

ISSN 2078-6220

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЗБІРНИК**

№ 69

Випуск 1–2

2019

**MINERALOGICAL
COLLECTION**

N 69

Issue 1–2

Published since 1947

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЗБІРНИК**

№ 69

Випуск 1–2

Виходить з 1947 р.

Ivan Franko
National University of Lviv

Львівський національний
університет імені Івана Франка

2019

Друкується за ухвалою Вченої Ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка.
Протокол № 77/11 від 21.11. 2019 р.

Свідоцтво про державну реєстрацію
серія КВ № 14604-3575Р від 29.10.2008 р.,
перереєстровано як фахове видання України
(наказ Міністерства освіти і науки України
№ 747 від 13.07.2015 р.)

У збірнику опубліковано статті з розшукової мінералогії, мінералогії осадових порід, гідрогеохімії та історії мінералогії України. Наведено також розділи “Історія науки”, “Хроніка” і “Втрати науки”.

The articles regarding prospecting mineralogy, mineralogy of sedimentary rocks, hydrogeochemistry and history of mineralogy of Ukraine are published in the Collection. See also the sections “History of Science”, “Chronicle” and “Losses of Science”.

Редакційна колегія:

д-р геол.-мін. наук, проф. *Орест Матковський* (головний редактор), д-р геол. наук, проф. *Микола Павлунь* (заступник головного редактора), канд. геол.-мін. наук, доц. *Євгенія Сливко* (відповідальний секретар), канд. геол.-мін. наук, доц. *Сергій Бекеша*, канд. геол.-мін. наук, доц. *Петро Білоніжка*, д-р геол.-мін. наук, проф. *Василь Гулій*, д-р геол.-мін. наук, проф. *Валерій Євтехов*, д-р природничих наук, доц. *Станіслав Єлень* (Словаччина), д-р геол. наук, проф. *Федір Зузук*, д-р геол.-мін. наук, проф. *Віктор Квасниця*, д-р геол. наук, проф. *Мирон Ковальчук*, д-р геол. наук, ст. наук. співроб. *Юрій Колтун*, д-р геол. наук, проф. *Віктор Мельничук*, д-р геол. наук, ст. наук. співроб. *Ігор Наумко*, д-р геол.-мін. наук, проф. *Володимир Павлишин*, габілітований д-р, проф. *Ярослав Приєк* (Польща), канд. геол.-мін. наук, доц. *Леонід Скакун*, д-р геології, проф. *Холлі Стейн* (США), д-р геол. наук, доц. *Юрій Федоришин*, д-р геол. наук, проф. *Олександр Чепіжко*, д-р геол.-мін. наук, ст. наук. співроб. *Герман Яценко*.

Editorial Board:

Professor *O. Matkovskiy* – Editor-in-Chief,
Professor *M. Pavlun* – Assistant Editor,
Associate Professor *Ye. Slyvko* – Managing Editor

Відповідальний за випуск: д-р геол.-мін. наук, проф. *Орест Матковський*
Упорядник: канд. геол.-мін. наук, доц. *Євгенія Сливко*

Адреса редколегії:

Львівський національний університет імені
Івана Франка, геологічний факультет,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
тел. (38)(032)239-47-00

Editorial office address:

Ivan Franko National University of Lviv,
Geology Department,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005
tel.: (38)(032)239-47-00

<http://publications.lnu.edu.ua/collections/index.php/mineralogy>

Редактор Н. ПЛИСА Технічний редактор С. СЕНИК Комп'ютерна верстка Є. СЛИВКО

АДРЕСА РЕДАКЦІЇ, ВИДАВЦЯ І ВИГОТОВЛЮВАЧА:
Львівський національний університет
імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, Львів, Україна, 79000.
Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої
справи до Державного реєстру видавців,
виговітників і розповсюджувачів видавничої
продукції. Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Формат 70×100/16.
Умовн. друк. арк.
Тираж 100 прим. Зам.

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2019

УДК 549:001.32/061.91(477)

Орест Матковський

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
mineral@franko.lviv.ua*

ВНЕСОК У РОЗВИТОК УКРАЇНСЬКОЇ МІНЕРАЛОГІЇ ВЧЕНИХ, ОПОСЕРЕДКОВАНО ПОВ'ЯЗАНИХ З МІНЕРАЛОГІЧНОЮ ШКОЛОЮ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА

Висвітлено внесок у розвиток української мінералогії вчених, опосередковано пов'язаних з мінералогічною школою академіка Євгена Лазаренка. Йдеться про керівників і членів Донецького, Київського, Криворізького, Кримського, Одеського й Харківського відділень Українського мінералогічного товариства: Антона Вальтера (лужні породи, флюорит, імпактні утворення), Петра Заріцького (осадові породи й пов'язані з ними корисні копалини), Мирона Ковальчука та його учнів (екзогенна золотоносність і міденосність території України), Юрія Мельника (мінералогія залізних руд, експериментальна мінералогія), Іполита Носирева (акцесорні мінерали в породах Українського щита), Бориса Панова та Анатолія Горового (золото-поліметалева, ртутне та інше зруденіння Донбасу, мінералогія продуктів техногенезу та пов'язаний з ним екологічний стан довкілля), Бориса Пирогова та його учнів (залізорудні родовища Кривбасу, технологічна мінералогія), Володимира Супричова (цеоліти, науково-популярна мінералогія).

Ключові слова: мінералогія, наукові дослідження, мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка, Українське мінералогічне товариство.

Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка зародилася в 1950–1970 рр. у Львівському університеті завдяки активній діяльності кафедри мінералогії та Львівського геологічного товариства, очолюваних професором Є. Лазаренком. Згодом вона формувалася й розвивалася в Інституті геохімії і фізики мінералів (нині Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України) за активної діяльності Українського мінералогічного товариства (УМТ) та його відділень – Донецького, Київського, Криворізького, Кримського, Львівського, Харківського. Досить ґрунтовний аналіз діяльності безпосередніх вихованців школи висвітлено в публікації “Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка та її внесок у розвиток сучасної мінералогії” [4].

Одна з ознак наукової школи – збереження її традицій і цінностей на всіх етапах становлення й розвитку, забезпечення спадкоємності в напрямках наукових досліджень, стилю наукової роботи. Тому важливо, що у розвитку школи академіка Лазаренка та української мінералогії загалом непересічну роль відіграли й відіграють не тільки її безпосередні вихованці (головно аспіранти, випускники геологічного факультету Львів-

ського університету), а й інші відомі науковці й педагоги, які стали кандидатами і докторами геолого-мінералогічних наук за сприяння й підтримки Є. Лазаренка та безпосередніх представників його школи, а також активні учасники Українського мінералогічного товариства. Серед них професори Антон Вальтер, Анатолій Горовий, Петро Заріцький, Мирон Ковальчук, Юрій Мельник, Іполит Носирев, Борис Панов, Борис Пирогов, учні та колеги багатьох із них. Частково відомості про їхню діяльність містяться в монографії “Здобутки мінералогії в Україні” [7]. Схарактеризуємо мінералогічні досягнення цих науковців детальніше.

Антон Вальтер, випускник Харківського університету (як і Є. Лазаренко), після закінчення університету три роки працював у геологорозвідувальній експедиції Приморського геологічного управління на Далекому Сході. Наприкінці 1959 р. повернувся в Україну і працював в Інституті мінеральних ресурсів Міністерства геології України (Сімферополь), де вивчав мінералогію цирконій-ніобієвих руд Олександрівського масиву, мінералогію і геохімію Покрово-Кириївського масиву лужних порід, геологію, речовинний склад та генезис флюориту Бахтинського родовища. Закінчив аспірантуру і пройшов за конкурсом на посаду старшого наукового співробітника в Інститут геологічних наук (ІГН) АН УРСР. У 1964 р. успішно захистив кандидатську дисертацію “Мінералогія нефелінових порід Східного Приазов’я”, у 1965–1970 рр. – доцент кафедри мінералогії і петрографії геолого-географічного факультету Харківського університету, 1970–1971 рр. – старший науковий співробітник Харківського фізико-технічного інституту АН УРСР.

У 1971 р. на запрошення акад. Є. Лазаренка, який тоді очолював ІГН АН України, А. Вальтер переїхав до Києва, де отримав завдання організувати й очолити в Інституті лабораторію фізичних методів дослідження мінералів, яке він успішно виконав. Відтоді й почалась тісна співпраця Антона Антоновича з Євгеном Костянтиновичем. Внесок А. Вальтера у розвиток як теоретичної, так і прикладної мінералогії надзвичайно багатогранний. Йому належить розробка комплексних методів кількісного визначення породоутворювальних цеолітів у нововідкритих родовищах Закарпаття. Застосування цих методів дало змогу виконати розвідку й почати видобуток цеолітів на декілька років раніше, ніж планували, та використати їх як сорбенти під час ліквідації наслідків катастрофи на Чорнобильській АЕС.

Згодом А. Вальтер почав вивчати метеоритні кратери із застосуванням комплексу традиційних і нових методів дослідження; учений зосередив особливу увагу на проблемах мінералогії, генезису і практичного використання імпактних алмазів. Багаторічна праця в цьому напрямі дала змогу одержати принципово нові дані про ударно-метаморфічні явища в цих геологічних утвореннях: доведено утворення коеситу з кварцу, уперше виявлено широкі ударні двійники пірофіліту, визначено новий тип ударного двійникування калішпату. За матеріалами цих досліджень А. Вальтер 1980 р. успішно захистив докторську дисертацію “Минералогические индикаторы ударного метаморфизма, геологическое строение и импактные алмазы взрывных метеоритных кратеров Украинского щита”. В узагальнювальній публікації “Український внесок до мінералогії імпактних утворень” учений зазначив, що вперше імпактні алмази виявлено 1969 р. в титан-цирконієвих розсипах України, алмазовмісні імпаکتити відкрито 1975 р. в астроблемі Іллінці. Тоді ж імпактні алмази у кількості декілька каратів на тонну відшукали в астроблемі Білилівка (кратер Західний). У зазначеній статті проаналізовано досягнення

українських мінералогів у вивченні генезису, морфології та структурних особливостей імпактних алмазів (А. Вальтер, Г. Єрьоменко, В. Квасниця, О. Полканов).

Результати досліджень у цьому напрямі висвітлено в монографіях “Взрывные кратеры Украинского щита” (Вальтер, Рябенко, 1977) та “Ударно-метаморфогенные минералы углерода” (Вальтер, Еременко, Квасниця, 1992). За наукового керівництва А. Вальтера захистила кандидатську дисертацію “Ударнометаморфический кварц горных пород астроблем Украинского щита” Євгенія Лазаренко; вона вперше визначила температуру гомогенізації газопо-рідких включень, що декорують планарні елементи у кварці.

Подальша наукова діяльність А. Вальтера пов’язана з різними посадами: завідувач відділу мінералогії рудних родовищ Інституту геохімії і фізики мінералів, науковий радник Державного комітету України з рідкісних, дорогоцінних металів та каміння, науковий радник Комітету з питань науки, техніки та промислової політики, головний науковий співробітник (за сумісництвом) Державного наукового центру радіогеохімії навколишнього середовища (нині ДУ “Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України”). На цих посадах науковець віддавав усі свої сили і знання не тільки з мінералогії, а й з фізики твердого тіла, ядерної фізики, астрономії, які набув самостійно, для розвитку теоретичної і практичної мінералогії [11]. Саме такі широкі наукові інтереси стали підставою для обрання його 1998 р. на посаду завідувача відділу фізичних методів дослідження руд Інституту прикладної фізики НАН України, на якій він плідно працює досі. Останнім роками вчений займається, головню, прикладною мінералогією в інтересах ядерної фізики й енергетики. Очолюваний ним відділ провадить розшуки та дослідження на теренах України мінеральних носіїв рідкісних ізотопів.

Антон Вальтер бере активну участь у роботі УМТ: тривалий час був його першим віце-президентом, очолював Київське відділення, а також комісію УМТ з присудження премії імені академіка Євгена Лазаренка молодим ученим і студентам, був заступником головного редактора журналу “Записки Українського мінералогічного товариства”. Брав участь і виступав з доповідями на численних наукових читаннях імені академіка Євгена Лазаренка.

Петро Заріцький (1928–2017) – теж випускник Харківського університету. Після його закінчення навчався в аспірантурі й успішно захистив кандидатську дисертацію; 1957–1964 рр. – доцент кафедри мінералогії і петрографії геолого-географічного факультету Харківського університету, 1964–1966 – докторант, 1966–1967 – доцент, 1967–1968 – професор, 1968–2003 – професор, завідувач кафедри (з 1986 р. – мінералогії, петрографії і корисних копалин); 2003–2017 – професор кафедри. У 1966 р. за підтримки Є. Лазаренка (який був одним з офіційних опонентів) захистив докторську дисертацію “Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений Донецкого бассейна”, яку згодом опублікував як однойменну монографію у двох томах (1970, 1971).

Петро Васильович до кінця життя очолював Харківське відділення УМТ, був членом редколегії “Мінералогічного збірника” і “Записок Українського мінералогічного товариства”. Заслужений професор Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, він зробив значний внесок у розвиток мінералогії, геохімії та літології осадових порід, зібрав цікаву інформацію з історії експериментальної мінералогії, зокрема, щодо пріоритетності експериментів з “діамантоутворення” В. Каразіна. Наукові інтереси П. Заріцького досить багатогранні. Вони стосуються проблем мінералогії, геохімії, літології осадових порід і пов’язаних з ними родовищ корисних копалин, геохімії літогенезу, техногенезу і навколишнього середовища. Йому належить розробка вчення про кон-

креції (конкрецієлогія) і методики конкреційного аналізу. Важливими є спроби кількісної оцінки інтенсивності діагенетичного мінералоутворення, зокрема конкреційного (1991, 2001). Для цього науковець запропонував спеціальні коефіцієнти: 1) коефіцієнт конкреційності K_k – співвідношення або сумарної потужності тіл конкрецій до певного інтервалу розрізу (шару, пачки, світи тощо), або маси чи об'єму конкрецій в 1 м^3 вмісної породи, або сумарної площі розрізу конкрецій на 1 м^3 породи (у відсотках); 2) коефіцієнт відносної концентрації $K_{вк}$ – показник геохімічної рухомості хімічних елементів у процесі утворення конкрецій: співвідношення вмісту елементів у конкреціях до їхнього вмісту у вмісних породах; 3) коефіцієнт абсолютної концентрації $K_{ак}$ (або коефіцієнт “стягнення”) – співвідношення вмісту елементів, “стягнаних” у конкреції, до їхнього вихідного (до перерозподілу) вмісту в осадах (у відсотках).

Петро Заріцький уперше дослідив керівні валуни кристалічних порід у вугільних шарах Донецького басейну й зібрав найбільшу у світі колекцію цих валунів – понад 200. Результати цих досліджень висвітлені в численних публікаціях і в захищеній під його керівництвом кандидатської дисертації О. Клевцова, який нині є керівником Харківського відділення УМГ. Новими є спроби стадійно-генетичної класифікації аутигенних мінеральних утворень конкреційної та іншої природи в карбоні Донбасу (2006). Зокрема, виділено такі мінеральні утворення.

1. Алютигенні: а) теригенний матеріал (нерозчинний залишок конкрецій); б) органічні рештки (рослинні і тваринні).

2. Аутигенні ранньодіагенетичні (головні та другорядні конкрецієутворювальні): а) карбонатні (кальцит, анкерит, сидерит та ін.) у карбонатних і змішаних карбонатно-сульфідних конкреціях; б) сульфідні (пірит, халькопірит, сфалерит у сульфідних конкреціях); в) оксидні (кварц, халцедон, кварцит) у кременистих конкреціях; г) фосфатні (апатит, подоліт, франколіт) другорядні у карбонатних конкреціях; д) силікатні (каолініт, лептохлорит) у карбонатних і сульфідних конкреціях.

3. Аутигенні пізньодіагенетичні (у септаріях і порожнинах карбонатних конкрецій): а) сульфідні (пірит-I і -II, сфалерит, галеніт, халькопірит, мілерит); б) оксидні (кварц, халцедон, кварцин); в) карбонатні (кальцит, анкерит); г) сульфатні (барит); д) силікатні (дікіт, гідроліт, лептохлорит).

