного впливу середовища на людину: з'являються нові хвороби, проявляються природні катастрофи, катаклізми. Людина та людство тісно

пов'язані з навколишнім середовищем, від якого реально ніякими фізичними процесами не можуть бути відділені, хіба що в думці [2].

Більшість процесів, особливо руйнування природної геохімії, веде до негативних змін у природному середовищі, які можливо лише призупинити або, у кращому випадку, направити ланцюжок розпочатих змін в екологічно безпечне "русло".

На сьогодні ще не всі розуміють роль позитивної енергії, яку ми отримуємо від тваринного, рослинного та мінерального світу. Та цілком зрозуміло, що людство не може духовно розвиватися, не перебуваючи в гармонії з оточуючим середовищем. Передбачається, що першими енергополюс людини приймуть приручені тварини, за ними – рослинний світ, потім мінерали [1].

© В. Нестеровський, М. Криницька, 2006

Природа стає ареною діяльності людини та багаторазово вертає їй те, чим вона наповнює середовище навколо себе. Точно за таким принципом середовище, сформоване батьками, передається дітям, які його очищають і облагороджують, або засмічують і руйнують. Тому сьогодні надзвичайно гостро й актуально звучить проблема охорони довкілля та геологічних пам'яток природи як невід'ємної його частини.

Опис роботи та обговорення результатів. Вимоги сучасної екологічної обстановки (екологічний імператив) до охорони навколишнього середовища включають заміну нинішньої стратегії управління природою стратегії співробітництва з нею [4]. Із прийняттям світовою співдружністю держав на конференції ООН (Ріо-де-Жанейро, 1992 р.) концепції стійкого екологічно безпечного розвитку започатковано новий екологічний світогляд, який неможливий без нового екологічного мислення. Адже той, хто заспокоює себе тим, що нічого не зробив поганого в глобальному масштабі, глибоко помиляється. Людство перебуває в постійному зв'язку із планетою і Космосом у цілому, а найбільше зі своїм середовищем проживання. За переступ, хоч і не значний у людському розумінні, одного – потерпають всі.

На сьогодні фізико-хімічні й геологічні науки найбільш глибоко й точно відображають уявлення про Космос і оточуюче нас середовище. Спостерігаючи за природою, вчені зробили багато відкриттів, з чого сформувалася ідея та усвідомлення єдності з природою, відчуття невідомого, але глибокого зв'язку з усіма її рівнями [2].

Законом України від 1992 року створено природно-заповідний фонд, до якого віднесені природні й біосферні заповідники, національні природні парки, регіональні ландшафтні парки, заказники, пам'ятки природи, заповідні урочища та штучно створені об'єкти: ботанічні сади, дендрологічні парки, зоологічні парки, парки – пам'ятки садово-паркового мистецтва.

Природоохоронні об'єкти геологічного призначення можуть мати місце серед усіх вище перерахованих елементів природно-заповідного фонду. Проте як самостійні складові фонду вони можуть бути лише у статусі заказників і пам'яток природи. Згідно зі статтею 3 цього ж Закону серед заказників виділяються ландшафтні, лісові, ботанічні, орнітологічні, ентомологічні, іхтіологічні, гідрологічні, загальногеологічні, палеонтологічні та карстово-спелеологічні, а серед пам'яток природи – комплексні, ботанічні, зоологічні, гідрологічні та геологічні.

Донедавна геологічні природоохоронні об'єкти пропандувалися лише єдиним довідником "Геологические памятники Украины", виданим у 1987 р., відповідно до якого вони називалися пам'ятниками. Проте у виданні не акцентувалася увага на принципи виділення, градацію та ранжування їх за значущістю. Така ситуація не заохочувала виявлення й вивчення нових геологічних об'єктів, які потребують охорони та збереження. У вищезазначеному виданні подано опис 716 геологічних пам'ятників за п'ятьма ознаками наукової значущості: стратиграфічними, мінералого-петрографічними, палеонтологічними, тектонічними, геоморфологічними. Окремим типом виділяється живописний, який не може оцінюватися з попередніми в одній площині.

Зі створенням української групи ПроГЕО (Європейська Асоціація з охорони геологічної спадщини) та участі України у створенні єдиного Європейського реєстру та світового переліку геологічних природоохоронних об'єктів на території України почалося ревізійне обстеження геологічних об'єктів, що потребують охорони та вияснення їх юридичного статусу. Проведена робота показала, що із 716 об'єктів, описаних у довіднику, більшість юридично не оформлена, а деякі вже зруйновані і фактично не існують.

Так, наприклад, у Рівненській області із поданих у довіднику [5] 22-х геологічних природоохоронних об'єктів на сьогодні юридично оформлено лише сім. Усі вони, навіть ті, що юридично оформлені, перебувають у занедбаному стані і не несуть первісної інформативності. В Івано-Франківській області із більш ніж 200 запропонованих різними інституціями лише близько 20 отримали статус тих, що охороняються державою. У Криму із 128 – юридично оформлено менше половини, причому третина з них перебуває в критичному стані. Така ж ситуація спостерігається і в інших областях України. У цілому по Україні в середньому близько 30 % геологічних природоохоронних об'єктів більш-менш перебувають у належному стані. Особливо постраждали пам'ятки, що оформлені обласними органами влади і повинні були охоронятися місцевими організаціями. Частина організацій на сьогодні взагалі не існує, а більшість із наявних про існування на їх території природоохоронних об'єктів – не поінформована.

Доцільно нагадати, що приблизно в такому ж стані опинилися і археологічні пам'ятки, що буквально на очах через елементарну недбайливість і безвідповідальність місцевих органів було повністю знищено. Особливо це стосується курганів на півдні України.

Для виходу з цієї ситуації ми вважаємо необхідним провести такі заходи:

1. Чітко регламентувати номенклатурне визначення структури та змістовного наповнення, виділених у законі понять: заказник, пам'ятка. Згідно із Законом заказники – це природні території, виділені з метою збереження й відтворення природних комплексів чи їх окремих компонентів, а пам'ятки природи – окремі унікальні природні утворення. Проте не має критеріїв якісної оцінки, особливо, що стосується геологічних об'єктів. Серед заказників виділяються загальногеологічний, гідрологічний, ландшафтний, палеонтологічний та карстово-спелеологічний типи. Але на жаль між ними не проведено чітке розмежування, що в майбутньому створює труднощі їх збереження. Очевидно більш доцільним було б не дробити їх на ці типи, а виділяти лише геологічний як всеосяжний. А в межах геологічного заказника виділяти підтипи (класи) за ведучим процесом. У ранг геологічних пам'яток пропонується віднести окремі природні геологічні об'єкти, що мають наглядно-конкретну інформацію про походження, історію геологічного розвитку, особливості речовинного складу та просторово-часовий зв'язок його складових. Підтипами (класами) геологічних пам'яток залишити традиційно установлений [5] розділ на стратиграфічні, мінералого-петрографічні, палеонтологічні, тектонічні й геоморфологічні, виключивши живописні. Запропоноване доповнення [3] новими підтипами: палеоекологічний, геобіохімічний, вулканічний, космогенний, гідргеологічний, геоархеологічний і геокультурний мабуть некоректне, оскільки вони за змістом входять до вищезгаданих. Це може викликати тільки плутанину в загальній оцінці значущості.

2. Усі геологічні об'єкти, що пропонуються до рангу заповідника або геологічної пам'ятки, повинні мати чіткий набір параметрів якості, за якими вони виділяються. До найголовніших показників якості необхідно віднести: а) неповторність, яка має бути обґрунтована його геоструктурним і стратиграфічним положенням, речовинним складом, морфологією тощо; б) ступінь відкритості об'єкта та доступність його для спостережень; в) наукова значущість; г) естетична привабливість; д) пізнавально-екологічна значущість.

3. Провести ранжування заказників і пам'яток за територіальною значущістю. Нами пропонується їх градація

місцевого, регіонального та державного значення. До заказників і пам'яток місцевого значення віднести природоохоронні геологічні об'єкти, що в регіональному плані досить розповсюджені, але в конкретній адміністративній одиниці не мають аналогів. До заказників і геологічних пам'яток державного значення віднести природоохоронні об'єкти, неповторні в межах держави, а регіонального – неповторні в межах регіонів, виділених за принципами геологічного або географічного районування.

4. Окремо слід виділяти унікальні геологічні пам'ятки. До цього рангу необхідно відносити геологічні об'єкти, неповторні для спостереження за результатами певних геологічних процесів, що мають найбільш яскраве вираження. Унікальні, незалежно від розташування та територіальної належності, повинні мати світове значення.

5. У структурі геологічних організацій необхідно створити підрозділи з досвідчених фахівців, які б займалися виділенням нових природоохоронних об'єктів і моніторингом уже існуючих.

УДК 563.3:551.735.1(477.6)

Висновки. 1. Ревізійними роботами встановлено занедбаність і неналежна охорона більшості геологічних природоохоронних об'єктів на території України. 2. Необхідно ретельніше досліджувати попередньо визначені заказники та пам'ятки, уточнити їх наукове значення, зробити відповідну систематизацію, укласти кадастри й відповідне юридичне оформлення. 3. Геологічні пам'ятки України є невіддільною частиною природи і тому їх збереження має стати свідомою потребою кожної людини в майбутньому.

1. Асауляк О. Книга огней: У 7 ч. – Ч. 5. – М., 1999. 2. Вернадский В.И. Научная мысль как планетное явление. – М., 1991. 3. Гриценко В.П. Геосайти України та геологічна спадщина Європи // Геолог України. – 2004. – № 2. 4. Дробноход М.І., Мандрик А.М., Мокієнко В.І. Екологічний імператив як основний принцип прогнозування використання геологічного середовища // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2002. – Вип. 21. – С. 54–56. 5. Геологические памятники Украины: Справочник-путеводитель / Коротенко Н.Е., Щирица А.С., Каневський А.Я. и др. – К., 1985.

Надійшла до редколегії 23.09.05

В. Огар, канд. геол.-мінералог. наук

КОРАЛИ З ПОГРАНИЧНИХ ТУРНЕЙСЬКО-ВІЗЕЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ДОНБАСУ

Досліджено пограничні турнейсько-візейські відклади Донбасу (рудник Центральний). Виявлено різкі зміни літології та коралових комплексів, що пояснюються глобальною евстатичною подією.

Boundary Tournaisian-Viséan layers in the Donets basin (Centralny quarry) are studied. Sharp changes in their lithology and coral assemblages are found. They are caused by a global eustatic event.

Постановка проблеми. Сучасна стратиграфія розвивається у напрямі стабілізації границь підрозділів Міжнародної стратиграфічної шкали, яка була схвалена Міжнародним геологічним конгресом у 2000 р. З цієї метою визначаються стратотипи границь – безперервні монофаціальні та доступні для повторних досліджень розрізи, у межах яких чітко простежуються видові філетичні послідовності однієї (або декількох) архістратиграфічних груп, і вибирається біомаркер – певний вид (чи внутрішньовидова категорія) у цій послідовності, для якого доказана синхронна або близька до синхронної поява в більшості палеогеографічних провінцій.

Багаторічні палеонтолого-стратиграфічні дослідження пограничних відкладів турнейського й візейського ярусів кам'яновугільної системи, виконані в різних регіонах земної кулі, завершилися висновками міжнародної робочої групи, до складу якої ввійшли визнані фахівці в області стратиграфії карбону [14]. Група виконала аналіз наявних матеріалів, доповнивши їх додатковими ретельними дослідженнями. Останні стосувались двох основних аспектів вирішення проблеми границі: вибору стратотипового розрізу та визначення біомаркера. В результаті на Міжнародному конгресі в Утрехті був запропонований стратотип границі турнейського й візейського ярусів, який знаходиться в Південному Китаї (провінція Guangxi). За біомаркер вибрана філетична послідовність видів роду *Eoparastaffella* Vdovenko. Границя проводиться за появою морфотипу 2 – виду *E. simplex*, який змінює морфотип 1 – *E. rotunda*. Зауважимо, що це один із небагатьох випадків (особливо для нижнього й середнього карбону), коли за біомаркер прийнята філетична послідовність не конодонтів, а саме форамініфер, та ще й з використанням роду, видів і внутрішньовидових категорій, вперше встановлених українським автором.

Зрозуміло, що зафіксоване в розрізі Південного Китаю положення границі турнейського та візейського ярусів потребує визначення в інших регіонах і, звичайно, у розрізах Донецького басейну. На основі тривалих

досліджень донецьких розрізів у цілому та в конкретних розрізах (рудник "Центральний" та св. 74, с. Кипуча Криниця) встановлене положення нижньої границі візе в нижній частині глибокинського горизонту [2]. Для цього, крім форамініфер, використані результати вивчення водоростей, брахіопод, коралів. Зазначимо, що вказана границя чітко відбивається за результатами вивчення коралів, ілюструючи їх значення для стратиграфії та підтверджуючи важливість комплексних палеонтологічних досліджень для вирішення питань стратиграфії.

І дійсно, ще на початку 1960-х рр. минулого століття детальне вивчення коралів дало можливість Н. Василюк [1] зробити висновок про доцільність віднесення зони C_1^a (в сучасній регіональній схемі – докучаївський горизонт) до турнейського ярусу, а не до візейського, як це було зафіксовано в уніфікованій стратиграфічній схемі (1993). Приводом для цього стало зокрема знаходження типових для візе представників гіллястих колоніальних ругоз, віднесених до роду *Siphonodendron*, у зоні C_1^b . Проте розглядати появу вказаного роду як біомаркер границі турне-візе поки що передчасно. Цьому завадить, зокрема, криптогенність *Siphonodendron* та інших візейських родів, турнейські предки яких достовірно не встановлені.

Мета досліджень. Подальше вивчення систематичного складу та еволюції коралів Донбасу дозволить збільшити значення коралів для стратиграфії, в тому числі для міжрегіональних кореляцій. Останнє стає реальним завдяки тому, що в останні десятиріччя ця група фауни ретельно вивчалась у перехідних турнейсько-візейських відкладах Західної Європи, Східноєвропейської платформи, Китаю та Узбекистану.

Виклад основного матеріалу. У 2004–2005 рр. автор побував на руднику "Центральний" (м. Докучаївськ Донецької області), де розкрита карбонатна товща, що на сьогодні (рішення палеозойської комісії НСК України) виділяється як мокроволновська серія, та дослідив турнейсько-візейські пограничні відклади,

© В. Огар, 2006

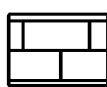
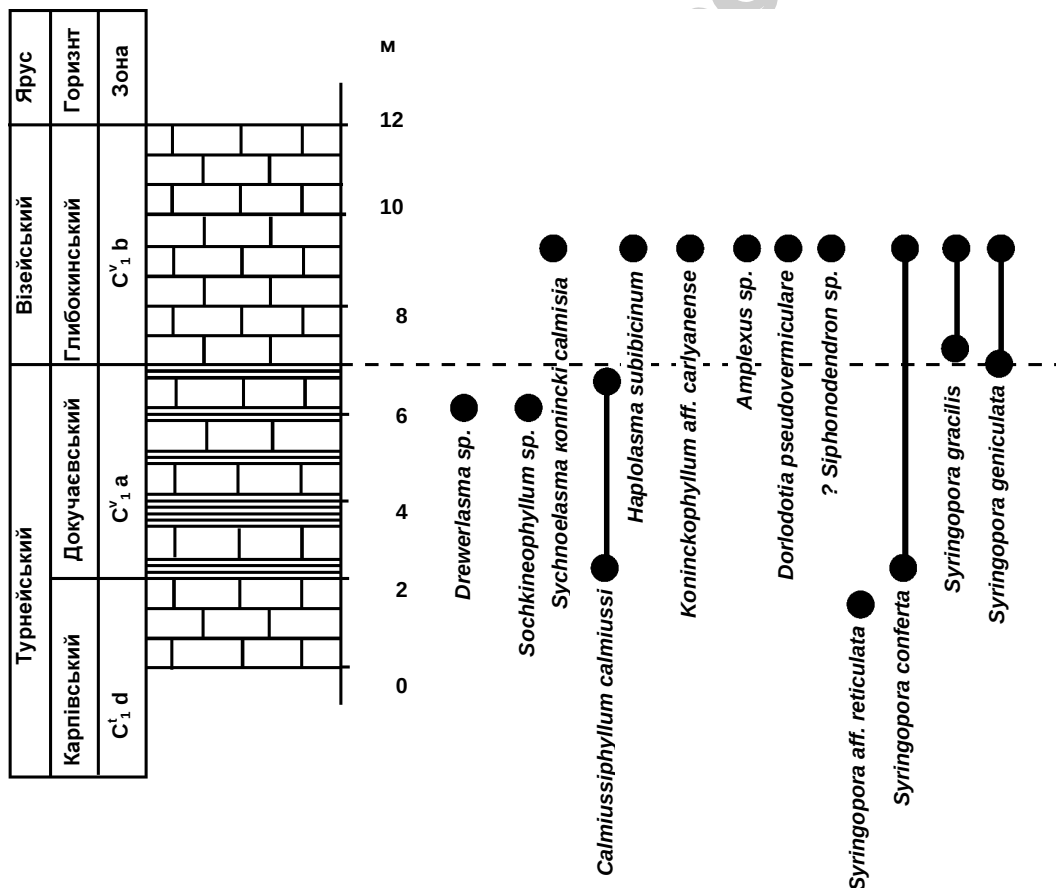
зібравши та визначивши колекцію коралів, яка включала ругози й табуляти. Вивчена 15–20-метрова товща, яка розкрита п'ятою промисловою зоною кар'єру та включає верхню частину карпівського (зона C_1^d), докучаєвський (зона C_1^a) та нижню частину глибокинського горизонтів (зона C_1^b) – рис. 1.

Карпівський горизонт складений вапняками світло-сірими з голубуватим відтінком, афанітовими з раковистим зламом, масивними. Їх потужність перевищує 20 м. Знайдені колонії табулят *Syringopora* aff. *reticulata* Goldfuss. Збіднений комплекс коралів цього горизонту включає також [1] – *Syringopora ramulosa* Goldfuss, *Aulopora* sp., *Sychnoelasma* sp., *Campophyllum* sp. та невизначені зафрентоїдні ругози.

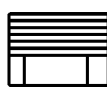
Докучаєвський горизонт – це вапняки темно-сірі до чорних, глинисті, що перешаровуються з аргілітами чорними тонкошаруватими бітумінозними. Потужність – близько 5 м. Порооди вміщують численні колонії табулят *Syringopora conferta* (Keyserling), рештки одиночних ругоз середнього розміру (здавлених, із здебільшого зруйнованою голотекою) *Calmiussiphyllum calmiussi* Vass. Уперше в цьому горизонті знайдені поодинокі дрібні одиночні ругози, що визначені як *Drewerlasma* sp. і *Sochkineophyllum*

sp. Раніше [1], крім сиринопорид та аулопорид, із одновікових відкладів визначались ругози *Calmiussiphyllum calmiussi* Vass., *Cyathoclisia modavensis* Salee, *Conilophyllum caninoides* (Sibly), *Caninia* sp.

Глибокинський горизонт – вапняки сірі (вивітрені різновиди – світло-сірі), органогенно-детритусові масивні. Вапняки вміщують численні колонії табулят *Syringopora gracilis* Keyserling і *Syringopora geniculata* Phillips, одиночних ругоз *Sychnoelasma konincki calmisia* (Lissitzin), *Koninckophyllum* aff. *carlyanense* Smyth, *Haplolasma* cf. *subibicinum* (McCoy), *Amplexus* sp. і уламків колоній ругоз *Dorlodotia pseudovermiculare* (McCoy), *?Siphonodendron* sp. Відзначимо, що нами вивчена тільки нижня частина глибокинського горизонту (зона C_1^b). При цьому лише колонія *Syringopora geniculata* Phillips знайдена у приконтатовій зоні докучаєвського та глибокинського горизонтів. Решта коралів являє собою сумарну характеристику приблизно 10-метрової товщі, що залягає вище. Найбільш характерні види ругоз із цієї товщі наведено на рис. 2. Характеристика зони за даними Н. Василюк включає, крім того, ще декілька видів сиринопор і колоніальні ругози *Siphonodendron affine tanaicum* Vass., *Dorlodotia fomitschevi* Zhiz., *Lonsdaleia longisepta* Liss.



1



2

Рис. 1. Стратиграфічне поширення коралів у пограничних турнейсько-візейських відкладах Донбасу (рудник Центральний): 1 – вапняки сірі біокластичні та афанітові масивні; 2 – перешарування вапняків глинистих і сланців чорних тонкоплитчастих

Як видно з наведених даних і матеріалів, опублікованих у роботах Н. Василюк, турнейський комплекс коралів різко відрізняється від нижньовізейського. Видом, визначальним для чіткої ідентифікації верхів турне (докучаєвський горизонт), є ендемічний вид *Calmiussiphyllum calmiussi* Vass. Дещо вище підшви глибокинського горизонту з'являються перші *Siphonodendron*, *Dorlodotia* та інші колоніальні ругози, характерні для візейського ярусу. В цілому комплекс ругоз глибокинського горизонту дуже близький до комплексу, описаного з Arundian Північного Уельсу [15]. Не можна, проте, не звернути увагу на чітку літологічну границю (границю докучаєвської пачки карпівської світи та скелеватської світи), якій відповідає зміна комплексів коралів, а, можливо, і стратиграфічна перерва. У будь-якому разі специфічний літологічний склад малопотужного докучаєвського горизонту, особливості таксономічного складу коралів свідчать про різку зміну умов формування карбонатної товщі наприкінці турнейського віку. Важливим є те, що ця зміна умов осадконагромадження не обмежується регіоном Донбасу, а простежується і у віддалених від Донбасу регіонах, ймовірно відповідаючи глобальній події. Так, за повідомленням Е. Поті [13], сліди цієї події встановлені також у Намюрсько-Динантському басейні ("Avins event") та у Південній Англії, Польщі, Південному Китаї, Японії, Австралії тощо. Причиною різних змін літології та складу коралових комплексів (зростання кількості ендемічних таксонів) на межі турне-візе в різних регіонах Євразії цей автор вважає дуже різкі евстатичні коливання. За трактовкою В. Полетаєва [4], докучаєвському горизонту Донбасу відповідає заключна регресивна фаза Бузинівського пізньотурнейського циклу.

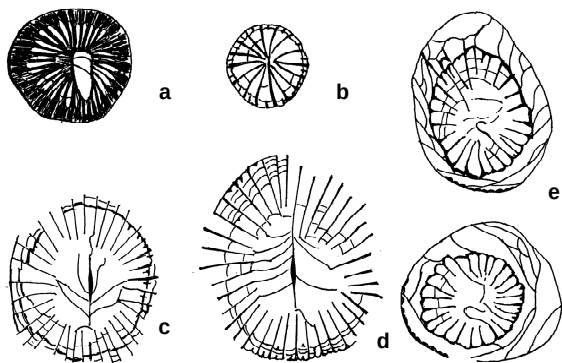


Рис. 2. Деякі найбільш типові ругози з пограничних турнейсько-візейських відкладів Донецького басейну (рудник Центральний): а – *Sychnoelasma konincki calmisia* (Lissitzin): екз. 2п264/16, поперечний розріз; нижнє візе, глибокинський горизонт, C_1^b , $\times 1$; б – *Drewerlasma* sp.: екз. 2п264/1, поперечний розріз; верхнє турне, докучаєвський горизонт, C_1^a , $\times 2$; в, д – *Siphonodendron* sp.: екз. 2п264/11, поперечні розрізи окремих коралітів; нижнє візе, глибокинський горизонт, C_1^b , $\times 1$; е – *Dorlodotia pseudovermiculata* (McCoy): 2п264/6 поперечний розріз фрагменту колонії; нижнє візе, глибокинський горизонт, C_1^b , $\times 1$. Колекція зберігається в Палеонтологічному музеї геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка

Таким чином, комплексний аналіз коралів і літологічних особливостей вміщуючих порід сприяє виявленню синхронного стратиграфічного рівня та відслідковуванню його на численних територіях [3]. Іншими словами, зростає значення вказаної зміни коралових комплексів

для міжрегіональної кореляції, незважаючи на значні відмінності у їх таксономічному складі для конкретних регіонів. Однак при цьому ускладнюється виявлення філогенетичних зв'язків турнейських і візейських коралів. Зупинимось на цьому детальніше.

Як вже зазначалося вище, найважливішим для фіксації підшви візейського ярусу є поява *Siphonodendron*. І дійсно, цей рід колоніальних гіллястих ругоз типовий для візейського ярусу в цілому і часто домінує в його верхній частині та серпуховському ярусі. В Донбасі перші представники цього роду знайдені в низах глибокинського горизонту. Крім Донбасу, найдавніші види цього роду відомі з косьвинського горизонту Уралу, русаковського горизонту Казахстану та з верхів турне Австралії й Західної Канади. При цьому в деяких випадках вік стратиграфічних підрозділів, що вміщують вказані корали, чітко не визначений. Так, косьвинський горизонт східного схилу Південного Уралу, на думку М. Геккер [8], за своїм віком належить до візейського ярусу і зовсім не відповідає горизонту з тією ж назвою інших частин Уралу, тобто верхньому горизонту турнейського ярусу. Крім виявленого автором цієї статті із докучаєвського горизонту рудника Центральний *Siphonodendron* sp. (рис. 2, в, д), з одновікових відкладів у відслоненнях по р. Кальміус, Н. Василюк описала *Siphonodendron affine tanaicum* Vass. Перший вид майже ідентичний *Siphonodendron proliferum* (Thomson & Nicholson) описаному Т. Добролюбовою (1958) із низів візе Кузбасу (під'яківський горизонт) та Т. Добролюбовою і Н. Кабакович (1966) – з верхнього візе Східноєвропейської платформи (михайловський і веньовський горизонти). Проте більшість дослідників тепер вважає цей вид молодшим синонімом *Siphonodendron affine* (Fleming). При цьому, деякі з них [9] вказують на те, що види описані з візе Кузбасу та Східноєвропейської платформи суттєво відмінні від шотландських екземплярів, початково описаних як *Koninckophyllum proliferum*. Підвид, описаний Н. Василюк, очевидно являє собою самостійний вид, значно відрізняючись від знайдених нами. М. Геккер [8] вважає, що цей вид – *Siphonodendron tanaica* (Vass.) – належить до групи *Siphonodendron undulosum* Poty. Походження останнього поки що чітко не визначене [12]. До того ж його перша поява фіксується лише у верхній частині Moliniacian. У той же час всі ці ругози дуже схожі між собою за крупними діаметрами коралітів, широким дисципементаріумом та за кількістю септ. Указані ознаки зближують їх із представниками роду *Koninckophyllum* Thoms. & Nich. При цьому виникають сумніви щодо приналежності таких коралів до роду *Siphonodendron*. Адже, на нашу думку, до цього часу не визначені чіткі критерії, за якими можна було б відрізнити товстотрубчасті *Siphonodendron* від колоніальних *Koninckophyllum*, на що звертали увагу багато дослідників (А. Пэрна (1923), Н. Василюк (1960), Т. Козырева (1984) та ін.). Висловлювались також думки про те, що подібні ругози мають перехідний характер між *Koninckophyllum* і *Siphonodendron*.

Важливе значення для вирішення питання походження літостроціонід мають дослідження явища рекапітуляції в літостроціонід, виконані на матеріалі, що походить з Північної Англії [11]. Їх результати, на нашу думку, достатньо переконливо свідчать про походження *Siphonodendron* від *Dorlodotia* в результаті педоморфозу. І це відбулось у ранньому Arundian Англії і в середині Moliniacian (Cf4y) Франко-Бельгійського басейну, тобто набагато пізніше турнейсько-візейського рубежу. Є. Федоровські та Е. Бамбер [7] також вважають, що схожі з *Siphonodendron* (*Siphonodendron-like*) види з верхів турне Західної Канади і

типові *Siphonodendron* з візе Європи мають спільного предка – рід *Dorlodotia*. У зв'язку з цим доводиться визнати, що рід *Siphonodendron* може бути збірним, а ругози, що зустрічаються в нижній частині візе Донбасу, Кузбасу, Західної Канади можуть належати іншим родам.

Уперше в низах глибокинського горизонту Донбасу визначений вид *Dorlodotia pseudovermiculare* (M'Coy) (рис. 2, е), відомий із верхнього Chadian Англії та низів візе східного схилу Південного Уралу [8; 11]. Із близьких за віком відкладів походить вид М. Жижині *Dorlodotia fomitschevi* Zhizhina (1978). Проте він суттєво відрізняється від знайдених нами представників цього роду. Предки роду *Dorlodotia* в турне також не встановлені. Автор вважає, що ними могли бути китайські *Dematophyllum* Wu and Jiang [16]. Але цьому суперечать дослідження Є. Федоровські, який відніс вказаний рід до виділеного ним підкласу *Dividicorallia* Fedorowski, 1991 [6].