4. Аутигенні пізньодіагенетичні (конкрецієутворювальні мінерали в кременистих і карбонатних конкреціях): а) оксидні (кварц, халцедон, кварцин) у конкреціях з покладів вугілля; б) карбонатні (кальцит) у вапнякових конкреціях з текстурою конус-у-конус.

5. Аутигенні катагенетичні (епігенетичні) – по щілинах, які перерізають конкреції та вмісні породи; а) пірит, кіновар, дікіт; б) кальцит; в) силікатні (гідроліт, що розвивається по дікіту, в антрацитових районах).

6. Аутигенні, пов'язані з процесами звітрювання: а) самородні (сірка) по конкреціях піриту; б) гідроксидні (заліза) по поверхні піритових і Fe-карбонатних конкрецій; в) сульфатні (мелантерит, гіпс (на поверхні й у щілинах сульфідного заліза)); г) карбонатні (кальцит) на поверхні анкеритових конкрецій.

Дослідник виявив включення твердих бітумів, зачислених до антраксоліту, у нижньопермських породах-колекторах Шебелинського газоконденсатного родовища (2007), визначив їхній піробітумний генезис та припустив, що провідними чинниками перетворення вихідної бітумінозної речовини в піробітум були не висока температура й тиск, а дія мінералізованих розчинів, які циркулювали в породах, і каталітичний вплив осадових порід.

Мирон Ковальчук належить чи не до наймолодших непрямих представників Лазаренківської школи. Після закінчення 1989 р. геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка й навчання в аспірантурі він почав працювати у відділі літології ІГН НАН України, який нині очолює. Успішно захистив кандидатську (“Літологія нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита та умови утворення в них розсипищ важких мінералів”) та докторську (“Золото в осадових комплексах України”) дисертації за спеціальністю *літологія*. За сумісництвом працював на посадах професора і завідувача різних кафедр Національного авіаційного університету, а нині за сумісництвом – професор Національного педагогічного університету імені М. П. Драгоманова.

Значним є внесок М. Ковальчука у розвиток мінералогічної школи Є. Лазаренка на сучасному етапі. Наукові праці вченого мають головно літологічне спрямування, він детально вивчає мінеральний склад осадових порід, продуктів гіпергенезу та пов’язаних з ними родовищ корисних копалин. Разом зі своїми учнями (Л. Фігура, Ю. Крошко та ін.) Мирон Степанович провадить широкомасштабні дослідження благороднометалевого зруденіння України, передусім екзогенного золота. Їхні результати висвітлені в численних публікаціях, у тім числі в спеціальній статті “Мінералогічні дослідження у відділі літології Інституту геологічних наук НАН України” (співавт. Г. Компанець, Л. Фігура, Ю. Крошко, О. Усмінська) [6]. Зазначено, що у відділі розвивають такі наукові напрями, як осадово-літологічна мінералогія й геохімія, типоморфізм мінералів, біомінералогія, мінералогічне картування перспективних об’єктів, розшукова мінералогія. Головні об’єкти мінералогічних досліджень – самородне золото і його різновиди, самородна мідь і мідевмісні мінерали, ільменіт, вторинні мінерали, сульфідні, кременисті, фосфоритові конкреції. Найвагоміші результати отримано щодо самородного золота. Вони стосуються морфології, хімічного складу, біомінералізації, морфогенетичної класифікації золота в осадових комплексах України, а також трансформації форми й морфології поверхні розсипного золота в процесі алювіального седиментогенезу, нових і незвичайних за хімічним складом та морфологією виділень золота в розсипищах, золотоносності різновікових кір звітрювання та геохімії золота в них, золотоносності мезокайнозойських похованих алювіальних відкладів Українського щита та ін. (2000–2011). З’ясовано, що вміст золота в осадових товщах значно змінний і подекуди сягає промислових значень. Зокрема, промисловий інтерес становлять: палеозойське золото в нижньокрейдових і еоценових відкладах Українського щита, палеорозсипища в пермських, крейдових, палеогенових, неогенових і четвертинних алювіальних відкладах Українських Карпат, палеоцен-нижньоплейстоценові розсипища Північно-Західного Причорномор’я, розсипища залишкового золота в корах звітрювання над золотоносними об’єктами щита і Донецького басейну.

Вагомі результати отримано внаслідок мінералогічних досліджень самородної міді й мідевмісних мінералів. Вони стосуються міденосності верхньоюрської червоноколірно-теригенної субформації Придобруджського прогину, нижньоміоценової червоноколірно-теригенної субпровінції Передкарпатського прогину (стебницька світа) та червоноколірно-теригенної субформації дністерської серії D_1 Львівського палеозойського прогину, вивчення стратиформної та накладеної мідної мінералізації в аридних формаційних комплексах Донбасу (Компанець, Ковальчук та ін., 1999, 2012). Досліджено особливості хімізму самородної міді з вулканітів України та Командорських островів, морфологію, анатомію і хімічний склад самородної міді з вендських вулканітів Волино-Подільської мінералогічної провінції; у самородній міді виявлено й досліджено вклю-

чення самородного срібла (Ковальчук, Деревська, Таньков, Руденко, 2011, 2012). Важливими також є дані про золото, мідь і срібло в корі звітрювання порід родовища Балка Широка, благороднометалева мінералізація кори звітрювання Юріївського родовища (Ковальчук, Прошко, Шестаков, 2015, 2016), типоморфні особливості самородного золота з кір звітрювання рудоносних порід Сурської зеленокам'яної структури (Ковальчук, Сукач, 2016), цифрове структурно-морфологічне моделювання золотоносності кір звітрювання Середнього Побужжя (Фігура, Ковальчук, 2018).

Мирон Ковальчук та його учні беруть активну участь у наукових читаннях імені академіка Євгена Лазаренка. На дев'ятому з'їзді УМТ (2017) ученого обрано віце-президентом товариства і затверджено заступником головного редактора журналу "Записки Українського мінералогічного товариства" (його учениця Ю. Крошко – відповідальний секретар редколегії); відтоді М. Ковальчук очолює Київське відділення УМТ.

Значним є внесок у розвиток мінералогічної школи Є. Лазаренка чл.-кор. АН УРСР **Юрія Мельника** (1931–2009) – президента УМТ (1981–1991), заступника головного редактора та головного редактора "Мінералогічного журналу", фундатора відділу експериментальної мінералогії в ІГФМ АН України та його багаторічного керівника. У 1954 р. Ю. Мельник закінчив геологічний факультет, а 1968 р. – хімічний факультет Київського державного університету імені Тараса Шевченка. Перші кроки його наукової діяльності пов'язані з ІГН АН УРСР, де він навчався в аспірантурі та за активної підтримки Є. Лазаренка захистив кандидатську дисертацію, матеріали якої увійшли до розділу "Мінералогія залізорудних формацій" двотомної монографії "Геологія криворозжських залізорудних месторождений" (1962) за редакцією Я. Белевцева. За даними власних досліджень і літературними відомостями Ю. Мельник навів опис 88 мінералів; опис доповнено складеною разом з Ю. Гершойгом зведеною таблицею, у якій схематично показано відносну поширеність кожного мінералу та його приуроченість до певних етапів мінералоутворення.

Протягом 1969–1996 рр. науковець працював в ІГФМ АН УРСР, з 1997 р. – в Інституті геохімії навколишнього середовища НАН України та МНС України. У 1973 р. він захистив докторську дисертацію "Фізико-хімічні умови утворення залізистих кварцитів Українського щита". На підставі експериментальних досліджень розвитку процесів формування складного геохімічного циклу заліза і кремнезему Ю. Мельник уперше в світі опрацював акумуляційну біогеохімічну модель утворення докембрійських залізо-кременістих порід і руд, узгоджену з сучасними уявленнями про еволюцію літо-, атмо-, гідро- і біосфери, уперше дослідив системи погоджених термодинамічних констант мінералів Fe і Mg та запропонував новий метод прогнозування властивостей реальних газів за високих значень температури й тиску, теоретично обґрунтував глибинні процеси карбонатизації. На підставі теоретичних і експериментальних досліджень Юрію Петровичу вдалося вирішити конкретні питання прояву та розвитку процесів метаморфізму залізо-кременістих, карбонатних та ультраосновних порід Українського щита, пояснити утворення складної зональності залежно від варіацій температури, тиску та якісного аналізу флюїдів під час метасоматозу. Результати цих досліджень висвітлені в таких монографіях: "Фізико-хімічні умови утворення докембрійських залізистих кварцитів" (1972); "Термодинамічні константи для аналізу умов утворення залізистих руд" (1972); "Термодинамічні властивості газів в умовах глибинного петрогенезу" (1978); "Генезис докембрійських полосчатих залізистих формацій" (с

соавторами, 1987); “Физико-химические условия метаморфизма ультраосновных пород” (с соавторами, 1987).

В узагальнювальній публікації “Дослідження з експериментальної мінералогії в Україні” (співавт. Г. Остапенко, Б. Міцюк) [5] зазначено, що вперше в світовій практиці синтезовано такі мінерали, як андалузит, шаруваті різновиди кремнезему, рідкісні мінерали Ti, Nb, Ta та ін. Досліджено механізми різних геохімічних процесів – гідратації, розчинення і кристалізації мінералів, формування руд, хемосорбції золота, ізотопного обміну, ізоморфізму. Розроблено термодинамічну теорію мінеральних перетворень за умов негідростатичного напруження.

Важливе значення мали розробки Ю. Мельника, які стосувалися фізико-хімічних умов перенесення деяких рідкісних елементів (U, Th і W) у водних розчинах та закономірностей їхнього осадження. В останні роки життя вчений займався проблемами геохімії техногенезу для збереження чистоти довкілля, практичного вирішення завдань охорони навколишнього середовища.

Мінералогічні дослідження, тісно пов’язані зі школою Є. Лазаренка, активно провадили члени Одеського відділення УМТ, яке тривалий час очолював професор **Іполит Носирєв** (1933–1999). Їхні результати детально висвітлені в публікаціях “Внесок Одеської мінералогічної школи у розвиток мінералогії України” [10] та “До 80-річчя Іполита Васильовича Носирєва (згадка про вчителя, друга)” (Кадурін, Чепіжко, 2013). У 1968 р. за ініціативою І. Носирєва в Одеському університеті створили мінералого-геохімічну лабораторію, яка стала могутньою базою з вивчення акцесорних мінералів головно гранітоїдів Українського щита. За порівняно короткий час виконано величезний обсяг досліджень методичного характеру, вивчено онтогенію й філогенію окремих акцесорних мінералів. За результатами цих досліджень І. Носирєв захистив докторську дисертацію “Типоморфизм и онтогенез акцесорных минералов докембрийских пород Украинского щита” (1989), а О. Драгомирецький, В. Кадурін, В. Робул та О. Чепіжко – кандидатські, опубліковано низку статей, “Методические рекомендации по количественно-генетической интерпретации результатов изучения акцесорных минералов” (1987) та дві монографії: “Генерационный анализ циркона” (Носырев, Робул, Есипчук, Ораса, 1989) та “Золоторудные формации центральной части Украинского щита” (Драгомирецький, 2001).

Заслугують на увагу розробки одеситів у царині генераційного аналізу – визначення генерацій мінералів та послідовності їхнього утворення. Однозначно визначено генерації циркону, апатиту й монациту. Розроблено методи онтогенічного й філогенічного вивчення акцесорних мінералів та науково обґрунтовану методіку кількісно-мінералогічної інтерпретації за акцесорними мінералами для вирішення конкретних геологічних задач – петрогенезису, розчленування й кореляції “німих” товщ, геохімічної й мінералогічної спеціалізації, оцінювання потенційної рудоносності тощо. Вивчення філогенії акцесорних мінералів дає змогу з’ясувати історію розвитку мінеральних комплексів, простежити закономірності формування вмисних порід і підвищити ефективність вирішення питань петрогенезису й кореляції порід. Головна практична цінність методу філогенії акцесорних мінералів магматичних порід – оцінка потенційної рудоносності (Чепіжко, Кадурін, Родзевич, 2001, 2002). Важливими є публікації О. Чепіжко й В. Кадуріна “Генераційний аналіз акцесорного циркону магматичних порід і його філогенія” (2012) та “Акцесорні мінерали і потенційна рудоносність геологічних об’єктів” (2014).

За керівництва І. Носирєва на базі Одеського університету проведено Всесоюзну наукову конференцію з мінералогічної кристалографії (1982), декілька Всесоюзних шкіл на тему “Акцесорний циркон і його використання в практиці геологорозвідувальних робіт” (1983–1986) та наукову сесію Всесоюзного мінералогічного товариства (1986). У 2000 р. за керівництва проф. О. Чепіжка (керівника Одеського відділення УМТ) проведено Третє наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, присвячені акцесорним мінералам. Матеріали читань опубліковано у збірнику “Акцесорні мінерали. Генезис, типоморфізм, практичне значення” (Праці кафедри загальної та морської геології Одеського університету. 2000. Вип. 3).

Науковці Одеського університету провадили також важливі дослідження шельфової зони Азово-Чорноморського басейну з метою виявлення розсипного тонкого й пилюватого золота (В. Різник та ін.) та біомінералогічні дослідження (С. Кадурін та ін.). У 2001 р. на засіданні спеціалізованої вченої ради геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка С. Кадурін успішно захистив кандидатську дисертацію “Парагенетичні асоціації і онтогенія органо-мінеральних агрегатів у нирках людей”.

Дуже тісно співпрацював з лазаренківською мінералогічною школою і вніс багато в її розвиток професор Донецького національного технічного університету **Борис Панов** (1928–2012), багаторічний голова Донецького відділення УМТ. У 1951 р. він закінчив геологорозвідувальний факультет Донецького індустріального інституту (нині Донецький національний технічний університет), з яким пов’язав усю свою 60-річну науково-педагогічну діяльність. Борис Семенович навчався в аспірантурі Ленінградського гірничого інституту, у 1956 р. захистив кандидатську дисертацію “Геологическое строение Геворникского купола Никитовского ртутного месторождения”. Він є автором монографії “Флюорит в Донецком бассейне” (1965), співавтором двотомного монографічного зведення “Минералогия Донецкого бассейна” (1975), до якого увійшли матеріали його докторської дисертації “Минералогия активизированной области Донбасса и его обрамления” (1975), а також автором і співавтором низки статей мінералогічного, мінералогічного та екологічного спрямування. Головними об’єктами досліджень були Донбас і Приазов’я. Мінералогічні дослідження в цих регіонах Б. Панов проаналізував у працях “Новое в минералогии Донбасса и Приазовья” (2001) та “Достижения донецкой минералогии за 50 років (1954–2004)”. Зазначено, що в Донецькому басейні виявлено й описано нові цікаві знахідки мінеральних видів, доповнено їхній перелік, у якому на той час було понад 290 мінералів різного генезису [8].

Завдяки детальним дослідженням Микитівського ртутного родовища вчений уперше виявив і дослідив призматичні кристали кіноварі, марказит, самородну сірку, самородне золото й інші мінерали, визначив новий стибієво-ртутний тип руд і виділив нові рудоносні ділянки. Досліджено золото і срібло в кіноварі й антимоніті; найбільше збагачений сріблом антимоніт Вирівського рудопрояву (Панов, Ивантишина, Купенко, 1989). Цікавими є результати досліджень рудних (пірит-марказитових) сталактитів, які, крім Микитівського рудного поля, виявлено майже в усьому Донбасі.

Досить детально вивчено ртутну мінералізацію Амвросіївського району. Найцікавішими є прояви кіноварі у східному замиканні Амвросіївського купола, де вона приурочена до контактів дайок лампрофірів із вмісними піщано-глинистими породами карбону. Вкраплення кіноварі розміром до 1,0–1,5 мм супроводжуються піритом, галенітом, сфалеритом, халькопіритом, дикітом і карбонатами.

Борису Панову належать важливі дані щодо золотоносності Донбасу. Самородне золото відшукали в понад 30 місцях регіону, виявлено три родовища, сім рудопроявів і десять точок мінералізації. Завдяки розробленому під керівництвом Б. Панова способу локального прогнозування золоторудної мінералізації передбачили наявність на Бобрівському родовищі нижнього, більш глибинного ярусу золото-сульфідної мінералізації. Це припущення підтвердили виконані геологорозвідувальні роботи, тому зроблено висновок, що за прогнозними ресурсами Бобрівське родовище можна зачислити до великих золоторудних об'єктів чорносланцевої формації (Панов, Иванов, 1993).

Особливе місце серед наукових здобутків Б. Панова посідають дослідження з геохімії ізотопів свинцю, сірки, кисню й вуглецю. Результати вивчення галеніту й сірки різних сульфідів з порід Донбасу, Дніпровсько-Донецької западини і Приазов'я дали змогу не тільки обґрунтувати і вирішити різноманітні генетичні питання, а й визначити глибинний рудний пояс зі значними перспективами. У Приазов'ї виявлено та вивчено новий нетрадиційний вид мінеральної сировини – ставроліт, який зі значним економічним та екологічним ефектом може замінити плавиковий шпат. Детально схарактеризовано Анадольське родовище ортиту з підвищеним вмістом Mn. Борис Семенович брав участь у дослідженнях хромшпінелідів з кімберлітів Приазов'я та оцінюванні алмазності кімберлітів на підставі нового методу, розробленого австралійськими вченими (1999).

Учений приділяв багато уваги різним екологічним проблемам, серед яких захист озонового шару Землі, можливості утилізації відходів гірничого виробництва, сучасне мінералоутворення в териконах, забруднення важкими металами біосфери Донбасу: “Некоторые вопросы экологической минералогии Донецкого бассейна” (1993); “Неоминерализация горящих отвалов Донбасса” (Панов, Проскурня, Гречановская, 2000) та ін. Висвітлено також актуальні проблеми екологічної мінералогії, питання, пов'язані з радіаційною безпекою та умовами формування техногенних родовищ, оцінкою їхньої інвестиційної привабливості (Панов, Проскурня, 2004).

У 2003 р. кафедра корисних копалин та екологічної геології Донецького національного технічного університету разом з УМТ провела міжнародну науково-практичну конференцію “Техногенні мінерали та родовища”, на якій обговорювали актуальні для України питання, пов'язані з утилізацією промислових відходів, нагромаджених у золосховищах, шламозбірниках і териконах шахт (щорічна кількість їх тільки на Донеччині становила тоді близько 60 млн тонн).

Значний внесок у мінералогічні дослідження Донбасу належить ще одному представникові Донецького відділення УМТ – професору Донецького гірничо-металургійного інституту (м. Алчевськ) *Анатолію Горовому* (1935–2006), захист докторської дисертації якого на тему “Мінералого-геохімічні критерії оцінки ртутного зруденіння кварцдікітового типу (на прикладі Донецької провінції)” відбувся 1987 р. за підтримки представників Лазаренківської школи. Наукові дослідження А. Горовий провадив, головню, у двох напрямках: прогнозування комплексом методів, у тім числі мінералогічних, прихованого гідротермального зруденіння та геолого-екологічне вивчення промислових відходів як джерела забруднення довкілля та нетрадиційного джерела корисних копалин. Серед численних публікацій з цієї тематики є дві монографії: “Мінералогія і геохімія ртутних месторождений Донбасса” (1987) та “Геолого-генетические модели ртутно-рудной формации Донбасса” (1991, зі співавт.). У публікації “Исторический обзор и проблемы минералого-геохимического изучения ртутных руд Донецкой провинции” (1991) А. Горовому належить ґрунтовний аналіз проблем рудоносності Донба-

су, зокрема, прогнозна оцінка глибоких горизонтів і комплексне використання руд Микитівського та Дружківсько-Костянтинівського полів, виявлення нових перспективних площ, узагальнення численних наукових досліджень ртутності порід. Прогнозна оцінка пов'язана з вивченням гідротермального зруденіння Ссаулівського поліметалевого родовища в Нагольному кряжі, Чорнокурганського, Чорнобугорського, Железнянського та інших родовищ Микитівського ртутно-стибієвого рудного поля, Дружківсько-Костянтинівського ртутно-поліметалевого рудного поля.

Разом з Ю. Шубіним учений виявив у породах терикона вугільної шахти “Червоний партизан” та у вуглисто-глинистих аргілітах Північної антикліналі (Довжанська ділянка) нові для Донбасу мінерали: цинкіт у вигляді жилок до 1 см, а також прустит і тетраедрит з підвищеним вмістом срібла.

Анатолій Федорович провадив активні дослідження, пов'язані з геолого-промисловою й геолого-екологічною оцінкою відходів гірничих, металургійних і енергетичних підприємств Донбасу. За його керівництва оцінено корисність і токсичність продуктів видобутку відходів виробництва всіх вугільних шахт і металургійних підприємств, вугледобувних фабрик і теплових станцій Донбасу, виявлено техногенні родовища чорних, кольорових, дорогоцінних, легувальних і рідкісних металів. У публікації “Геохимия твёрдых и промышленных отходов предприятий Донбасса” (Горовой, Горовая, 2006) зазначено, що на території України (особливо в Донбасі) нагромаджено велику кількість промислових відходів, які є токсичними забруднювачами. Водночас деякі з них можна використовувати як нетрадиційну мінеральну сировину.

Надзвичайно тісною була співпраця мінералогічної школи Євгена Лазаренка з професором *Борисом Пироговим* – багаторічним керівником Криворізького відділення УМТ, завідувачем кафедри мінералогії, кристалографії і родовищ корисних копалин Криворізького гірничорудного інституту, засновником (разом з Ю. Гершойгом) криворізької мінералого-технологічної школи, членом редколегії “Мінералогічного збірника”. Він співавтор фундаментального зведення “Мінералогія Криворожского бассейна” (1977) та низки інших монографічних праць. Йому належить досить ґрунтовний аналіз історії вивчення мінералогії Криворізького залізорудного басейну, який наведено у збірнику наукових праць “История минералогических исследований на Украине” (1991). В історії вивчення мінералогії Кривбасу Б. Пирогов виділив чотири етапи: перший – становлення уявлень про геологію, мінералогію басейну і доцільність її вивчення (1783–1917); другий – формування генетичних уявлень з мінералогії порід, руд та їхнє використання в процесі розвідувальних робіт (1917–1941); третій – нагромадження матеріалів з мінералогії та розвиток мінералого-генетичного аспекту в дослідженнях залістистих кварцитів і багатих руд (1945–1960); четвертий – систематизація мінералогічних досліджень і формування напрямів сучасної мінералогії (з 1960). Останній етап розділено на чотири підетапи: 1) систематичні мінералогічні дослідження та топомінералогія родовищ; 2) технологічна мінералогія та проблеми екології басейну; 3) онтогенія, типоморфізм мінералів і проблеми рудоутворення; 4) мінералогія кольорового й виробного каміння та проблеми гемології.

Борис Іванович разом зі своїми учнями й колегами (Ю. Ахкозов, В. Євтсхов, І. Холшин та ін.) досліджував проблеми рудоутворення і технологічної мінералогії, головнo, залізорудної сировини Криворізького басейну у зв'язку з комплексним вивченням залістисто-кременистих формацій. Мінералого-технологічні дослідження були спрямовані на розроблення основ геолого-технологічної оцінки залізних руд різних гене-

тичних типів, а також манганових, мідно-сульфідних руд та інших видів мінеральної сировини, у тім числі різноманітних відходів збагачення. Вони супроводжувалися геолого(мінералого)-технологічним картуванням, яке забезпечувало ефективність збагачення руд. Результати досліджень з цієї проблеми наведені в численних публікаціях, серед яких дві монографії: “Геолого-мінералогические факторы, определяющие особенность железистых кварцитов” (Пирогов, 1969); “Технологическая минералогия железных руд” (Пирогов, Поротов, Холошин, Тарасенко, 1988), а також два навчальні посібники: “Принципы и методы геолого-технологического картирования месторождений полезных ископаемых” (Пирогов, Тарасенко, Холошин, 1989) та “Прикладна мінералогія” (Матковський, Пирогов, 2002).

Вагомим є внесок Б. Пирогова у розвиток регіонально-мінералогічних та генетичних (особливо онтогенічних) досліджень, головно, залізних і манганових руд різних генетичних типів: “Минералогические исследования железных и марганцевых руд” (Пирогов, Пирогова, 1973); “Минералогия Криворожского бассейна” (1977, співавтор); “Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР” (у десяти томах, за ред. Я. Белєвцева; Б. Пирогов – співавтор трьох томів, відповідальний редактор тому “Минералогия” (1989)).

Уже тривалий час Б. Пирогов живе за межами України, проте не пориває з нею зв’язок. Він активний дописувач “Мінералогічного збірника”: “Позиції мінералогії у збагаченні корисних копалин” (2002), “Онтогенічний аналіз корисних копалин – основа виявлення й оцінювання технологічних властивостей мінералів” (2010); “Типоморфізм термоелектричних властивостей магнетиту та їхнє практичне використання” (2012, співавтор І. Холошин); “Развитие генетических идей академика Е. Лазаренко в технологической минералогии” (2012).

Активними наступниками мінералого-технологічних досліджень є учні й соратники Б. Пирогова. Серед них **Валерій Євтехов** – керівник Криворізького відділення УМТ і кафедри геології і прикладної мінералогії Криворізького національного університету. Кандидатську і докторську дисертації він захистив на геологічному факультеті Львівського університету за підтримки вихованців Лазаренківської мінералогічної школи (В. Павлишин був офіційним опонентом обох дисертацій). Валерій Дмитрович – член ради УМТ, член редколегій журналів “Записки Українського мінералогічного товариства” і “Мінералогічний збірник”, головний редактор журналу “Геолого-мінералогічний вісник” (заснований 1999 р. з його ініціативи).

Разом зі своїми учнями й колегами В. Євтехов досліджує мінералогію та геохімію не тільки гірських порід і руд, а й продуктів техногенезу: “Альтернативная минерально-сырьевая база Криворожского железорудного бассейна” (Євтехов, Паранько, 1999); “Топомінералогія отходов обогащения бедных железных руд Кривбасса как техногенного железорудного сырья”, “Мінеральний склад хвостів Південного гірничо-збагачувального комбінату” (Євтехов, Федорова, 2001, 2002); “Формування високоефективних техногенних родовищ – актуальне завдання прикладної мінералогії” (В. Д. Євтехов, Є. В. Євтехов, 2006); “Топомінералогія саксаганської світи Ганнівського родовища Криворізького басейну” (Євтехов, Карпенко, Євтехова, 2009).

У статті “Віхи технологічної мінералогії” [3] В. Євтехов зазначив, що на межі тисячоліть пріоритетними для України стали такі головні напрями технологічної мінералогії: 1) активізація досліджень, які забезпечують ефективність використання природного потенціалу добувних і збагачуваних корисних копалин; 2) мінералогічне обґрунтування

залучення відпрацьованих видів, класів, типів традиційної для гірничо-видобувних підприємств мінеральної сировини, яку досі не використовували; 3) мінералогічне обґрунтування технологій, що забезпечують максимальну утилізацію корисних копалин, які видобувають побіжно; 4) мінералогічне дослідження відходів видобутку і збагачення корисних копалин та обґрунтування раціональних технологій їхньої вторинної переробки; 5) мінералогічне вивчення відходів металургійного, хімічного та інших виробництв, обґрунтування можливостей їхньої утилізації.

Важливою є публікація “Мінерально-сырьевая база горно-обогатительных предприятий Криворожского бассейна” (Э. А. Беспояско, В. Д. Евтехов, Е. В. Евтехов, 2013), у якій виділено чотири етапи в 130-річній експлуатації залізородних родовищ басейну. Останні три десятиліття пов’язані з використанням відходів гірничо-збагачувальних підприємств та більш комплексним відробленням супутніх металевих і неметалевих корисних копалин. У продуктивних вмісних товщах родовищ виявлено близько 50 мінералів і гірських порід, які є цінними корисними копалинами (абразивний гранат, дрібнолускуватий мусковіт та ін.) та близько 20 видів кольорового виробного колекційного матеріалу.

Не можна не згадати й відомого мінералога Кримського відділення УМТ **Володимира Супричова**. Його тісна співпраця з Є. Лазаренком була пов’язана з вивченням цеолітів. Спільна публікація під загальною назвою “Современные представления о составе, структуре и свойствах природных цеолитов” з’явилася на сторінках “Мінералогічного збірника” (1981. № 35. Вип. 1, 2; 1982. № 36. Вип. 1, 2) уже після смерті Є. Лазаренка.

У першій статті “Опыт кристаллохимической классификации цеолитов” наведено стислу характеристику хімічного складу цеолітів і огляд кристалохімічних класифікацій природних цеолітів. З відомих 42 мінералів групи цеолітів структуру визначено для 35 мінеральних видів. На підставі топології алюмосилікатного каркасу автори розділили природні цеоліти на шість структурних груп: I – аміцит, анальцим, тригонанальцим, вайракіт, гармотом, гароніт, жисмондин, ломонтит, леонгардит, мерліноїт, полінгіт, філіпсит, югавараліт; II – левін, мацит, офретит, еріоніт; III – гершеліт, гмелініт, фюзит, хабазит; IV – гонардит, каулсит, мезоліт, натроліт, тетранатроліт, томсоніт, роджияніт, сколецит, єдингтоніт; V – бікітаїт, дакіардит, морденіт, світлозарит, фер’єрит, епістільбіт; VI – барерит, брюстерит, гейландит, кліноптилоліт, стелерит, стильбіт. У спеціальній таблиці для окремих мінералів наведено типовий склад елементарної комірки, щільність каркасу, частку вільного об’єму, тип каналів і розміри вхідних вікон.

У наступних трьох статтях схарактеризовано структурні особливості й деякі фізичні властивості мінералів груп I–IV і VI. Наведено рисунки структур деяких мінералів або окремих елементів структури, у таблицях – дані про сингонію, просторову групу симетрії й параметри елементарної комірки, а також фізичні характеристики мінералів (густина, твердість, спайність, оптичні властивості – показники заломлення і кут між оптичними осями). Список використаних джерел у кожній з цих статей містить від 42 до 56 найменувань.

В. Супричову належать дослідження, присвячені прогностичній оцінці, мінералогічним критеріям умов утворення та закономірностям розміщення цеолітів, класифікації їхніх українських родовищ. Неперевершеними є науково-популярні праці мінералогічного спрямування: “Крымские самоцветы” (1973); “Сказание о камне-самоцвете” (1975); “Самоцветы. Геммологические этюды об ограночных камнях Украины” (1980); “Занимательная минералогия. Очерки о поделочных самоцветах Украины” (1984).

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Вальтер А. А.* Український внесок до мінералогії імпактних утворень / А. А. Вальтер // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2005. – Т. 2. – С. 62–85.
2. *Горовой А. Ф.* Исторический обзор и проблемы минералого-геохимического изучения ртутных месторождений Донецкого бассейна / А. Ф. Горовой // История минералогических исследований на Украине : сб. науч. трудов. – Киев : Наук. думка, 1991. – С. 59–67.
3. *Євтехов В. Д.* Віхи технологічної мінералогії / В. Д. Євтехов // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2005. – Т. 2. – С. 44–51.
4. *Матковський О.* Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка та її внесок у розвиток сучасної мінералогії / О. Матковський // Мінерал. зб. – 2016. – № 66, вип. 2. – С. 3–23.
5. *Мельник Ю. П.* Дослідження з експериментальної мінералогії в Україні / Ю. П. Мельник, Г. Т. Остапенко, Б. М. Міщук // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2005. – Т. 2. – С. 86–93.
6. Мінералогічні дослідження у відділі літології Інституту геологічних наук НАН України / М. Ковальчук, Г. Компанець, Л. Фігура, Ю. Крошко, О. Усмінська // Мінерал. зб. – 2014. – № 64, вип. 2. – С. 33–38.
7. *Павлишин В.* Здобутки мінералогії в Україні. До 100-річчя Геологічної служби України та Національної академії наук України / Володимир Павлишин, Орест Матковський, Станіслав Довгий. – К. : Інститут обдарованої дитини НПН України, 2018. – 146 с.
8. *Панов Б. С.* Досягнення донецької мінералогії за 50 років (1954–2004) / Б. С. Панов // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2004. – Т. 1. – С. 85–94.
9. *Пирогов Б. И.* История изучения минералогии Криворожского железорудного бассейна / Б. И. Пирогов // История минералогических исследований на Украине : сб. науч. трудов. – Киев : Наук. думка, 1991. – С. 82–100.
10. *Чепіжко О. В.* Внесок Одеської мінералогічної школи у розвиток мінералогії в Україні / О. В. Чепіжко // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2004. – Т. 1. – С. 95–99.
11. Ювілей Антона Антоновича Вальтера // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2013. – Т. 10. – С. 118–119.