У низах глибокинського горизонту Донбасу автором виявлений вид одиночних бездисциментних ругоз *Sychnoelasma konincki calmisia* (Lissitzin) – рис. 2, а, описаний Н. Василюк приблизно з цього ж стратиграфічного рівня. Це один із таксонів, що відрізняється від *Sychnoelasma konincki* (Milne-Edwards & Haime) і *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuck.) меншою кількістю септ за однакових діаметрів коралітів і генетично пов'язаний з ними. При цьому поява в розрізах *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuck.) (поки що не виявленого в Донбасі, проте відомого з низів візе східного схилу Південного Уралу [8]) за висновками британських спеціалістів [10] близька до прийнятої на сьогодні границі турнейського й візейського ярусів. Отже філогенетична гілка видів роду *Sychnoelasma* може бути з успіхом використана для визначення та кореляції границі турнейського й візейського ярусів Європи.

Що ж стосується результатів вивчення численних сирингопорид, то за отриманими автором матеріалами в карпівському горизонті переважають представники *Syringopora* aff. *reticulata* Goldf. У докучаєвському горизонті з'являються *Syringopora conferta* (Keyserling), а вже починаючи з глибокинського різко переважають *Syringopora gracilis* (Keyserling), і з'являються *Syringopora geniculata* Phillips. Оскільки *Syringopora conferta* відома з турнейських відкладів [5], то її поява на цьому рівні в Донбасі ніяк не може бути пояснена еволюційними причинами. І лише *Syringopora geniculata* може відображати певний філогенетичний рівень і якоюсь мірою маркувати границю турне та візе, що підтверджується результатами вивчення сирингопорид як Донбасу, так і інших регіонів. Вкажемо при цьому на різне розуміння обсягів окремих видів сирингопор різними авторами, що завадить виявленню стратиграфічного поширення окремих видів і застосуванню їх для стратиграфії нижнього карбону.

Висновки. Таким чином, вивчення коралів з пограничних турнейсько-візейських відкладів Донбасу (рудник Центральний) і аналіз публікацій, що стосуються коралів близьких стратиграфічних рівнів інших регіонів світу, особливо Європи, дозволяє зробити такі висновки:

1. Докучаєвський горизонт, що належить (за прийнятим Міжнародною робочою групою положенням границі турнейського та візейського ярусів) до турнейського ярусу, складений чорними глинистими вапняками і сланцями та вміщує ендемічний комплекс ругоз, різко відмінний від комплексу глибокинського горизонту, складеного біокластичними вапняками.

2. Зміна умов осадконакопичення на вказаному рубежі була обумовлена важливими евстатичними подіями, які призводили до різних змін складу коралів, що фіксуються не тільки в Донбасі, а і в інших регіонах Євразії.

3. Оскільки на матеріалі з візе Англії показано, що рід *Siphonodendron* утворився від *Dorlodotia* в середині візе, то цілком можливо, що знайдені в більш давніх відкладах Євразії та Західної Канади види, які належали до *Siphonodendron*, належать до інших родів. Це може бути встановлено на підставі ревізії вже описаних видів і вивчення нового матеріалу.

4. Подійний характер рубежу між турнейським і візейським віками завадить визначенню філогенії більшості таксонів ругоз, що з'являються в розрізах вищеприйнятої границі турне-візе. Переважають криптогенні таксони або ж такі, філогенетичні зв'язки яких дискусійні. Винятком є видова послідовність роду *Sychnoelasma*, яка дозволяє виявляти границю турнейського та візейського ярусів у Європі. Така ж видова філогенетична послідовність, за даними автора, намічається і для сирингопорид. Її встановленню завадить перш за все різне розуміння об'ємів одних і тих самих видів різними авторами. Майже зовсім не досліджені дрібні одиночі ругози, що в Донбасі включались у групу "зафрентоїдні корали".

5. Подальші дослідження систематичного складу коралів пограничних відкладів Донбасу сприятимуть встановленню філогенії та уточненню міхрорегіональної кореляції турнейського й візейського ярусів.

1. Василюк Н.П. Нижнекаменноугольные кораллы Донецкого бассейна. – К., 1960.
2. Вдовенко М.В., Берченко О.И., Полетаев В.И. О положении нижней границы визейского яруса карбона в Донецком бассейне // Геол. журн. – 2005. – № 1. 3. Огар В.В. Комплексні коралові зони нижнього карбону та деякі питання міхрорегіональної кореляції (Донбас, Тянь-Шань) // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України: Зб. наук. пр. – К., 2005. – С. 37–43.
4. Литостратиграфическое расчленение известняковой толщи нижнего карбона Донецкого бассейна / Полетаев В.И. – К., 1981. – (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 81–34).
5. Чудинова И.И. Состав, система и филогения ископаемых кораллов. Отряд сирингопориды. – М., 1986.
6. Fedorowski J. *Dividicorallia*, a new subclass of the Palaeozoic Anthozoa // Bull. Inst. r. Sci. Nat. Belg. – 1991. – 61. – P. 21–105.
7. Fedorowski J., Bamber E.W. Remarks on lithostrotonid phylogeny in western North America and Western Europe // 9th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera: Abstracts. – Graz, Austria, 2003.
8. Hecker M. Lower Carboniferous (Dinantian and Serpukhovian) rugose coral zonation of the East European Platform and Urals, and correlation with Western Europe // Bull. Tohoku Univ. Museum. – 2001. – № 1. – P. 298–310.
9. Kato M.J. Fleming's species of British Lower Carboniferous corals // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S. – 1971. – No. 81. – P. 1–10.
10. Mitchell M., Somerville I.D. A new species of *Sychnoelasma* (Rugosa) from the Dinantian of the British Isles; its phylogeny and biostratigraphical significance // Proceedings of the Yorkshire Geological Society. – 1988. – Vol. 47. – Part 2. – P. 155–162.
11. Nudds J.R. *Siphonodendron* and *Dorlodotia*: paedomorphic evolution in Carboniferous rugose corals // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 164. – Frankfurt am Main, 1993. – P. 127–130.
12. Poty E. Heterochronic processes in some Lower Carboniferous rugose corals // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 164. – Frankfurt am Main, 1993. – P. 141–152.
13. Poty E. The "Avins event": a noteworthy worldwide spread of corals at the end of the Tournaisian (Lower Carboniferous) // 9th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera: Abstracts. – Graz, Austria, 2003. – P. 86.
14. Sevastopulo G.D., Hanse L., Devuyst F.X., Hou H., Wu X.H., Coen M.S. New GSSP for the base of the Viséan (Mississippian, Carboniferous): a candidate from southwest China // XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy: Abstracts. – Utrecht, The Netherlands, 2003. – P. 491–493.
15. Somerville I.D., Mitchell M. and Strank A.R.E. An Arundian fauna from the Dysarth area, North Wales and its correlation within the British Isles // Proceedings of the Yorkshire Geological Society. – 1986. – Vol. 46. – Part 1. – P. 57–75.
16. Wu W., Zhao J. and Jiang S. Corals from the Shaodong Formation (Etroungt) of South China // Acta Palaeontologica Sinica. – 1981. – Vol. 20. – No. 1 – P. 1–14.

Надійшла до редколегії 23.09.05

УДК 56.569 (119)

Л. Попова, канд. геол. наук

СТРАТИГРАФІЧНЕ ВИКОРИСТАННЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ *SPERMOPHILINI* У СВІТЛІ ОСОБЛИВОСТЕЙ ЇХ ЕВОЛЮЦІЇ

На основі просторово-каріотипової моделі реконструйовано основні етапи еволюції плейстоценових представників роду *Spermophilus*. Обґрунтовано можливість стратиграфічного використання їх викопних решток.

The main evolutionary steps of the Pleistocene *Spermophilus* have been reconstructed on the base of the spatial-karyotypic model. Potentialities of stratigraphical using of their fossil remains have been grounded.

Постановка проблеми. Ховрахи (*Spermophilini*), подібно до полівок, складали основу угруповань дрібних ссавців плейстоцену, але виявились у край невдячним об'єктом щодо біостратиграфічного використання внаслідок збереження ряду неспеціалізованих рис. Їх зубна система буно-лофодонтна (горбо-ребенебезуба), і хоча І. Громов [1] стверджував, що магістральна лінія розвитку в ховрахів – від бунодонтних зубів до лофодонтних і гіпсодонтних (висококоронкових), вони, очевидно, недостатньо твердо її дотримувались – справжня гіпсодонтія в них ніколи не формувалася.

При цьому *Spermophilini* бурхливо еволюціонують, про що свідчить наявність "хромосомних" видів, випадки міжвидової гібридизації та висока видова різноманітність ховрахів протягом плейстоцену. Незвичайне для гризунів поєднання архаїчної зубної системи та біологічної прогресивності пов'язано у *Spermophilini* з їх особливостями як життєвої форми, у першу чергу, із у край низькою кормовою спеціалізацією. Вони здатні вживати тваринну їжу (із сучасних видів особливо – арктичний ховрах). Гіпсодонтія, пристосування до жорстких злакових кормів, виключила б це факультативне хижацтво, яке було важливою підставою існування представників триби в умовах плейстоценових гляціалів.

Оскільки збереження неспеціалізованих рис було життєвою необхідністю, то показники еволюційного рівня з надтаксонною біостратиграфічною значущістю (подібні до тих, що характеризують еволюційний шлях полівок) у ховрахів навряд чи будуть виявлені. Якщо вже слід якось визначити магістральний шлях їх еволюції, то це буде не що інше, як крок вперед – два назад. Однак, природно, це зовсім не виключає видоутворення.

І. Загороднюк [2] запропонував модель видоутворення на основі просторово-каріотипової диференціації (інтеграція каріотипу є прогресивною еволюційною тенденцією, видоутворення відбувається у процесі розселення філуму із центру його походження). Ця модель описує еволюцію як *Microtini*, так і *Spermophilini* [2; 3], однак для ховрахів, крім того, виявилось можливим перевірити, чи відповідає отримана реконструкція даним про морфологічну диференціацію зубної системи. Справа в тому, що зубна система полівок – результат спрямованої еволюції, і в той же час механізм наскільки ефективний, настільки і простий. Як наслідок він може бути зміненим певною обмеженою кількістю способів, тому результатом мікроеволюції у *Microtini* є морфологічно дуже подібні види. У ховрахів же складна будова оклюзивної поверхні робить результати видоутворення наочнішими. Інша відміна ховрахів від полівок – для сучасних *Spermophilini* характерні алопатричні ареали, внаслідок чого кроки на еволюційному шляху триби нині закарбовано в географії її розповсюдження. На перерахованих особливостях ховрахів як життєвої форми ґрунтується реконструкція основних етапів їх еволюційного розвитку, що і є метою даної роботи.

Скорочення, прийняті в роботі: n – обсяг вибірки, P^4 – четвертий верхній передкорінний (премоляр), M^1 , M^2 , M^3 –

перший, другий, третій верхні корінні (моляри), min, max – мінімальне й максимальне значення кількісної ознаки.

Зауваження щодо номенклатури. У роботі приймається поділ *S. suslicus* s.l. (крапчастий ховрах) на *S. suslicus* s.str. і *S. odessanus*, як пропонує І. Загороднюк [3].

Методи. У проведеній роботі можна виділити дві частини: дослідження ознак з дискретною мінливістю типу "є – немає" і дослідження неперервно варіюючих ознак. Останні, крім розмірних показників, включають структури, що розвинені у досліджених видів завжди, але в різному ступені.

Морфологічні відміни між рецентними представниками роду *Spermophilus*, поширеними на території України, вивчалися в основному шляхом підрахунку частот трапляння дискретних ознак – основних і додаткових горбків оклюзивної поверхні передкорінних і корінних. Використана нами номенклатура цих структур наведена на рис. 1, а.

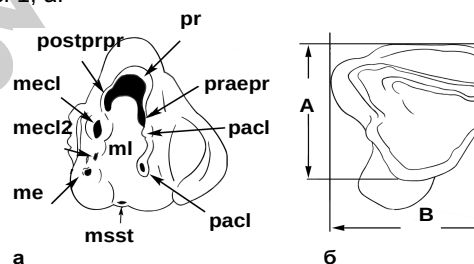


Рис. 1. Ознаки з дискретним (а) і неперервним (б) характером мінливості, що вивчалися:
а – структури оклюзивної поверхні P^4 - M^{1-2} у ховрахів, на основі роботи Дж. Гукера [5], зі змінами, pr – протокон, pa – паракон, me – метакон, ml – металоф, praep – препротокон, postpr – постпротокон, mecl – метаконкуль, mecl 2 – метаконкуль 2, pacl – параконкуль, msstl – мезостиль, А – довжина зуба, В – ширина б – оригінальна схема вимірів M^3

Морфометричні дослідження виявились відносно малоінформативними внаслідок дуже складної, тривимірної будови оклюзивної поверхні зубів *Spermophilini* (див. рис. 1, а), яка до того ж підпадає значно більшій, порівняно з полівками, мінливості, залежно від індивідуального віку тварин. Єдиним винятком є розміри та пропорції M^3 . Вимірювання M^3 виконано нами за схемою, наведеною на рис. 1, б.

Матеріали: черепа рецентних представників видів європейського (*S. citellus*), крапчастого (*S. suslicus*), подільського (*S. odessanus*) і малого (*S. pygmaeus*) ховрахів із колекцій зоологічного музею Київського національного університету імені Тараса Шевченка та Національного науково-природничого музею (ННПМ) НАН України, із фондів відділу палеозоології ННПМ НАН України. Рештки плейстоценових крапчастих ховрахів (збори автора) зберігаються на кафедрі загальної та історичної геології геологічного факультету Київського національного університету. Кількість дослідженого матеріалу наведено в табл. 1, 2.

Результати дослідження дискретних ознак (табл. 1). *S. citellus* за частотою прояву досліджених ознак виглядає найбільш відособленим (табл. 1), що обумовлено архаїчними особливостями його зубної системи. Він характеризується високою частотою трапляння мезостилію на всіх верхніх зубах. У *S. pygmaeus*, *S. suslicus* і *S. odessanus* ця ознака спостерігається набагато рідше. У *S. suslicus* і *S. odessanus* відсутність мезостилію пояс-

нюється зменшенням довжини молярів за рахунок проміжку між основними гребенями, у якому і міститься мезостиль (це один із проявів тенденції до набуття лоподонтої будови зубів). Складніше пояснити низьку частоту мезостилію в малого ховраха, у якого моляри не вкорочені. Однак, без сумніву, низька частота мезостилію – прогресивна ознака, отже вказує на спорідненість між "крапчастими" ховрахами й *S. pygmaeus*.

Таблиця 1. Частота трапляння досліджених дискретних ознак на P^4 - M^{1-2} у рецентних видів

зуб вид	P^4								M^1								M^2							
	<i>S. citellus</i>		<i>S. odessanus</i>		<i>S. suslicus</i>		<i>S. pygmaeus</i>		<i>S. citellus</i>		<i>S. odessanus</i>		<i>S. suslicus</i>		<i>S. pygmaeus</i>		<i>S. citellus</i>		<i>S. odessanus</i>		<i>S. suslicus</i>		<i>S. pygmaeus</i>	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
препротокон	54	22	101	17	43	16	59	42	59	56	99	31	44	19	68	34	57	54	93	14	44	16	68	26
постпротокон	53	10	97	10	43	13	59	36	56	19	97	10	44	7	67	23	59	20	92	11	43	7	66	20
мезостиль	50	39	140	3	43	0	59	3	55	74	143	4	43	5	66	4	57	80	137	7	43	8	66	13
параконуль	55	0	106	21	45	27	54	15	55	0	107	12	43	8	55	10	55	0	102	17	43	13	60	12
параконуль 2	55	0	109	0	44	9	53	4	55	0	109	1	44	0	53	0	55	0	109	1	44	0	53	0
метаконуль 2	55	0	97	19	42	5	60	5	55	0	100	7	44	1	62	2	55	2	95	8	43	3	62	15

Далі, у *S. citellus* відсутність додаткових горбків параконуля й метаконуля 2, як не парадоксально, також наслідок горбкуватої будови зубів, яка для гризунів є ознакою незначного еволюційного поступу розвинення (унаслідок відсутності додаткових горбків на гребенях, параконі метакон у *S. citellus* відносно відособлені). А підвищену частоту трапляння параконуля й подвійного метаконуля на основних гребенях у *S. suslicus* і *S. odessanus* віднести до архаїчних ознак неможливо. Параконуль і метаконуль 2 у цих видів є не стільки горбками, скільки похиленими вперед або назад площинками на відповідних гребенях. Їх піднесений край являє собою різке лезо. Тобто, у даному випадку розвиток додаткових горбків є ознакою лоподонтизації. Малий ховрах у цьому відношенні відрізняється і від європейського і від крапчастих. У цілому на P^4 - M^{1-2} додаткові горбки розвинені у нього з тією ж частотою, що у *S. suslicus* і *S. odessanus*, але це не площинки, а справжні горбки. Наявність таких горбків є умовою для посилення основних гребенів – паралофу та металофу, яке і відбувається у крапчастого й подільського ховрахів.

Відносно висока частота препротокону та постпротокону поєднує *S. citellus* із *S. pygmaeus*, але *S. pygmaeus* відрізняється відносно вищою частотою трапляння згаданих ознак саме на премоларі, що для інших досліджених видів не характерно.

Таким чином, дослідження ознак, що варіюють дискретно, показує відокремлене положення *S. citellus*, причому він ближче до географічно максимально віддаленого малого ховраха ніж, наприклад, до подільського ховраха, з яким утворює зону парapatрії. Між *S. suslicus* і *S. odessanus* спостерігається найбільша подібність, що не є несподіваним, враховуючи, що до недавня їх включали в єдиний вид.

Дослідження ознак з континуальним характером мінливості. Зовсім інша картина виявляється при дослідженні континуально варіюючих ознак P^4 - M^3 – *S.*

odessanus, *S. suslicus* і *S. citellus* виявляють значну схожість, а *S. pygmaeus* діагностується з легкістю, причому найбільш чітко відрізняються від *S. citellus*.

Ознака, що забезпечує таке групування за P^4 - M^2 , – положення метаконуля відносно протокону. У малого ховраха метаконуль великий, заокруглений, добре відокремлений, тісніше пов'язаний з метаконом, ніж з параконном. У інших видів метаконуль лінзоподібний, у ході стирання зливається спочатку з протоконом, потім з метаконном. Це один із найнадійніших критеріїв видової діагностики ховрахів, його відмічав І. Громов [1].

Той же результат маємо і при дослідженні розмірів і пропорцій M^3 (табл. 2). Наявне перекривання видових меж мінливості може вважатися незначним, і за репрезентативності вибірки не перешкоджає видовій діагностиці. Малий ховрах має абсолютно й відносно найбільш видовжений M^3 ; найбільш укорочений моляр у європейського ховраха. Крапчастий і подільський ховрахів займають проміжне положення, причому особливо важливими в таксономічному плані є два факти.

1. *S. pygmaeus* і *S. odessanus*, чий ареали розділяє Дніпро, більше схожі між собою, ніж *S. pygmaeus* і *S. suslicus*, ареали яких контактують. Те ж саме спостерігається при порівнянні *S. citellus* з обома видами "крапчастих" ховрахів – ареали *S. citellus* і *S. suslicus* відособлені, однак схожість між ними більша, ніж між *S. citellus* і *S. odessanus*, ареали яких контактують.

2. Морфологічна відстань між *S. suslicus* і *S. odessanus* не менша, ніж між кожним із цих видів та *S. citellus*.

На нашу думку, перший факт не узгоджується з уявленнями про творчу роль міжвидової гібридизації в еволюції ховрахів, яку припускає І. Загороднюк [3], а другий – підтверджує самотійний видовий статус *S. odessanus*, а також спрощує діагностику викопних решток, оскільки ареали *S. pygmaeus* і *S. odessanus* було розділено і протягом плейстоцену.

Таблиця 2. Розміри та пропорції M^3 у сучасних представників роду *Spermophilus* з території України, мм

	<i>S. citellus</i>		<i>S. suslicus</i>		<i>S. odessanus</i>		<i>S. pygmaeus</i>	
	n	Min – середнє – max	n	Min – середнє – max	n	Min – середнє – max	n	Min – середнє – max
A	22	2,25–2,46–2,65	51	2,28–2,48–2,73	98	2,3–2,6–2,95	44	2,5–2,81–3,1
B	22	2,3–2,78–3	51	2,48–2,76–3,13	96	2,5–2,8–3,05	46	2,6–2,81–3,15
A/B	19	84,2–88,8–100	51	80,7–89,7–102,9	96	83,1–93,6–103,6	44	84,7–100,2–111,5

Висновки. Із чотирьох сучасних українських видів ховрахів два – *S. citellus* і *S. pygmaeus* – найбільш західний і найбільш східний – "примітивні", але не споріднені, і ще два – *S. odessanus* і *S. suslicus* – "прогресивні" та споріднені між собою. Але горбкувато-зубого *S. pygmaeus* неможливо вивести від *S. citellus*, також горбкувато-зубого, але з переважним розвитком інших додаткових структур. За тих самих причин неможливий і зворотний шлях, від *S. pygmaeus* до *S. citellus*. Походження *S. odessanus* і *S. suslicus* від *S. pygmaeus*, виходячи з особливостей будови P^4-M^{1-2} , уявляється більш реальним, ніж походження цих самих видів від *S. citellus*. Цілком неможливо вивести від *S. citellus* будь-який зі згаданих видів також і на основі будови M^3 . У європейського ховраха цей моляр укорочений з редукованим металофом, у інших досліджених видів – довгий і завжди (*S. pygmaeus*), або як правило (*S. odessanus* і *S. suslicus*) із розвиненим металофом, що ближче до вихідної будови.

Отже можна запропонувати для ховрахів України такий еволюційний сценарій. На Правобережжі вже в ранньому неоплейстоцені поширюється *S. pygmaeus*. Наприкінці середнього неоплейстоцену на Лівобережжі фіксується *S. Odessanus* – дериват *S. pygmaeus* (місцезнаходження Халеп'я, неопубліковані матеріали автора). У пізньому неоплейстоцені на півночі Правобережжя розвиток перигляціальних умов приводить до походження від *S. pygmaeus* спеціалізованого крупного виду *S. severkensis*. Останній являє собою той самий напрямок розвитку, що і крапчасті ховрахи. Надмірна харчова спеціалізація цього виду можливо і призвела його до вимирання. На зміну йому приходить *S. suslicus* (за І. Загороднюком [3], найбільш низько хромосомний і відповідно прогресивний).

Усе це стосувалося лінії, що поширювалась з південного Причорномор'я через Кавказ. Родоначальником виду для всієї лінії вважається *S. xanthoprymnus*

[3]. Інший нащадок того ж *S. xanthoprymnus*, *S. citellus* не має ні рослиноїдних адаптацій крапчастих ховрахів, ні всеїдних рис малого ховраха. Із ховрахів України *S. citellus* є найбільш високохромосомним, що і дало підстави І. Загороднюку розглядати цей вид як вихідний для всіх інших. Однак аналіз морфології зубної системи *S. citellus*, хоча і підтверджує його примітивність, водночас виявляє морфологічні заборони, що роблять неможливим його предковий статус. Палеонтологічні дані також цього не підтверджують [1; 4]. Цілком непристосований до суворих кліматичних умов тундро-степу, *S. citellus* дістається з Південного Причорномор'я в Північне дуже пізно (за І. Громовим [1], уже в голоцені) і незалежно від інших видів ховрахів, західним шляхом.

Розроблена нами методика діагностики викопних решток *Spermophilini* робить можливим їх біостратиграфічне використання за класичною моделлю (поява – зникнення таксонів), а алопатричність їх ареалів – використання їх як показника тафономічної змішаності фаун.

Можливість проведення цієї роботи автор отримав за підтримки співробітників Київського національного університету та ННПМ НАН України Ж. Розори, Л. Шевченко та Л. Рековця, співробітників відділу палеозоології ННПМ В. Несина та Ю. Семенова.

1. Громов И.М., Бибииков Д.И., Калабухов Н.И., Мейер М.Н. Наземные беличьи (Marmotinae): Фауна СССР. – Т. 3: Млекопитающие. – М.; Л., 1965.
2. Загороднюк И.В. Пространственно-каротипическая дифференциация серых полевок (Arvicolini, Rodentia) // Зоол. журн. – 1991. – Т. 70, Вып. 1.
3. Загороднюк И.В. Транзитивные таксономические системы и их структура у сусликов (*Spermophilus*) // Доп. НАН України. – 2002. – № 9. – С. 185–191.
4. Рековец Л.И. К систематическому положению сусликов из верхнеплейстоценовых отложений Украины // Вестн. зоологии. – 1979. – № 1. – С. 35–41.
5. Hooker J.J. Mammals from the Bartonian (middle/late Eocene) of the Hampshire Basin, southern England // Bulletin of the British Museum (Natural History). Geology series. – 1986. – Vol. 39. – № 4. – P. 191–478.

Надійшла до редколегії 26.09.05

УДК 549(477)

О. Зінченко, канд. геол.-мінералог. наук,
О. Митрохин, канд. геол. наук,
С. Савенок, асист.,
А. Пічугін, асп.

ПРОЦЕСИ ПРЕНІТИЗАЦІЇ В БАЗИТАХ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

Охарактеризовано мінеральний склад продуктів зміни плагіоклазів у базитах Коростенського плутону за даними їхнього рентгенометричного та рентген-флуоресцентного дослідження.

The mineral composition of plagioclase alteration products in Korosten Pluton basic rocks have been characterized on the base of X-ray diffraction and X-ray fluorescence analyses.

Постановка проблеми. Серед основних порід Коростенського плутону (КП) здавна відомі [1] світлі (білі, ясно-сірі, ясно-зеленувато-сірі, салатіві, бузкуваті і т. д.) відміни, які утворюють різні за розміром тіла (від перших кілометрів у поперечнику до фрагментів кристалічних зерен у п мм), рідше навролоотріщинні та приконтактні ореоли, які чітко виділяються на тлі звичайно темнозабарвлених базитів за умови їх сумісного знаходження у природних і штучних відслоненнях. Кольорова палітра гірських порід у останньому випадку залежить від структурно-текстурних особливостей темної матриці

та величини, форми й характеру розподілу в ній яснозабарвлених включень. Останні представлені, головним чином, плагіоклазами – окремими ідіоморфними кристалами, їх зростками чи фрагментами, або ж дрібними ксенолітами анортозитів різної зернистості. Деякі різновиди таких плямистозабарвлених порід дуже ефектно виглядають у приполюрованому вигляді і ще в глибокому середньовіччі використовувались як сировина (наприклад, діабазові порфіри – "волинити") для виготовлення різноманітних кам'яних виробів.

Аналіз останніх досліджень. Спеціальних досліджень польових шпатів зі світло забарвлених різновидів основних порід сучасними методами раніше не проводилося.

Виділення не вирішених раніше частин загальної проблеми. При петрографічних описах звичайно фіксувалися явища помутніння (сосюритизації) освітлених плагіоклазів внаслідок розвитку по них вторинних дисперсних продуктів, проте точний мінеральний склад останніх залишався у більшості випадків невідомим, тим більше не було з'ясовано, який склад вони набувають у різновікових анортозитах і у різних геологічних ситуаціях.

Формулювання цілей статті. Основними завданнями проведених досліджень було визначення фазового (мінерального) складу плагіоклазів і вторинних продуктів, що по ним розвиваються, і, де це можливо, визначення їх хімічного складу.

Виклад основного матеріалу. Авторами проведено систематичне дифрактометричне дослідження плагіоклазів і продуктів їх змінення, яке супроводжувалося в необхідних випадках вивченням хімізму мінералів із ясно забарвлених ділянок основних порід КП в усіх відомих на сьогодні геологічних ситуаціях, починаючи від найбільш древніх анортозитів [3] і закінчуючи наймолодшими породами постгранітної дайкової серії – волинитами [2].

Загалом було здійснено розшифровку близько 30-ти дифрактограм мінеральних сумішей і окремих мінералів, розраховано параметри елементарних ґраток, уперше виявлених у породах КП мінеральних видів і різновидів, вивчено хімічний склад мономінеральних виділень двох різновидів преніту та інших мінералів, що асоціюють з ним.