*Стаття: надійшла до редакції 28.06.2019
прийнята до друку 04.10.2019*

Orest Matkovskiy

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005,
mineral@franko.lviv.ua*

**CONTRIBUTION TO THE DEVELOPMENT OF UKRAINIAN
MINERALOGY OF THE SCIENTISTS, INDIRECTLY RELATED
TO THE MINERALOGICAL SCHOOL
OF THE ACADEMICIAN YEVHEN LAZARENKO**

The contribution to the development of Ukrainian mineralogy of the scientists, which were not direct pupils of the Mineralogical School of the Academician Yevhen Lazarenko, is described. These are well-known scientists, pedagogues and active members of the Ukrainian Mineralogical Society. Many of them became candidates and doctors of geological and mineralogical sciences with the assistance and support of Ye. Lazarenko or the direct representatives of his School. It is very important, because it is known that one of the hallmarks of a scientific school is the preservation of its traditions and values at all stages of formation and development, ensuring continuity in the areas of scientific research, the style of scientific work.

The scientific achievements of such leaders and members of the Kyiv, Kharkiv, Donetsk, Kryvyi Rih, Odesa and Crimean branches of the Ukrainian Mineralogical Society are briefly described: Anton Valter (sphere of interests – alkali rocks, fluorite, impact formations), Petro Zaritskyi (sedimentary rocks and related useful minerals), Myron Kovalchuk and his students (exogenous gold and copper mineralization of Ukraine), Yurii Melnyk (mineralogy of iron ores, experimental mineralogy), Ipolyt Nosyriev (accessory minerals in the rocks of the Ukrainian shield), Borys Panov and Anatolii Horovyi (gold-polymetallic, mercury and other mineralization of Donbas, mineralogy of technogenic products and related conditions of the environment), Borys Pyrohov and his students (iron ore deposits of Kryvbas, technological mineralogy), Volodymyr Suprychov (zeolites, popular science mineralogy).

Key words: mineralogy, scientific researches, Mineralogical School of Academician Yevhen Lazarenko, Ukrainian Mineralogical Society.

UDC 548.4:543.27:553.216

Vasyl Guliy, Natalia Bilyk

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005,
vgul@ukr.net*

MAIN PECULIARITIES OF FLUID SYSTEMS UNDER APATITE FORMATION IN CARBONATE-BEARING ENDOGENOUS ASSOCIATIONS

Fluid systems of apatite from different carbonate-bearing endogenic association were studied by decrepitation analysis, high temperature chromatography analysis, and gas analysis of individual inclusions. Carbon and oxygen isotopic composition of different genetic types of the carbonate rocks have been used to determine main tendency of its formation and secondary alteration. The information about chemical composition of inclusions for the apatite and diopside from carbonatites, metamorphic rocks and scarns has been obtained. H₂O and CO₂ are main components of the inclusions from apatite from different associations. There is a great similarity between compositions of the inclusions in different kind of studied rocks.

Key words: apatite, carbonates, carbonatite, metamorphic apatite-carbonate rock, scarn, isotopic indicators, fluid, inclusion, mineral forming system, Precambrian.

Introduction. Apatite is widely spread in exogenous (for example, in phosphorites of different Phanerozoic sequences, or as authigenic mineral in sandstones of the Brest depression) and endogenous (for example, in kimberlites or Australian lamproites) formations, suggesting its stability in specious limits of depths, temperature and pressure.

Due to well extended isomorphic substitutions in different structural positions, apatite often put into practice as an indicator of conditions under mineral-forming processes to build of petrologic models and to construct a set of exploration and estimation criteria for industrial mineralization in different regions.

Peculiarities of apatite chemical composition in various formations of different origin, but with similar mineralogical compositions or such structural position within separate geological blocks, are very important also. Particularly, in carbonatites with simple mineralogical composition, where apatite likes endogenous carbonates plays important role, apatite-carbonate rocks within regional metamorphosed sequences, lime or magnesium scarns, main constituents of the rocks are apatite and carbonates with subordinated amounts of diopside, phlogopite etc.

At the same time, formal similarity of apatite-carbonate associations and often – analogous geological-structural position in geological sections led to uncertainty concerning geological processes, which are responsible for its formation. For example, in spite of investigations during almost century after determination as a separate group of carbonate rocks endogenous

in origin by W. Breger (1921) carbonatites have not yet precise terminological and classification definitely among various scientists. R. Mitchell [13] successfully shown present situation in this sphere by paraphrased sentence from H. H. Read – carbonatites and carbonatites and carbonatites... In his substantial review of peculiarities of the formations which are determined in various geological structures of the world as “carbonatites”, R. Mitchell suggested important role of CO₂, fluorine, water and other volatile components in formation of carbonatites, but he didn't give detail characteristic of relationships these components and specific differences of carbonatite compositions. In spite of skeptical attitude to anatectic “pseudocarbonatites” determined in different sectors of the Grenville Series [9, 10, 11] R. Mitchell prompted [13] its possible origin due to anatactic melts of the crust rocks, and suggested its feasible relationships to calc-silicate scarns or veins under significant role of fluids.

State of problem. Apatite is a permanent constituent of carbonate formations, which are endogenous in origin – carbonatites, apatite-bearing metacarbonate Precambrian rocks and Precambrian scarns. Commonly apatite in these rocks is accessory mineral, but sometimes its amounts are significantly high and such rocks can be determine as phosphorus or same additional industrial components ores. Attempts to determine perspectives of the carbonate rocks on different ores (rare metals, REE, apatite, phlogopite, etc.) with mineralogical and isotopic-geochemical criteria were unsuccessful. Taking into consideration important role of volatile components in fluids, we supposed its influence on ore specialization of investigated objects as well as on scale of mineralization.

To vagueness on origin of apatite-carbonate association in carbonatites as a whole noted above, we should add problems in its determination in connection to age of hosting massifs. Generalized model of formation the Phanerozoic carbonatites within the zone-concentric ultrabasic and alkaline complexes with carbonatites is popular [2], but for Precambrian linear carbonatites it is not so suitable because some rock components are not wide developed or even absent. As a result, there are substituted rock varieties (mainly silicate) not typical for the Phanerozoic complexes or determination of metamorphic carbonate rocks of basement as carbonatites. Such situation is typical for the Aldan Shield, where at the first stage of discovery of the Seligdar apatite deposit within metamorphic metasedimentary carbonate rocks of the Fedorovskaia Formation [1] shape of the main ore body have been determined as a pipe similar. In addition to this circumstance and due to formal similarity of apatite-carbonate associations of the rocks and some carbonatites idea about carbonatite origin of the Seligdar deposits was born [15]. The first isotopic data on carbon and oxygen in the Seligdar carbonates have been shown values typical for sedimentary carbonate rocks and the initial opinion about mantle origin of carbonate masses the author [15] transformed into a new variant of crust-mantle carbonatites. This idea is in accordance with models, which were proposed for the carbonatites of the Grenville Series in limits of primary carbonate metamorphic rocks transformation [9, 10, 11].

Little late, when exploration of apatite ores similar to the Seligdar deposit at the Aldan Shield was broaden, a number of new deposits composed by similar apatite-carbonate ores were founded, and lithological and stratigraphic controls of the mineralization have been established. New significant isotopic carbon and oxygen data for carbonates from the Seligdar deposits and new discovered objects were obtained [4]. Without any doubts, these data indicate sedimentary origin of studied apatite deposits at the Aldan Shield [4, 6].

Apatite-bearing primary sedimentary carbonate rocks of the Aldan Shield were affected in local manifestations by secondary alteration due to young episodes of tectonic-magmatic ac-

tivization similar to process in limits of the Grenville Series at the Canada Shield. Redistributions of the primary concentration of phosphorus were determined with appearance of new mineral phases including late carbonates. Betafite was founded in such locations and accepting of components from hosting rocks, particularly from titanite, which supplied Nb and Ta due to alterations [7]. Isotopic research of such formations has been shown later origin of carbonates if compare to carbonates from the main ore bodies and confirmed possibilities to determine origin and scale late formations described early [4].

Tendencies of isotopic carbonate and oxygen variations in different generations of carbonates similar to peculiarities of isotopic changes which were determined by D. Lentz for the Precambrian rocks at the Canadian Shield. He used these variations to create general model of transformation crust carbonate material to carbonatites in his opinion [9, 10, 11].

Given above information and analysis on the grounds of endogenous carbonates determination in addition to our previous data on specific composition of fluid phases in different genetic types of rocks [5] we involved to determine similarity and difference of apatite from carbonatites, metamorphic carbonate rocks and scarns. Very important moment from methodological position is to use the same lab instruments for our purposes as well as necessity to create geological and mineralogical basement for each investigated objects, which were studied, to determine scale of secondary transformations.

Initial geological materials and methods of investigation. We used for our purposes a set of samples from apatite-bearing rocks, which are regarded as models for different genetic kinds. Selected samples were grouped into three main types to characterize (1) carbonatites (apatite-carbonate ores of the Kovdor deposits [2] with some amount of silicates – diopside and phlogopite, and apatite-carbonate ores from the Gornoie Ozero carbonatite massif [2]), (2) apatite-carbonate metamorphic ores of the Seligdar type (Seligdar deposit, manifestations of the Chuga River at the Aldan Shield), and (3) Precambrian scarns of the Aldan Shield (Emeldzhak, Elkonka, Katalakh deposits), which were determined as products of magnesium metasomatism. In addition to these objects, we studied a number of deposits and manifestations from Finland (Silliniarvi), Ukraine (Nova Poltavka), Canada (Richardson Mine) etc. to get more information on mineralogical composition and peculiarities of formation of all studied genetic groups.

In spite of rich mineralogical composition of involved objects, for special lab analysis we used samples with simple apatite-carbonate or apatite-silicate associations (Fig. 1) to avoid of vagueness because of different phases with volatile components. Although there are a set of ideas on the Precambrian scarns formation, we did not check details of them and selected materials as apatite, calcite, diopside crystals within clear geological position in nests, veins and druses.

Analytical methods. After routine geological, petrographical and mineralogical observations, we prepared monomineral fractions of apatite, carbonates, diopside for future investigation of fluid inclusions, determination of fluid composition, and isotopic analysis. Firstly, we used heavy liquids to get initial lab samples, and then prepared final material after hand peaking with binocular microscope.

To get a general knowledge about fluid phase in analyzed apatite we involved decrepitation analysis with thermo-vacuum instrument DV-2. Heating of the samples (0.50–0.25 mm in diameter, similar weigh – 200 mg) put into quartz tubes were carried out from 100 up to 800 °C under vacuum. Detection of the effects conducted via pressure variations due to decrepitation of inclusions in mineral and generalized data are fixed at the final diagram.

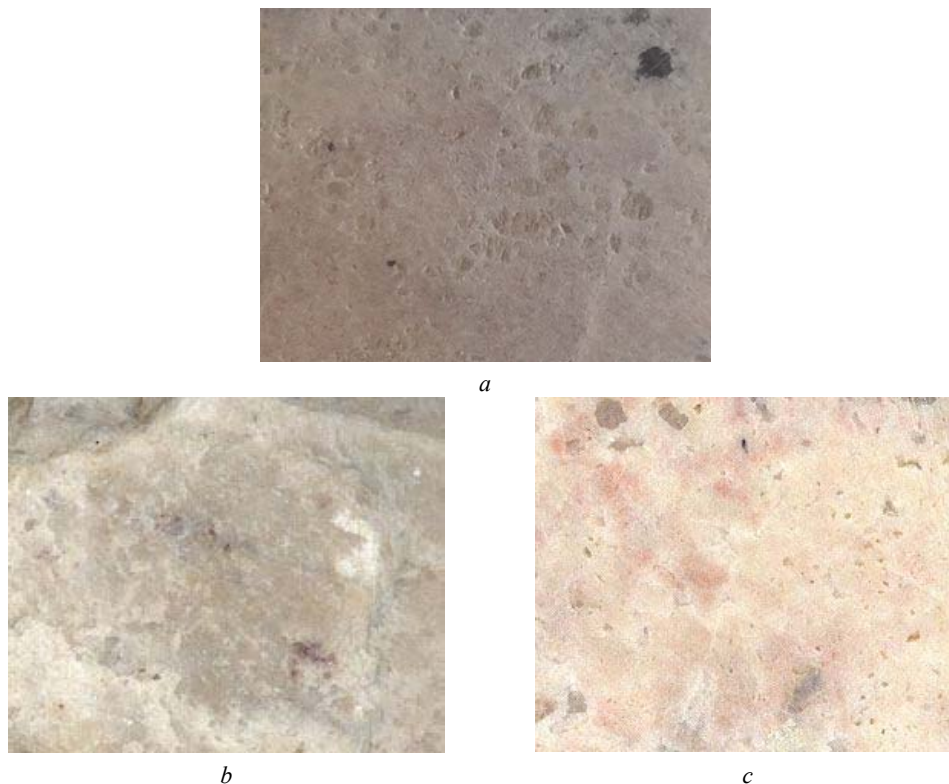


Fig. 1. Apatite-carbonate rocks of simple mineralogical compositions:

a – carbonatite Silliniarvi deposit (Finland); *b* – metamorphic rock of the Grenville Formation, Richardson Mine (Canada); *c* – metacarbonate rocks of Seligdar deposit (Aldan Shield).

Because there is a difficult in investigation of separate inclusions in apatite of different genesis due to small dimensions of the inclusions and bad quality of the material, we studied only separate samples to get general opinion about character of inclusions. Method of individual inclusions investigation has been used in order to characterize position of inclusions in mineral, its size, and future chemical analysis of inclusions.

Application of individual inclusion analysis has a number of limitations, and the most important is information on fluid phase only in limited points. To extract and analyze fluid inclusions in total volume of sample the method of high temperature gas chromatography developed by F. Letnikov [12] has been applied. Early expediency and precision of this method were under debates [12], and we should add some more arguments. Firstly, the method has used to analyze of rock samples, and such mixing materials could give some declination. We used during investigation only pure mineral samples, but we checked final results to avoid conversions joint components by correlation diagrams. Additional verification of the results we did with data of individual inclusion composition.

Taking into consideration possibilities to determine differences in origin of primary carbonate concentrations and development after secondary phases and often even late veins by isotopic composition of carbon and oxygen [4], we prepared a set of carbonate samples from carbonatites, metasedimentary carbonate apatite-bearing rocks and carbonates from different

scarns to supply additional information for diagnostic of carbonate transformations in various genetic groups of apatite-carbonate associations.

Oxygen and carbon isotopic compositions in the carbonate samples were determined in the Laboratory of Stable Isotopes (Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Moscow). Carbon dioxide was released from carbonates using the $PbCl_2$ method, proposed by Yu. Borshchevskii et al. (1974). Relative difference in oxygen and carbon isotope ratios in CO_2 (gas) was measured on the mass spectrometer Varian MAT-250. The laboratory CO_2 was used as standard during isotopic measurement. The accuracy of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ measurement in whole-rock samples was ± 0.1 and ± 0.2 ‰, respectively. The Craig correction was taken into consideration for the determination of $\delta^{13}C_{\text{sample}}$ (PDB) and $\delta^{18}O_{\text{sample}}$ (SMOW). The oxygen correction was taken into account for $\delta^{13}C_{\text{sample}}$ (PDB).

Obtained results and discussion. Data from decrepitation observations we used to build a set of diagrams for all intervals of analyzed temperatures from 100 up to 800 °C (Fig. 2). Almost for each observed samples peaks of the decrepitation activity were detected for both high (750–800 °C), and low (100–200 °C) temperature conditions.

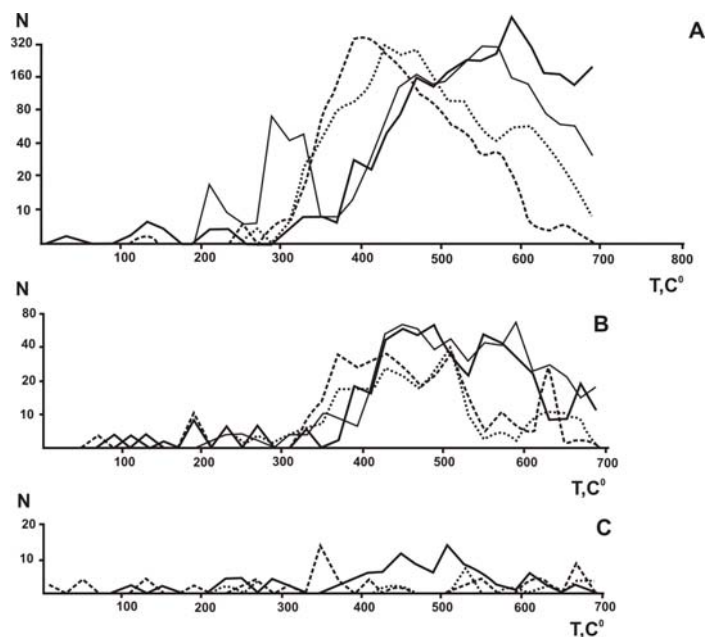


Fig. 2. Decrepitation curves of apatite from apatite-carbonate (A), apatite-silicate-carbonate (B), and apatite-silicate rocks (C).

There is a clear difference between apatite curves from carbonate and silicate variations of apatite ores after intensity of decrepitation activity and temperature levels (see Fig. 2). Apatite from silicate rocks is characterized by low approximately similar data of decrepitation activity along whole temperatures of analysis. At the same time, for apatite from carbonate rocks maximum of decrepitation activity lies in wide limits of temperature from 350 до 650 °C, but some variations are detected for every samples.

Changes of apatite decrepitation for the same rocks can be explained by influence of inclusion compositions, because under different temperature of mineral formation various in com-

positions inclusions have been led to different decrepitation activity. Results of thermic investigations of apatite show absence of influence of its physical properties on decrepitation activity. Therefore, composition of inclusions is a main factor of decrepitation activity of the mineral.

Size of gas inclusions in apatite is variable, and changes from 0.0 n up to 0.00 n mm (Table 1) and is not depends from composition of apatite-bearing rocks. At the same time, composition of gas phases is very changeable from absence up to 100 % of volume. Unusually high concentrations (sometimes up to 100 %) of nitrogen and rare gases were detected in apatite from diopside rocks. Similar high concentrations of these gases are fixed in diopside coexisting with apatite. In such cases, sizes of inclusions from apatite and diopside are similar.

Table 1

Results of quantitative analysis of gas phases compositions in individual inclusions in apatite from different type of the Precambrian carbonate-bearing rocks

Number of analyses	Diameter of bubble used in analysis, mm	Components, concentration volume %			
		H ₂ S, SO ₂ , SO ₃ , NH ₃ , HF, HCl, CO ₂	CO	H ₂	N ₂ + rare gases
Apatite-carbonate rocks					
Average ($n = 17$)	0.0307	54.3	15.0	11.1	32.6
Limits of data	0.0066–0.0786	19.0–100.0	7.5–28.0	5.5–24.0	11.0–81.0
Apatite-pyroxene rocks					
Average ($n = 9$)	0.0367	25.8	0.0	–	70.2
Limits of data	0.0150–0.0912	0.0–60.0	–	–	8.0–100.0
Scarns					
Average ($n = 10$)	0.0256	73.8	0.0	0.0	26.2
Limits of data	0.0090–0.0480	37.5–100.0	–	–	0.0–62.5

According to high temperature gas chromatography, H₂O is dominated component in apatite and diopside, and CO₂, CO, H₂, CH₄ were detected in less amounts (Table 2). Besides these components nitrogen as N₂ and rare gases were found also.

To analyze and compare inclusions compositions of apatite form different rocks we calculated coefficients of reducing and total gas indicator (see Table 2). Series of quantitative ratios between various phases (H₂/H₂O, CO/CO₂, etc.) have been used for discussion also.

Mixing fluid system with domination of sum of gases CO₂, CO, CH₄, H₂ under H₂O is a main characteristic of apatite in general. High contents of water in apatite from the Ukduska deposit are exceptions.

According to estimation of statistic parameters of distribution of components amount of water in inclusions is homogenous. Variations of values in general for apatite are less than its limits for separate genetic type. Maximum H₂O value (5.16 ml/g) is determined in apatite from the Ukduska deposit.

Limits of CO₂ values variations are more significant. For example, inclusions in apatite from the Seligdar deposit contain minimal value of CO₂ – 1.33 ml/g, and maximum – 13.6 ml/g. More high contents of CO₂ are common characteristic for apatite from apatite-carbonate association. But in some cases for apatite in association with silicates more significant CO₂ values has been determined (for example, at the Kovdor deposit up to 4.06 ml/g).

Table 2

Composition and characteristics of fluids in apatite
 after high temperature chromatographic analysis, ml/g

Location, deposits, rocks	Components						Coefficients*	
	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	C _r	Σ _{gas}
Kovdor, carbonatites	0.71	4.06	0.02	–	Traces	0.020	0.004	4.100
Gornoie Ozero, carbonatites	0.73	1.17	0.06	–	–	0.060	0.030	1.290
Oshurkovo, apatite-bearing diorites	0.86	0.44	0.94	–	–	–	0.720	1.380
Sliudianka, magnesian scarns	0.62	3.67	0.12	–	–	0.007	0.030	3.797
Katalakh, mag- nesian scarns	1.49	2.76	0.05	Traces	Traces	0.030	0.012	2.840
	1.87	1.30	Traces	–	–	0.040	0	1.340
Seligdar, apa- tite-carbonate rocks	1.68	13.60	0.11	–	Traces	–	0.007	13.710
	1.18	1.33	0.09	–	–	0.007	0.030	1.427
Chuga, apatite- carbonate rocks	0.42	0.19	–	–	–	–	0	0.190
Ukduska, apatite-diopside rocks	3.73	0.26	–	Traces	–	–	0	0.260
	0.33	0.22	Traces	–	Traces	–	0	0.220
	1.89	0.58	–	–	–	0.040	0	0.620
	5.18	0.38	0.20	–	0.12	0.060	0.006	0.640

* C_r = (H₂ + CH₄ + CO) : (CO₂ + H₂O); Σ_{gas} = CO₂ + CO + N₂.

Distributions of CO₂ values are relatively homogenous, although anomaly enrichment of CO₂ values is found in apatite from the Oshurkovo deposit.

Clear difference of inclusion compositions in apatite, if compare to diopside, is extremely low contents of hydrogen and CO, traces of methane and, accordingly, close to zero values of reducing coefficients (Fig. 3). H₂O and CO₂ are main oxidized phases in apatite (see Table 2). For H₂O (average 2.78, 1.43 and 1.68 ml/g) and CO₂ (average 1.02, 7.47 and 2.03 ml/g) are typical ratios close to 2:1. Nitrogen as a N₂ is a permanent constituent of the inclusions, but under low levels in limits 0.0n ml/g (see Table 2).

Obtained data on the isotopic composition of carbonate samples from the carbonatites, apatite-carbonate ores of the Seligdar and similar in composition and genesis deposits, and scarns are given in δ-values relative to the PDB standard for carbon and the SMOW standard for oxygen (Table 3). In the δ¹³C–δ¹⁸O coordinates the isotopic compositions of carbonates from layered apatite-carbonate rocks of all apatite deposits yield a scatter of δ¹⁸O values from +18.0 up to +23.4 ‰ without any depending from apatite resources.

The studied carbonates are characterized by positive δ¹³C values (up to +6.0 ‰, PDB) in sheeted apatite-carbonate bodies of the Seligdar deposit and its family. Carbonate from skarns of the Emeldzhak deposit is depleted in ¹³C and ¹⁸O (up to δ¹³C = –6.6 ‰, PDB, and δ¹⁸O = +14.0 ‰, SMOW). Similar, but more big in scale, depleted ¹³C and ¹⁸O values we determined for carbonates from the Precambrian linear carbonatites (see Table 3).

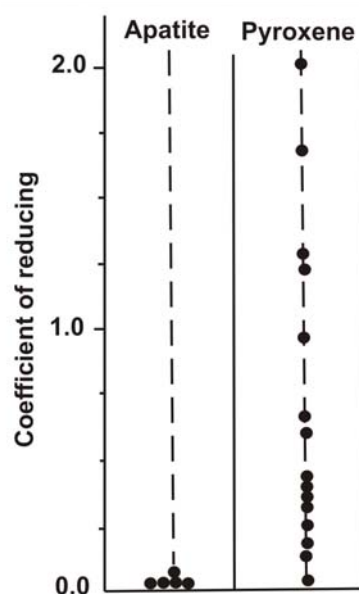


Fig. 3. Comparison of reducing coefficients for apatite and pyroxene.

Table 3

Isotope C and O composition of carbonates from different carbonate-bearing formations

Number of samples	Deposits	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰, PDB	Notes
8	Nova Poltavka, Dubravka	7.2–9.3	(-7.6)–(-4.7)	Linear Precambrian carbonatites
25	Seligdar, Niriandzha, Mustolaakh, Chukurdan	18.0–23.4	1.1–6.0	Layers of apatite-carbonate rock
6	Emeldzhak	13.5–14.0	(-3.8)–(-6.6)	Vein, nest and druse

Conclusions. Determination of decrepitation activity of apatite from carbonate and silicate mineral associations showed main difference in shape of generalize curves due to enrichment of the rocks by carbonate component. In spite of different genesis of the carbonate rocks forms of decrepitation activity (see Fig. 2, *A*) are similar in general for apatite from apatite-carbonate associations of the rocks. Increasing of diopside amount in apatite-carbonate-silicate varieties of the rocks led to decreasing of the decrepitation activity (see Fig. 2, *B*) up to four times, under keeping the same intervals for peaks. Apatite from mineral association poor in carbonates is characterized by the most low decrepitation activity (see Fig. 2, *C*). Last indicates important role of environment enrichment components, which are responsible for carbonate formation.

Chemical analyses of individual inclusions in apatite as well as total fluid phase determined by high temperature gas chromatography showed great similarity in quality composition of the fluids. Only quantity variations of the same components are important under forma-

tion of different mineralogical associations. There are not any specific “carbonatite” or scarns fluids, and only hosting geological environment is responsible for appearance of various mineralogical associations.

That is extremely significant for understanding diamond formation also [3, 14]. Early [6] we noted similarity of qualities composition of fluids in diamond, but recently idea about special new type of “diamond-forming” fluids was introduced [8].

Isotopic data indicate clear difference in nature of carbonate materials from whole three groups of the carbonate rocks. Carbonates from metamorphosed apatite-carbonate rocks are determined specific rich in heavy carbon and oxygen isotopes as signatures of a primary sedimentary protolith. Such data have been indicated apatite-carbonate rocks as a conservative system, which only locally was altered during late epochs of activation. CO₂-component is responsible for redistribution of primary carbonate materials, and due to isotopic investigation we can assumed about scale of mobilization by fluids of the primary formations. The extent to which fluids are involved in metamorphism (and metasomatism) is still in debate and constitutes one of the more important questions in understanding of regional metamorphism, metasomatism and formation of carbonatite melts.

Acknowledgements. We would like to thank F. Letnikov, N. Zaboeva, L. Myukhonova for significant help in inclusion investigations. We also remember a great help of Yu. Borshchevskii and N. Medvedovskaia for assistance in the isotope analysis of carbonates.

REFERENCES

1. *Bulakh A. G.* Phosphorus Ores in Precambrian Rocks of the Aldan Shield / A. G. Bulakh, V. N. Guliy, A. A. Zolotarev. – Leningrad : Publishing House of Leningrad University, 1990. – 220 p. (in Russian)
2. Caledonian Complex of Ultrabasic, Alkaline Rocks and Carbonatites of Kola Peninsula and Northern Karelia / A. A. Kukharev, A. G. Bulakh, E. A. Bagdasarov et al. – Moscow : Nedra, 1965. – 772 p. (in Russian)
3. Gas components in diamond of Yakutia / Z. V. Bartoshynskii, S. M. Bekesha, T. G. Vinichenko [et. al.] // *Mineralogical Review*. – 1987. – N 41, Is. 1. – P. 25–32. (in Russian)
4. *Guliy V. N.* Metasedimentary apatite deposits of the Birikeen area, Aldan Shield / V. N. Guliy // *Lithology and Mineral Resources*. – 1995. – Vol. 30, N 6. – P. 545–555. (in Russian)
5. *Guliy V.* About the role of hydrogen in mineral-forming processes / V. Guliy, I. Poberezhska // *Mineralogical Review*. – 2013. – N 63, Is. 2. – P. 41–50. (in Ukrainian)
6. *Guliy V.* Fluid inclusion and stable isotope study of the Precambrian rocks of the Aldan Shield related to understanding of Gondwana evolution / V. Guliy, H. Wada // *Gondwana Research*. – 2004. – Vol. 7, N 4. – P. 1305–1306.
7. *Guliy V.* Peculiarities of distribution and composition of betafite from different formations of the Aldan Shield (Sakha-Yakutia) / V. Guliy, I. Poberezhska, N. Bilyk // *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. – 2019. – N 1 (84). – P. 8–15.
8. High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds – a new type of diamond-forming fluid / O. Klein-BenDavid, A. M. Logvinova, M. Schrauder et al. // *Lithos*. – 2009. – Vol. 112. – P. 648–659.
9. *Hogarth D. D.* Chemical composition of fluorapatite and associated minerals from scarns near Gatineau, Quebec / D. D. Hogarth // *Mineral. Mag.* – 1988. – Vol. 52. – P. 347–358.

10. *Lentz D. R.* Carbonatite genesis; a reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn process in limestone melting / D. R. Lentz // *Geology*. – 1996. – Vol. 27. – P. 335–338.
11. *Lentz D. R.* Late tectonic U-Th-Mo-REE skarn and carbonatitic vein-dyke systems in the Southwestern Grenville Province: a pegmatite-related pneumatolytic model linked to marble melting (limestone syntexis) / D. R. Lentz // *Mineralized intrusion-related skarn systems*. – Quebec, 1998. – P. 519–657.
12. *Letnikov F. A.* About question on precise of application of chromatography analysis under geochemical investigations / F. A. Letnikov // *Geochemistry*. – 1980. – N 1. – P. 154–157. (in Russian)
13. *Mitchell R. H.* Carbonatites and carbonatites and carbonatites / R. H. Mitchell // *Canadian Mineralogist*. – 2005. – Vol. 43. – P. 2049–2068.
14. *Natural Diamond – Genetic View* / G. P. Bulanova, Yu. P. Barashkov, S. B. Talnikova, G. P. Smelova. – RAN : Sib. Sec., YaIGS, 1993. – 179 p. (in Russian)
15. *Smirnov F. L.* *Geology of Apatite Deposits of Siberia* / F. L. Smirnov. – Moscow : Nauka, 1980. – 217 p. (in Russian)

*Стаття: надійшла до редакції 01.09.2019
прийнята до друку 04.10.2019*

Василь Гулій, Наталія Білик

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
vgul@ukr.net*

ОСОБЛИВОСТІ ФЛЮЇДНИХ СИСТЕМ ПІД ЧАС ФОРМУВАННЯ АПАТИТУ В КАРБОНАТНИХ ЕНДОГЕННИХ АСОЦІАЦІЯХ

Наведено результати вивчення флюїдних систем в апатиті з різних карбонатних порід ендегенного походження на підставі даних декрепітаційного аналізу, високотемпературної газової хроматографії та газового аналізу окремих включень. Особливості хімічного складу апатиту з формацій різного генезису, однак подібного мінерального складу важливі з огляду на те, що мінерал є постійною складовою карбонатних утворень ендегенного походження – карбонатитів, докембрійських скарнів і апатитоносних метакарбонатних порід, а склад його головних компонентів та елементів-домішок часто успішно використовують як індикатор петрологічних процесів.