Основні результати комплексних досліджень зводяться до наступного:

Серед древніх анортозитів, що характеризуються, як правило, ясним забарвленням, існують різновиди як з незмінним (скляним, водяно-прозорим) плагіоклазом, так і змінним (порцеляноподібним, мутним). У молодих переважно темнозабарвлених анортозитах, габроїдах, рудних габро, габро-пегматитах і діабазових порфіритах яснозабарвлені плагіоклази завжди тою чи іншою мірою змінені і співіснують із незмінними польовими шпатами матриці.

У різновікових породах зміна плагіоклазів відбувається однотипно і стосується їх структури, фазового (мінерального) та хімічного складу.

Зміна структури плагіоклазів (лабрадорів) відбувається завжди у бік їх розупорядкування, яке фіксується по зменшенню ступеня роздільності (майже до повного злиття в один рефлекс) триплету –204; 004; 220; дублету 112; –130 тощо, а також гомогенізації складу польового шпату в тих випадках, коли вихідний плагіоклаз являв собою двокомпонентну систему (злиття в один двох рефлексів –110 від ламелей різної основності).

У всіх проаналізованих зразках змінених плагіоклазів встановлена одна й та сама мінеральна асоціація вторинних продуктів: преніт + серицит + хлорит + кліноцоїзит. Перші два мінерали у продуктах зміни суттєво переважають над двома останніми. Кліноцоїзит у слабо змінених плагіоклазах рентгенометрично може іноді не фіксуватися.

У загальному випадку якісний і кількісний склади продуктів зміни плагіоклазу, а також хімізм окремих із них залежать від вихідного складу базитів, які зазнали епігенетичних змін. Так, наприклад, плагіоклази зі змінених молодих анортозитів, вихідне темне забарвлення яких обумовлене здебільшого насиченістю польових шпатів мікрровключеннями рудних і мафічних мінералів, містять відносно більше хлориту та кліноцоїзиту, ніж подібні до них плагіоклази з древніх анортозитів. Проте преніт є

постійним і основним компонентом вторинних продуктів зміни плагіоклазів усіх типів змінених базитів КП.

Склад блакитно-зеленого залізного преніту зі змінених рудних габроїдів (с. Гранітне) описується (за даними флуоресцентного аналізу, аналітик В. Загородній) ідеалізованою формулою $\text{Ca}_2(\text{Al}_{0.6}\text{Fe}_{0.4})_{1.0}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Мінерал має підвищені параметри елементарної комірки ($a^0 = 4.627$; $b^0 = 5.487$; $c^0 = 18.537 \text{ \AA}$), а на його дифрактограмі присутні слабкі, але чіткі, рефлекси 001 та 003, які не спостерігаються в інших зразках, у тому числі еталонних із близьким хімічним складом [4].

Білий преніт із малозалістих анортозитів р-ну с. Красноселка має близький до теоретичного склад з незначним вмістом Fe_2O_3 (0.87 %, або 0.04 ат. кільк.) і практично стандартними параметрами елементарної комірки: $a^0 = 4.620$; $b^0 = 5.489$ та $c^0 = 18.483 \text{ \AA}$. В унікальній рукавоподібній порожнині у цих анортозитах звичайний чотирьохкомпонентний склад продуктів зміни плагіоклазів доповнюється новими мінералами, причому всі вони достатньо добре візуалізовані, а розміри окремих індивідів сягають п мм. Як додаткові фази тут з'являються водянопрозорі кубоподібні кристали гідроксиапофіліту ($a^0 = b^0 = 8.994$ та $c^0 = 15.893 \text{ \AA}$), які нарастають на суцільні маси білого преніту з плагіоклазовою основою, снопоподібні агрегати ледь зеленкуватого ломонтиту, інколи помітно монтморилонізованого, у порожнинах преніту та корки скаленоедрів кальциту на поверхні жеод вилуговування в окремих місцях порожнин. У дрібних кавернах у масі преніту в асоціації з пілеподібним кварцом знайдені призмочки біло-рожевого кліноцоїзиту з відносно підвищеним вмістом MnO (0.39 %) та мінімальною кількістю FeO (2.30 – 2.44 %) проти 0.06 % і 5.10 – 7.84 %, відповідно, у зеленкувато-сірому кліноцоїзиті з тих самих каверн (дані мікрозонду). Таким чином, у описаній асоціації мінералів зафіксований кінцевий, напевно, найповніший результат реакції розкладання алюмосилікатного каркасу плагіоклазів водними, мабуть, вулгексисими розчинами на вторинні алюмосилікати (преніт, серицит, хлорит, ломонтит, смектит), силікати (кліноцоїзит, гідроксиапофіліт), прості окисолі (кальцит) і вільні оксиди (кварц та ін.).

Існують два принципово різні випадки у співвідношеннях змінених плагіоклазів і матриці, в яку вони включені: перший (найбільш характерний) – плагіоклаз і парагенні темно-кольорові складові (олівін, орто- та клінопіроксени) одночасно змінені в усьому об'ємі породи; другий – світлі включення (плагіоклаз і супутні мінерали) змінені, проте поміщені в незмінену матрицю, що є свідомством їх ксеногенного характеру.

Висновки. Виходячи з аналізу всіх досліджених геологічних ситуацій, у яких сумісно знаходилися ясно- і темнозабарвлені базити, можна стверджувати, що впродовж становлення КП існували принаймні три етапи пренітизації різновікових основних порід. Найбільш ранній мав місце в древніх анортозитах, змінені ксеноліти яких зустрінено в незмінній матриці порід усіх наступних інтрузивних фаз як основного, так і кислого складу. Із періодом становлення інтрузій гранітів рапаківі пов'язаний другий етап пренітизації основних порід як древніх, так і молодих. Нарешті, третій етап пов'язаний із постгранітними гідротермально-метасоматичними процесами, які впливають на найбільш молоді основні породи (наприклад, рудне габро з Гранітного), з одного боку, і граніти рапаківі, що їх проривають, – з іншого. Окремо – явища пренітизації плагіоклазу на контакті із кварц-польовошпатовою графікою у центральних частинах габро-пегматитів, які мають, вірогідно, автометасоматичний характер.

Подальше вивчення процесів пренітизації, їх кількості, оцінка допоможуть отримати додаткові незалежні дані про роль води в процесі становлення основних і кислих порід плутону, джерело водних розчинів та їх вплив на формування певних типів ільменіт-апатитових руд у базитах і гідротермально-метасоматичних рідкіснometальних проявів у гранітах. Питання, що розглядаються у статті, ймовірно, можуть відіграти важливу роль при інтерпретації геофізичних полів над КП, якщо

припустити наявність пластин древніх анортозитів, зазвичай змінених, на великих глибинах у тілі плутону.

1. Зінченко О.В., Гринченко В.Ф., Павлов Г.Г., Табачний Л.Я. Бор как возможный индикатор становления габбро-лабрадоритовых массивов Коростенского плутона // Вестн. Киев. ун-та. Геология. – 1984. – Вып. 3. – С. 19–26.
2. Зінченко О.В., Митрохин О.В. Посттранзитна дайкова серія основних порід Коростенського плутону // Актуальні проблеми геології України: Матер. наук. конф. – К., 2000.
3. Митрохин О.В. До питання про склад та вікові співвідношення відмін анортозитових порід Волині // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 1998. – Вип. 15. – С. 39–41.
4. Chichagov A.V. et al. Information Calculation System on Crystal Structure Data of Minerals. – MINCRYST, 1990.

Надійшла до редколегії 20.09.05

УДК 552.321.5.(477)

О. Митрохин, канд. геол. наук,
А. Омельченко, студ.

ПЕТРОГРАФІЯ ГАБРО-ДОЛЕРИТІВ ЗВІЗДАЛЬ-ЗАЛІСЬКОЇ ДАЙКИ

Новітні дані про речовинний склад і мікроструктурні особливості гіпабісальних порід Звіздаль-Заліської дайки отримано на підставі ревізійного вивчення кернового матеріалу. Зроблено висновки про внутрішню будову, умови формування та формаційну належність Звіздаль-Заліської дайки. Припущено, що сублужні олівінові лейкогабро-долерити Звіздаль-Заліської дайки являють заключну фазу становлення глибинного осередку сублужної високо-глиноземистої базальтової мами Коростенського плутону.

New data about the composition and texture features of Zvizdal-Zalesye dyke rocks have been received on the base of revision studies of drill-core samples. Conclusions about the inner structure, the genesis and the belonging to some magmatic formation of region have been done. It is supposed that subalkaline olivine leucodolerites of Zvizdal-Zalesye dyke were the final episode of subalkaline high-aluminous basalts intruded from Korosten Pluton deep magma chamber.

Постановка проблеми. Звіздаль-Заліська дайка (ЗЗД) розташована в північно-західній частині Українського щита (УЩ), де просторово асоціює зі складним Коростенським плутоном. Серед гіпабісальних утворень УЩ – це найбільша за розмірами дайка габро-долеритів, яка, згідно з чинною кореляційною схемою докембрійських утворень, належить до середньо-протерозойського дайкового комплексу (PR₂). На денну поверхню породи ЗЗД не виходять і скрізь перекриті пухкими мезокайнозойськими відкладами потужністю 60–90 м. Незважаючи на чисельні дослідження, що проводилися в різний час на площі Коростенського плутону, геологічна будова, петрографія та геохімія ЗЗД недостатньо висвітлені в геологічній літературі. Як результат, існує ряд суперечностей у визначенні геологічних співвідношень ЗЗД з докембрійськими кристалічними утвореннями регіону та віднесенні її до певних магматичних комплексів.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Вперше габро-долерити Звіздаль-Заліської дайки були виявлені у 1958 р. свердловиною № 10 Овруцької пошукової партії Житомирської ГРЕ, що була пробурена в районі с. Залісся [8]. Під осадовою товщею на глибині 72,5 м свердловина розкрила зеленувато-темно-сірі середньозернисті тріщинуваті габро-долерити, які пройдені до глибини 73,8 м, де буріння було припинено. Згодом, у 1961 р., подібні габро-долерити були виявлені двома свердловинами: у 3 км на північ від с. Залісся, а також у 6 км південніше – в районі с. Звіздаль. У той же час геофізиками було зафіксовано інтенсивну магнітну аномалію, яку назвали Звіздаль-Заліською. Аномалія була розбурена ще трьома свердловинами, на підставі чого було закартовано одну велику дайку габро-долеритів, яка залягає серед рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу та простежується в меридіональному напрямі на відстані 36 км за потужності 0,5–3 км. Петрографічну характеристику розбурених габро-долеритів наведено у відомій монографії [8].

У 1966 р. на південь від ЗЗД було виявлено ще одну дайку габро-долеритів, яка пізніше була простежена свердловинами на відстані 9 км між сс. Репище та Ску-

рати. Нова дайка, що отримала назву Скурятинської, розсікає габро-анортозити Чоповицького масиву в субмеридіональному напрямі, залягаючи в одній тектонічній зоні із ЗЗД [4].

Під час проведення геологічної зйомки 1:50000 Звіздаль-Заліська дайка була детально розбурена по простяганням на ділянці між сс. Малінка та Христинівка [3]. При цьому було доведено її суцільне простягання на відстані не менш ніж 20 км. Східний і західний контакти Звіздаль-Заліської дайки з гранітами коростенського комплексу досліджені свердловинами в районі с. Шишелівка. При бурінні встановлена симетрична зональність дайки з вузькими ендоконтактовими зонами діабазових порфіритів. Біля західного контакту у вміщуючих гранітах виявлено ще одне зональне тіло, складене діабазовими порфіритами та граніт-порфірами, яке отримало назву Шишелівська дайка. Результати петрографічного дослідження керну ЗЗД увійшли до виробничого звіту, але не було опубліковано.

Подальші дослідження ЗЗД мали, переважно, петрохімічний і геохімічний характер і були спрямовані на визначення її формаційної належності. При цьому одні дослідники відстоювали думку про належність ЗЗД до анортозит-рапаківігранітної формації Коростенського плутону [7], інші – відносили її до самостійного дайкового комплексу сублужної олівін-базальтової формації [1; 2]. Недоскопальність ЗЗД для безпосередніх геологічних спостережень через потужний шар пухких відкладів, що перекривають її вздовж всього простягання, обумовлює першочергову важливість детального петрографічного вивчення керну свердловин, пробурених у різний час. Слід зазначити, що попередню петрографічну характеристику габро-долеритів ЗЗД, що наведено в роботі [8], базується виключно на керновому матеріалі, отриманому у 1950–1960 рр. і не враховує матеріалів більш пізніх регіональних і пошукових робіт.

Постановка завдання. Метою проведеного петрографічного дослідження було отримання нових даних про речовинний склад і мікроструктурні особливості гіпабісальних порід ЗЗД, які б дозволили зробити висновки про внутрішню будову, умови формування та формаційну належність Звіздаль-Заліської дайки.

Петрографічна характеристика порід. Для петрографічної характеристики гіпабісальних порід ЗЗД був використаний керновий матеріал, відібраний під час картувального буріння в північній частині Коростенського плутону [3]. Вивчення петрографічних шліфів підтвердило припущення про зональність Звіздаль-Заліської дайки, при цьому чітко виокремлюється центральна та ендоконтактова зони.

Центральна зона займає основний об'єм дайки і складається олівіновими габро-долеритами. За кольоровим індексом М, серед габро-долеритів розрізняються переважаючі лейкократові відміни ($M < 35\%$) і менш поширені – мезократові ($M > 35\%$). Габро-долерити ЗЗД звичайно підлягають постмагматичним змінам, що дає підстави для використання назви "габро-діабаз" для найбільш змінених відмін. Макроскопічно габро-долерити являють темно-зелені чи зеленувато-сірі масивні середньо-крупнозернисті породи, що складаються безладно-орієнтованими подовжено-призматичними кристалами плагіоклазу в офітовому зростанні з піроксенном. У окремих свердловинах зустрінуті відміни з лінійно-паралельною орієнтацією плагіоклазу. Наявність поодиноких дрібних, 8–15 мм, фенокристів плагіоклазу, подекуди обумовлює нечітку олігофірову структуру. Мікроструктура габро-долеритів є офітовою з ділянками субофітової та пойкилофітової. Головні породоутворювальні мінерали – плагіоклаз і авгіт; другорядні – олівін, ільменіт, лужний польовий шпат, біотит, кварц; акцесорні – апатит, сульфіді; вторинні – глинисті мінерали, серицит, клінозоїзит, преніт, хлорит, хлорофеїт, стильпомелан, актиноліт, магнетит, карбонат.

Плагіоклаз переважає над іншими мінералами та становить 59–74 % від загального об'єму породи. Утворює довгопризматичні зерна розміром 0,7–6 мм, що видовжені по осі [001] та полісинтетично здвійниковані у площині (010). Звичайно плагіоклази тією чи іншою мірою пелітизовані та сосоритизовані. Розрізняються дві генерації плагіоклазу. Вибірка з 29-ти вимірів на Федорівському столику у 4-х шліфах має бімодальний розподіл: приблизно однаково поширені лабрадори An_{53-62} та андезини An_{37-47} . Наявність генерацій плагіоклазу підтверджується хімічним аналізом. Так, склад нормативного плагіоклазу, отриманий при перерахунках 10-ти силікатних аналізів габро-долеритів, представлений лабрадором An_{58-62} та андезином An_{43-50} . Крім того, в окремих зернах мікрозондовим аналізом і кристалооптичними методами встановлюється правильна пряма зональність з ідіоморфним основним ядром ($Or_{4-5}An_{51-57}$) та тонкою зовнішньою оболонкою ($Or_{7-19}An_{37-47}$).

Авгіт поширений значно менше плагіоклазу і становить 2–17 %. Утворює ксеноморфні зерна, розміром 0,3–2,5 мм, у інтерстиціях плагіоклазу, що заміщуються хлоритом, актинолітом і карбонатом. Під мікроскопом авгіт забарвлений у ледь помітний буруватий колір і характеризується оптичними константами: $cNg = + (41 - 41^\circ)$ та $2V = + (48 - 50^\circ)$. На відміну від піроксенів, з основних порід коростенського комплексу в авгітах із габро-долеритах ЗЗД відсутні тонкі пластинчасті структури розпаду та інверсії. Хімічний склад авгітів відповідає $Wo_{41-42}En_{32-35}Fs_{24-26}$ і характеризується підвищенням вмістом TiO_2 (1,11–1,17 %) та Al_2O_3 (1,48–1,69 %).

Олівін присутній у другорядних і акцесорних кількостях. За вмістом олівіну, серед габро-долеритів ЗЗД виділяються власне олівінові відміни із вмістом олівіну 5–8 %, а також олівінвміщуючі – із вмістом олівіну 1–5 %. Слід відмітити, що первинний вміст олівіну в габро-долеритах олівінвміщуючих у багатьох випадках, напевно, перевищував 5 %, але на сьогодні значна частина

олівіну повністю заміщена постмагматичними мінералами: хлоритом, хлорофеїтом, стильпомеланом, магнетитом. Олівін утворює дрібні, 0,5–3 мм, зерна правильної полігональної форми із заокругленими ребрами та тріщинами, що виповнюються магнетитом. За ступенем ідіоморфізму олівін близький до плагіоклазу. Лише місцями помітно, що плагіоклаз вдається в зовнішню частину зерен олівіну, але і в таких випадках останній зберігає правильну форму з характерним шестигнутим перерізом. За кутом оптичних осей, $2V = -(81 - 82^\circ)$, склад олівіну відповідає гіалосидериту Fe_{33-34} .

Рудні мінерали представлено ільменітом і вторинним магнетитом. Ільменіт становить 1–6 % і характеризується дрібними ідіоморфними та гіпідіоморфними кристалами пластинчастого габітусу, розміром 0,5–1,5 мм. Магнетит формує землісті скупчення по олівіну. Апатит зустрічається у вигляді короткостовбчастих і тонкошестуватих кристалів, розміром до 2–2,5 мм. Лужний польовий шпат присутній у другорядних кількостях і не в усіх шліфах. Звичайно він утворює мікрографічні зростки із кварцом або переривчасті реакційні оболонки навколо плагіоклазу.

У межах Звіздаль-Заліської дайки, з наближенням до контакту із вміщуючими рапаківіподібними гранітами, з'являються відміни габро-долеритів, які за мікроструктурними особливостями дещо відрізняються від описаних. У цілому структура порід стає більш дрібнозернистою, більш чітко проявляється ідіоморфізм плагіоклазу відносно олівіну. Внаслідок появи крупних, 6–10 мм, ойокристів авгіту більш характерною стає пойкилофітова структура. Замість пластинчастих кристалів ільменіту з'являються неправильні зерна, які, однак, зберігають ідіоморфізм щодо авгіту. Місцями з'являються відміни габро-долеритів, у яких офітова структура комбінується з толеїтовою – в інтерстиціях плагіоклазів спостерігаються кутасті ділянки частково девітрифікованого скла із розсіяними мікролітами рудного мінералу та клінопіроксену.

Діабазові порфірити, які розбурені в ендоконтактовій зоні Звіздаль-Заліської дайки, характеризуються порфіровою структурою із дрібнозернистою загальною масою. Окрім порфірових вкраплеників сосоритизованого плагіоклазу, вони містять мікрровключення олівінових габро-долеритів і мікроксенолітів гранітів. Загальна маса діабазових порфіритів характеризується габро-офітовою структурою. Плагіоклази, підкислені до олігоклаз-альбіту, заміщуються мусковітом, епідотом, тонкозернистим кварцом і карбонатом. Кольорові мінерали представлено карбонатизованим і лейкоксенізованим авгітом і амфіболом. Олівін у загальній масі відсутній. Часто діабазові порфірити насичені гранофіровим матеріалом, в якому присутні прожилки та шліроподібні скупчення карбонату, а також дрібні вклучення голчастого ільменіту й апатиту. Гранофіровий матеріал явно тяжіє до мікроксенолітів гранітного складу.

Геохімія габро-долеритів ЗЗД. Для геохімічної характеристики габро-долеритів використана вибірка з 10-ти силікатних аналізів на головні компоненти та 35-ти спектральних аналізів на рідкісні й розсіяні елементи. Відповідно до існуючої класифікації [6; 10], габро-долерити ЗЗД за вмістом SiO_2 (44–51 %) та $Na_2O + K_2O$ (4,1–5,8 %) належать до групи високо-глиноземистих основних порід підвищеної лужності. Особливості хімізму: сублужний високо-глиноземистий склад, підвищений вміст Ti , Fe , K , P , Ba , Sr , Rb , La , Ce , за високих значень коефіцієнтів залізистості ($FeO/Fe_2O_3 + FeO$) та титанистості ($TiO_2/Fe_2O_3 + FeO$) і, натомість, малий вміст Ca , Mg , Ni , Cr , V , Co , Cu , за низьких значень ступеня окисненості (Fe_2O_3/FeO), споріднює габро-долерити ЗЗД із лейкократовими габроїдами головної

анортзитової серії Коростенського плутону. Подібно до останніх, у ряду габро-долеритів ЗЗД, зменшення вмісту SiO_2 супроводжується зростанням TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , K_2O , P_2O_5 , та падінням Al_2O_3 , CaO , Na_2O при майже сталій залізистості та титанистості. Але, на відміну від типових габро-анортзитів Коростенського плутону, габро-долерити ЗЗД більш залізисті, титанисті та калієві, і характеризуються більшим середнім вмістом Ti , P , Mn , V , Co , Sc , Ba , Rb , La , Ce , Y , Zr , Pb , Ga , Cu , Mo , Zn , Ge , Be , Nb , Sn , але меншим вмістом Cr , Sr .

Висновки. Проведені петрографічні дослідження підтверджують дані про зональність Звездаль-Заліської дайки, при цьому виокремлюється ендоконтактова та центральна зони. Основний об'єм дайки складається середньокрупнозернистими олівіновими габро-долеритами та їх палеотипними аналогами – габро-діабазами. Ендоконтактова зона складена діабазовими порфіритами. Геолого-петрографічні дані про зональність Звездаль-Заліської дайки та структурно-текстурні особливості порід дозволяють зробити висновок про формування їх у гіпібасальних умовах, на незначних глибинах та із суттєвим градієнтом температур. При цьому, в результаті швидкого охолодження, утворилися ендоконтактові діабазові порфірити. Основний об'єм дайки складають габро-долерити, які кристалізувалися при більш повільному охолодженні, чому сприяли значні розміри Звездаль-Заліської дайки. Наявність порфірової структури в ендоконтактах і структур течії в окремих відмінах габро-долеритів дозволяє припустити, що вихідний розплав вкоріювався у магматичну камеру в частково закристалізованому вигляді (зі зваженими кристалами плагіоклазу). Стосовно первинних розплавів Звездаль-Заліської дайки, можна зробити висновок про неможливість використання ендоконтактових фацій Звездаль-Заліської дайки для визначення хімічного складу "вихідної магми". Петрографіч-

ні дослідження вказують на значну контамінацію ендоконтактових діабазових порфіритів матеріалом вміщувачих гранітів коростенського комплексу. Середній хімічний склад габро-долеритів відповідає високо-глиноземистим основним породам підвищеної лужності. Сублужні олівінові лейкогабро-долерити Звездаль-Заліської дайки, за деякими геохімічними ознаками, подібні до габро-анортзитів і лейкогабро-гольовної анортзитової серії коростенського комплексу і, напевно, являють заключну фазу становлення глибинного осередку сублужної високо-глиноземистої базальтової (андези-базальтової) магми Коростенського плутону. Подальші дослідження гіпібасальних порід Звездаль-Заліської дайки потрібно зосередити на порівнянні з іншими магматичними утвореннями регіону.

1. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Классификация и формационная принадлежность габбро-долеритов Вольнского блока Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – Т. 43, № 1. 2. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – К., 1992. 3. Геологическая карта северной части Коростенского плутона 1:50000. Планшеты М-35-34-Б (ю.п.); Г(в.п.); М-35-35-А(ю.п.); В: Отчет ГСП Житомирской ГРЭС / Л.Ф. Котвицкий, Н.П. Дицун, А.П. Глухов и др. – К., 1977. 4. Геологическая карта Чеповичского массива основных пород 1:50000. Планшеты М-35-46-Б, М-35-47-А: Отчет ГСП-35 ЖГРЭС / А.С. Дранник, С.П. Ипатенко и др. – К., 1972. 5. Зейгельман М.С. К интерпретации гравитационных и магнитных аномалий Звездаль-Залеской зоны // Теория и практика методики интерпретации гравимагнитных полей. – К., 1981. – С. 295–302. 6. Классификация и номенклатура магматических горных пород / О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремова и др. – М., 1981. 7. Котвицкий Л.Ф., Павлов Г.Г. О соотношении дайкового и габбро-анортзитового комплексов Коростенского плутона // Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. – К., 1978. – С. 75–83. 8. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – К., 1983. 9. Оганесян М.Г., Егорова Т.П. Комплексная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий Звездаль-Залеской дайки // Геотектон. журн. – 1990. – 12, № 1. 10. Петрографічний кодекс України / Р.Я. Белєвцев, В.А. Великанов, Ю.Л. Гасанов та ін.; відп. ред. І.Б. Щербак. – К., 1999. 11. Старостенко В.И., Оганесян С.М., Оганесян М.Г. Решение обратных задач гравиметрии на примере изучения Звездаль-Залеской дайки // Докл. АН УССР. – 1987. – № 11. – С. 20–23.

Надійшла до редколегії 20.09.05

УДК 548.549. 281 (477)

І. Квасниця, асп.,
Я. Косовський, пров. геолог,
В. Шунько, канд. геол.-мінералог. наук

ВНУТРІШНЯ БУДОВА САМОРОДНОЇ МІДІ ІЗ ВЕНДСЬКИХ ВУЛКАНІТІВ ВОЛИНИ

Вперше вивчено внутрішню будову виділень самородної міді Волині – із вулканітів ратнівської, бабинської та заболоттівської світ волинської серії венду. Встановлено прості та полісинтетичні двійники по (111) для різних морфологічних виділень, а також секторіальну будову складних двійників кристалів самородної міді. Рідко проявляється однорідна будова виділень самородної міді.

The data of inner structure of native copper from occurrences of Volyn' (the vendian volcanosedimentary rocks) are studied. The simple and polysynthetic twins under spinel law for different morphological types of native copper, sectors of complex twins of crystals of native copper have been determined.

Постановка проблеми, аналіз досліджень і мета роботи. Значна частина генетичної інформації про ріст кристалу чітко відображається у внутрішній будові мінерального індивіду. Детальне вивчення цієї будови (анатомії кристалів та зерен) дозволяє не тільки констатувати основні параметри формування мінералу: зародження, механізм і швидкість росту, зміну фізико-хімічних умов, подальші зміни, зокрема різні деформації у процесі росту та у післяростовий період, а й відтворити еволюцію кристаломорфології та анатомії мінералу в часі та просторі. Всі ці дані дають змогу точніше встановити кристалогенезис мінералу.

Якщо для багатьох мінералів України анатомія є досить добре вивченою, то такі дані щодо самородної міді до сьогодні були відсутніми. Тому для отримання важливих ознак про походження самородної міді, ми провели вивчення внутрішньої будови її виділень з рудопроявів України, а саме з волинських вендських вулканітів ділянок Рафалівка та Жиричі.

Самородна мідь, за даними [4], після структурного травлення майже завжди виявляє пластинчасте двійниковання у товстих чи тонких пластинах по (111). Частина таких пластин виникає внаслідок росту, а головна маса – в результаті тиску, частіше після утворення кристалу. Поширену зональну будову зерен самородної міді вказує Ван дер Веен [4]. Явища розпаду є загалом не характерними для самородної міді, і зустрічаються досить рідко, оскільки температури утворення її дуже низькі. Досить часто є прояви заміщення самородної міді іншими мінералами, зокрема купритом.

Зразки та методи дослідження. Вивчалася внутрішня будова зразків міді з порід вендських волинських рудопроявів самородної міді, а саме з ратнівської світи ділянки Рафалівка (кар'єр поблизу с. Іванчі) та ратнівської, бабинської й заболоттівської світ волинської серії ділянки Жиричі. Всі зразки було поділено на дві групи: мікроразки (з ділянок Жиричі та Рафалівка) та макроразки (з ділянки Рафалівка) розміром відповідно мен-

ше 1 мм і в межах 5–35 мм. Для всіх мікророзрізів раніше було встановлено їх хімічний склад [3]. Вивчалася внутрішня будова всіх основних морфологічних типів самородної міді: ідіо-, геміідіо- та ксеноморфні виділення. Особливу увагу було звернено на анатомію багатогранників – перехідних форм $\{110\}+\{hk0\}$, які є домінуючими у волинських рудопроявах. Для них було виготовлено орієнтовані зрізи.