Формальна подібність апатит-карбонатних асоціацій, а часто й аналогічне геолого-структурне положення зумовлюють невизначеність щодо геологічних процесів, які відповідали за їхнє формування. Під час визначення подібних і відмінних рис апатиту з карбонатних порід різного генезису ми брали за основу дослідження флюїдної фази. Вивчали карбонатити (apatit-карбонатні руди Ковдорського родовища, які містять діопсид і флогопіт, а також апатит-карбонатні руди карбонатитового масиву Горное Озеро), апатит-карбонатні метаморфічні руди типу Селігдар (Селігдарське родовище, проєви р. Чуга на Алданському щиті) та докембрійські скарни Алданського щита (родовища Емельджак, Ельконка, Каталах), які вважають продуктом магнезійного метасоматозу. Використано матеріали з низки родовищ і проявів Фінляндії (родовище Сіллінярві), України (родовище Ново-Полтавка) і Канади (рудник Річардсон).

Визначено подібність параметрів декрепітаційної активності апатиту з різногенетичних карбонатних порід. Виявлено відмінності в цій активності апатиту з карбонатних і силікатних різновидів апатитових руд. У разі збільшенні кількості діопсиду в апатит-карбонат-силікатних утвореннях декрепітаційна активність апатиту знижується до чотирьох разів. Найнижчу декрепітаційну активність має апатит з мінеральних асоціацій, збіднених карбонатами, а це засвідчує важливу роль процесу збагачення середовища компонентами, що відповідальні за утворення карбонатів.

За даними високотемпературної газової хроматографії, в апатиті й діопсиді, що з ним асоціює, переважають H_2O і CO_2 , у меншій кількості наявні CO , H_2 , CH_4 . Виявлено також N_2 і рідкісні гази. Результати хімічного аналізу окремих включень в апатиті та загальної флюїдної фази засвідчили значну подібність за якісним складом флюїдів.

Дані щодо ізотопного складу вуглецю й кисню використано для визначення головних тенденцій формування карбонатних мінеральних асоціацій та їхнього наступного перетворення. Отримані результати стосовно складу включень у мінералах з карбонатитів, метаморфічних порід і скарнів свідчать, що головними компонентами включень в апатиті є H_2O і CO_2 . Роль флюїдів такого складу у формуванні апатиту під час метаморфізму, утворення карбонатитових розплавів та метасоматозу подібна, тому нема відмінностей між апатитом з відповідних порід як продуктом цих процесів.

Ключові слова: апатит, карбонати, карбонатит, метаморфічна апатит-карбонатна порода, скарн, ізотопні індикатори, флюїд, включення, мінералоутворювальна система, докембрій.

УДК 551.311.231:553.08(571.56)

Николай Зинчук

*Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я),
ул. Ленина, 4/1, Мирный, РФ, 678170,
nanzinchuk@rambler.ru*

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучено структурно-формационные особенности формирования кор выветривания D_3 – C на терригенно-карбонатных породах и кимберлитах и отложений, обогащённых продуктами их переотложения. На этом основании реконструированы специфические особенности образования продуктивных горизонтов PZ_3 основных алмазоносных районов Сибирской платформы, а в их пределах выделены площади, благоприятные для формирования и сохранения ореолов рассеяния кимберлитового (в том числе алмазоносного) материала. С помощью анализа фаций верхнепалеозойских отложений и особенностей их размещения выяснено, что с момента их корообразования и до завершения верхнепалеозойского осадконакопления денудация пород региона была незначительной и происходила в основном только по водотокам. Здесь повсеместно фиксируют коры выветривания на терригенно-карбонатных породах PZ_1 , сохранившиеся от размывания под отложениями PZ_3 . Их материал есть в базальных горизонтах пролювиально-делювиальных образований, которые обычно вытянуты в виде узких струй и являются фрагментами самого первого размыва кор выветривания в послекарбоновое время. Практически все кимберлитовые минералы в отложениях PZ_3 являются переотложенными из более древних пород. Целесообразно применять дифференцированный подход к изучению условий образования различных фаций алмазоносных отложений континентального и прибрежно-морского генезиса. Важно их комплексное исследование с применением структурно-тектонического, литолого-фациального и формационно-циклического анализов. Это даст возможность локализовать конкретные площади, благоприятные для формирования древних россыпей алмазов, и обнаружить кимберлитовые трубки.

Ключевые слова: кимберлитовая трубка, минерал, алмазоносная россыпь, кора выветривания, осадочные породы, верхний палеозой, Сибирская платформа.

На древних платформах Мира – Сибирской, Восточно-Европейской, Африканской, Китайской, Североамериканской и др. – открыты коренные и россыпные месторождения алмазов, на которых действуют алмазодобывающие предприятия. На Сибирской платформе (СП) алмазы традиционно добывали в основном из коренных месторождений. Трубки Мир, Интернациональная, Айхал, Удачная и др. сейчас разрабатывают подземным способом, а на трубках имени XXIII съезда КПСС, Сытыканская, Дачная и др. добычу и вовсе приостановили в связи с нерентабельностью. Для восполнения убывающих запасов алмазов необходимо как открытие новых алмазоносных кимберлитовых диатрем, так и вовлечение в отработку россыпных месторождений (древние и

современные россыпи), количество которых во многом зависит от степени эродированности продуктивных трубок региона. Наиболее интересным в этом плане является Малоботубинский алмазонасный район (МБАР) с основными продуктивными трубками Мир и Интернациональная. Их верхние горизонты смыты на значительную глубину (300–400 м), а продукты перемывания выветрелого материала переотлагались в различных осадочных толщах на небольшом расстоянии от диатрем.

Рассматриваемая территория охватывает МБАР и сопредельные площади, которые структурно расположены в пределах крупной древней (дофанерозойского заложения) структуры – Непско-Ботубинской антеклизы и её северо-восточного окончания – Ботубинского сводового поднятия. На это поднятие с северо-западной стороны наложено юго-восточное крыло Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС), а с юго-восточной – Ангаро-Вилуйский мезозойский прогиб [1–11, 14, 15, 18, 21–25]. Сводовая часть Мирнинского поднятия была границей раздела верхнепалеозойского и мезозойского осадконакопления в виде так называемой структурной террасы – полосы шириной 25–30 км, которая протягивается в северо-восточном направлении через весь регион (рис. 1, 2). Верхние горизонты верхнепалеозойских и мезозойских отложений частично перекрывали и эту структурную террасу, а их полные разрезы зафиксированы за её пределами в долинах древних палеоводотоков, бравших начало в сводовой части Ботубинского поднятия.

В МБАР открыто семь кимберлитовых трубок (Мир, Спутник, Дачная, имени XXIII съезда КПСС, Интернациональная, Амакинская (два тела – Южное и Северное), Таёжная) и кимберлитовые дайки – две самостоятельные (Ан-21, Южная) и ряд сопряжённых с трубками (например, у трубки Интернациональная таких даек десять).

В районе обнаружены пока единственные на СП россыпи алмазов промышленного значения, приуроченные к терригенным отложениям верхнего палеозоя (россыпи Восточная и Западная) и мезозоя (Водораздельные галечники, Дачная-1, Глубокая, Новинка, Геофизическая, Солур), и россыпные проявления алмазов такого же возраста [6, 12, 13, 22–25]. Кимберлитовые трубки Мир, Спутник, Амакинская выходят на современную дневную поверхность, а остальные кимберлитовые тела (частично – диатрема Таёжная) перекрыты мезозойскими породами. Кимберлитовых трубок под осадочными толщами PZ_3 здесь до сих пор не обнаружено, хотя перспективы положительные. В региональном плане все открытые в районе месторождения алмазов находятся в сводовой части БП, то есть в пределах структурной террасы или в верхних частях её склона [16, 17, 19–21].

Сегодня в МБАР проводят работы по оцениванию остаточных перспектив алмазности с целью восполнения сырьевой базы для действующих здесь более 60 лет алмазодобывающих предприятий. Поисковые работы проводят на отдельных перспективных участках, где широко развиты продуктивные на алмаз терригенные отложения PZ_3 и MZ , которые перекрывают кимберлитовые тела PZ_2 (открытые площади, на которых кимберлитовмещающие терригенно-карбонатные породы PZ_1 выходят на дневную поверхность, уже детально изучены).

В результате проведенных в разное время алмазопроисковых работ в пределах развития пород PZ_3 выявлены ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), которые зачастую территориально оторваны от известных кимберлитовых тел и имеют некоторые специфические особенности [2, 3, 21, 24], то есть они неоднократно перемывались и переотлагались. Всё это затрудняет поиски по ним их коренных источников.

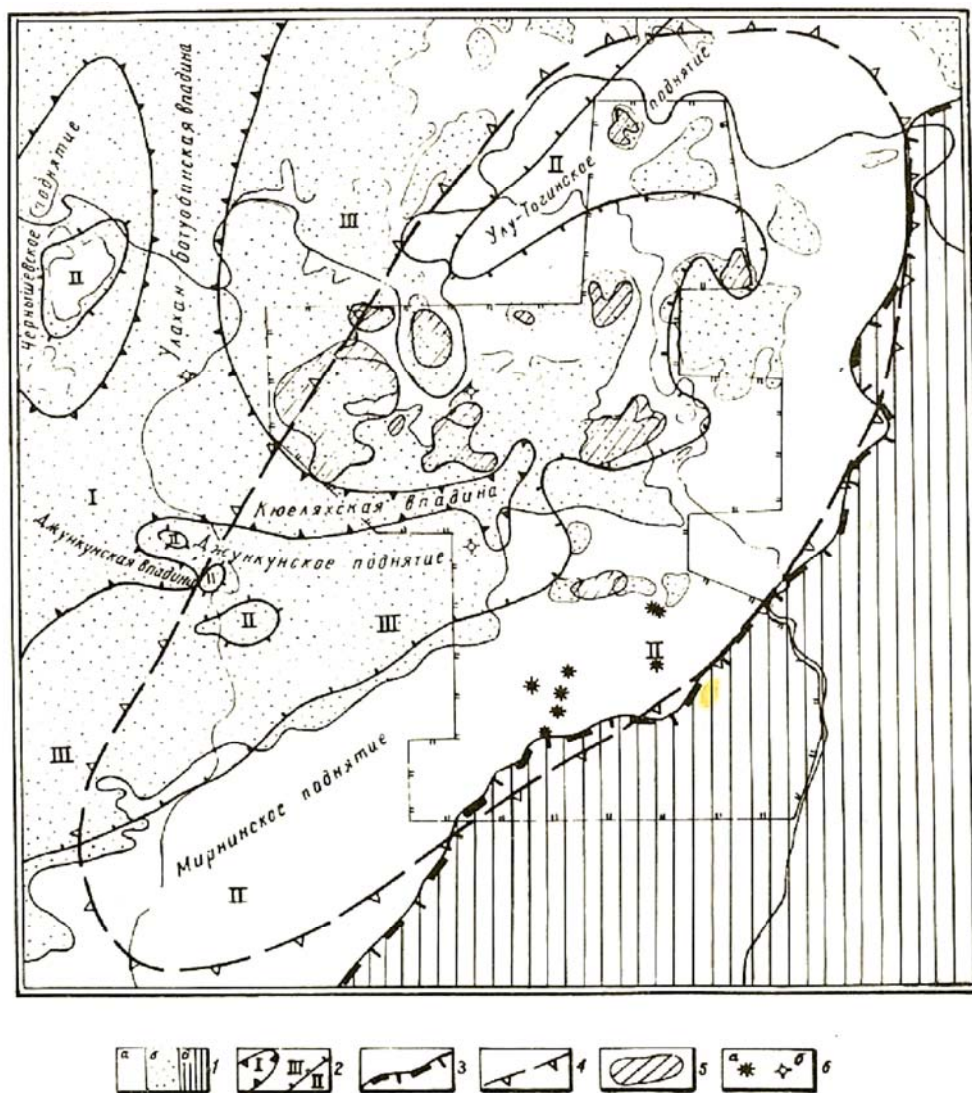


Рис. 1. Схематическая карта поверхностей позднедевонско-раннекаменноугольного выравнивания и кор выветривания (КВ) Малоботубинского алмазоносного района [7]:

1 – поверхности выравнивания и развитые на них КВ D_3-C_1 : а – частично уничтоженные и перекрытые верхнепалеозойскими отложениями; б – отпрепарированные и значительно уничтоженные более поздними денудационными процессами; в – полностью уничтоженные в период дорэтского среза территории в пределах центральной части Ангаро-Вилуйского прогиба; 2 – площади, территориально совпадающие с конседиментационными палеовпадинами, а также с верхними и нижними частями конседиментационных палеоподнятий, в пределах которых условия для развития и сохранения КВ и продуктов их ближнего переотложения были неблагоприятны (I), благоприятны (II), весьма благоприятны (III); 3 – северо-западная граница центральной части Ангаро-Вилуйского прогиба; 4 – граница Нижне-Ботубинского неотектонического поднятия; 5 – поля развития КВ на терригенно-карбонатных породах PZ_1 ; 6 – трубки взрыва: а – кимберлитов, б – трапповых пород.



Рис. 2. Схематическая карта поверхностей позднедевонско-раннекаменноугольного выравнивания и кор выветривания Далдыно-Алакитского алмазоносного района [7]:

1 – поверхности выравнивания и развитые на них коры выветривания D_3-C_1 : а – частично уничтоженные и перекрытые верхнепалеозойскими отложениями; б – практически полностью уничтоженные более поздними денудационными процессами; 2 – площади, территориально совпадающие с конседиментационными палеовпадинами, а также с верхними и нижними частями конседиментационных палеоподнятий, в пределах которых условия для развития и сохранения КВ и продуктов их ближнего переотложения были неблагоприятны (I), благоприятны (II), весьма благоприятны (III); 3 – поля развития кор выветривания на терригенно-карбонатных породах PZ_1 .

Осложняющим фактором при поисках кимберлитовых трубок на закрытых площадях района является и отсутствие ореолов рассеяния ИМК вблизи и непосредственно над ними, а также слабая намагниченность кимберлитов некоторых тел (трубки имени XXIII съезда КПСС, Интернациональная и, особенно, Ботубинская и Нюрбинская в Накынском кимберлитовом поле).

Для восстановления путей миграции минералов-спутников и определения предполагаемых областей их сноса необходимо исследование структурно-формационных и генетических особенностей формирования продуктивных на алмазы отложений PZ_3 . Важным является достоверное расчленение осадочных толщ, реконструкция условий их формирования и процессов корообразования, предшествовавших накоплению данных отложений, и их сохранности в последующие этапы геологической истории. Тут определяющими являются структурно-тектонические особенности региона до, во время и после формирования продуктивных толщ PZ_3 . Эти отложения представлены тремя свитами: лапчанской, ботубинской и боруллольской.

Лапчанская свита ($C_{2-3}l$) сложена тёмно-серыми глинами и алевролитами с прослоями песков; общая мощность – 20–25 м. В нижней части разреза иногда появляются прослои и линзы гравелитов, галечников и брекчий мощностью до 1 м. В составе местного обломочного материала есть щебень (до 10 см) терригенно-карбонатных пород, галька (до 3 см) кремней и окремнелых известняков, а чуждого – редкая мелкая хорошо окатанная галька кварца и кварцитов [7, 22, 23].

Ботуобинская свита (P_1bt) сложена зеленовато-серыми полимиктовыми песками (песчаниками) и углистыми алевролитами с подчинённым развитием галечников и аргиллитов; общая мощность – до 70–95 м. Пески и алевролиты образуют два мезоритма, которые отвечают двум подсвитам. Породы свиты залегают с размывом на отложениях лапчанской свиты или на эродированной поверхности пород PZ_1 . Нижняя подсвита (50–55 м) сложена зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми (редко крупнозернистыми до гравелитов) песками кварцевого и граувакково-кварцевого состава [6, 7, 9, 25]. Верхняя часть разреза (10–12 м) представлена тёмно-серыми до чёрных плотными глинами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песков и углисто-глинистых пород. Горизонты (до 1 м) с крупнообломочным материалом тяготеют к низам разреза и обогащены мелкой галькой кварц-кремнистого состава (реже кварцитов и эффузивных пород) и обломками подстилающих терригенно-карбонатных пород PZ_1 .

Боруллойская свита (P_2br) представлена песками (песчаниками) – зеленовато-серыми и белёсыми, разномерными, кварц-полевошпатовыми, с линзовидными прослоями алевролитов, местами углистыми. В основании залегают базальные галечники (конгломераты). В составе свиты общей мощностью в полных разрезах до 100–170 м также выделяют две подсвиты. Свита с размывом залегают на различных горизонтах ботуобинской свиты и пород PZ_1 . Нижняя часть нижней подсвиты (8–14 м) сложена зеленовато-желтовато-серыми средне- и крупнозернистыми песками с базальными гравелитами и галечниками мощностью до 2 м. Грубообломочный материал представлен галькой кварцитов, кварца, кремней, эффузивов (часто выветрелых) и слабо окатанными обломками терригенно-карбонатных пород. Выше залегают глины и алевролиты с маломощными прослоями углей; их с размывом перекрывает пачка (30–40 м) желтовато-серых средне- и мелкозернистых песков. Верхняя часть нижней подсвиты сложена тёмно-серыми алевролитами, плотными глинами и углистыми образованиями. Верхняя подсвита (до 25 м) представлена светлыми мелко- и среднезернистыми песками.

В Далдыно-Алакитском алмазодобывающем районе (ДААР) разрез вулканогенно-терригенных отложений C_2-T_1 несколько отличается от описанного: они с размывом, угловым и резким стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах PZ_1 и КВ терригенно-карбонатных пород (см. рис. 2); кроме того, они перекрывают многие кимберлитовые трубки [1, 11, 20–24]. При относительно небольшой мощности (за исключением отдельных участков) эта толща имеет сложное строение, фациально не выдержана и изменчива по площади. Большинство исследователей [4, 20, 21, 24] разделяет этот комплекс пород на три толщи: нижнюю C_2-P_1 , среднюю P_2 и верхнюю (туфогенную) P_2-T_1 .

Расчленение отложений верхнего палеозоя рассматриваемого региона – очень важная задача. Структурно они развиты на участке юго-восточного замыкания ТВС, что определило особенности их строения: сокращённую мощность стратиграфических подразделений, насыщенность внутриформационными размывами (часто скрытыми), существенную долю континентальных фаций осадков, невыдержанность литологических тел по площади, и это всё при довольно однообразном наборе пород. Преобладание субкон-

тинентальных условий верхнепалеозойского осадконакопления сказалось [18, 20] на общей обеднённости пород морской фауной, находки которой довольно редки, в связи с чем основное биостратиграфическое значение приобрели флористические и палинологические комплексы. Поэтому применяющиеся до сих пор биостратиграфические схемы верхнепалеозойских отложений региона являются противоречивыми и во многом ошибочными.

Исходной позицией развернувшихся стратиграфических работ следует считать постановление Межведомственного стратиграфического комитета (1960), утвердившее расчленение верхнепалеозойских отложений на катскую (C_{2-3}), пеляткинскую (P_2) и дегалинскую (P_2) свиты. Независимо от возраста свит данная схема отражала объективный факт существования трёх литостратонов, то есть трёх субпараллельных пластообразных геологических тел, обладающих индивидуальными литолого-фациальными признаками, которые позволяют их идентифицировать и картировать в ранге местных стратиграфических подразделений.

Незыблемость этой реальности неоднократно подтверждена практикой геологосъёмочных и алмазописковых работ, поскольку проведение границ между упомянутыми литостратонами никогда не вызывало принципиальных споров. Однако при проведении детальных поисковых работ возникло естественное стремление к более подробному расчленению верхнепалеозойской толщи. Так, с 1964 г. уже выделяли катскую (C_{2-3}), клинтайгинскую (P_1), бургу克林скую (P_1^2), пеляткинскую (P_2) и дегалинскую (P_2) свиты. С 1979 г. вместо катской свиты в её объеме стали выделять лапчанскую (C_{2+3}) и ботуобинскую (P_1) свиты. С 1989 г. по настоящее время используют стратиграфическую схему, в которую ввели новую – ахтарандинскую (P_1) свиту. Кроме того, в схеме оставлены лапчанская (C_1^2), и ботуобинская (C_{2-3}) свиты, возраст которых был понижен в соответствии с биостратиграфическими представлениями. По существу, все эти три свиты, вместе взятые, соответствуют прежней катской свите как естественному геологическому телу. В то же время на практике ахтарандинскую свиту местами частично или полностью выделяют из состава боруллойской (пеляткинской) или ботуобинской свит. В схеме изменён и стратиграфический объём лапчанской свиты, поскольку её часть вошла в состав новой ботуобинской свиты. Возрастной и литологический диапазон новообразованной лапчанской свиты был значительно сужен, и она приобрела свой первоначальный статус пачки (чёрная пачка, или сылагинские слои).

Все эти преобразования привели к “перекраиванию” границ свит, что в совокупности с расплывчивостью биостратиграфических признаков породило определённую путаницу в корреляции. Поэтому практическое применение указанной стратиграфической схемы сопряжено с большими трудностями.

На основании анализа внутреннего строения и вещественного состава верхнепалеозойской толщи выполнено оценку правомерности выделения таких мелких литостратиграфических подразделений (свит) и возможности корреляции их в региональном плане. Для этого комплексно изучены поверхности позднедевонского-раннекарбонного выравнивая (см. рис. 1, 2), развитые в регионе до верхнепалеозойских КВ, и проведены пофракционные комплексные исследования вещества различных типов пород (рис. 3–5), что позволило выполнить литолого-палеографические реконструкции перспективных территорий. Комплексный биостратиграфический анализ дал возможность выявить ряд противоречий в принятой датировке стратонов и внести предложения по её коррекции [3].

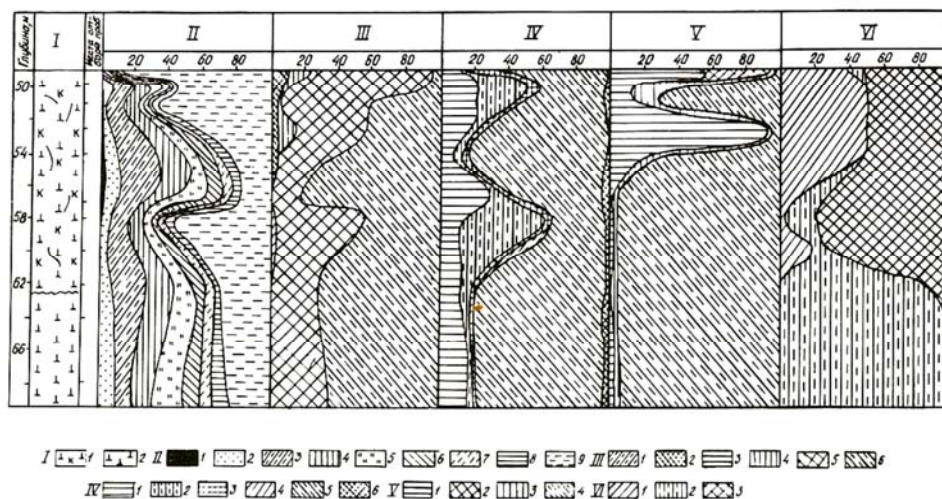


Рис. 3. Литологический разрез коры выветривания кимберлитов трубки Юбилейная, вскрытых разведочной скважиной 234:

I – литологическая колонка: 1 – выветрелые кимберлиты; 2 – плотные кимберлиты; II – гранулометрический состав, мм: 1 – > 5,0; 2 – 5,0–2,0; 3 – 2,0–1,0; 4 – 1,0–0,5; 5 – 0,50–0,25; 6 – 0,25–0,10; 7 – 0,10–0,05; 8 – 0,05–0,01; 9 – < 0,01; III – состав лёгкой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – слюды; 4 – кремнисто-глинисто-железистые агрегаты; 5 – карбонаты; 6 – глинисто-карбонатные образования; IV – первичные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – магнетит, ильменит; 2 – минералы титана; 3 – очень неустойчивые минералы (биотит, флогопит, хлоритид, пироксены, амфиболы); 4 – умеренно устойчивые минералы (апатит, группа эпидота); 5 – гранаты; 6 – другие весьма устойчивые минералы (турмалин, циркон, рутил, хромшпинелиды, титанит, кианит); V – аутигенные минералы тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм: 1 – пирит, 2 – сидерит, 3 – кальцит, 4 – гидроксиды железа; VI – минеральный состав фракции < 0,001 мм: 1 – слюда, гидрослюда; 2 – монтмориллонит и смешаннослоистые образования; 3 – хлорит, вермикулит.

Проведенные исследования свидетельствуют, что в верхнепалеозойской толще региона можно достоверно выделить и проследить два крупных геологических тела, формирование которых связано с двумя тектоно-седиментационными макроциклитами.

Нижнее тело (нижний макроциклит) объединяет лапчанскую, ботуобинскую и синхронную им ахтарандинскую свиту в единую ботуобинскую свиту. Верхнее тело (верхний макроциклит) соответствует боруллойской свите; в полных (сохранившихся) разрезах в его состав входит дегалинская свита P_2 . Эти тела имеют выраженные идентификационные литологические особенности и различаются по комплексу фаунистических, флористических и палинологических остатков.

Лапчанская, ботуобинская и ахтарандинская свиты, выделяемые сегодня рядом исследователей, не имеют литологических и палеонтологических идентификационных характеристик, поэтому их нередко трактуют как подсвиты единой ботуобинской свиты, которые соответствуют мезоциклитам (циклитам второго порядка). Количество подсвит (мезоциклитов) непостоянно и изменяется в региональном масштабе в зависимости от фациальных особенностей и мощности накопленных осадков в каждой структурно-седиментационной зоне. В то же время на локальных участках дробное местное расчленение разреза в соответствии с циклической структурой оправдано и применимо на практике при анализе погребённых шлиховых ореолов [2, 3].

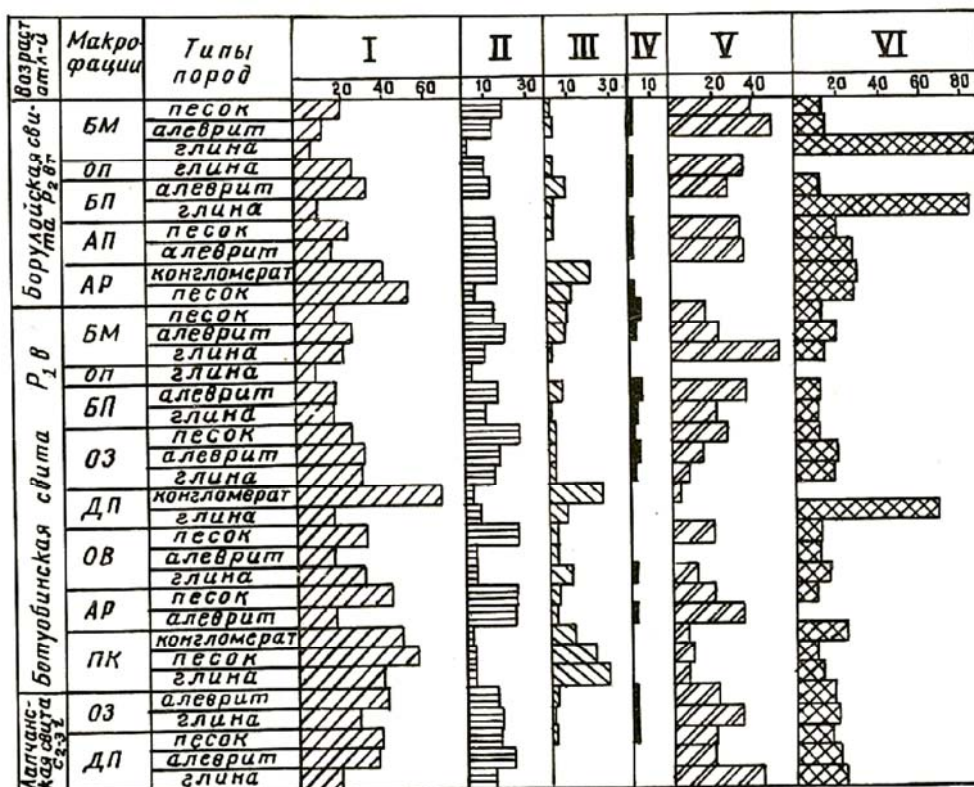
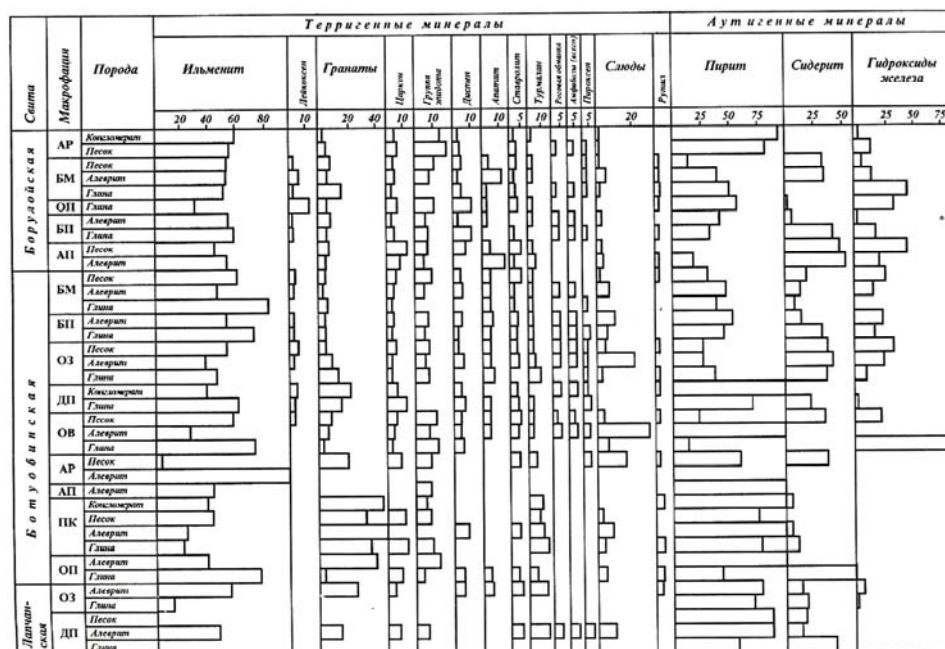


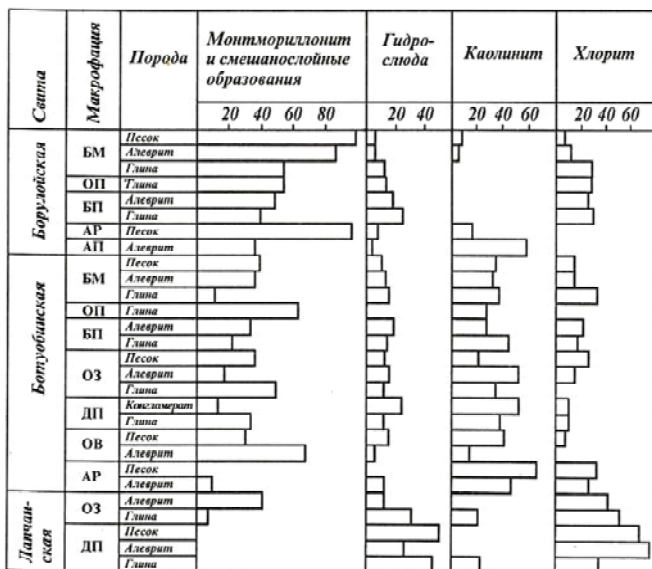
Рис. 4. Среднее содержание основных компонентов лёгкой фракции размером 0,10–0,05 мм в породах PZ₃ МБАР, %:

I – кварц; II – калиевые полевые шпаты; III – плагиоклазы; IV – слюды; V – глинисто-кремнистые агрегаты; VI – глинистые агрегаты; макрофашии: AP – русловых отложений; АП – пойменных отложений; ПК – пролювиальных отложений; ОВ – озёрных отложений речных преимущественно аллювиально-делювиальных и прибрежно-морских равнин; ОЗ – зарастающих слабо заболачивающихся озёр и заиляющихся торфяных болот речных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; БП – заливно-лагунного прибрежного мелководья бассейна; БМ – открытого подвижного мелководья бассейна.