Дослідження анатомії міді проводилося методом структурного травлення аншлифів мідьвміщуючих порід і окремих виділень самородної міді. Травлення проводилося концентрованими кислотами – азотною та соляною протягом 30–45 с, а також сумішшю у співвідношенні 1 : 2 30 % перекису водню та нашатирного спирту протягом 60 с. Травлення кислотами проводилося як у парах, так і безпосереднім нанесенням кислоти на зразок. Найкращі результати було виявлено при травленні концентрованою азотною кислотою протягом 45 с, хоча на деяких зразках внутрішня структура починає проявлятися вже після 30 с.

Результати досліджень. Мікророзрізи. Після травлення концентрованою азотною кислотою протягом 30 с, або сумішшю перекису водню та нашатирного спирту протягом 60 с на зразках проявлялися такі елементи внутрішньої будови: просте та полісинтетичне двійникування по (111) (рис. 1, а), системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45° (рис. 1, б), рідше будова лишалася однорідною без ознак двійникування (табл. 1). Всі ці елементи анатомії властиві представникам різних морфологічних типів самородної міді, проте багатогранники частіше мають однорідну будову.

Макророзрізи. Після травлення аншлифів самородної міді спостерігаються два типи виділень: 1) агрегат зерен міді з алотріаморфнозернистою структурою; 2) одне на аншлиф зерно міді ксеноморфної форми.

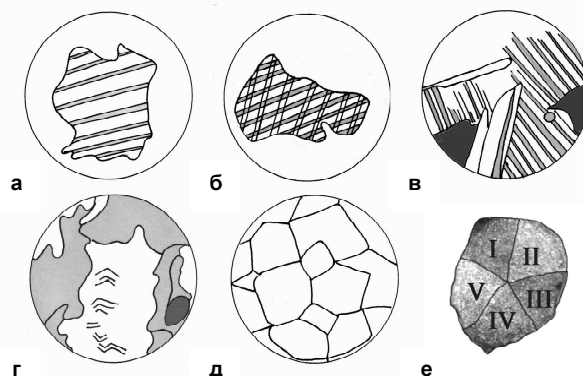


Рис. 1. Внутрішня будова мікро- та макровиділень самородної міді із вендських вулканітів Волині (ділянки Жиричі та Рафалівка):

а – полісинтетичні двійники по (111) мікророзрізка; б – дві системи полісинтетичних двійників по (111), що перетинаються під кутом 45° на мікророзрізку; в – дві системи полісинтетичних двійників по (111), що перетинаються під кутом 45° на макророзрізку, біле та світло-сіре – самородна мідь, темно-сіре – нерудний мінерал; г – фрагментарне двійникування на макророзрізку, біле та світло-сіре – самородна мідь, сіре – куприт; д – "сотова" структура макророзрізка; е – протравлений зріз п'ятірника тетрагексаєдрів у площині перпендикулярній до псевдоосі п'ятого порядку мікророзрізку

Таблиця 1. Зразки самородної міді Волині (ділянки Жиричі й Рафалівка) та результати дослідження їх анатомії методом структурного травлення

Ділянка	Світа	Горизонт	Порода, проба	Морфологія виділень самородної міді	Кількість вивчених зразків	Особливості внутрішньої будови виділень самородної міді
Жиричі	Ратнівська	3Б ₁	Базальт, 5816/5, 5816/6, 5822/4, 5822/8, 5822/19к	Ідіо-, геміідіо- та ксеноморфні утворення	14	Системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45°, рідше прості двійники по (111) та однорідна будова
		3А ₂	Базальт, 5818/5, 5818/10	–"	6	Прості двійники по (111)
		3А ₁	Базальт, 5810/19, 5810/21	Геміідіоморфні утворення	2	–"
Рафалівка	Ратнівська	3А ₁	Базальт, 8/1, 11/1	Геміідіо- та ксеноморфні утворення	3	–"
			Лавобрекція, 5/1, 9/1, П-7	Ідіо-, геміідіо- та ксеноморфні утворення	3	Прості двійники по (111)
			Кварцовий прожилок, П-1001	Ксеноморфне утворення	1	Системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45°
Жиричі	Бабинська	2Б	Базальт, 5649/6, 5650/22, 5815/30, 5822/31	Ідіо-, геміідіо- та ксеноморфні утворення	4	Прості двійники по (111), рідше системи полісинтетичних двійників під кутом 45° та однорідна будова
		2А	Туф, 5813/32, 5816/19, 5817/34, 5817/36	–"	4	Прості двійники по (111)
	Заболотівська	1А	Базальт, 5815/7	Геміідіо- та ксеноморфні утворення	3	Системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45°, рідше однорідна будова

Після 45-секундного травлення концентрованою HNO_3 у ксеноморфних крупних зернах самородної міді та у крупних геміідіоморфних виділеннях також проявляються дві системи полісинтетичних двійників по (111), що перетинаються під кутом 45° (рис. 1, в). Перша система являє собою чергування смуг різної ширини та відтінків забарвлення, друга, розміще-

на під кутом 45° до першої, представлена паралельно розташованими дуже тонкими смужками. Іноді спостерігається фрагментарне просте двійникування (рис. 1, г) та "сотова" структура (рис. 1, д). Аналогічна структура проявляється і при травленні сумішшю 30 % перекису водню та нашатирного спирту, а також у парах нашатирного спирту (табл. 2).

Таблиця 2. Результати вивчення анатомії макрозразків самородної міді з ділянки Рафалівка (кар'єр поблизу с. Іванчі), ратнівська світа, горизонт 3A₁

Порода	Морфологія виділень самородної міді	Кількість вивчених зразків	Особливості внутрішньої будови виділень самородної міді
Туфобрекчія	Ксеноморфні виділення	5	Двійники по (111) полісинтетичні та прості. Системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45°
	Гемідіоморфні виділення	5	Системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45°. Двійники по (111) полісинтетичні та прості. Рідко "сотова" структура (рис. 1, д)

За даними рентгеноспектрального аналізу [3] майже вся вивчена самородна мідь містить домішки заліза та срібла, проте при вивченні анатомії цих виділень міді мікрровключень заліза та срібла в них не зафіксовано. Раніше ми вже відзначали гібридні зростки міді та срібла [2], які можна трактувати і як продукти заміщення.

У деяких макрозразках із туфобрекчії ділянки Рафалівка самородна мідь тісно асоціює з купритом, що утворює облямовки та окремі вклучення неправильної форми. Іноді виділення куприту містять дрібні вклучення самородної міді, що, мабуть, є реліктами (рис. 2, а). Для макрозразків спостерігається також тісне зростання прозорого мінералу (анальциму?) та самородної міді. Часто округлі дрібні зерна самородної міді містять округлі зерна анальциму, або самородна мідь облямовує в перетині квадратні кристали анальциму (рис. 2, б). Таке зростання може свідчити про сингенетичність утворення обох мінералів.

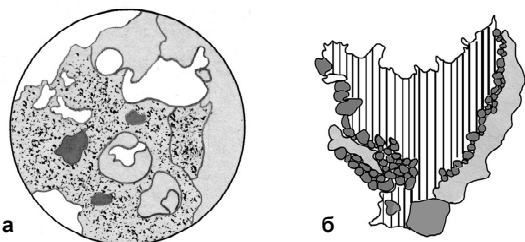


Рис. 2. Внутрішня будова та асоціації макровиділень самородної міді із туфобрекчії базальтів ділянки Рафалівки, ратнівська світа, горизонт 3A₁:

а – асоціація самородної міді (біле) – куприт (світло-сіре) – анальцим (темно-сіре); б – полісинтетичні двійники самородної міді (біле) та зростання міді з анальцимом (темно-сіре) та купритом (світло-сіре)

УДК 552.321+552.164

Окремо слід зазначити про результати структурного травлення складних двійників тетрагекедрів (п'ятірників) самородної міді за шпінелевим законом. При травленні пришліфованих зрізів (перпендикулярно до псевдоосі п'ятого порядку) п'ятірників тетрагекедрів слабким розчином азотної кислоти добре проявляються окремі індивіди у вигляді п'яти секторів (рис. 1, е) [1].

Висновки. Таким чином, для самородної міді із волинських рудопоявів встановлено типові елементи анатомії цього мінералу. Вивчення внутрішньої будови самородної міді з рудопоявів Рафалівка та Жиричі показало наявність таких особливостей її анатомії – прості двійники по (111), полісинтетичні двійники по (111) та їх системи по (111). Зональна будова не зафіксована в жодному зі зразків. Відсутність зональності характерна також і для самородної міді із родовищ Верхнього озера, шт. Мічиган, США, що пояснюється перекристалізацією у твердому стані. За даними Карпентера та Фішера [4] перекристалізація може відбуватися за температур не вищих 400°С. Найвірогідніше, що системи полісинтетичних двійників по (111) під кутом 45° належать до ростових утворень, тоді як прості й полісинтетичні двійники волинської самородної міді можуть мати подвійну природу (ростову та післяростову). Часті знахідки простих і складних двійників багатогранників самородної міді серед її мікрровиділень може свідчити про ростове походження двійникування в різних морфологічних типах міді, вказуючи на пересичення міддю мінералоутворюючого середовища.

1. Квасниця І. Двійникові зростки кристалів самородної міді з рудопоявів України // Мінералог. зб. Львів. ун-ту. – 2004. – Вип. 2, № 54. – С. 143–149.
2. Квасниця В.М., Квасниця І.В., Косовський Я.О., Бондаренко І.М. Самородне срібло з вендських вулканітів Волині // Мінералог. журн. – 2004. – Вип. 26, № 4. – С. 10–18.
3. Квасниця І.В., Косовський Я.О. Про хімічний склад самородної міді Волині // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 28. – С. 15–18.
4. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М., 1962.

Надійшла до редколегії 14.09.05

О. Павлова, асист.,
О. Бубнова, асп.,
С. Філіпов, студ.

СТРУКТУРОГЕНЕЗ У ПОРФІРОБЛАСТИЧНИХ ГРАНІТАХ КОРОСТИШІВСЬКОГО ТИПУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

В результаті структурно-речовинного та мікротектонічного аналізу було встановлено етапи структурного перетворення (структурної еволюції) коростишівських гранітів Північно-Західного району Українського щита. Виділено генетичні групи структурних елементів (магматичні, метасоматичні, деформаційні (тектонічні)). Розглянуто будову окремих мінералів та визначено їх місце в історії становлення породи.

Stages of structural transformation (structural evolution) of Korostishiv granites the Northwest part of the Ukrainian Shield have been established as a result of structural and microtectonic analysis. Genetic groups of structural elements (magmatic, metasomatic, deformative (tectonic)) have been allocated. The microstructure of some minerals is considered and their place in the rock formation history is determined.

Постановка проблеми та її зв'язок із важливими науковими та практичними завданнями. Питання утворення докембрійських гранітів вже давно стоїть перед геологами всього наукового світу, залишаючись у багатьох аспектах не вирішеним. Однаковий уніфікований підхід до вивчення всіх типів гранітів щодо їх кристалізації з магматичного розплаву або за рахунок анатексису та палінгене-

зу без кропіткого дослідження взаємовідношень між мінералами та мікротектонічним аналізом призводить до втрачати унікальної інформації як власне про генезис самих гранітів, так і про процеси перетворення та існування їх за весь період нахождення в земній корі. Власне ця інформація дає можливість поетапно реставрувати інтенсивність, режим і послідовність тектонічних процесів району

© О. Павлова, О. Бубнова, С. Філіпов, 2006

розповсюдження порід та їх обрамлення, починаючи від моменту становлення масиву до сьогодення, та виявити процеси, що супроводжують їх. Ключовим моментом у вирішенні означених питань є проведення структурогенетичного аналізу гранітів.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Розв'язанню проблеми інтерпретації структурних елементів гірських порід з метою визначення їх генезису на сучасний момент приділяється значна увага. Це роботи R. Vernon (1980), Р. Бродської (1990), Є. Трейвуса (1998), Ю. Гульбіна (2004) та багатьох інших сучасних петрографів. Особлива роль при цьому приділяється вивченню механізму не тільки утворення первісних структур, але й перетворення мінеральних агрегатів за різних умов тектонічних порушень: H. Green і D. Grigg (1970), C. Passchier і R. Trouw (1998), О. Лукієнко (2002), Ю. Морозов (2002), В. Шевчук та Г. Павлов (2003, 2004). Аналіз цих досліджень показав, що сама проблема структурогенезу гірських порід настільки багатогранна, що не може бути вирішена окремими дослідженнями. Але завдяки вже виявленим, описаним та науково обґрунтованим петрографічним і тектонофізичним закономірностям та методикам можна проводити інтерпретацію й моделювання історії розвитку конкретних геологічних об'єктів.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання. Однією з невирішених проблем у структурогенезі гранітів взагалі та докембрійських гранітів Українського щита зокрема є проблема походження структур гранітів з великими вкрапленнями табличчастих або бруксатих кристалів калієвого польового шпату, які різними геологами залежно від їх поглядів на утворення гранітів визначаються порфіроподібними або порфіробластовими.

Мета даної роботи – означити етапи утворення протерозойських порфіроподібних (порфіробластових) гранітів Українського щита на прикладі коростишівських гранітів (північно-західний регіон), простежити вплив тектонічних факторів на формування їх структур і визначити вплив інфільтраційних метасоматизуючих розчинів на процес структуро- та мінералоутворення.

Результати дослідження. Об'єктом структурогенетичного та мікротектонічного дослідження став Коростишівський масив порфіроподібних гранітів, які за загальними уявленнями належать до гранітів житомирського комплексу [7]. Він знаходиться у Північно-Західній частині Українського щита в басейні р. Тетерів, витягнутий у північно-західному напрямі конкордантно (рідко дискондантно) по відношенню до вміщуючих порід, і має площу в 50 км². Будова його неоднорідна. В зонах ендоконтакту із вміщуючими породами та всередині масиву виявляються лінійно-паралельні та план-паралельні орієнтовані текстури, обумовлені закономірним розміщенням фенокристів польових шпатів, зерен темноколірних мінералів і кварцу, біотитових просічок, шлірів та ксенолітів гнейсів. Але ці текстури не утворюють єдиної системи для всього масиву. Серед гранітів виділяються мелано-, мезо- та лейкократові різновиди, які чергуються між собою у вигляді смуг субмеридіонального простягання. Вік коростишівських гранітів (за даними ізохронного уран-свинцевого методу по циркону) 2041 ± 41 млн років [4].

Уперше ці граніти виділив та описав В. Лучицький у 1910 р. Він і застосував термін "коростишівський граніт" для означення порфіроподібних гранітів із околів м. Коростишів. Вони також досліджувались і багатьма іншими вченими (М. Безбородьком, Л. Ткачуком, І. Усенком, Ю. Половинкиною, Ю. Юрком, Е. Логвиним та іншими) [3].

За зовнішнім виглядом ці граніти являють собою сіру порфіроподібну породу, в якій мегакристали мікрокліну, а іноді й плагіоклазу становлять від 20 до 60 % об'єму породи. Середній мінеральний склад породи з урахуванням мегакристалів: мікроклін – 40 %, плагіоклаз – 24 %, кварц – 24 %, біотит – 10 %, мусковіт – 2 %, апатит, рудний та інші акцесорні – < 1 %. Основна маса породи (без урахування мегакристалів), вміст якої коливається в межах від 40 до 80 % об'єму, має такий мінеральний склад: плагіоклаз – 36 %, мікроклін – 24 %, кварц – 22 %, біотит – 12 %, мусковіт – 5 %, апатит, рудний мінерал, сфен, циркон, монацит, турмалін, епідот, кліноцоїзит, хлорит та деякі інші вторинні та акцесорні мінерали – до 1 %. Таким чином, у породі в цілому спостерігається переважання мікрокліну над плагіоклазом, у той час як в основній масі відмічається зворотна тенденція, яка реалізується в коливанні складу від граніту до гранодіориту й тоналіту.

Мікроструктура граніту багатогранна як за означенням, так і за походженням. Для її характеристики найчастіше вживають визначення: порфіроподібна, для основної маси – гіпідіоморфнозерниста. При цьому навіть наводяться схеми ідіоморфізму, які за своєю суттю відображають не порядок кристалізації мінералів з розплаву, а ступінь "кристалоспроможності" породоутворювальних мінералів, які виникли в результаті різноманітних геологічних процесів, що накладаються один на один. Аналіз послідовності та взаємовідношень мінералів у породі вказує, що мікроклін основної маси породи є накладеним метасоматичним мінералом, який знаходиться у різкореакційних взаємовідношеннях з плагіоклазом гранітів. Звідси впливає висновок, що мегакристали калієвого польового шпату також не можуть бути продуктом надетектоїдної кристалізації розплаву і швидше за все утворюються при першому високотемпературному метасоматичному заміщенні або порфіроподібних вкрапленнях плагіоклазу, або розвиваються за механізмом інфільтраційного росту в умовах транстенції [1; 6].

Мікроструктурний та мікротектонічний аналіз коростишівських гранітів виявив у них декілька генетичних груп структурних елементів: магматичні, метасоматичні, деформаційні (тектонічні). До перших можна віднести гіпідіоморфнозернисті структури співвідношення плагіоклазу із кварцом, які спостерігаються у фрагментах не порушеної первинної плагіогранітної матриці. До метасоматичних структур належать структури раннього калішпатового порфіробластезу, які утворюються або при високотемпературному вибіркового заміщенні вже існуючих у плагіогранітах порфіроподібних вкрапленнях більш основного плагіоклазу, або при імпрегнаційному рості порфіробластів у ділянках дилатації за рахунок транстенції. До елементів метасоматичних структур можна також віднести імпрегнаційно-фестончасті скупчення та площинні кліважні просічки, що виповнені біотитом, які утворені інфільтраційними метасоматизуючими розчинами в ділянках дилатації. До більш пізніх і менших за температурою імпрегнаційно-метасоматичних структур належать структури заміщення та антипертитизації решітчастим мікрокліном плагіоклазу основної матриці гранітів і кристалізації дилатаційних міжзернових ксеноморфних зерен цього ж мікрокліну. Трохи пізніше на ділянках дилатації проявляється натрій-кальцієвий метасоматоз з утворенням мірмекітів, альбітизацією плагіоклазів, а на кінцевому етапі за кислотного вилуговування – з мусковітизацією біотитів та плагіоклазів, фіксуючи початок грейзенового процесу. Кожний із означених процесів супроводжується утворенням відповідних елементів деформаційних структур крихкої та крихко-пластичної деформації – тріщин кліважу, між-

зернових і внутрішньозернових тріщин, фестонів розтягування, пластичного згинання та блокування зерен плагіоклазу та кварцу, рекристалізації породоутворювальних мінералів з формуванням гранулобластичних і крипторекристалізованих агрегатів.

Головними елементами порфіробластової структури коростишівських гранітів є крупні, до 2-3 см по довгій осі, таблиці та бруски калієвого польового шпату. Вони характеризуються нечітко вираженою зональною будовою. Зони одна від одної відрізняються за складом, що виражається у різному ступені насиченості їх веретеноподібними пертитами двох- або трьохфазної будови. Крім цього, по площинах розділу зон спостерігаються включення таблиць плагіоклазу, зерен кварцу та біотиту, що орієнтуються сплосченими поверхнями паралельно граням калієвого польового шпату. Мікроклінова решітка в порфіробластах розвинена плямисто, облямовує ділянки з невпорядкованою структурою, вказуючи на їх блокову будову, що виникла перед другим етапом мікроклінізації породи.

За польовими спостереженнями в кар'єрі м. Коростишів мегакристали калієвих польових шпатів загалом не мають певного орієнтування, вони розташовані хаотично, утворюючи ділянки з різним ступенем насиченості у гранітах. Однак, у зонах із гнейсоватою текстурою, яка визначається великою кількістю дрібних зближених субпаралельних кліважних просічок мінералізованих біотитом, спостерігається переорієнтування порфіробластів відповідно до напрямку гнейсоватості, субпаралельно один до одного. Механізмом цього процесу могло бути як механічне розвертання кристалів калішпату, іноді з дробленням, так і процес розчинення – перенесення з регенерацією порфіробластів у тінях тиску більш упорядкованим мікрокліном [2], що повсюдно спостерігається у шліфах. Характерною особливістю таких мегакристалів є облямовуюча слюдиста кайма по площинах стиснення та гранулобластез контактуючих з порфіробластами мінералів.

Калієвий польовий шпат в основній масі гранітів характеризується наявністю чіткої мікроклінової решітки. Він виповнює інтерстиційний міжзерновий простір, має різко ксеноморфну форму, а також заміщує плагіоклаз основної маси (16–22 % An), формуючи в ньому антипертити заміщення та кородуючи зерна ззовні. Все це вказує на більш пізню інфільтраційно-метасоматичне походження мікрокліну основної маси.

Біотит у породі є важливим свідком та індикатором динамічних перетворень. Він представлений переважно дрібнокристалічними лусками, які приурочені до кліважних просічок, міжзернових дилатаційних фестонів, до регенованих зон дислокаційних порушень у кварці та плагіоклазі, а також як сингенетичні включення по зонах росту порфіробластів мікрокліну. Його розташування та орієнтування здебільшого визначається тектонічними факторами [2; 5]. Найпізнішим і низькотемпературним мінералом є мусковіт, який розвивається по площинах рекристалізації, які місцями поновлюють кліважні сколи у породі, заміщуючи біотит і плагіоклаз.

Таким чином, аналізуючи сучасний структурно-речовинний і мікротектонічний стан коростишівських гранітів, можна припустити таку версію утворення порфіробластичних гранітів коростишівського типу та послідовності мінерального та структурного перетворення породи:

- Первісною породою, що підлягала процесу калішпатового порфіробластезу, можливо був граніт плагіогранітового складу, який знаходять у полях розвитку житомирського граніту [7], особливо той, що характеризується порфіроподібною будовою.

- На першому етапі тектонічної активізації первісні граніти підлягали високотемпературному калієвому метасоматозу, що призвело до заміщення порфіроподібних зерен плагіоклазу калієвим польовим шпатом. Цей процес мав пульсаційний характер, на що вказує поява зон росту зі зміною балансу калію, натрію та кальцію. Результатом метасоматозу стала зміна порфіроподібної структури на порфіробластову.

- При появі у гранітах значних напружень, смугами та окремими зонами реалізується кліваж у вигляді переривчастої сланцюватості, яка приводить до часткової або повної переорієнтації біотиту, порфіробластів мікрокліну та кристалоластів гранітів відповідно до напрямів напружень, а також із перекристалізацією за механізмом розчинення – перенесення. На цьому етапі у гранітах утворювались сланцюваті та смугасті текстури, структури біотитових просічок і фестонів, гнейсові та гранулобластові структури.

- Другій хвилі калієвого метасоматозу притаманна поява структур метасоматичного заміщення плагіоклазу основної маси й регенерації та дорощування в тінях тиску порфіробластів мікрокліну, а натрій-кальцієвому – утворення мірмекітів заміщення.

- При зменшенні температури в умовах підвищених тектонічних навантажень відбувались явища рекристалізації на границях і всередині зерен з утворенням гранулобластових за будовою та лінозподібних або смугастих за формою відосблень кварц-польовошпатового складу, що формують тектономатрикс. Ці явища відбувались, можливо, в умовах, що відповідають епідот-амфіболітовій фації метаморфізму.

- Найбільш низькотемпературний етап (нижче 550 °C) знаменувався явищами крипторекристалізації, розвитком дрібнолускатого (в зонах стиснення) та крупнолускатого (в зонах розтягнення) мусковіту, із заміщенням або доростанням розщеплених зерен біотиту та плагіоклазу.

Висновки. Формування сучасних структурно-текстурних характеристик коростишівських гранітів відбувалось багатостадійно. На процеси, що призвели до перетворення будови та речовинного складу порід, суттєво впливали тектонічні та метасоматичні процеси, що їх супроводжували. Режим перетворення гранітів мав пульсаційний характер на фоні загального пониження температури з утворенням на кожному етапі тектонічної активізації мінерального парагенезису, що відповідав амфіболітовій, епідот-амфіболітовій та зеленосланцюватій фаціям метаморфізму. Безпосереднім джерелом енергії процесу та метасоматизуючих інфільтраційних розчинів міг бути Коростенський плутон, вік становлення якого збігається з віком тектонічної активізації території розвитку коростишівських гранітів. Проведений комплексний мікротектонічний і структурогенетичний аналіз гранітів вказує на його високу дівість у відтворенні історії розвитку геологічних об'єктів і може знайти широке застосування у геологозйомці та металогенічному прогнозі.

1. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль трансформации и трансформации // Геотектоника. – 2002. – № 6. 2. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 1996. 3. Справочник по петрографии Украины (магматические и метаморфические породы) / Под ред. И.С. Усенко. – К., 1975. 4. Степанюк Л.М., Єсипчук К.Ю., Бойченко С.О. Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпін'я // Мінералог. журн. – 2000. – Вип. 22, № 1. 5. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. – 1988. – № 5. 6. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Проблеми генетичної типізації сланцюватості // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – № 28. – С. 13–15. 7. Щербаків І.Б. Петрологія Українського щита. – Львів, 2005.

УДК 553.4.312 (477)

Р. Чайка, асп.

ПИТАННЯ ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНОЇ ОЦІНКИ МАЙСЬКОГО ТА КЛИНЦІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНИХ РОДОВИЩ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Наведено дані з геолого-економічної оцінки родовищ золота Майського та Клинцівського. У загальних рисах охарактеризовано структуру, речовинний склад порід і рудну мінералізацію. Описано проведені геологорозвідувальні роботи на зазначених об'єктах. Обговорено проблеми геолого-економічної оцінки та можливі шляхи їх вирішення.

The data on geologic and economic estimation of the Mayske and Klyntsivske gold deposits is given. General features of the structure, substance composition of the rocks and ore mineralization are analyzed. Detailed exploration of the abovementioned objects is described. The problems of geologic and economic estimation and possible ways of their solution are discussed.

Постановка проблеми та її зв'язок з важливими науковими та практичними завданнями. Проблема геолого-економічної оцінки золоторудних об'єктів Українського щита надалі залишається актуальною. Недостатність об'ємів виконаних геологорозвідувальних робіт наразі є головною причиною фактичної відсутності золоторудних об'єктів, доведених до статусу родовищ. Поки що навіть сприятлива ситуація на світовому ринку золота, пов'язана зі зростанням ціни на даний метал, мало вплинула на вирішення проблеми проведення подальших досліджень на існуючих золоторудних об'єктах Українського щита, в той час коли золотодобувні компанії у всьому світі саме в період росту ціни на золото найінтенсивніше вкладають кошти у вивчення перспективних об'єктів.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Публікацій, присвячених, у першу чергу, вивченню економічної доцільності розробки вітчизняних золоторудних об'єктів, на жаль, досить небагато. Висвітленню даної проблеми присвячені роботи В. Міщенко та, в загальних рисах, публікації дослідників, які займаються вивченням суто геології золоторудних об'єктів Українського щита – О. Боброва, І. Меркушина, Г. Яценка, А. Бабиніна та ін.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання. У даній статті характеризується існуючий наразі стан геолого-економічної оцінки на двох найбільш досліджених золоторудних об'єктах Українського щита: Майському та Клинцівському, а також фактори, що призвели до ситуації, яка виникла.

Завданням публікації є висвітлення можливих шляхів вирішення проблеми належної геолого-економічної оцінки золоторудних об'єктів Українського щита.

Роботи з геолого-економічної оцінки, проведені на таких золоторудних об'єктах Українського щита, як родовище Майське, Клинцівське, Юрївське, Сурожське, Балка Широка, Балка Золота, Сергіївське, на жаль, не дозволяють необхідною мірою визначити основні геологічні та економічні складові оцінки в першу чергу в суто економічному розумінні поняття "родовище золота".

Як відомо, на економічну оцінку родовища впливають такі визначні природні фактори, як запаси (ресурси), якість корисної копалини, гірничотехнічні умови експлуатації, технологічні властивості сировини, географо-економічні умови району дислокації об'єкту, екологічні умови експлуатації родовища. Крім того, поняття "вартість запасів" є історичною категорією, методологічні підходи до визначення якої постійно змінювались залежно від політичної та економічної ситуації в країні [7].

Створення програми "Золото України" мало змінити негативну ситуацію, але на головних золоторудних об'єктах розвідувальні роботи значною мірою були заморожені і, фактично, жодного об'єкту з реальними перспективами освоєння та залучення іноземних інвесторів не проглядається [5].

На більшості золоторудних об'єктів УЩ роботи з геологічного вивчення досягли, у кращому випадку,

пошуково-оцінювальної стадії з ділянками деталізації, на яких пораховані прогнозні ресурси по категорії С₂.

Виклад основного матеріалу. Показовими прикладами, що яскраво ілюструють ситуацію, є найбільш досліджені на сьогодні родовища центральної золоторудної провінції Українського щита: Майське та Клинцівське [10]. Приклад цих родовищ показує, що, незважаючи на існуючі відмінності, обидва об'єкти сформувались на близьких за часом етапах активізації в зонах розломів і є практично однотипними. Відмінності несуттєві й обумовлені головним чином розвитком на попередніх етапах і місцевими факторами.

Майське та Клинцівське родовища належать до загального генетичного типу, містяться у докембрійських породах, пов'язані з мантійними процесами, рудні тіла плоскопаралельні, руди однометальні, локалізовані в субмеридіональних структурах та пов'язані з постмагматичною флюїдною діяльністю гранітних масивів.

Наразі, найбільш ґрунтовно вивченим із застосуванням великої кількості необхідних для визначення геологічної будови методів є **Майське золоторудне родовище**, що являє групу золоторудних об'єктів Савранського рудного поля, метаморфізованих в умовах гранулітової фації архейських порід та згодом діафторованих в умовах амфіболітової фації. Зруденіння на Майському родовищі та в межах Савранського рудного поля парагенетично пов'язане з постмагматичною флюїдною активністю аляскітових гранітів уманського типу [2].

У структурному відношенні родовище являє собою флексуроподібне ускладнення північно-східного крила Савранської синклінали, що також підтверджується вигином горизонтів магнітоактивних порід. Рудне поле родовища розділене субширотним розломом на Північний і Південний блоки. Рудні зони приурочені до лінійних ділянок перешарування контрастних за хімізмом роговообманково-біотитових кристалосланців та амфіболітів з біотитовими плагіогнейсами лейкогранулітової формації. Вони представлені ділянками прожилково-вкрапленої мінералізації. Головні рудні мінерали: пірит, піротин, халькопірит; зустрічаються сульфідні нікелю, галеніт, сфалерит, молібденіт, шееліт, самородне золото, телуриди, срібло, електрум. Вміст золота коливається від 1 до 70 г/т (інколи вміст сягає 130 г/т), середній вміст – 7,1 г/т, золото високопробне (900–990).

За U/Pb-співвідношенням у цирконах час формування аляскітових гранітів Південного та Північного масивів становить 2379 ± 78 Ma, а тіл пегматоїдних гранітів – 2040 ± 40 Ma [1]. Виділяється два етапи рудної мінералізації: 1) сингенетична метаморфогенна, до складу якої входять магнетит, ільменіт і ранні сульфідні асоціації піриту й халькопіриту; 2) епігенетична пірит-марказитова в зонах крихких деформацій. Вік власне золоторудної мінералізації коливається в межах 2229–2060 Ma [4].

Близькими аналогами до золоторудних проявів Савранського рудного району є деякі родовища Захід-

ної Австралії (Марвел Лоч, Гріффінс Файнд) і півострову Джаодонг у Китаї.

Другим за ступенем вивченості золоторудним об'єктом УЩ є **Клинцівське родовище**, на якому проведені попередня геолого-економічна оцінка ГЕО-2 та дослідно-промисловий видобуток руди.

Клинцівське родовище знаходиться в межах Клинцівського рудного поля, у складі якого також виділені Західно-Клинцівський і Гутівський рудопояви. З південного заходу розташоване Юріївське рудне поле. Всі зазначені об'єкти приурочені до східного контакту Новоукраїнського масиву трахітоїдних гранітів раннього протерозою, які локалізовані в Кіровоградській зоні розломів [9].

Клинцівське рудне поле складене гнейсами чечелівської світи інгуло-інгулецької серії нижнього протерозою, які прорвані субгідними до гнейсуватості жильними тілами апліт-пегматоїдних гранітів потужністю від 10–15 см до 30 м.

Зруденіння простежене бурінням у субмеридіональному напрямі майже на 3 км. Мінералізація безперервна, але з дуже мінливим вмістом золота. Загальний фон золоторудної мінералізації низький – 2–5 г/т. У ділянках згину рудних зон, що мають протяжність до 400–600 м, вміст золота сягає двозначних цифр, протяжність рудних тіл – до 15–16 м.

Склад руд простий: льолінгіт, арсенопірит, піротин, халькопірит, самородне золото. В незначних кількостях присутні акцесорні мінерали: герсдорфіт, сфалерит, галеніт, самородні вісмут, миш'як, ільменіт і магнетит.

Виділення самородного золота мають каплеподібну форму. Розмір виділень від 0,1 мм і більше до 7 мм. Інколи золото утворює зростки із самородним вісмутом. До складу золота входить срібло (0,2–11,6 %), молібден (0,1–0,2 %), зрідка – мідь, кобальт, нікель. За пробністю золото поділяється на низькопробне (881–930) та високопробне (969–989).

Зруденіння на Клинцівському родовищі пов'язане з постмагматичними флюїдними потоками Новоукраїнського плутону, вік якого близько 2,0 Ga.

Стан пошуково-оцінювальних робіт на Майському та Клинцівському родовищах. Клинцівське й Майське родовища знаходяться в близьких гірничо-геологічних умовах, що дозволяє застосовувати практично однакові методи розвідки та експлуатації. Деяко різняться технології збагачення руд. Як показує світовий досвід вивчення та експлуатації родовищ подібного типу [3; 6; 9], зруденіння в них контролюється тектонічними й тектоно-метасоматичними зонами, а не структурними нашаруваннями і не повністю лише літологічними факторами [2]: рудні зони значною мірою трасуються дорудними ортопорадами дайкового походження у вигляді метаморфизованих будинованих тіл і гранітоїдами.

Пошуково-оцінювальні роботи на Майському родовищі полягали у проведенні гірничо-бурової розвідки та здійснювались силами ПЗЕ № 46 КП "Кіровгеологія" протягом 1993–2000 рр. У результаті проведених робіт у 2001 р. був захищений виробничий звіт і підраховані перспективні ресурси категорій Р₁ та Р₂ (протокол УкрНРП № 31 від 12.12.2001 р). Площа родовища розбурена сіткою свердловин різної середньої щільності: від 50 × 200 м до 20 × 40 м. У районі бурового профілю 28 (св. 6514) закладена розвідувально-експлуатаційна шахта РЕ-9. На сьогодні її вертикальний стовп пройдений до глибини 204 м (горизонт – 90 м), а саму виробку законсервовано.

Протягом 2002–2003 рр. у блоці деталізації на північному-заході родовища пробурено 19 додаткових глибоких свердловин, проходка яких була профінансована

ЗАТ "Українські поліметали". В результаті на площі між профілями 28 + 80 і 23 отримано сітку від 40 × 100 м до 20 × 40 м, а у невеликому блоці довжиною 120 м і шириною до 80 м, що розташований на схід від профілю 28 + 80 – 20 × 30 м і навіть 20 × 20 м.

Не дивлячись на досить густу сітку свердловин, адекватної уяви про кількість золота, а також структурно-тектонічні фактори локалізації золотого зруденіння досі не існує. Це пов'язано, по-перше, з нерівномірністю сітки спостережень і відсутністю горизонтальних гірничих виробок на об'єкті. По-друге, недосконалим є процес опробування керну та підготовка проб для проведення пробірного аналізу. По-третє, у пробірних лабораторіях України існує проблема знаходження крупного вільного золота. Крім того, на північно-західному та південно-східному флангах об'єкт не оконтурений, а в межах опитуваної площі існують великі "білі плями", де буріння або зовсім не проводилось, або проводилось за дуже нерегулярною сіткою. Можливість визначення структурно-тектонічних факторів контролю власне рудних тіл (контроль рудних ділянок та окремих рудних зон більш-менш з'ясовано) визначається виключно наявністю важких гірничих виробок.

Дослідження Клинцівського родовища також призупинені як з економічних, так і з технологічних причин. Слід зазначити, що даний прояв є чи не єдиним прикладом оцінки з використанням важких гірничих виробок.

Мінералізована рудна зона простежена за простяганням 3 км і за падінням до 530 м. У північній частині родовища виділено блок деталізації протяжністю 720 м зі щільністю розвідувальної сітки буріння 40 × 40 до глибини 320 м; до глибини 520 м застосовано сітку буріння 80 × 80 м. На решті площі родовища до глибини 320 м сітка свердловин дорівнює 80 × 80 м, а до глибини 530 м – 80 × 160 м. У межах блоку деталізації пройдена шурфо-шахта глибиною 44,5 м із системою підземних гірничих виробок.

За результатами робіт подано першу економічну оцінку об'єкту та прийнято суміщену систему розвідки: гірничу – вивчення верхніх горизонтів родовища із шурфо-шахти "Клинцівська" глибиною 130 м на трьох рівнях (40, 80 і 120 м) та бурову – вивчення верхніх горизонтів (до 320 м) всього родовища по сітці 40 × 40 м, середніх (до 520 м) – по сітці 80 × 80 м та нижніх (до 760 м) – поодинокими свердловинами.

Висновки. Вкрай нерівномірний розподіл золота в рудних тілах призводить до необхідності простеження форм і розмірів збагачених ділянок детальною сіткою гірничих виробок. Крім того, лабораторні дослідження виявили для Клинцівського родовища суттєву різницю в результатах опробування по підземних гірничих виробках та по керну свердловин.

Кількість золота як на Майському, так і на Клинцівському родовищах оцінено лише на якісному рівні. Що стосується запасів, то визначеними є лише прогнозні ресурси на деяких блоках деталізації. Наразі на Українському щиті відсутні родовища з достовірними запасами. При розвідці майже всіх родовищ було зроблено технічні помилки, пов'язані з відсутністю досвіду у виконавців при проведенні таких специфічних робіт, якими є розвідка на золото.

Геологічна будова докембрійських золоторудних об'єктів Українського щита та морфологія рудних зон і покладів у їх межах досить часто вимагають нетрадиційних підходів до розвідки. Становище ускладнюється невитриманістю сітки буріння та недостатністю у виконавців знань щодо структури золоторудних проявів, а також критеріїв і ознак зруденіння.

Стан технічної бази в більшості випадків є незадовільним. Окрім того, на обох описаних об'єктах золото є вільним і відносно крупним, а його розподіл, зазвичай, нерівномірним, що також негативно впливає на ймовірність знаходження його у пробах, що направляються до лабораторій.

Окремим питанням у геологорозвідувальній галузі є проблема аналітичної бази. Практична відсутність в Україні пробірних лабораторій, сертифікованих за міжнародними стандартами (чи хоча б за стандартами колишнього СРСР), є одним із негативних факторів, які радикально впливають на якість проведених пошуково-оцінювальних робіт.

Таким чином, на всіх золоторудних об'єктах України потрібно вирішувати ряд принципових питань геолого-економічної оцінки. Це є головним завданням геологічних організацій.

Сучасні тенденції росту ціни золота на світових ринках пов'язані з політичною ситуацією у світі та ступенем упровадження золота в розробку високих технологій. Але, окрім цих причин, золото завжди залишатиметься еквівалентом світових валют, що рано чи пізно змусить інвесторів проявити реальний інтерес і до золоторудних родовищ України. Розвинена інфраструктура видобутку та переробки корисних копалин в Україні, наявність кваліфікованої й

відносно дешевої робочої сили за умови об'єктивної кількісної оцінки (в першу чергу економічної) відомих проявів дозволить за адекватного інвестування вийти на прибутковий рівень золотовидобування.

1. Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Степанюк Л.М. Геологічна позиція та вік гранітів Майського золоторудного родовища (Середнє Побужжя) // Мінералог. журн. – 1999. – Т. 21, № 4. 2. Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад руд, модель утворення) / Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Меркушин І.Є. та ін. – Дніпропетровськ, 2000. 3. Драгомирецький А.В. Золотоносные формации центральной части Украинского щита. – Одесса, 2001. 4. Макивчук О.Ф., Семка В.А., Бондаренко С.Н. Вещественный состав и условия локализации золотой минерализации на Майском месторождении (Украинский щит) // Мінералог. журн. – 1999. – Т. 21, № 4. 5. Міщенко В.С. Досвід перехідного періоду в мінерально-сировинній базі України // 36. наук. пр. НАН України. – К., 2005. – С. 213–217. 6. Ланов Б.С., Яценко Г.М., Гурский Д.С. Золоторудные месторождения Украины и Австралии // Мін. ресурси України. – 2002. – № 1. 7. Плотников О.В., Кузьменко О.Б., Ловинюков В.І., Євляк Г.Т. До проблеми визначення ринкової вартості запасів під час геолого-економічних оцінок родовищ рудних корисних копалин // Мін. ресурси України. – 2004. – № 1. 8. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. Тектоно-метасоматические зоны – ведущая структурно-металлогеническая позиция золоторудных месторождений нижнего докембрия // Мін. ресурси України. – 2000. – № 1. 9. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. Металогения центральной области золоторудной провинции Украинского щита // Мін. ресурси України. – 2003. – № 1.

Надійшла до редколегії 16.09.05

УДК 553.6

О. Андрєєва, асп.

БЕНТОНІТОВІ ГЛИНИ УКРАЇНИ: ЗАПАСИ, ПОТРЕБИ, ВИКОРИСТАННЯ

Розглянуто різні галузі застосування бентонітових глин. Подано дані про запаси та використання бентонітів в Україні.

The different branches of applying of bentonitic clays are considered. The data's on reserves and usage of bentonitic clays in a national economy of Ukraine are given.

Ще з далекої давнини людству відомі бентонітові глини. Сучасна людина також визнала специфічні властивості бентонітових глин, такі, як висока іонообмінна здатність та зв'язувальна властивість, адсорбційна та каталітична активність. Завдяки своїм властивостям вони широко застосовуються в різних галузях народного господарства. З кожним роком розширюється коло їх використання.

На сьогодні бентонітові глини широко застосовуються в металургії для комкування залізорудних концентратів і в ливарній справі, де бентоніт слугує якісним матеріалом при виготовленні формувальних сумішей та складником протипригарних фарб. В Україні кількість бентонітової глини, що використовується в цих двох галузях, становить понад 50 % від загального споживання. Для США цей показник становить 30–40 %. Однак у кінці 1990-х років на Полтавському ГЗК почали проводитись дослідження по заміні бентоніту органічними зв'язувальними матеріалами (на основі фрезерного торфу та технічного лінгосульфатату) для виробництва сирих обкатанців. При подальшому застосуванні в шихті органічними зв'язувальними матеріалами планується взагалі вивід бентоніту зі складу шихти і в результаті підвищення в обкатанцях вмісту заліза.

Традиційно значним споживачем бентонітових глин є служба буріння. Наприклад, у США саме служба буріння споживає близько 20 % від загальної кількості бентонітів, в Україні – близько 10 %. У країнах СНД для цих цілей використовувалося 25 % об'єму загального споживання бентонітових глин. У бурінні часто застосовуються і дешеві бентонітоподібні та полімінеральні глини, додавання до яких 3–10 % бентонітових глин дозволяє отримати високоякісні розчини.

Бентоніти використовуються в нафтодобувній, нафтопереробній і нафтохімічній галузях промисловості як каталізатор і сорбент для очищення нафтопродуктів. Це відносно дешевий, стійкий матеріал із простою регенерацією.

В хімічній промисловості бентоніти широко застосовуються як каталізатори (чи носії каталізаторів), сорбенти, коагулянти, наповнювачі, відбілювачі глини.

Для хімічної та нафтохімічної промисловості потреба в бентонітових глинах становить близько 0,3 % обсягу загального споживання бентонітів.

Знаходить він своє застосування і в будівництві при виготовленні керамзиту, морозостійкої та міцної цегли й черепиці; при виготовленні водостійких завіс та екрануючих матеріалів у водосховищах, дамбах, зрошувальних каналах, каналізаційних та індустріальних резервуарах, підземних спорудах; в якості ін'єкційних рідин у гідротехнічному та шахтному будівництві; при будівництві доріг як водоізолююча основа при укладанні асфальту; як заземлюючий матеріал при будівництві електротехнічних споруд. У будівельній промисловості можуть використовуватись високодисперсні низькосортні бентоніти та бентонітоподібні глини, що має певний економічний ефект.

Бентонітові глини з успіхом застосовуються при стабілізації й освітленні вин, соків. Разом з тим існує і негативний бік застосування бентонітових глин у виноробній і соковій промисловостях. Наприклад, при використанні великих доз бентоніту для освітлення соків (> 5 г/л) погіршується їх смак, запах та інші органолептичні показники, а також значно знижується їх харчова цінність. Відбувається розбавлення соків; внаслідок застосування водної суспензії поглинають-

ся інгредієнти соку, які обумовлюють його харчову цінність (пектинові речовини, дубильні та забарвлюючі компоненти, частина яких має Р-вітамінну активність, азотисті речовини, в т. ч. амінокислоти, вітаміни групи В та ін.). Враховуючи цей небажаний вплив бентонітів на винну та сокову продукцію, Молдавський НДІ харчової промисловості рекомендував максимально допустимою дозою бентоніту для обклейки вин вважати 2 г/л, соків – 5 г/л, із імовірним подальшим зниженням цих норм. Але незважаючи на певні недоліки, вони все ж вважаються ефективним освітлювальним засобом для виноробної та сокової промисловості, оскільки є досить дешевою та доступною сировиною.

Є можливим широке використання цього натурального продукту в фармацевтиці та косметології. Бентонітова глина може застосовуватись як при виготовленні таблеток, вітамінів, суспензій (кудринський "Смектит" повністю ідентичний французькій "Смекті"), так і зовнішньо у вигляді паст, апікацій, масок і обгортань. Зустрічаються однак і негативні твердження щодо застосування бентоніту в косметології. Вважають, що він у складі масок та обгортань утворює газонепроникні плівки, які перешкоджають диханню шкіри та виділенню продуктів її життєдіяльності, що бентоніт завдяки своїм абсорбційним властивостям не тільки видаляє небажані бруд, жир тощо, а й необхідну вологу із верхніх шарів шкіри.

Бентонітова глина в сільському господарстві застосовується при виготовленні отрутохімікатів і препаратів для боротьби із захворюваннями сільськогосподарських культур, із паразитами тварин, для покращення структури ґрунтів, при виготовленні добрив та як кормова добавка для тварин (біостимулятор). Велику популярність за кордоном мають бентоніти, які завдяки властивостям вбирати в себе рідину та запах, використовуються як підстилка для домашніх тварин. У США 20–25 % добутої бентонітової сировини використовується саме для цих цілей.

Зростає роль використання бентонітових глин в області охорони навколишнього середовища. Для України це нова, нетрадиційна галузь застосування бентонітових глин та, беручи до уваги екологію країни, актуальна. Бентоніт може застосовуватись для видалення радіоактивних компонентів. Так, активована глина Черкаського родовища була використана для дезактивації зовнішніх і внутрішніх поверхонь будівель, що були радіоактивно забруднені в результаті аварії на Чорнобильській АЕС (метод запатентований вченими Інституту геохімії і фізики мінералів); ними ж на основі бентоніту була створена дезактивуюча паста "Клідекон" для видалення радіоактивних, жирових, пігментних і білкових забруднень із поверхонь механізмів,

транспорту, будматеріалу. На основі кудринського бентоніту НПА "Біосфера" було випущено мийочу бактеріцидну пасту "Венто-В". Із успіхом бентоніт може застосовуватись при консервації промислових і непромислових відходів, створення навколо них буферних зон. Він ізолює стічні води в місцях захоронення сміття та запобігає забрудненню ґрунтових вод. У складі композиційної суміші з іншими речовинами бентоніт має властивість видаляти важкі метали зі стічних вод. Властивість затримувати метали, радіоактивні речовини може бути використана при виробництві фільтрів для очищення питної води.

Бентонітові глини застосовуються при виготовленні електротехнічних і побутових фарфорових та фарфорофаянсових виробів; для фільтрації, освітлення та знебарвлення масел; при виробництві фарб; як гідрозахисний матеріал у пакувальній техніці; при виробництві високоякісної паперової продукції та її утилізації; при виробництві термостійких електроізоляційних плівок, кислото- та термостійкого матеріалу; в текстильній промисловості при шліхтуванні бавовняної основи та при процесі друкування тканини; як протикорозійний матеріал для покриття автомобілів та інших транспортних засобів.

Незважаючи на можливість широкого застосування бентонітової глини в різних галузях народного господарства, в Україні їх традиційними споживачами є ливарне виробництво, чорна металургія, служба буріння, значно рідше – інші галузі народного господарства.

На період 1994–2000 рр. було визначено такі потреби в бентонітових глинах для різних галузей народного господарства (у %): ливарне виробництво – 37,8; чорна металургія – 26,6; сільське господарство – 13,3; буріння – 10,6; харчова промисловість – 4,4; охорона навколишнього середовища – 3,3; будівництво – 3,3; виноробна промисловість – 0,3; інші галузі – 0,4 [2].

На території України налічується понад 110 родовищ та проявлень бентонітів.

На 1 січня 2002 р. Держбалансом запасів України враховується 6 родовищ (Горбківське, Кудринське, Черкаське, Курцівське, Бережанське, Пижівське), запаси яких складають за категоріями А + В + С₁ – 60624 тис т, С₂ – 221 тис т, забалансові запаси за категоріями В + С₁ + С₂ становлять 1415 тис т.

На сьогодні розробляються лише три родовища: Горбківське, Кудринське та Черкаське, що становить близько 86 % запасів країни і дає основний відсоток видобутку бентонітової сировини [табл. 1]. Курцівське, Бережанське та Пижівське родовища на сьогодні законсервовані.

Таблиця 1. Запаси родовищ, що розробляються (на 01.01.2000)

Родовище	А + В (тис.т)	А + В + С ₁ (тис.т)	Запаси (%)	С ₂ (тис. т)	Видобуток (тис. т)	Видобуток (%)
Горбківське	3617,0	7602,0	12,48		0	0
Кудринське	0,0	375,0	0,62	221,0	0	0
Черкаське	14075,0	52351,0	85,93		127	100
Разом:	17692,0	60328,0	99,02	221,0	127	100

За величиною запасів родовища, що розробляються, представлені великим (більше 20000 тис т), середнім (20000–3000 тис т) і малим (менше 3000 тис т) за розміром родовищами, забалансові родовища – лише малими.

Причиною видобувні та перероблювальні мінеральну сировину підприємства України випускають такі типи продукції, виробленої з бентонітової глини: порошок неактивованій та активованій, глина грудкова, глина модифікована.

Ціни на бентонітову продукцію варіюють залежно від типу, починаючи від 10 \$/т (для США цей показник 35 \$/т).

Майже весь обсяг видобутої сировини використовується вітчизняними підприємствами, лише сировина Черкаського родовища частково експортується в Росію й Білорусію та сировина Горбківського родовища в Росію та Польщу.

Таблиця 2. Видобуток бентонітової глини в Україні (1991–2001) (за даними Геоінформ, 2002)

Рік видобутку (тис. т)	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
	422	300	162	64	51	65	142	122	127	145	139

В останні роки становище з видобутком бентонітової глини в країні покращилось [табл. 2]. Внутрішні потреби в бентонітовій глині майже повністю задовольняються за рахунок видобутку бентонітів із власних родовищ.

Але, наприклад, потреби металургійних підприємств становлять приблизно 500–560 тис. т на рік і якщо формувальними глинами вони забезпечені (Дашуківська ділянка Черкаського родовища), то для виробництва котунів у країну завозяться лужні бентоніти з Азербайджану (у той час як на території України є поклади бентонітових глин на Ріпкинській ділянці Черкаського родовища, що подібні за якістю до азербайджанських). Також відоме Киштинське родовище лужних, частково білопалених бентонітів. Киштинські бентоніти можуть бути використані не лише у виробництві обкатанців, але й у виробництві кераміки, для виготовлення бурових розчинів, частково як адсорбент.

За останні роки ситуація в геологічній розвідці така: виконуються геологорозвідувальні роботи на Григорівському родовищі (Донбас), на Павлівській і Шимановській ділянках (Дніпропетровська область), Пілявському родовищі (Вінницька область), ведуться пошуково-оціночні роботи на бентонітові глини в Полтавській, Сумській і Харківській областях, на Закарпатті проводиться попередня розвідка в Хустському й Рахівсько-

му районі – на флангах проявлень Липча й Водиця, проводиться детальна розвідка Босівської й Ріпкинської ділянок Черкаського родовища. Завданнями до 2010 р. визнані проведення розвідки Ріпкинської ділянки на Черкаському родовищі, на Закарпатті розвідки першочергового блоку Киштинської ділянки та розвідування Ільницького родовища бентонітів.

Вважаючи на зростання світової потреби в якісній бентонітовій сировині, постійне збільшення об'єму та розширення кола її використання, необхідне подальше проведення пошуково-розвідувальних робіт з виявлення на території нашої країни нових родовищ, але, насамперед, переоцінка та практичне розширення галузей використання бентонітових глин уже розвіданих родовищ.

1. Державний баланс запасів корисних копалин на 01.01.2002 р. Глини бентонітові (28). – К., 2002.
2. Кириченко Л.П. Определить потребности и требования к качеству природных адсорбентов для народного хозяйства Украины. – Симферополь, 1995.
3. Гошовський С.В., Гурський Д.С. Основні завдання розвитку мінерально-сировинної бази до 2010 року, визначені Урядом України // Мінер. ресурси України. – 2002. – № 2.
4. Кужварт М. Неметаллические полезные ископаемые. – М., 1986.
5. Mineral Commodity Summaries. – Wash., 1998.
6. Mineral Yearbook. Metals and minerals – Wash., 2003, 2004.

Надійшла до редколегії 30.09.05

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 550.681

О. Іванік, канд. геол. наук

ГОЛОВНІ АСПЕКТИ КОМПЛЕКСНОЇ ОЦІНКИ СТАНУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ДЛЯ ФУНКЦІОНУВАННЯ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННИХ ТРУБОПРОВІДНО-ТРАНСПОРТНИХ СИСТЕМ ЗАХІДНОГО СИБІРУ

Проаналізовано функціональні блоки геологічного середовища з метою комплексної оцінки його впливу на функціонування природно-техногенних трубопровідно-транспортних систем. Наведено загальну характеристику компонентів геологічного середовища в межах Західного Сибіру.

Analytical blocks of the geologic environment have been analyzed for the purpose of complex estimation of influence on transcontinental pipelines system. Characteristic of the geological environmental components in Western Siberia has been presented.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Функціонування природно-техногенних систем, якими є всі існуючі магістральні трубопроводи, останнім часом потребує обов'язкового забезпечення інформаційними технологіями, які створюють беззаперечні можливості формування якісного рівня їх ефективної та безпечної експлуатації. Останнім часом саме технології географічних інформаційних систем стали одним із головних інструментів і засобів для вирішення багатьох практичних завдань для проектування й експлуатації трубопровідно-транспортних систем. Досвід створення таких систем та оцінка їх успішного застосування аналізується в роботах [3].

Разом із тим створення ГІС магістральних трубопроводів потребує обов'язкового врахування й аналізу низки геологічних факторів і в кінцевому рахунку комплексної оцінки стану геологічного середовища, на що вказувалося у роботі [3]. Саме ГІС здатні забезпечити повний просторовий аналіз даних при вирішенні як загальних, так і окремих прикладних завдань на всіх рівнях. Використання таких систем дозволяє постійно додавати нові дані, поновлювати й коректувати вже існуючі та прогнозувати вплив багатьох геологічних факторів, а також виникнення надзвичайних ситуацій.

ячі та прогнозувати вплив багатьох геологічних факторів, а також виникнення надзвичайних ситуацій.

Постановка завдання. При створенні підсистеми аналізу геологічного середовища для ГІС магістральних трубопроводів методичною основою є комплексна інтегральна оцінка умов геологічного середовища [3]. Вона передбачає багатоелементний і багатофакторний аналіз великої кількості геологічних даних із оцінкою ступеня їх взаємодії та впливу як на навколишнє середовище, так і на техногенні об'єкти. Такий аналіз передбачає використання різних функцій геологічного середовища, а саме ресурсної, геофізичної, власне геологічної, геохімічної, гідрогеологічної, геодинамічної тощо.

Оскільки для дослідження структури природно-техногенних систем, якими виступають магістральні трубопроводи та їх технологічні площадні об'єкти (компресорні та насосні станції, підземні сховища газу тощо), необхідним є створення та аналіз аналітичних блоків, що аналізують вплив геологічного середовища на ці споруди, наведемо загальну характеристику цих блоків для території, у межах якої поширена сітка магістральних трубопроводів Західного Сибіру. Ці блоки

включають дані щодо геологічної будови, гідрогеологічних умов території, геоморфологічної та ландшафтної будови. Специфічним блоком для оцінки стану геологічного середовища Західного Сибіру є геокріологічний блок. Загальний аналіз наведених блоків є першим етапом до створення класифікаційних схем різних об'єктів геологічного середовища та побудови пошарових тематичних карт.

Викладення основного матеріалу. Детальним дослідженням підлягала територія, у межах якої знаходиться мережа магістральних трубопроводів, що має загальну довжину 7,5 тис км і включає конденсатопроводи Ямбург-Уренгой (1 та 2 нитки) та Уренгой-Сургут (1 та 2 нитки), магістральний газопровід Уренгой-Сургут-Челябінськ (1 та 2 нитки), газопровід Заполярне-Уренгой, ПРТО (Північні р-ни Тюменської обл.) – Омськ і продуктопровід ШФЛВ (широка фракція легких вуглеводнів) (рис. 1).

Ландшафтні умови. Більша частина регіону досліджень зайнята тайговою зоною, в межах якої на торф'яно-підзолистих і підзолистих ґрунтах дренуваних ділянок переважають хвойні ліси із сосни, ялини, піхти, кедру та модрини. Плоскі вододіли зазвичай є заболоченими. Крайню північ території займає тундрова зона, у якій на мерзлих тундрових глеєвих ґрунтах формуються арктичні мохово-лишайникові, чагарникові та чагарникові тундри. Південніше знаходиться неширока смуга лісотундри, де на торф'яно-глеєвих, глеєво-слабопідзолистих і болотних ґрунтах розвинені складні поєднання чагарникових тундр, модринових рідколісь, торф'яників і боліт. Лише південні частини плити відрізняються розвитком степових ландшафтів і добрим дренуванням. Різноманіття ландшафтних умов передбачає обов'язкове їх врахування при аналізі прояву різноманітних екзогенних геологічних процесів, здатних порушити безпечне функціонування ПТС.

Геоморфологічна будова. Геоморфологічний блок є одним із визначальних, що аналізує вплив різноманітних характеристик рельєфу на функціонування трубопроводно-транспортних систем. Перш за все це стосується кількісних характеристик рельєфу, хоча, безумовно, його генетичні та вікові ознаки здійснюють істотний вплив на трубопроводні комплекси. Територія, в межах якої проходить система магістральних трубопроводів, являє собою рівнину, що має форму ступінчастого амфітеатру, відкритого на північ. Абсолютні відмітки поверхні змінюються від 1 до 300 м (рис. 2). Більше половини території характеризується відмітками нижче 100 м. У рельєфі рівнини чітко виокремлюються плато, нахилені рівнини, височини та низовини. Їх співвідношення та просторове положення дозволяють виділити дві орографічні зони: внутрішню та зовнішню. Зовнішня містить у собі найбільш підвищені частини рівнини, розташована напівкільцем по зовнішньому краю в безпосередній близькості до оточуючих піднесених споруд Уралу, Казахського дрібносопковика, Алтаю, Салаїру та Середньосибірського плоскогір'я. Внутрішня зона займає понижені центральні та північні райони рівнини.

Крупні елементи рельєфу Західносибірської рівнини орієнтовані у двох основних напрямках: субширотному та субмеридіональному [1]. Яскраво виражене субмеридіональне орієнтування характерне для районів, розташованих на північ від Сибірських увалів, які сумісно із Північно-Сосьвинською височиною утворюють своєрідну орографічну вісь рівнини. На південь від них крупні елементи мають в основному субширотне орієнтування. Аналіз рельєфу, проведений засобами програмного забезпе-

чення ArcGIS, дав змогу визначити, що морфометричні показники рельєфу дослідженого регіону є неоднорідними. Густота горизонтального розчленування рельєфу, глибина його вертикального розчленування, а також кути нахилу земної поверхні (найважливіші показники, що мають істотний вплив на розвиток гравітаційних і водно-гравітаційних процесів) змінюються в цілому істотно. Величини вертикального розчленування змінюються від 5–10 до 100 м. Відносні висоти значної частини регіону не перевищують 10 м, а місцями становлять 150 і навіть 200 м. Широкі плоскі, зазвичай заболочені простори центральної частини рівнини, заплави річок, а також більшість сухих, дренуваних районів півдня мають відносні висоти менше 5 м. Густота горизонтального розчленування рельєфу закономірно зростає від південних районів плити до північних і від меридіональних осевих частин до західних і східних. Що стосується кутів нахилу земної поверхні, то в межах Західносибірської плити широко розповсюджені практично горизонтальні поверхні з кутами нахилу менше 0,5 (рис. 3). Вони займають величезні площі в центральній частині регіону. Також розповсюджені заболочені поверхні з кутами нахилу до 1,5°. Райони, у межах яких кути змінюються від 1,5 до 6, приурочені до Гиданського пасма, Північно-Сосьвинської та Верхньотазівської височин, Білогірського материка та до Передалтайського й Передсалаїрського районів плити. Отже, морфологічні та морфометричні особливості рельєфу закономірно ускладнюються від південної частини плити до північної по мірі наближення до основного базису ерозії та від центральних, понижених районів до периферійних, підвищених. Ці риси різко підсилюються особливостями просторового поширення специфічних форм рельєфу, створених чи виникаючих під дією сучасних екзогенних геологічних, у тому числі кріогенних і посткріогенних процесів.



Рис. 1. Фрагмент карти магістральних газопроводів Західного Сибіру

Геологічна будова. Весь комплекс порід у межах дослідженої території за умовами залягання, складом і ступенем метаморфізму поділяється на три структурних поверхні [1]. Порооди першого та другого структурних поверхів практично у всіх регіонах Західного Сибіру залягають на значній глибині (від сотень метрів поблизу латеральних меж плити до 3–3,5 км у її центрі та до 4–5 км на півночі). Однак, незважаючи на значні глибини залягання, тектонічну будову фундаменту, вік стабілізації різних зон та особливості їх розвитку на стадії молодішої платформи здійснили великий вплив на формування не тільки мезозой-кайнозойського осадового чохла, але й на особливості сучасного рельєфу та потужність багаторічно- та сезонно-мерзлих порід.

Перший структурний поверх складений осадовими та вулканогенними докембрійськими й палеозойськими утвореннями, зім'ятими у складні складки із крутими кутами падіння, сильно метаморфізованими та прорваними численними інтрузіями. У його складі виділяються архейські й ранньопротерозойські, байкальські, салаїрські, каледонські та герцинські зони консолідації, які формують шість головних складчастих систем. Крім того, виділяються Уват-Ханти-Мансійський і Рубцовський серединні масиви, а також більш молоді Колтогорсько-Уренгойський та ряд інших грабен-рифтів триасового віку, які перетинають різні структурні зони. Другий структурний поверх складчастої основи представлений слабко дислокованими (кути падіння 10–40°, місцями до 50°) та метаморфізованими осадовими та вулканогенно-осадовими породами палеозойського та нижньомезозойського віку.

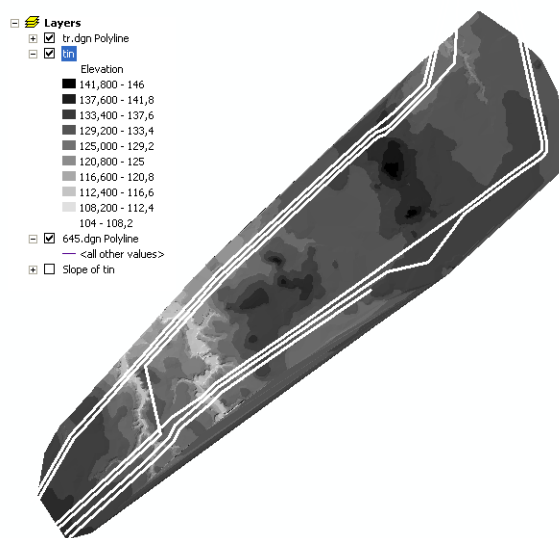


Рис. 2. Фрагмент поверхні рельєфу в межах півночі Західного Сибіру

Товщі цього поверху не мають суцільного поширення. Зазвичай вони виповнюють западини першого структурного поверху і залягають на формаціях, що його складають, із різким кутовим неузгодженням. Потужність відкладів другого структурного поверху змінюється від десятків і сотень метрів до 2–6 км. Третій структурний поверх представлений потужною товщею платформених осадових, переважно теригенних відкладів пермської, крейдової, палеогенової, неогенової та четвертинної систем. Ці відклади виповнюють велику блоцеподібну западину і залягають із перервою та різким кутовим неузгодженням на породах першого та другого структурного поверхів. Вони неметаморфізовані, залягають похило, майже горизонтально, і лише на крилах локальних структур кути нахилу пластів сягають 10–15°. Потужність платформенного чохла закономірно збільшується від перших десятків та сотень метрів у безпосередній близькості до бортів плити до 2–3 км у центральній частині та 4–5 км у північних районах. У складі платформенного чохла виділяються, за П. Куліковим, два структурних яруси: нижній – койлогенний, складений потужною товщею мезозойських і ранньокайнозойських відкладів, та верхній – неотектонічний, сформований більш молодими кайнозойськими утвореннями. У складі кожного ярусу виділяються декілька тектоно-седиментаційних комплексів, складених

переважно теригенними формаціями. Слід зазначити, що породи практично всіх комплексів у різних районах знаходяться у багаторічномерзломому стані. Детальним дослідженням підлягають відклади четвертинного віку, які характеризуються генетичною та літологічною строкатістю і мають найважливіше значення для характеристики функціонування трубопровідних комплексів.

У гідрогеологічному відношенні досліджена територія належить до артезіанського басейну Західносибірської плити. У вертикальному розрізі басейну виділяються п'ять гідрогеологічних комплексів, що складають два гідрогеологічних поверхи. Верхній об'єднує водоносні та водотривкі верхньокрейдяні (починаючи із туронських) – четвертинні, а нижній – верхньокрейдяні-палеозойські відклади. При функціонуванні ПТС відбувається інтенсифікація гідрогеологічних процесів, перетворення структури водного балансу і, завдяки високій рухливості та міграційній здатності елементів блоку, залучаються в геосферу ПТС значні масиви геологічного середовища. Переважна більшість технологічних процесів у ПТС призводить до стійкого підйому ґрунтових вод, накопиченню вологи у ґрунтах зони аерації, перетворенню хімічного складу підземних і поверхневих вод у бік посилення їхньої корозійної здатності. Знання закономірностей формування гідрогеологічних умов дослідженої території дає можливість виокремити потенційно небезпечні ділянки, що характеризуються потенційно високим рівнем ґрунтових вод.

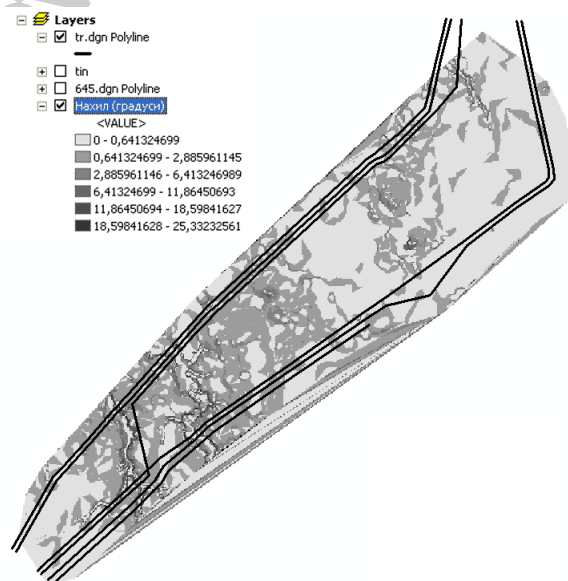


Рис. 3. Фрагмент карти кутів нахилу земної поверхні в межах північної частини Західносибірської рівнини

Для оцінки стану геологічного середовища в межах Західного Сибіру важливим є геокріологічний блок, що тісно пов'язаний із гідрогеологічним та охоплює верхню частину геосфери природно-техногенних систем. Функціональними елементами цього блоку слугують потужності та поширення багаторічномерзлих порід, їх деформаційні та міцнісні властивості, льодовитість і середньорічні температури.

Головними факторами, що впливають на формування мерзлих товщ, є: рельєф території, склад порід, вологість (льодовитість), теплофізичні властивості порід, температура повітря, складові зовнішнього тепло- та масообміну (що є актуальним при визначенні пливу трубопровідно-транспортних систем на стан мерзлих товщ), опади, хара-

ктер снігонакопичення, коливання клімату, рослинний покрив, обводнення поверхні тощо. Загалом розвиток кріогенних процесів, серед яких найбільш поширеними є сезонне пучення ґрунтів, кріогенне розтріскування, наледування, термокарст і соліфлюкція, здійснює істотний вплив на об'єкти трубопровідно-транспортного комплексу та потребує детальних досліджень.

З позиції теплофізики процесів промерзання – протаювання температурний режим верхніх горизонтів порід обумовлений теплообміном у приземному шарі атмосфери та покривах, поширенням тепла в мерзлій і талій зонах, а також закономірностями руху розділу цих зон. Результуючими характеристиками температурного режиму верхніх горизонтів порід слугують середньорічна температура на підшві сезонно-талого й сезонно-мерзлого шарів та температура на глибині нульових річних коливань. Перша відображає сучасний теплообмін верхніх горизонтів порід з атмосферою, а друга поза зовнішнім теплообміном пов'язана із особливостями формування мерзлих товщ на заключній стадії і залежить від розмірів однорідних природних комплексів [2].

Південна межа поширення багаторічномерзлих порід Західносибірської плити відповідає ізотермі: -2°C у південно-західній її частині та -3°C – у південно-східній. У зоні тайги та лісотундри ця різниця за певного поєднання природних факторів підвищується до $4-6^{\circ}\text{C}$, а на півночі, у зоні тундри, навпаки, скорочується до $1-3^{\circ}\text{C}$.

У межах континентальної частини Західносибірської плити виокремлюються три субширотні області, які корінним чином відрізняються за характером поширення та співвідношення багаторічномерзлих і сезонно-мерзлих порід у верхній частині розрізу. На півночі регіону знаходиться зона практично суцільного поширення багаторічномерзлих порід, південніше – зона сумісного поширення багаторічно- та сезонно-мерзлих порід, а південніше широтної течії Обі – зони сезонно-мерзлих порід. Перші поширені в акваторії Карського моря та в межах континентальної частини регіону – до Середнього Приоб'я, включаючи басейн р. Кеть на сході. Сезонно-мерзлі породи відмічаються на більшій площі: від Північного полярного кола до південних меж плити. У межах континентальної частини Західносибірської плити багаторічномерзлі породи, що залягають безпосередньо нижче шару сезонного протаювання, займають близько 23 % території. На півночі регіону багаторічномерзлі породи розвинені поза акваторіями практично на всіх елементах рельєфу. Переривчасте поширення мають ці породи південніше Північного полярного кола, представлені смугою з півночі на південь майже на 600 км. Ця смуга умовно розділяється на дві частини межею, що проходить по лінії с-ще Саранпуль – с-ще Нові Теги – витоки річок Полуя та Надима – с-ще Харампур – долина р. Часельки – с-ще Красноселькуп – м. Туруханськ – долина р. Курейки. У північній частині цієї території переважають багаторічномерзлі породи. Талі ґрунти розвинені тут не тільки під акваторіями озер та руслами річок, але й часто відмічаються у заплавах крупних і середніх річок, таких, як Об, Полуя, Грудей, Нида, Сандиба, Євояха, Пур, Вел. Тотидеоттаяха, Таз, Варкаселька, Руська, Парусова, Єнісей, Курейка та ін. Зазвичай сезонно-мерзлі породи розвинені у прируслових залісених частинах заплав цих річок, у той час як у їх центральних і тилових частинах, де на заплаві розвинений потужний моховий покрив та торф'яники, багаторічномерзлі породи, що залягають із поверхні, займають більші площі.

Південніше, до північних схилів Північних Увалів, багаторічномерзлі породи, що залягають нижче шару се-

зонного протаювання, приурочені до широких безлісних ділянок чи слабкозалісених торф'яників, а також до великих ділянок темнохвойних лісів із потужним моховим покривом, що ростуть на суглинистих та глинистих ґрунтах. На вододільних рівнинах мерзлі товщі, що залягають на поверхні, займають значні території. У межах центральної, найбільш підвищеної та менш заболоченої частини Сибірських Увалів, багаторічномерзлі породи поширені на підвищених і розчленованих ділянках.

На південь від Сибірських Увалів площі багаторічномерзлих порід різко скорочуються, хоча торф'яники займають значні території (Сургутське та Вахське Полісся) [1].

Найпівденніші острови багаторічномерзлих порід існують у басейнах річок Салим, Балик та Юган, а також вони спостерігаються по трасах залізних доріг Тобольськ – Сургут і автошляхів. Їх розвиток спричинений поєднанням сильно зволжених суглинистих відкладів, потужного мохового покриву та наявності темнохвойних лісів із високим ступенем змикання крон.

Південна межа поширення багаторічномерзлих порід, що залягають із поверхні, проходить по лінії р. Палим – верхів'я р. Тапсуї – долина р. Висим – верхня течія р. Мал. Сосьва – гирло р. Назим – середня течія р. Вел. Салим – гирло р. Мал. Юган – Нижньовартівськ – долина р. Вах – гирло р. Дубчес. Територія, що знаходиться південніше цієї межі, характеризується як область суцільного розвитку сезонномерзлих порід.

Для території Західного Сибіру характерні особливі умови промерзання та відтаювання порід, що залежать від середньорічної температури порід, їх літологічного складу та природної вологості, а також інших факторів. Середньорічні температури порід у межах Західносибірської плити змінюються від -10°C на Крайній Півночі до $+6^{\circ}\text{C}$ на півдні.

Типи та глибини сезонного промерзання та відтаювання залежать від літологічного складу та природної вологості порід. Підвищення дисперсності та вологості призводить до зменшення глибини сезонного промерзання та відтаювання.

При дослідженні багаторічно- й сезонномерзлих порід та їх взаємодії з різноманітними інженерними спорудами, зокрема лінійними, особливого значення набуває вивчення реологічних процесів. Розвиток фізико-механічних процесів у мерзлих породах, які всі є реологічними, істотно залежить від виду навантаження мерзлої породи (стиснення, зсув, розтяг), способу прикладення навантаження та умов навантаження (статичне, ступінчасте чи динамічне).

Висновки. Визначення головних компонентів геологічного середовища та характеристика його функціональних блоків дає можливість визначити пріоритетність факторів впливу на безпечне функціонування трубопровідно-транспортних систем, а також провести аналіз змін зазначених умов у межах дослідженого регіону. Детальне дослідження геологічних процесів, пов'язаних зі змінами стаціонарного стану геологічного середовища, визначає потенційно небезпечні ділянки трубопроводів та допомагає розробити рекомендації щодо їх безпечного функціонування.

1. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. – М., 1989. 2. Ершов Э.Д. Физико-химия и механика горных пород. – М., 1986. 3. Іванік О.М., Михайленко А.Г., Шевчук В.В. Передумови та основні аспекти створення підсистеми аналізу геологічного середовища для Географічних інформаційних систем магістральних трубопроводів // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2005. – Вип. 33. 4. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. – М., 1973.

УДК 621.039.75:628.5(477)

I. Cherevko, PhD,
N. Danishurka, PhD.

METHODOLOGY OF GEOLOGICAL ENVIRONMENT ESTIMATION FOR SITE SELECTION OF TOXIC WASTE DISPOSAL FACILITY

Розроблено методологію оцінки геологічного середовища (а саме глинистих формацій) для розміщення приповерхневих сховищ токсичних відходів. В основу покладено всебічне вивчення геологічного середовища, яке має виконувати три функції: ізолюючого середовища, середовища масопереносу та середовища для будівництва. Розроблено схему етапності робіт; наведено основний комплекс робіт, розроблено комплекс еколого-геологічних критеріїв для вибору й оцінки ділянок, придатних для розміщення сховищ.

The methodology of an estimation of geologic environment for site selection disposal facility of toxic waste is esteemed. In a basis the versatile learning of geologic environment is necessary, that generally executes three functions: environment of insulation, environment of transfer and environment for building. The range schema of activities, connecting to site selection disposal facility of toxic waste of geologic type, and complex of ecological and geological selection criteria for estimation of geologic objects in clay formation is designed.

Problem. Raw orientation of Ukraine industrial production determine the dangerous man-caused loading to the geological environment and result in Ukraine fall within countries with the most substantial amount of wastes formation and accumulation. Activity of the enterprises of chemical, metallurgical, mining, machine-building field of the industry, agriculture and domestic sphere have resulted to huge accumulation of toxic waste (TW) to be demand removal [3]. Taking into account absence of economic and technological conditions for processing and recycling TW, today the most acceptable decision of this problem with economic and technical point of view is direction of TW in landfill.

Analysis both investigations and references in world practice point to there is a number of instructions containing the certain complex of criteria and specifications for sites selection and estimation disposal facility. There are a number of publications that separate methodical questions take up, but complete methodological base is not created. For last years in Ukraine development of methodical base for creation of storages of different type [4-10 etc.] is begun, however this direction demands the further development.

The purpose of this publication is to illuminate methodological approaches concerning a site selection disposal facility of toxic waste in clay formations, including ranging of works, criteria of a choice of geological objects and principles of the safety analysis.

The basis of methodology of the researches connected to a problem of toxic wastes isolation to near surface disposal facility in geological formations is versatile studying the geological environment. The geological environment it is considered is submitted by the certain containing geological formation. Generally it carries out three functions: isolation environments, environments of mass transfer (potential environment of carrying out of toxic substances) and environments for construction. Thus toxic wastes together with storage constructive elements should be considered as geological and technogenic system which from the moment of arrangement in the geological environment enter relationships with natural geological bodies.

Proceeding from these representations at procedure of geological objects selection for storage site multiregularity of geological space determines necessity of methodical approaches differentiation to geologic researches on scale levels (ranges). According to this the following stages of geologic researches are defined:

1. Specialized survey of all territory of the country with the purpose of definition of regions with the geological structure favorable for isolation of toxic wastes.

2. Regional researches – studying of areas of distribution of geological formations with the purpose of allocation

of favorable, potentially suitable zones for isolation of toxic wastes.

3. Zone researches – mesoscale search studying of perspective zones with the purpose of emanating favorable units of finer rank: sites – candidates.

4. Local researches – the detailed target perspective of sites – candidates with the purpose of allocation of a site for accommodation to object of isolation of toxic wastes.

At the **first stage**, the source data for which one are materials state geological mapping scale 1:1000000, small-scale tectonic mapping on the basis of geophysical researches and other sources, the analysis of distribution and specific properties of geological formations, potentially suitable for isolation of toxic wastes and analysis of regional structural – geological conditions of areas distribution of these formations are carry out. At the given stage seismic and neotectonic (epeirogenetic, block, fault) activity of areas of potentially suitable formations distribution; the general material structure of formations; the general hydro-geological mode; geological relationships of containing formation with other spatially associated formations are estimated.

Selection of clay rocks as optimum landfill site connected to a number of specific properties as clay minerals – the basic compound clay rocks, and the clay rocks. It is capacity of clay minerals to sorption and ion exchange (allows to entrap and retard toxic substances in molecular and ionic forms); chemical inertness in the relation to acids and alkalis; plasticity and other physic-mechanical properties of clay rocks due to which they are a waterproof rocks to be able prevent to penetrate atmospheric and underground water underlying aquifers to landfill and migration toxic substances in a liquid phase from landfill to biosphere in case of destruction of engineering barriers. With plasticity of clay rocks absence in them of faults and crushing zones is connected. Low filtration parameters predetermine practical absence of a convective stream through clay bed.

Analyzing a clay formation (as object of researches), the basic attention it is necessary to give studying of hydraulic permeability of rocks as the greatest danger is made with transferring toxic soluble substances by underground waters. In engineering geology waterproof rocks with permeability coefficient smaller 0,001 m/day are considered [2]. As the average value of clay permeability coefficient is $1 \cdot 10^{-4}$ m/day, practically any clay rock may be considered waterproof. But such conductivity may be provided under conditions lithological homogeneity and the certain minimal thickness of clay rocks. Under rock lithological homogeneity understand the sustained structure, at absence sand, carbonate and others permeable, high-porous or soluble rocks.

At the **second stage** the general goal estimation of region and allocation of favorable zones is carried out on the basis of

materials state geological mapping scale 1:500000 – 1:200000, search geological and geophysical survey by method MHZ scale 1:500000 (to depths 50-200 m), small-scale maps of neotectonic zoning, specialized tectonic, geomorphological, lithological and facial, hydro-geological maps and other materials on such major factors:

- feature of region structure and character of geodynamic processes (seismicity, neotectonic movements etc.);
- characteristic of containing formation: substantial composition, lithological and facial uniformity, general thickness etc;
- hydro-geological conditions.

At the **third stage**, the source data for which one are materials state geological mapping scale 1:200000 – 1:100000 and the other mesoscale specialized maps, carry out mesoscale prediction within perspective zones of perspective geological formations distribution with the purpose of favorable sites allocation for the further complex studying. Tasks of a stage are:

- goal structural, lithological, geomorphological, geochemical, hydro-geological and other researches (including construction of multivariate lithological-geochemical models) the allocated perspective zones;
- allocation within zones of perspective sites for the further complex studying on the basis of the developed criteria.

Development of a complex of lithological-geochemical models is the basic means goal characterization geological objects. It is carried out at different stages in various scales that are predetermined by tasks of a stage. Scale of models is: formation-zone-site (area). Detail of development of models consistently grows according to scale of researches.

The purpose of development of complex multivariate lithological-geochemical model is creation of adequate imaging of a geological structure and substantial composition, and also engineering – geological characteristics and other determining properties (consideration of formation conditions) the selected geological body.

In a basis of this technique the standard principles formation and facial analysis, added by a number of methods of system modeling with use of the structural – system approach lay.

The task of the system approach consists in an assignment of the structural organization researched formation (or its certain element, mountain massive etc.), substance composition, genesis, dynamic development and interaction with other systems. Researched formation represents natural real (instead of conceptual) system. As we examine the intended object from two positions, that is its real condition (quasi-closed systems) and processes of formation and development (open and quasi-open systems), in lithological-geochemical models are allocated two parts: static and dynamic (in the determined measure they image two principles of knowledge – systemness and historicism in their interrelation).

The static model (actual state to object) includes studying the structural organization of object, which in turn includes external and internal aspects.

The external structure of object is originally determined by character sedimentation basin caused, first of all, by type of containing tectonic structure.

The establishment of internal structure and substantial composition is, as a matter of fact, uniform process, which contains definitions rock, lithofacial, geochemical, facial and lithostratigraphical structure.

In common the rock structure formation as lithological body as a whole (its certain part) is determined by a stream of a source material, which is brought to open system (sedimentation basin) from source areas (exofund) and other sources

of supply of substance (endofund, thalassofund etc.). The mineral composition clastic, partially – chemogenic part of rocks gives the precise enough data on sources. Authigenous minerals testify about geochemical facies of sedimentation stages, diagenesis and catagenesis. The lithostratigraphical structure is determined on the basis of correlation, analysis and partition of formation sections.

The dynamic model images two major stages in formation progressing: accumulation of sediment (in view of previous stage of material transportation) and its transformation into rock. The model is created on the basis of synthesis of the data on structure and structural organization of formation, taking into account processes of generation, becoming and its functioning as systems.

Lithological uniformity of formation or its parts substantially predetermines uniformity and relative stability of engineering – geological and hydro-geological properties of these geological bodies. Engineering – geological characteristics determine two basic conditions: stability (integrity) of storage and isolating properties of geological environment.

The complex of criteria of selection and estimation of sites for near surface disposal facility of toxic wastes is developed. This complex contains three groups: ecological-geological (safety), sociopolitical and technical and economic [4]. The ecological-geological group includes the following criteria: **structural, geomorphologic, neotectonic, lithological, hydro-geological, climatic, hydrological, ecological load and protectability of the geological environment, geological perspectivity.**

The sociopolitical group of criteria includes a number of factors influencing to a site selection: population density, arrangement of settlements, industrial – urban agglomerations and other objects economic, social, ecological and historical meaning, perspectives of land use and development industrial or housing building etc., and also psychological readiness the population to perception of the future objects of toxic wastes isolation.

The technical and economic group takes into account cost and technological complexity of construction and, in the future, operation of storage.

At the **fourth stage** including realization of the specialized works complex, detailed goal studying sites – candidates and allocation within them of areas for toxic wastes disposal facility is carried out. At the given stage according to conditions of the geological body selection by results of previous stage and the given type of storage (in view of constructive and technical characteristics last) the estimation of safety is carried out.

The analysis of safety, that is procedure of a complex estimation of influence capacity of toxic wastes isolation object on biosphere, is carried out on the basis of estimation of toxic substances output in biosphere in case of destruction engineering barriers. The estimation contains calculations determining time and quantitative parameters of toxic substances output in biosphere with definition of possible influence on environment and man. The mentioned calculations are carried out on the basis of kinetic models of toxic substances migration [1] from technogenic-geological system of storage to different elements of biosphere, taking into account factors of migration and retardation of substances releasing in cases of disturbance technogenic-geological system of storage (both evolutionary, and catastrophic). Examples of such cases are below given:

- destruction of the container with the wastes, caused by corrosion owing to water penetration, in result degradation a roof or walls of storage;
- erosion of the top part of storage in result earth crust epeirogenic raising;

- exfiltration of underground waters in addition disturbance of engineering barriers part (in particular containers or packagings) as a result of groundwater level raising;
- change of groundwater regime as a result of construction of new water intake near storage;
- destruction of integrity of storage as a result fault dislocations;
- destruction of walls and internal engineering barriers (filling, insulating layer, etc.);
- destruction of integrity of storage roof and part of engineering barriers (including containers) as a result of fall of the flying device (the plane, helicopter, etc.);
- destruction of a part of engineering barriers as a result of the unauthorized drilling activities with the purpose of exploration activities or underground waters.

It is necessary to note, that the part of the analysis of safety is the analysis of performance. This operation examines variation of factors of natural environment connected to construction of storage. Mainly it concerns change of groundwater regime. Mathematical calculations of these changes are carried out; results are used for calculations of cases of the analysis of safety.

The forecast of migration of toxic substances from storage and the analysis of safety of a whole isolation system require using of model or different variations the system behavior (on the basis of the reliable initial data received for the selected site with the necessary detail).

Conclusion. The stated principles of a geological substantiation of a site selection for near surface disposal facility

of toxic wastes are the important part of methodology and strategy of creation of storages. In article generalization of methodology existing development is made; guidelines of the further methodology development of an estimation of the geological environment are given; stages of geological researches are allocated and ecological-geological criteria of a site selection for near surface disposal facility of toxic wastes in clay formations are developed. In territory of Ukraine geological conditions for the further researches within geological regions such as northern part of Black Sea Coast Depression, Volyno-Podolsk part Volyno-Podolsk plate, Steppe Crimea and Northwest Donbass are favorable.

1. Крайнов С.Р., Швеє В.М. Гидрогеохимия. – М., 1992.
2. Маслов Н.Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов. – М., 1982.
3. Національна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Україні у 1999 році. – К., 2000.
4. Krushchov D.P., Cherevko I.A. Principles geological substantiation of site selection for near surface disposal facility of toxic wastes // Geol. jom. – 1998. – № 3/4. – P. 87–98.
5. Хрущов Д.П., Шехунова С.Б., Данишурка Н.А. Ізоляція радіоактивних і небезпечних відходів у геологічному середовищі: методологія та критерії вибору ділянок // Геологія в ХХІ столітті: Шляхи розвитку та перспективи. – К., 2001. – С. 311–322.
6. Хрущов Д.П., Яковлев Е.А. Эколого-геологические аспекты изоляции токсических отходов // Видання радіоактивних і токсичних відходів. – К., 1995. – С. 91–94.
7. Cope C., Fuller W., Willetts S. The scientific management of hazardous wastes. – Cambridge, 1983.
8. Dorhofer G. The role of natural geological barriers for the landfills site in Germany // Geoconfinement. – 1993. – Vol. 1. – P. 39–45.
9. Langer M. Safety concept and criteria for hazardous waste sites // Eng. Geol. – 1993. – Vol. 34. – P. 159–167.
10. Langer M. Engineering geology and waste disposal // Bull. Int. Assoc. Eng. Geol. – Paris, 1995. – Vol. 51 (April). – P. 5–29.

Надійшла до редколегії 05.04.05

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.34.01: (551.14:551.243.5)

Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук,
І. Байсарович, канд. геол.-мінералог. наук,
Т. Продайвода, бакалавр

ПРОБЛЕМИ ГЕОФІЗИКИ ТА ФЛЮЇДОДИНАМІКИ БЛОКОВО-ІЄРАРХІЧНОЇ СТРУКТУРИ ЛІТОСФЕРИ

Розглянуто методологічні принципи геофізичної діагностики геодинаміки блоково-ієрархічної структури літосфери. Наголошено, що основним об'єктом геофізичної діагностики мають бути структурні рівні мезо- й мікрорівня та їх динамічний флюїдний режим. Розсіювання енергії в літосфері супроводжується руйнуванням однієї щільної упаковки блоків та формуванням нової щільної упаковки блоків.

The methodological principles of geophysical diagnostics of block-hierarchical lithospheric structure geodynamics are under consideration. It is emphasised that the basic matter of geophysical diagnostics ought to be meso- and micro-levels of the structure and their dynamic fluid mode (regime). The energy dispersion in the lithosphere is accompanied by destruction of one dense blocks' packing and formation of a new dense packing of blocks.

Вступ. За минуле сторіччя геофізика пройшла знаний шлях розвитку від перших експериментів до потужної інформаційної індустрії дослідження Землі. Очевидна всезростаюча роль геофізики у вирішенні глобальних проблем виживання людства. Це вимагає, насамперед, необхідності корінного підвищення ефективності й надійності прогнозу природних і техногенних катастроф і екологічного стану довкілля та, відповідно, нових методологічних і теоретичних підходів до розробки інтерпретаційних геофізичних технологій результатів спостережень.

Основною вимогою до таких технологій має бути забезпечення можливостей дослідження механізму геодинамічних процесів, що спричиняють катастрофічні явища. При такому підході основною метою геофізичних досліджень має стати діагностика геодинамічного стану літосфери активними методами геофізичної то-

мографії, які аналогічні методам медичної й технічної томографії [17–19].

Застосування методів активної геофізичної томографії для моніторингу геодинамічних процесів у літосфері може забезпечити своєчасне запобігання тяжких наслідків від катастроф на небезпечних для проживання людей територіях подібно до того, як медична томографія рятує життя людей завдяки своєчасній і об'єктивній діагностиці хвороби. Про можливі масштаби стихійного лиха, за відсутності необхідних засобів попередження, всьому світу нагадали інтенсивний землетрус і цунамі, які відбулися 26 грудня 2004 року в Південно-Східній Азії та охопили близько 10-ти країн на гігантській території – від Малайзії до Африки та спричинили не лише матеріальні збитки, але найбільші за всю історію людські жертви – більше 226 тис. осіб.

Мета роботи. У статті розглядається новий методологічний підхід до діагностики геофізичних і геодинамі-

чних процесів у літосфері на основі механіки блокового середовища. Беручи до уваги, що більшість небезпечних природних і техногенних процесів у нелінійних блоково-ієрархізованих структурах збуджуються флуктуаціями напружень і теплових градієнтів, і не проявляються на тлі фонових процесів, обґрунтовується необхідність досліджень таких систем на мезо- та мікрорівні. Привертається увага до тісного взаємозв'язку між хвилюючими структурами, що впевнено реєструються сейсмічними й геоелектричними методами та флюїдодинамічним режимом земної кори.

Дилатансія та тріщинуватість. Згідно із сучасними уявленнями, Земля розглядається як гігантська відкрита самоорганізуюча нелінійна динамічна термогравітаційна система [13; 15]. Завдяки існуванню багатоступеневого тепло- та масопереносу вона постійно обмінюється з оточуючим її середовищем та енергією й речовиною. Особливістю такої системи є існування механізмів накопичення й розсіювання енергії, що сприяють циклічному наближенню її до деякого нового динамічного квазістаціонарного стану. Циклічні процеси накопичення й розсіювання енергії спричиняють фрагментацію земної кори на блоки [21].

Формування блоково-ієрархічної структури розглядається як яскрава ознака самоорганізації земної кори, тобто здатність її формувати таку структуру, яка забезпечує найбільш ефективне розсіювання енергії, що надходить [21]. Це проявляється в механічних переміщеннях і переупаковці блоків земної кори. Розрізняють чотири типи рухів літосфери [4; 8; 21]: 1) рухи блоків як жорстких тіл; хвильові рухи; 2) сейсмічні хвилі, хвилі згину в плитах; 3) течія речовини: крип, квазіпластична течія; 4) переупаковка, зокрема, дилатансія.

Кожному із типів механічного руху літосфери може відповідати специфічний масштабний рівень у блочній ієрархії [14; 16]. По відношенню до деякого характерного розміру, який зв'язаний із фізичним методом вивченням явища (наприклад, довжиною сейсмічної хвилі), характерний масштабний рівень може відображати мікроструктуру, мезоструктуру або макроструктуру середовища [14; 16]. Якщо роль рухів літосфери перших трьох типів достатньо усвідомлена, то роль рухів четвертого типу, які відбуваються на мезо- і мікрорівнях, поки що недостатньо вивчена. Термін "дилатансія" був введений у 1885 р. О. Рейнольдсом [31] для характеристики особливої поведінки гранульованого середовища при його незворотній переупаковці.

Існує аналогія між поведінкою ґрунтів – при нормальних тисках і блоково-консолідованим середовищем – за великих дотичних напружень [4; 8]. Серед явищ, які спостерігаються при деформуванні ґрунтів, важливу роль відіграють різні способи зміцнення матеріалу (зокрема, дві модифікації дилатансійного зміцнення), знеміцнення при критичних напруженнях зсуву із переходом у стійку пластичну течію, зворотність переупаковок (дилатансії) у полі сили тяжіння. Із дилатансією пов'язують і деякі специфічні форми накопичення потенційної енергії.

В подальшому дилатансію будемо розуміти як явище зміни об'єму сипучого середовища при навантаженні зсуву (класична дилатансія – переупаковка зерен, блоків), так і зміну об'єму консолидованих блоків геологічного середовища внаслідок масового тріщиноутворення або закриття тріщин при зсуві (тріщинна дилатансія) [4]. Наслідком явища дилатансії є зміна структури блокового середовища. Проте, крихке руйнування відбувається лише тоді, коли інші механізми дисипації не встигають розсіювати лишок енергії. До таких процесів дисипації енергії можна віднести процеси течії геологічного середовища: крип, пластичну течію, або процеси

його структурних перетворень на мікро- і макрорівнях: метаморфізм і плавлення, переупаковка блоків та крихке руйнування блоків. Причому, найефективнішим засобом передачі механічної енергії в блоковому середовищі є рух жорстких блоків, який є причиною сейсмічної активності. До цієї ж категорії причин можна віднести і тектонічні процеси підняття й опускання.

В. Ніколаєвський [7; 8] узагальнив експериментальні дослідження механічного руйнування гірських порід і встановив границі пружного стану гірських порід, за якими починається процес внутрішнього попереднього руйнування (поява мікротріщин або розмноження дислокацій всередині окремих мінералів). Він звернув увагу при цьому на умовність терміну "пружний стан", оскільки його супроводжують дограничні непружні деформації, частіше всього зв'язані із частковим закриттям наявних раніше тріщин і пор, або ж із тріщинами, які виникли внаслідок наявності внутрішніх мікронеоднорідностей. Тому межа пружності вважається досягнутою, якщо непружні деформації стають такого ж порядку або переважають пружні. За межами пружності, яка складає від однієї третини до половини границі міцності зразка, за помірно високих тисків, у кристалічних гірських породах виникають великі дилатансійні деформації. Їх характерною особливістю (дотичні напруги призводять до незворотних об'ємних деформацій) є непружні зміни об'єму системи внутрішніх тріщин. Факт існування мікротріщин одразу за межею пружності нині є загальновизнаним. Тріщини відрізняються від дислокаційних типів дефектів наявністю не лише стрибкоподібних дотичних до їх поверхні переміщень, але й нормальних. Це і спричиняє кінематичний ефект – збільшення тріщинної пустотності. Орієнтація дилатансійних мікротріщин і характер руйнування гірської породи залежать від тиску та температури. За невеликих бокових тисків, виникаючі мікротріщини й макротріщини руйнування паралельні напрямку головних стискаючих напруг. При великих бокових обжимаючих тисках макротріщина орієнтована під кутом.

У гранітах і габро при тисках вище 0,2 ГПа і температурі 200° С формується розгалужена система тріщин, яка поступово концентрується в смугах локалізації деформацій, розвиток яких завершується створенням у їхній площині магістральної тріщини. Така поведінка спостерігається до тиску 0,5 ГПа і температурі 400 °С. За більш високих тисків і температур формування магістральних тріщин стає неможливим, оскільки сухе тертя на порядок перевищує міцність суцільного матеріалу. В сухих гранітах перехід від мікротріщинуватості всередині зерен до непружності, яка обумовлена дислокаційним механізмом, відбувається за температури 600 °С і майже не залежить від тиску. Що стосується міжзернових тріщин, то на них впливає і тиск і температура. За тиску 1 ГПа і температурі 600 °С (або 1,5 ГПа і 500 °С, або 0,6 ГПа та 700 °С) ці тріщини не виникають, а деформація зразка відбувається за рахунок дислокацій і ізованих мікротріщин всередині зерен. Зміна елементарних механізмів деформування свідчить про перехід при зазначених тисках і температурах від крихко-дилатансійного стану (псевдопластичного) до пластичного. При тривалих навантаженнях спостерігалось зростання дислокаційних деформацій і часом. Це явище називають крихко-дилатансійною повзучістю [8].

Оскільки в крихких тілах із появою сухого тертя вважається неможливою в'язко-пружна деформація, то ефект, що спостерігається, приписують дифузії вологи в системі тріщин. Експериментальні дослідження показують [29; 34; 35], що міцність волого-насичених гірських порід зменшується. Корозійні тріщини характеризуються повіль-

ним розвитком. Вони формуються за низьких температур (у гранітах при температурах менше 400 °C), коли не переважає внутрішньокристалічна пластичність [29; 35].

Зіставлення сейсмічного розрізу стандартної континентальної земної кори зі зміною типів руйнування показало [8; 9], що спостерігається певна відповідність субгоризонтальних сейсмічних границь границям переходу від одного типу тріщинуватості до другого. Тобто, сейсмічні границі певною мірою відображають рівні зміни реологічної реакції гірських порід на руйнуючі навантаження. Ці геотектонічні рівні контролюють розвиток розломів і тріщинуватість, проникливість і інтенсивність переносу речовини в земній корі. Наявність хвильоводу із відкритою тріщинуватою пористістю, сприятливою для проникнення розчинів, може спричиняти як аномальні ефекти електропровідності, так і можливі формування на таких глибинах газо- та водовмісних структур. Важливим моментом є з'ясування ступеню взаємозв'язку хвильоводу із водонапірними горизонтами осадових порід.

За даними роботи [7], водоізолюючими властивостями (в глобальному масштабі) характеризується границя Мохо, яка відображає реологічний перехід гранітів в істинно пластичний стан, і, відповідно, у водонепроникний стан.

Хвильоподібні структури можуть бути як ізольованими від верхньої границі фундаменту, так і сполучені із нею. Флюїд, який вміщується у хвильоподібній структурі і розломі, може мати тиск, рівний, більший або менший гідростатичного, залежно від рівня фільтраційного опору мережі тріщин, а також від того, на якій стадії дилатансійного деформування ця мережа тріщин знаходиться (ущільнення або розущільнення). Нижче хвильоводу переважає руйнування типу псевдопластичної течії (катаклазу), що спричиняє формування розосередженої тріщинуватості. Розміри тріщин із глибиною зменшуються і зменшуються, ймовірно, і можливість дилатансійного генерування тріщин.

Дилатансійна анізотропія. Трикомпонентні сейсмічні спостереження над джерелами слабких землетрусів поблизу розлому в Туреччині дозволили [25] у межах "вікна" для хвиль поперечної поляризації встановити розщеплення хвиль поперечної поляризації із досить стійкою їх орієнтацією. Площина поляризації "швидкої" поперечної хвилі виявилася паралельною напрямку максимального горизонтального стискання вздовж всієї зони цього розлому. Сейсмограми свідчать про анізотропію в межах усього регіону, що оточують джерела землетрусів, а не лише поблизу ділянок концентрації напружень безпосередньо розташованих поблизу землетрусів.

Паралельна орієнтація площин поляризації поперечних мод і деякі інші особливості запису сейсмограм добре узгоджуються із моделлю вертикально розташованих паралельних, заповнених водою мікротріщин, простягання яких перпендикулярно мінімуму горизонтального стискання.

Явище розщеплення хвиль поперечної поляризації спостерігається в текстурованих гірських породах із кристалографічною орієнтацією зерен мінералів, орієнтацією їх за формою та з орієнтацією мікротріщин [1; 12; 14; 16]. Акустопружні ефекти спостерігаються в мікротріщинуватому середовищі, що знаходиться в напруженому стані [14; 20].

За даними сейсмічних спостережень С. Кремпіна [14; 25] у верхній частині земної кори існує екстенсивна анізотропія дилатансії, яка обумовлена індукційованими напруженим станом тріщинами. Тріщини орієнтовані, як правило, вертикально і перпендикулярно до мінімальних (горизонтальних) стискаючих напружень.

Тріщинуватість і флюїдодинаміка. Значний вплив на механізм дисипації енергії геологічного середовища спричиняє флюїдний режим земної кори. Зокрема, ви-

никнення надлишкового порового тиску під дією флюїдних потоків (із областей розігрівання), термопружні напружки та зміни об'єму внаслідок внутрішньокорового метаморфізму й магматизму.

Процеси флюїдодинаміки в літосфері відіграють надзвичайно важливу роль у багатьох геологічних і геофізичних явищах. Присутність або відсутність води має значний вплив на діючі механізми, що спричиняють деформації гірських порід. Причому характер поведінки гірських порід (крихий або пластичний) залежить від конкретних умов деформування. Циркуляція води в кристалічних породах здійснює великий вплив на теплові потоки.

Глибоке розуміння флюїдо- та газодинаміки в літосфері є надзвичайно важливим для вирішення декількох вагомих і взаємопов'язаних питань: На яких глибинах присутня вільна вода? Які значення порового тиску на цих глибинах? Яка проникливість для флюїдів на цих глибинах?

Відповіді на ці питання ґрунтуються на побічних даних, оскільки відомі результати вимірювань гідрогеологічних властивостей земної кори прямими методами обмежуються глибинами до 11400 м (Кольська надглибока свердловина).

Ізотопні дослідження батолітів свідчать, що атмосферна вода може циркулювати на глибинах до 10–20 км. Деякі результати глибинного електромагнітного зондування літосфери свідчать про існування зон зниженого електричного опору. Ряд дослідників вважає, що можливою причиною підвищеної електропровідності може бути існування зв'язаної тріщинуватості, яка заповнена водою [2; 3; 23; 27; 33]. Ці припущення можуть мати місце і підтверджуються лабораторними дослідженнями електричних властивостей гірських порід [30; 32]. За даними сейсмічних досліджень у земній корі існують зони знижених швидкостей, в яких поровий тиск більший гідростатичного [24], що узгоджується експериментальними дослідженнями швидкостей пружних хвиль на зразках гірських порід, наведених у роботі [29].

А. Каракін [5, 6] запропонував концепцію взаємозв'язку тріщинуватості структури та флюїдного режиму земної кори. При існуючих тектонічних напруженнях у земній корі переміщення вздовж пружно-крихких тріщин, розломів і тріщинуватих шарів різних масштабів неминуче приводять до виникнення дилатансійних ефектів. Останні знижують поровий тиск у тріщинах і створюють великі градієнти тиску, які співрозмірні із силою тяжіння флюїду. Це може спричинити переміщення флюїду як по вертикалі, так і по горизонталі на значні відстані. Крім того, важливою особливістю пружно-крихкого процесу руйнування є можливість концентрації напружень. У вершинах тріщин на субатомних відстанях виникають такі напружки, які на багато порядків перевищують градієнти середніх напруг у земній корі.

Ці процеси відіграють важливу роль у трансформації енергетичних потоків. Тріщинуваті шари (хвильоводи) в земній корі представляють своєрідною "кухнею", в якій здійснюються геодинамічні перетворення геологічного середовища. Роль флюїдів у цих шарах і за їх межами зводиться до того, щоб виносити із цих тріщинуватих шарів новоутворення розчинених речовин. Сама тріщинувата структура хвильоводу знаходить своє пояснення із аналізу міцнісних властивостей і характеру руйнування геологічного середовища [18; 19].

Висновки. Згідно із концепцією фізичної мезомеханіки [4; 10; 11], безпосередньо перед руйнуванням реальних неоднорідних матеріалів спочатку формується специфічна мезоструктура, яка складається з чергування більш міцних доменів і областей (смуг) текучості. Домени зазнають обертовальних (поряд із поступальними) рухів, або точніше – вони "перекочуються". Отже, основними видами деформації на рівні мезоструктури – зсув (течія) і обертання (кочення).

Крихкому руйнуванню передують інтенсивні пластичні процеси, що обумовлюються ієрархічною блочною структурою геологічного середовища на самих нижніх рівнях ієрархії (від зерна до текстури та структури). З цієї позиції концентраційний критерій руйнування [22] пояснюється не лише (і не скільки) тим, що підвищенні напруги, які концентруються на вістрях тріщин, але і тим, що від кінців виникаючих тріщин розповсюджуються фронти дефектності, які підготовляють середовище до руйнування.

Жорсткі блоки геологічного середовища можуть утворювати структури каркасного типу, яка забезпечує відносно стабільне існування більш "м'яких" (в тому числі пластичних) блоків [4].

Сценарій руйнування геологічного середовища може бути обумовлений різними чинниками: 1) типом напруженого стану; 2) швидкістю деформації середовища; 3) конкретно-блоково-ієрархічною структурою; 4) розподілом неоднорідностей за механічними властивостями; 5) градієнтом температур; 6) флюїдним режимом.

Блоково-ієрархічна структура земної кори – не лише арена, на якій розгортаються геодинамічні процеси, але й активний учасник цих процесів. Вона відіграє основну роль і в транспорті енергії та флюїдів у земній корі, і в формуванні специфічної мезоструктури, передуючої руйнуванню. Процес розсіювання енергії супроводжується руйнуванням однієї щільної упаковки блоків і формуванням нової щільної упаковки блоків.

Основним об'єктом геофізичної діагностики геодинаміки блоково-ієрархічної структури літосфери мають бути об'єкти її мезо- й мікрорівня та їх динамічний флюїдний режим.

1. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. – Новосибирск, 2000. 2. Ваньян Л. О природе электропроводности активизированной земной коры // Физика Земли. – 1996. – № 6. 3. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Электропроводность и флюидонасыщенность земной коры // Астеносфера по комплексу геофизических методов. – К., 1988. – С. 20–25. 4. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясение // Физика Земли. – 2004. – № 10. 5. Каракин А.В. Модель движения флюидов за геологические отрезки времени // Математическое моделирование. – 199. – Т. 2. 6. Кузнецов О.Л., Каракин А.В. Концепция трещиноватой структуры и флюидного режима в верхней коре // Геоинформатика. – 2002. – № 3. 7. Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 249, № 4. – С. 817–821. 8. Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и

землетрясения // Райс Дж. Механика очага землетрясения. – М., 1982. – С. 133–215. 9. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. – 1985. – № 1. 10. Панин В.Е., Гриняев Ю.В. Структурные уровни пластической деформации и разрушение. – Новосибирск, 1990. 11. Панин В.Е. Синэнергетические принципы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. – 2000. – Т. 3, № 6. 12. Продайвода Г.Т. Розщеплення і зміна поляризації об'ємних пружних хвиль у гірських породах // Вісн. Київ. ун-ту. Науки про Землю. – 1994. – Вип. 2. – С. 77–82. 13. Продайвода Г.Т. Сучасна модель глобальної еволюції Землі і геодинаміки // 36. наук. пр. Київ. ун-ту. – 1995. – Вип. 2. – С. 115–130. 14. Продайвода Г.Т. Основи сейсмоакустики. – К., 2001. 15. Продайвода Г.Т. Глобальна самоорганізація Землі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2001. – Вип. 19. – С. 3–8. 16. Продайвода Г.Т. Акустика текстур гірських порід. – К., 2004. 17. Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Проблеми геофізичного моніторингу небезпечних природних і техногенних явищ // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2001. – Вип. 19. – С. 8–15. 18. Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Проблеми геофізики природних і техногенних катастроф. – Наук. записки Київ. ун-ту. – 2004. – Т. III. – С. 162–169. 19. Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Проблеми комплексної геодинамічної інтерпретації даних геофізичного моніторингу природних і техногенних процесів // Доп. НАН України. – 2004. – № 3. – С. 121–127. 20. Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Вижева С.А. Акустоупругі ефекти в мікротрещиноватій геологічній середі // Геофізический журн. – 2001. – Т. 23, № 5. 21. Садовский М.А., Болховитиков Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дисперсности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1982. – № 12. – С. 3–18. 22. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 252, № 1. – С. 69–71. 23. Шмонов В.М., Витовтова В.М. Взаимосвязь электропроводности и проницаемости в условиях континентальной земной коры // Физика Земли. – 2000. – № 3. 24. Berry M.J., Mair J.A. The nature of the earth's crust in Canada // The Earth's Crust: Its Nature and Physical Properties: Geophysics Monogr. Ser., V. 20 / Ed. by J.G. Heacock. – Washington, 1977. – Н. 319–348. 25. Crampin S. Geological and Industrial Implications of Extensive – Dilatancy Anisotropy // Nature. – 1987. – Vol. 328, № 6130. – P. 491–496. 26. Kranz R.L. Crack growth and development during Creep of Barre Grate // Int. J. Rock. Mech. Sci. Geomech.: Abst. – 1979. – Vol. 16. – H. 23–25. 27. Nekut A., Connerney J.E.P., Kuckes A.F. Deep crustal electrical conductivity: Evidence for water in the lower crust // Geophys. Res. Lett. – 1977. – V. 4. – P. 239–292. 28. Norton D., Taylor H.P. Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope date: An analysis of the Skaergaard intrusion // J. Petrol. – 1979. – V. 20. – P. 421–486. 29. Nur A., Simmons G. The effect of saturation on velocity in low porosity rocks // Earth Planet. Sci. Lett. – 1969. – № 7. – P. 183–193. 30. Olhoeff G.R. Electrical properties of granite with implications for the lower crust // J. Geophys. Res. – 1981. – V. 86. – P. 931–936. 31. Reynolds O. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact // Philos. Mag. – 1885. – V. 20, № 127. 32. Shankland T.J., Ander M.E. Electrical conductivity, temperature, and fluids in the lower crust 117 // Geophys. Res. – 1983. – V. 88. – P. 9475–9484. 33. Thompson A.B. Fluid-absent metamorphism // J. Geol. Soc. – London, 1983. – V. 140. – P. 533–547. 34. Walder J., Nur A. Porosity Reduction and Crustal Pore Pressure Development // J. Geophys. Res. – 1984. – № 13. 35. Waza T., Kuzita K., Mizutani H. The effect of water on subcritical crack growth in silicate rock // Tectonophysics. – 1980. – V. 67.

Надійшла до редколегії 20.06.05

УДК 551.8: 631.41

Ж. Матвіїшина, д-р геогр. наук,
Ю. Дмитрук, канд. с.-г. наук,
К. Бондар, канд. геол. наук

АНАЛІЗ ВМІСТУ ВАЖКИХ МЕТАЛІВ ТА МАГНІТНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ПОХОВАНИХ ГОРИЗОНТІВ РОЗРІЗУ "В'ЯЗИВОК"

Встановлено особливості вмісту важких металів та їх розподілу в похованих ґрунтах і відкладах розрізу "В'язівка". Вивчено деякі магнітні властивості похованих ґрунтів розрізу.

The feature of heavy metals content and distribution and some magnetic properties of buried soils from Vyazivok section were investigated.

Вступ. Моніторинг об'єктів геосфери неможливий без параметрів просторово-часової організації. Тому надзвичайно важливо оперувати даними про кількості важких металів (ВМ) у минулі геологічні періоди. Зважаючи на високу палеокліматичну інформативність магнітної сприйнятливості та інших магнітних властивостей лесово-ґрунтових формацій [3] зроблено спробу зіставлення їх з розподілом ВМ. З цією метою характеризуються зміни вмісту хімічних елементів і магнітних властивостей у відомому геологічному об'єкті – "В'язівка", повна характеристика якого наведена у численних друкованих роботах.

Об'єкти та методика дослідження. Нами для дослідження використано показники розчистки № 1 – Борисенково провалів [2]. Проте відомостей про геохімію ґрунтів і відкладів минулих періодів немає. Тому метою роботи є встановлення закономірностей валового вмісту та розподілу окремих ВМ. Для цього відбиралися зразки ґрунтів від поверхні до глибини 960 см з інтервалом у кожні 10 см. На цих глибинах послідовно розміщуються: сучасний сірий лісовий ґрунт (hl), бузький лес (bg), вітачівські ґрунти (vt), удайський лес (ud) і прилуцький (pl) ґрунти (табл. 1). Валовий вміст ВМ визначався методом атомно-адсорбційної спектrophотометрії (спектрофотометр КАС-120 М1). Математич-

© Ж. Матвіїшина, Ю. Дмитрук, К. Бондар, 2006

ну обробку результатів виконували на основі пакета прикладних програм "Statistica". Враховуючи складність геологічної будови для характеристик перерозподілу ВМ використовували коефіцієнт радіальної диференціації – Кр [1]. Для ґрунтів і лесів верхнього плейстоцену – голоцену з північного борту Борисенкового провалля вивчені також деякі магнітні властивості: магнітна сприйнятливості (χ); намагніченість насичення (M_s), залишкова ізотермічна намагніченість (SIRM), повна (H_c) та залишкова (H_{cr}) коерцитивні сили; природна залишкова намагніченість (J_n).

Результати та обговорення. Середня кількість ВМ (табл. 1) свідчить про загалом фонові величини всіх еле-

ментів, які на окремих етапах тотожні сучасним. Проте специфіка ландшафтно-екологічних умов деяких стадіалів (vt, ud та pl) призвела до суттєвого відхилення вмісту металів від їх середніх для розрізу значень. Якщо порівнювати вміст ВМ в інших горизонтах із hl, приймаючи їх кількість тут за одиницю, то виявляється збільшення елементів по всьому розрізу в 1,16–1,66 рази. Зростання вмісту металів спостерігається від hl до pl-с, після чого їх кількість поступово зменшується до pl-а. Загальний тренд змін (збільшення валового вмісту ВМ вниз по розрізу) задовільно апроксимується поліномом другого степеня ($R^2 = 0,62$).

Таблиця 1. Середній валовий вміст ВМ за горизонтами розрізу "В'язівка", мг/кг

Стадіали	Pb	Cd	Cu	Ni	Cr	Zn	Mn
Голоценовий (hl)	8.45±1.74	0.54±0.25	9.37±1.22	16.3±4.94	14.8±3.50	29.8±5.20	186±50.1
Бузький (bg)	9.84±1.98	0.69±0.28	10.8±2.41	20.7±2.40	15.2±5.15	42.2±22.3	270±46.6
Вітачівський верхній (vt-b2)	12.5±3.19	0.94±0.23	14.8±2.20	29.0±3.0	23.9±3.32	42.2±9.56	355±53.9
Вітачівський нижній (vt-b1)	12.8±2.62	0.79±0.21	15.5±2.23	29.3±4.47	26.3±3.19	44.9±10.4	370±64.2
Удайський (ud)	13.6±2.53	0.85±0.27	13.4±2.28	26.5±2.16	22.9±4.16	44.2±7.46	374±92.4
Прилуцький верхній (pl-с)	10.2±2.39	0.68±0.22	11.4±1.84	20.7±2.40	17.7±2.32	29.9±3.89	390±76.9
Прилуцький середній (pl-б)	10.5±2.48	0.56±0.25	11.9±1.54	20.3±1.53	18.6±4.09	36.2±6.40	442±128
Прилуцький нижній (pl-а)	7.40±3.33	0.35±0.12	10.8±2.67	20.3±1.82	19.0±6.73	27.7±9.57	296±57.1

Молекулярні відносини в якості факторіальних ознак обернено пропорційно впливають на валовий вміст всіх металів. Отже, чим більше SiO_2 , тим менший вміст досліджуваних металів і навпаки. Таким чином, втрати SiO_2 та накопичення R_2O_3 на етапах підвищеної інтенсивності процесів гіпергенезу, сприяють насиченню горизонтів ВМ. Тому загальний тренд збільшення їх валового вмісту із глибиною – результат зростання у цьому ж напрямі ступеня перетвореності кори вивітрювання. Молекулярні відносини тісно пов'язані із гранулометричним складом: збільшення вмісту крупного пилу (ця фракція характеризується насиченістю первинними мінералами) зумовлює розширення молекулярних відносин за рахунок зростання кількості SiO_2 і (або) зменшення вмісту R_2O_3 . З іншими фракціями пилу та вмістом мулу молекулярні відносини зв'язані обернено пропорційно.

Всі ВМ обернено пропорційно залежать від вмісту крупного пилу, а тіснота зв'язку зменшується в ряду: $Ni > Mn > Cr > Cu > Zn > Cd > Pb$. Априорі зрозумілими є і залежності (обернено пропорційні) між вмістом крупного пилу та іншими фракціями, а також із вмістом SiO_2 (позитивні) і R_2O_3 та MgO (обернено пропорційні). Середній пил прямо пропорційно впливає на кількість Ni , Cd , Cr і Zn . Із збільшенням вмісту дрібного пилу зростає і вміст ВМ (крім Mn). Мул, як і фракція середнього пилу, визначає кількість окремих елементів: Cr , Ni , Zn і Mn . Така приуроченість ВМ до певних фракцій гранулометричного складу пояснюється насамперед насиченістю останніх первинними або вторинними мінералами, у складі яких переважають катіони відповідних елементів. Слід вказати і на комплексні органіно-мінеральні сполуки, які утворюють гумусові речовини з глинистими мінералами та R_2O_3 . Саме останнім може пояснюватися слабкий вплив власне вмісту гумусу на кількість металів. Очевидно, що дія органічних сполук виявляється мультиколеніарно, через дію на вміст ВМ гранулометричного складу.

Аналіз впливу двох показників – SiO_2 та R_2O_3 або їх відносин детальніше розкривають особливості зв'язків із ВМ. Вони пояснюються істотною роллю для насиченості металами ґрунтів, насамперед первинних мінералів. Але у процесі вивітрювання окремі ВМ посилено виносяться, інші – більш інертні і залишаються на місці, що й призводить до перерозподілу ВМ за різними фракціями. Саме це підтверджує парний кореляційний аналіз з валовим хімічним складом: чим менше у ґрунті R_2O_3 та більше SiO_2 , тим менший

валовий вміст металів. Характерно, що впливу вмісту CaO на кількість ВМ не встановлено, у той же час від вмісту MgO прямо пропорційно залежить більшість з елементів (крім Pb і Cr). Отже, оксид магнію приурочений здебільшого до тих самих гранулометричних фракцій, що й R_2O_3 . Загалом найбільше від валового хімічного складу залежать Ni , Zn і Cr .

Криві профільного розподілу Kr дозволяють прослідкувати місця акумуляції-міграції ВМ (рис. 1, а). Загальний тренд змін останніх – збільшення їх кількості вниз по розрізу, що властиво всім елементам, крім Cd , кількість якого зростає від pl до hl. Спостерігається мінімальний вміст ВМ у hl ґрунті та їх максимум у bg лесі та vl, найбільший вміст якого у pl горизонтах. Підкреслимо, що вміст SiO_2 і молекулярні відносини зменшуються вниз від hl до pl ґрунтів, а вміст R_2O_3 та MgO , як і кількість ВМ, збільшуються у цьому ж напрямі. Такий розподіл підтверджує істотнішу перетвореність похованих горизонтів процесами вивітрювання. Інтенсивність останнього зростає у відповідних кліматичних умовах – теплих і вологих. Сучасний ґрунт, який максимально, порівняно із іншими горизонтами насичений SiO_2 , перебуває на стадії інтенсивного розвитку. Встановлено, що кількість ВМ у hl ґрунті розсіюється, порівняно із їх вмістом у bg лесі, який є материнською породою для hl ґрунту. Одночасно виявлено, що у vt і pl ґрунтах ВМ акумулюються, порівняно із підстиляючими їх породами.

Сучасний ґрунт, як встановлено на основі кластерного аналізу, утворює гілку з bg лесом, незалежно від варіантів аналізу (за вмістом ВМ, за гранулометричним або валовим хімічним складом, за всіма показниками). Поділ vt і pl стадіалів на окремі етапи та наступний кластерний аналіз дав змогу встановити: 1) pl горизонти в більшості випадків об'єднуються в одну групу, крім найдавнішого горизонту (pl-а), який частіше утворює спільну гілку за вмістом ВМ та окремими показниками з bg лесом; 2) vt ґрунти об'єднуються в одну групу, яка найближча із ud лесом; 3) hl ґрунт утворює кластер з bg лесом, або найвіддаленіший від усіх горизонтів. Отже, кластерний аналіз засвідчує особливості геохімічного складу hl ґрунту та його найбільший зв'язок із ґрунтоутворювальною породою (bg лес). Встановлений факт свідчить і про відсутність забруднення ВМ сучасного ґрунту.

Особливості профільного розподілу важких металів (рис. 1, б) свідчать про різноманіття міграційних процесів, які склалися в ландшафтно-екологічних умовах певного часу. Загалом спостерігається 3 типи профільного пере-

розподілу металів у ґрунтах: 1) елювіальний – (hl); 2) акумулятивний – (pl-a); 3) елювіально-ілювіальний – у всіх інших горизонтах. Отже, розподіл ВМ по профілю hl ґрунту свідчить про особливі ландшафтні умови його генезису, в яких відбувався виніс металів із верхньої частини сірого лісового ґрунту (гумусово-елювіального горизонту) без їх накопичення у нижній. Такі зміни вмісту ВМ пов'язані із невираженістю перерозподілу мулистих частинок і валового хімічного складу, описані раніше.

Акумуляція у верхній частині профілю сірого лісового глейового ґрунту pl-a пов'язана насамперед зі збільшенням відношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$, що відбувається за рахунок зростання вмісту Al_2O_3 . Спостерігається в цьому місці і деяке підвищення кількості фізичної глини. Виніс металів із нижньої частини профілю цього ґрунту спричинений протилежними до вказаних процесами. Ймовірно видається також посилення міграції катіонів ВМ у відновних умовах оглеєних горизонтів.

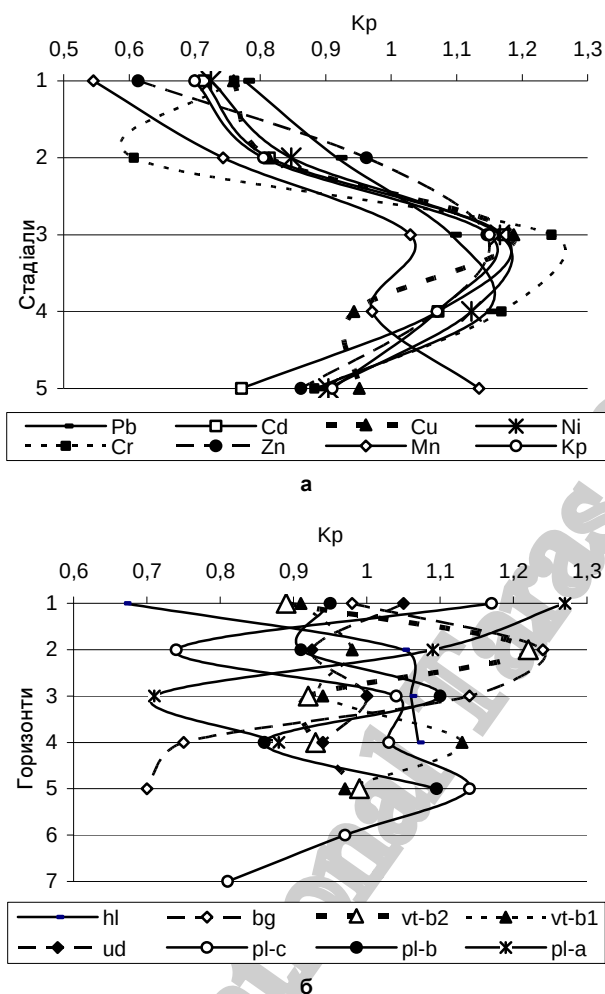


Рис. 1. Розподіл Кр ВМ:

А – за стадіями розрізу "В'язівка" (1 – hl; 2 – bg; 3 – vt; 4 – ud; 5 – pl); Б – за профілем стадіалів (hl: 1 – HE; 2 – I; 3 – IP; 4 – PK; bg: 1–105 см; 2–155 см; 3–185 см; 4–205 см; 5–235 см; vt-b2: 1 – H(e); 2 – H(p); 3 – H(p); 4 – P(i); 5 – P(i); vt-b1: 1 – H; 2 – H; 3 – H; 4 – H; 5 – PK; ud: 1–485 см; 2–495 см; 3–535 см; 4–595 см; pl-c: 1 – H; 2 – H; 3 – HP; 4 – HP; 5 – HP; 6 – HP; 7 – Phk; pl-b: 1 – H(e); 2 – HP(i); 3 – HP(i); 4 – HP(i); 5 – Ph; pl-a: 1 – HE; 2 – HE; 3 – legl; 4 – legl)

Елювіально-ілювіальний перерозподіл кількості металів у всіх інших горизонтах має індивідуальні риси, зумовлені різними факторами, особливо щодо лесів. Так, нижня частина товщі bg лесу характеризується істотним зменшенням карбонатів, у результаті чого посилюється виніс

металів, на відміну від верхньої товщі. Удайський лес характеризується найрівномірнішим розподілом гранулометричного й валового хімічного складів, що й пояснює слабку диференціацію кількості ВМ по товщі цих відкладів. Тільки кількість свинцю найвища в лесах цього етапу.

Розподіл кількості ВМ у vt горизонтах близький, із більшою амплітудою у верхньому ґрунті. Останній, на відміну від нижнього, характеризується краще вираженим ілювієм з деякою акумуляцією у ньому R_2O_3 , MgO та CaO. Істотну роль у накопиченні металів у vt ґрунтах відіграє гранулометричний склад, у першу чергу вміст мулу. Загалом vt ґрунти мають найвищий валовий вміст ВМ, за винятком Pb (максимум якого в ud лесі) та Mn, найбільше якого – у pl-b ґрунті. Крім вказаних особливостей слід відмітити, що vt горизонти є озалізненими, оглиненими та насиченими Fe-Mn бобовинами, що загалом дозволило відносити їх до бурих. Генезис таких ґрунтів відбувається за посилення гіпергенних процесів в умовах теплішого й вологішого клімату. Другий етап їх розвитку проходив у холодніших, але й вологіших умовах і супроводжувався перерозподілом речовини по профілю. Тому саме ґрунти pl-a найбільше насичені ВМ.

Для ґрунтів pl-c виявлено кардинальніший вплив на кількість ВМ валового хімічного складу. Особливо це спостерігається при збільшенні – зменшенні вмісту кремнезему, яке власне й супроводжується коливанням кількості металів. За амплітудою вмісту останніх встановлено ряд горизонтів: pl-a > bg > hl > pl-c > vt-b2 > pl-b > vt-b1 > ud. Поглинення й накопичення півтораоксидів у pl час дещо слабше, порівняно із vt стадіалом. Проте pl горизонти характеризуються максимальним проявом серед всіх інших процесів оглеєння, що могло вплинути на кількість Mn.

Спостерігається зростання χ , SIRM, M_s у горизонтах ґрунтів по відношенню до лесів. Особливо чітко виділяється прилуцько-кайдацький палеоґрунтовой комплекс, у межах якого χ змінюється від 24 до $55 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, SIRM – від 28 до $69 \cdot 10^{-4} \text{ Ам}^2/\text{кг}$, M_s – від 20 до $43 \cdot 10^{-3} \text{ Ам}^2/\text{кг}$. Найнижчими величинами χ , SIRM, M_s характеризуються бузькі леси: $\chi = 13\text{--}18 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, SIRM = $19 \cdot 10^{-4} \text{ Ам}^2/\text{кг}$, $M_s = 15 \cdot 10^{-3} \text{ Ам}^2/\text{кг}$. Коерцитивність матеріалу формацій, яку характеризують величини H_c та H_{cr} , має протилежну тенденцію розподілу. Тобто найвищі значення притаманні лесам удайського віку ($H_c = 14.5 \cdot 10^{-3} \text{ Тл}$, $H_{cr} = 37 \cdot 10^{-3} \text{ л}$), а найменші зареєстровані у прилуцькому палеоґрунтовому комплексі ($H_c = 5.5\text{--}9.5 \cdot 10^{-3} \text{ Тл}$, $H_{cr} = 10\text{--}20 \cdot 10^{-3} \text{ Тл}$). У межах сучасного сірого лісового ґрунту H_{cr} зростає від $8 \cdot 10^{-3} \text{ Тл}$ у H горизонті до $30 \cdot 10^{-3} \text{ Тл}$ на глибині 70 см у горизонті lhp. Отже, у материнському лесовому матеріалі, порівняно з власне ґрунтом, існують відносно більш магнітожорсткі зерна магнітних мінералів із меншою намагніченістю.

За результатами термомагнітних аналізів лесовим товщам бузького й удайського віку притаманні блокуючі температури $T_b = 610\text{--}620^\circ$, а ґрунтовим товщам вочевидь насиченим органічною речовиною властиві дещо нижчі температури $T_b \approx 600^\circ$. Такий діапазон блокуючих температур вказує на відсутність магнетиту в розрізі, тут існують більш окислені магнітні мінерали – магеміт або гематит.

Найбільший нахил відносно осі ординат і найменшу площу мають петлі магнітного гістерезису зразків лесового матеріалу або горизонтів із меншим вмістом органічної речовини. Це свідчить про значно більшу кількість парамагнітних і суперпарамагнітних утворень у палеоґрунтах по відношенню до лесів.

Розмагнічування J_n змінним магнітним полем 10-ти зразків із низів горизонту pl-c показало, що у складі J_n домінує в'язка компонента, медіанне руйнуюче поле не перевищує 5 мТл, орієнтація відповідає сучасному геомагнітному полю. Таким чином, епізод оберненої поля-

рності Блейк у розчистці північного борту Борисенкового провалля не знайдено.

Висновки. Отже, проведений аналіз вмісту ВМ дозволяє зробити окремі висновки: 1) найголовніша закономірність змін валового вмісту металів у часі – переважання дисипативних процесів від pl до hl стадіалів; 2) етапність у розвитку ґрунтів з істотними змінами ландшафтно-екологічних умов зумовила суттєву деривацію вмісту ВМ, навіть їх середні величини відрізняються в 1,7–2,7 рази; 3) зміни ландшафтних умов визначили особливості процесів міграції – акумуляції металів, що проявилось в характері їх профільного розподілу; 4) особливістю hl ґрунтів є переважання вмісту ВМ у ґрунтоутворювальній породі, порівняно із гумусованим профілем, у той час як для ін-

ших стадіалів навпаки, – кількість металів у профілі ґрунту більша, ніж у його породі.

Розріз "В'язів" має диференційований магнітний профіль, у якому за підвищеннями χ , SIRM, M_s виділяються палеоґрунти, а за пониженнями – леси, що зумовлено чіткою кореляцією перелічених магнітних властивостей із вмістом гумусу. Процес педогенезу супроводжується змінами магнітної мінералогії та зменшенням магнітної жорсткості речовини.

1. Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. – Смоленск, 2002. 2. Опорные геологические разрезы антропогена Украины / Под ред. М.Ф. Веклича. – К., 1967. – Ч. 1. 3. Maher B., Thompson R. Quaternary Climates, Environments and Magnetism. – Cambridge, 1999.

Надійшла до редколегії 15.09.05

РЕЦЕНЗІЇ

В. Онопрієнко, д-р філос. наук

ПЕРШИЙ ПІДРУЧНИК З МОРСЬКОЇ ГЕОЛОГІЇ В УКРАЇНІ (РЕЦЕНЗІЯ НА ПІДРУЧНИК О.Ю.МИТРОПОЛЬСЬКОГО, О.М.ІВАНІК "ОСНОВИ МОРСЬКОЇ ГЕОЛОГІЇ")

Геологічні процеси у Світовому океані, починаючи з XVIII–XIX ст., розглядаються як основа для реалізації актуалістичного принципу геологічних досліджень взагалі, умова модельних побудов у геологічних науках. Але у XX ст. океан все більше стає пріоритетним об'єктом всієї системи наук. Вивчення Світового океану дозволило реконструювати історію всіх океанів, отримати інформацію про головні особливості будови та історії формування осадової оболонки, морфології та тектонічної структури океанічного дна, масштабах гідротермальної діяльності у серединних океанічних хребтах тощо. Сучасний період дослідження океанів характеризується створенням великих міжнародних програм з вивчення океанів і впровадженням нових технічних засобів для дослідження геологічної будови дна океанів: глибоководного морського буріння, геофізичних досліджень, використання спеціальних науково-дослідних суден, підводних апаратів, підводного фотографування. Постійно розширюється спектр проблем і завдань вивчення Світового океану. З них до сфери геологічних наук можна віднести такі: тектонічна природа внутрішньоплитних деформацій і вулканічних піднять русла океану, геологічна будова й геодинамічна інтерпретація основних структур серединних океанічних хребтів і розломів, співвідношення структур континенту й океану в межах єдиної літосферної плити, гідротермальна діяльність, рудогенез, зміни порід русла океану.

Все це свідчить про те, що навчальний курс з морської геології – важлива ланка формування сучасних фахівців із наук про Землю. Поява першого підручника з цієї дисципліни – важлива подія в сучасній трансформації викладання наук про Землю. Автори викладають цей навчальний курс на геологічному факультеті Київського національного університету імені Т. Шевченка. Цей факультет став піонером інституціоналізації морської геології в університетській освіті, а підручник, що рецензується, достойно вінчає цей процес.

Предметом морської геології є вивчення сучасних осадків, корінних порід дна морів і океанів, їхнього складу, будови, умов залягання й утворення, а також

геологічних процесів у їхніх межах. Вивчаючи сучасні осадки, що перебувають у стадії седиментогенезу чи раннього діагенезу, необхідно мати всебічне уявлення про середовище осадкоутворення й діагенезу. Серед основних завдань морської геології – комплексне вивчення умов і особливостей осадкоутворення, процесів надходження уламкового, завислого, біогенного та вулканогенного матеріалу, його осадження при взаємодії з гідродинамічними, гідрохімічними й екологічними факторами; дослідження формування осадку в конкретних умовах; дослідження перших стадій діагенезу осадку; вивчення сукупності фізико-геологічних процесів, що відбуваються на дні океану; проведення інженерно-геологічних, пошукових і розвідувальних досліджень на різні види корисних копалин.

Всебічне вивчення сучасних морських осадків дозволяє відновити давні обстановки осадконакопичення, не підлеглі наступним процесам діагенезу. Сучасний океанічний діагенез є найважливішим процесом, що вивчається різними галузями геологічних наук. Успіхи в розвитку теоретичної седиментології значною мірою визначають сучасний рівень геологічних знань взагалі.

Морські геологічні дослідження включають у себе цілий комплекс методів, з яких найбільше значення мають геологічні й геофізичні. Геологічні методи мають за мету отримання фактичного матеріалу як з поверхні дна, так і з перекриваючих осадків і всебічне вивчення його в лабораторії. У книзі дається уявлення про методи дослідження рельєфу й поверхні океанічного та морського дна – гідрографічні й геоморфологічні, побудову батиметричних і фізіографічних карт. Рельєф є одним із найважливіших компонентів Світового океану. Залежно від особливостей рельєфу дна змінюються: режим океанічних течій, коливання рівня океанів і морів, процеси формування водних мас, стратифікація та змішування морської води. У багатьох випадках рельєф впливає на потужність донних відкладів, їх поширення, продуктивність морських організмів тощо. У загальній системі Світового океану рельєф виступає як середо-

вище, в якому залишилися сліди виникнення подальшої еволюції не тільки океанів, але й планети в цілому.

Найважливішу роль у вивченні будови океанічного дна відіграють геофізичні методи – сейсмо-, граві-, магніто- та електророзвідка, гаммаметрія та геотермічна зйомка. Глибинні геофізичні методи надають можливість отримувати такі свідчення про особливості будови земних надр, які дозволяють розробляти моделі геологічної будови літосфери та концепції її геодинамічної еволюції. Геофізичні методи застосовуються для вивчення рельєфу дна, розподілу осадоної товщі, магнітних і гравітаційних аномалій, теплового потоку. Інтерпретація результатів геофізичних досліджень останнім часом отримала такий потужний засіб, як комп'ютеризація всіх стадій обробки, збереження та тлумачення матеріалів.

Існують такі геологічні методи морських досліджень, як відбір проб донних осадків і корінних порід, аерокосмометоди, морське буріння.

У підручнику наведено загальний нарис геологічної будови та рельєфу дна океану, фізико-геологічних процесів у Світовому океані, без чого неможливо розкрити характеристику морських відкладів, якій приділено значне місце.

Студентам потрібні знання принципів фаціального аналізу та методик вивчення океанічних фацій, що дає змогу провести фаціальне районування океану.

Заслужують на увагу і стратиграфічні принципи й методи, які дозволяють відтворити послідовність нашарування вивержених і осадових порід, їхні просторові взаємовідносини та відносний вік. У підручнику подано характеристику біостратиграфічних, літостратиграфічних, радіогенних, ізотопно-кисневих, магнітостратиграфічних, сеймостратиграфічних методів.

Висвітлюються правові основи дослідження й використання корисних копалин Світового океану: рідкі й газоподібні (нафтогазонакопичення, газогідрати, морська вода як корисна копалина), тверді в надрах морського дна (морські солоносні басейни, вугільні, осадові залізорудні, прибережно-морські розсипні родовища, будівельні матеріали), тверді морського дна (залізо-марганцеві, фосфоритові конкреції, рудні мули, ендегенна металогенія).

Теоретичне значення має розділ 9 "Історія океанічного середовища", в якому йдеться про палеоокеанологію як науку про геологічну історію океанів, методи та принципи палеоокеанологічних реконструкцій, проблеми походження та віку Світового океану.

Дуже доречним і актуальним є заключний розділ підручника "Охорона морського середовища". Автори зазначають: "Морська геологія тісно стикається з проблемою охорони і захисту навколишнього середовища; охорона і захист берегів морів та океанів, особливо пляжів – акумулятивних форм, що запобігають руйнуванню берегів; охорона вод морів та океанів від забруднення та шкідливого впливу людини на їхній органічний світ. Великою проблемою є забруднення Світового океану при розлитті нафти. Розгляд цих питань є обов'язковим у межах курсу "Основи морської геології". Слід зазначити, що для України особливо важливим є стан Чорного моря, яке є майже "закритою" водоймою і через це особливо чутливим до забруднення. Тому проблема охорони Чорного моря є актуальною на сьогодні, а дослідження в галузі морської геології може принести багато корисного у вирішенні її різних аспектів. Практика останніх років продемонструвала, що кардинальне вирішення проблеми захисту морського простору від забруднення можливе лише шляхом розробки обов'язкових міжнародних стандартів, які б виконувалися прибережними державами".

Самостійне значення має нарис історії морських геологічних досліджень в Україні, який доводить, що внесок українських науковців у цю галузь досить вагомий і дійсно має свою історію та перспективи. Висновок авторів є таким: "Більшість морських геологів вважає, що майбутнє морської геології пов'язане з успішною розробкою та використанням морських корисних копалин, що неминуче приведе до створення нової потужної гірничої галузі. Аналіз перспектив розвитку мінерально-сировинної бази суші України свідчить про те, що в майбутньому для України одним із основних джерел поповнення запасів не тільки енергоресурсів, але й багатьох інших видів корисних копалин стане Світовий океан. Це підкреслює необхідність посилення уваги питанням геологічного дослідження Азово-Чорноморського басейну та різноструктурних регіонів Світового океану, що дозволить посісти Україні чільне місце серед могутніх морських держав.

Аналіз змісту підручника дозволяє дійти висновку: на сучасному рівні наукових знань створено оригінальний підручник із пріоритетної галузі сучасної науки – морської геології; структура підручника відповідає високим вимогам підготовки фахівців у галузі наук про Землю; виклад матеріалу дохідливий, відповідає дидактичним стандартам.

Надійшла до редколегії 02.09.05

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 36

Редактор І.Кирницька

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.

Засновник та видавець – Київський національний університет імені Тараса Шевченка. Свідоцтво Міністерства інформації України про державну реєстрацію засобів масової інформації КІ № 251 від 31.10.97. Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", директор Г.Л.Новікова. Адреса ВПЦ: 01601, Київ, 6-р Тараса Шевченка, 14, кімн. 43. ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128



Підписано до друку 10.05.06. Формат 60х84^{1/8}. Вид. № 111. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний. Наклад 500. Ум. друк. арк. 10,0. Зам. № 26-3329.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, 6-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; факс (38044) 239 3128
E-mail: vydav_polygraph@univ.kiev.ua
WWW: <http://vpc.univ.kiev.ua>