Поэтому на основании периодичности и этапности развития палинофлоры и выделения не повторяемых во времени ассоциаций миоспор (мегакомплексы), являющихся индикаторами возраста, а также с привлечением комплекса флоры и фауны разработано новую стратиграфическую схему расчленения отложений верхнего палеозоя. В ней обосновано отсутствие в регионе отложений карбона и наличие двух основных геологических тел (свит) – ботубинского (P₁) и боруллойского (P₂), что помогает устранить существующее несоответствие в расчленении здесь отложений PZ₃. Также целесообразно выделение в низах верхнепалеозойского разреза и лапчанской свиты (C₂₋₃) [7], являющейся, по сути, формацией перемывания и переотложения древних КВ, что очень важно для совершенствования методики прогнозирования и поисков месторождений алмаза.



а



б

Рис. 5. Среднее содержание основных минералов тяжёлой фракции размером 0,10–0,05 мм (а) и глинистых минералов во фракции < 0,001 мм (б) из пород PZ₃ МБАР, %.

Макрофации отложений: АР – русловых; АП – пойменных; ДП – делювиальных; ПК – пролювиальных; ОВ – озёрных отложений речных (преимущественно аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских) равнин; ОЗ – зарастающих, слабо заболачивающихся озёр и заливающихся торфяных болот речных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; РП – заливающихся речных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; БП – заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна; БМ – открытого подвижного мелководья морского бассейна.

В начале ранней перми положительные тектонические движения привели к развитию ландшафтных зон низменной денудационно-аккумулятивной и аккумулятивной равнин, а также ландшафтной обстановки подножий склонов и конусов выноса. Существовали условия для аккумуляции преимущественно песчано-галечного руслового, алевроито-песчаного пойменного аллювия и глинисто-алевритовых фаций зарастающих стариц и вторичных водоёмов поймы, реже песчано-алеврито-глинисто-щебнистых осадков склонов. В середине P_1 произошла ингрессия бассейна с запада – центральной части ТВС, что привело к захоронению продуктивных континентальных образований песчаной толщей бассейновых отложений. В конце описываемого периода бассейновое осадконакопление сменилось озёрно-болотным, формировались глинисто-алевритовые и глинисто-углистые фации. Отметим, что в начале ранней перми были в основном переотложены сохранившиеся от размывания и имевшие площадное развитие более древние (С) продуктивные отложения и сформированы россыпи алмазов (Восточная, Западная и др.). Причём алмазоносный материал, поступавший в аллювий вследствие размывания кимберлитовых тел, КВ и продуктов их переотложения, разубоживался благодаря привнесению чуждого району кластического материала. В то же время в условиях эрозионного рельефа водотоки имели неодинаковую транспортирующую энергию, в результате чего в руслах (особенно в верховьях) обособлялись участки, на которых накапливался преимущественного местного обломочный материал (эти участки перспективны для поисков алмазных россыпей).

Такая специфика формирования продуктивных отложений стала главной причиной образования повышенных концентраций алмазоносного материала лишь на отдельных участках. На остальной территории фиксируют только фоновую заражённость алмазами и их минералами-спутниками из отложений ботубинской свиты. В конце P_1 источники алмазов региона были уже погребены, возможность образования россыпей была ограничена. В начале P_2 развивались ландшафты низменной аллювиальной равнины. Водотоки имели спокойное течение, за исключением времени формирования базального галечного горизонта. Продолжавшееся опускание местности компенсировалось осадконакоплением уже в условиях континентально-прибрежной равнины и бассейна, в результате чего возникла мощная (> 100 м) толща в основном мелкозернистых песков. Конец рассматриваемого времени характеризуется накоплением фаций, в которых преобладал тонкозернистый материал – тонкозернистые пески, пестроцветные алевроиты и глины.

Отметим, что в начале P_2 положительные тектонические движения привели к оживлению эрозионной деятельности и частичному размыванию нижнепермских отложений. Эрозионная деятельность водотоков была значительной особенно на поднятиях (Мирнинское, Улу-Тогинское, Чернышевское и др.), где под верхнепермскими отложениями пород ботубинской свиты местами нет или они имеют меньшую мощность; кроме того, здесь преобладают грубозернистые фации боруллойской свиты. Всё это обусловило вскрытие коренных и россыпных месторождений алмазов и вынесение кимберлитового материала в базальные горизонты боруллойской свиты. Условия образования боруллойских россыпей алмазов, по сравнению с ранней пермью, ухудшились. Россыпи могли формироваться в базальном галечном горизонте, обогащённом местным обломочным материалом при благоприятных структурно-тектонических условиях, которые способствовали длительному размыванию кимберлитовых пород, алмазоносных образований, КВ и ботубинской свиты.

Это подтверждается и особенностями сопоставления типоморфных особенностей минералов соответствующих образований. В пределах МБАР в верхнепалеозойских отложениях образовались два обширных шлейфа разноса ИМК и самих алмазов – Кюеляхский и Бахчинский. Они имеют, соответственно, северо-западное и северо-восточное направление и отходят от кимберлитовых трубок Мирнинского кимберлитового поля (МКП) с довольно многочисленными ореолами смешанного (континентального и бассейнового) типа со слабо отсортированной алмаз-пироп-пикроильменитовой ассоциацией [2, 3]. Кюеляхское минералогическое поле (шлейф) локализовано в Кюеляхской палеодолине. В нём чётко различают две группы ореолов: Чернышевско-Лапчанскую и Ирелях-Чайдахскую. Первую (ореолы Левобережный, Водораздельный, Улахан-Курунг-Юряхский, Верхне-Сылагинский, Куччугуй-Иреляхский, Приразломный, Бестяхский и др.) прослежено вдоль верхней структурной террасы северного склона палеодолины, а вторая (ореолы Чайдахский, Западный, Восточный) тяготеет к такой же террасе её южного склона.

Сравнительный анализ показал, что первая группа ореолов по качественным и количественным особенностям ИМК превосходит вторую. Средний размер пикроильменита и пироба в первой группе в полтора раза больше, сохранность их выше, а количество оранжевых пиробов в пять раз больше. Агрегатный пикроильменит встречается в два раза чаще, а соотношение пикроильменит/пироб – в три раза выше. Кроме того, ореолам первой группы присущи особо высокие концентрации ИМК: по пиробу достигают более 635, пикроильмениту – 3 800 и хромшпинелидам – 760 зёрен в пересчёте на 10 л исходного материала [3]. Здесь же зафиксированы многочисленные находки крупных (> 1 мм) зёрен пироба, пикроильменита и хромшпинели, а также несколько десятков пиробов с достоверно установленными реликтами келифитовых кайм. Неоднократно аналитически подтверждённые находки зёрен пикроильменита в классах > 1 мм, на которых сохранились фрагменты реакционной перовскитовой оболочки, а в западной части Улахан-Курунг-Юряхского ореола выявлено зёрна с почти ненарушенной такой оболочкой.

Отличительной особенностью ореолов ИМК второй группы является более высокая концентрация в них алмазов. Именно в их пределах установлены пока единственные на СП верхнепалеозойские россыпи алмазов. Обнаружено погребённую россыпь алмазов промышленного значения – Восточную; она приурочена к базальному горизонту делювиально-пролювиальных отложений P_1 в верховье палеоводотока (верхняя часть склона Кюеляхской впадины). В 10 км к западу от этой россыпи выявлено потенциально промышленную россыпь алмазов – Западную, она также погребённая, содержится в песчано-гравийно-галечных образованиях ботуобинской свиты. Алмазам отдельных россыпных полей, например, Чуоналыр-Курунг-Юряхского, присуща значительная дифференциация типоморфных особенностей, несмотря на то, что в целом среди них преобладают кристаллы октаэдрического габитуса (36–57 %) и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому. По сравнению с Ирелях-Маччобинским россыпным полем, в описываемом понижено (до 14 %) содержание ламинарных ромбододекаэдров при полном отсутствии типичных округлых алмазов; характерно наибольшее (8–14 %) количество кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией; повышено количество (22–29 %) индивидов с желтовато-зелёным свечением; сравнительно много (35–43 %) целых камней. Исходя из типоморфных особенностей [10, 19], алмазы Чуоналыр-Курунг-Юряхского россыпного поля объединены в северо-западную алмазную ассоциацию.

Бахчинское россыпное поле объединяет три ореола с повышенным содержанием ИМК: Медвежий, Делбирге (наиболее перспективные и высококонтрастные) и Находка [3]. Содержание пикроильменита в них по отдельным пробам достигает сотен и нескольких тысяч зёрен, пиропы – до тысячи зёрен. Отдельные зёрна имеют размер более 4 мм. Доля агрегатного пикроильменита составляет до 15 %. Найдено зёрна пиропы с реликтами келифитовой каймы и оранжевого пиропы с эндогенной трещиноватостью. Среди алмазов этих ореолов резко преобладают кристаллы октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов при низком содержании ламинарных ромбододекаэдров (до 8 %), двойников, сростков, окрашенных камней; кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией не более 23 %; преобладают слабо трещиноватые камни [10]. По всем этим признакам алмазы Бахчинского россыпного поля объединены в северо-восточную алмазную ассоциацию [3].

На основании детального изучения вещественного состава и условий формирования отложений PZ_3 можно восстановить специфические особенности образования продуктивных горизонтов этого возраста на всей рассматриваемой территории и на этой основе – выделить в её пределах площади, благоприятные для формирования и сохранения ореолов рассеяния кимберлитовых минералов. Севернее, уже в пределах ДААР, алмазоносными являются $S-P$ отложения конекской свиты.

Несмотря на наличие большого количества алмазоносных тел, из-за сравнительно небольшого эрозионного среза в этом районе масштабы россыпной алмазоносности незначительны. Для большинства ореолов рассеяния кимберлитового материала характерна ассоциация так называемого далдыно-алакитского типа при низком (до 20 %) содержании типичных округлых алмазов [3, 10]. Поскольку в древних осадочных толщах района алмазов мало, то находки даже небольшого количества очень мелких алмазов могут быть прямым признаком наличия алмазоносных кимберлитовых диатрем. Отметим, что в кимберлитовых телах района с убогой алмазоносностью зафиксировано повышенное содержание типичных округлых алмазов, в основном, с шагренью и полосами пластической деформации. Такие алмазы являются типоморфным признаком не только кимберлитовых жил, но и трубок с убогой алмазоносностью – они относятся к самостоятельной фазе кимберлитового магматизма, которая предшествовала образованию высокопродуктивных кимберлитов.

Таким образом, анализ истории геологического развития региона, фаций верхнепалеозойских отложений, особенностей их распределения и залегания на породах нижнего палеозоя дал возможность выяснить, что основной срез пород региона (300 м), в том числе и кимберлитов, произошел в доверхнепалеозойское время [3, 9]. Однако с момента корообразования и до завершения верхнепалеозойского осадконакопления денудация пород района была крайне незначительна, она происходила, в основном, только по водотокам, где максимально достигала 40–50 м, а при унаследованном развитии этой гидросети – и того меньше. Это подтверждено (см. рис. 1, 2) повсеместным наличием КВ на терригенно-карбонатных породах PZ_1 , сохранившихся от размывания под отложениями PZ_3 , и находками в их базальных горизонтах пролювиально-делювиальных образований, состоящих из угловатых обломков подстилающих пород. Обычно эти образования вытянуты в виде узких струй; возможно, они являются фрагментами самого первого размыва КВ. Их целесообразно отличать от склоновых делювиальных и делювиально-пролювиальных образований, переходящих в аллювиальные отложения ботубинских и боруллойских водотоков. При таком минимальном срезе практически все кимберлитовые минералы, находящиеся в отложениях PZ_3 , являются переотложенными

из более древних карбоновых образований. Первичные потоки этих минералов можно выявлять вдоль позднепалеозойских водотоков и только в том случае, если кимберлитовые тела попадали в зону их эрозионной деятельности. Сказанное подтверждается и тем, что 93 % пиропов из описываемых отложений имеют признаки гипергенного растворения, на остальных этот процесс визуально не фиксируют.

На части зёрен в случае слабой коррозии видны признаки докоррозионного изнашивания. Обычно гипергенное растворение в разной степени уничтожает следы предшествующего изнашивания, поэтому его реликты свидетельствуют, что до выветривания минералы изнашивались в процессе формирования их ореолов рассеяния в более древних осадочных толщах. Растворение пиропов и других минералов кимберлитов связано с КВ и вне их не происходит [3]. В этой связи отметим широкое развитие бассейновых, преимущественно тонкозернистых фаций, формирование которых обусловлено общим погружением территории при ингрессии бассейна из центральной части ТВС. Залегают они обычно без размыва. Практически мы имеем дело с погребённым рельефом, сформированным ещё до эпохи стабилизации территории и образования КВ и незначительно изменённым впоследствии.

Этот вывод вытекает из анализа доверхнепалеозойских поверхностей выравнивания пород PZ_1 . Среди них выделено три типа, которые сформировались благодаря процессам глубокого эрозионного срезания и завершающего (перед пенепленизацией территории) денудационного, денудационно-аккумулятивного выравнивания в допозднепалеозойское время [3]: 1) плоские, слабоволнистые поверхности (так называемые водораздельные равнины); 2) полого-наклонные и слаборасчленённые (склоны водораздельной равнины); 3) ровные (преимущественно денудационно-аккумулятивная равнина). Эти поверхности несколько изменены в условиях прерывистого денудационно-аккумулятивного выравнивания во время формирования лапчанской, ботубинской и боруллойской свит, а на отдельных участках отпрепарированы денудацией и частично расчленены в связи с новейшими поднятиями в четвертичное время или осложнены при внедрении траппов в раннем триасе. Особенно рельефно на этих поверхностях виден врез позднепалеозойских водотоков на глубину до 40–50 м, поскольку эти поверхности довольно чётко фиксируют долины крупных заливов бассейна центральной части ТВС, которые вдаются далеко на восток в область древней суши, в сводовую часть БП, и были во время континентальных этапов развития региона в позднем палеозое долинами древних водотоков и их притоков (например, Кюеляхская впадина) [3]. Определено, что в C_{2-3} и P_1 наиболее благоприятные условия для формирования продуктивных горизонтов были в пределах склона водораздельной равнины (поверхность второго типа) за счёт переотложения кимберлитового материала водотоками, а также на денудационно-аккумулятивной равнине (поверхность третьего типа), где водотоки высоких порядков перемыкали продуктивные площадные отложения карбона. Наименее перспективны касательно образования продуктивных горизонтов PZ_3 отложения, развитые на поверхности выравнивания первого типа, так как они длительное время были областью денудации и только в поздней перми на их локальных участках ограниченно могли формироваться продуктивные горизонты.

Характер распространения, фациальный состав отложений PZ_3 , приуроченность ореолов рассеяния кимберлитовых минералов к делювиально-пролювиальным и аллювиальным осадкам, развитым в низах разреза лапчанской, ботубинской и боруллойской свит, – всё это свидетельствует о наличии благоприятных условий для формирования продуктивных горизонтов. Особенно перспективны на россыпную алмазность де-

лювиально-пролювиальные отложения верховьев палеоводотоков (например, россыпь алмазов Восточная). Аллювиальные отложения лапчанской и ботубинской свит развиты в западной части описываемой территории по днищам долин палеоводотоков. Осадки, которые перекрывают эти бассейновые образования, полностью заполняют долины до уровня их водоразделов, сводовой части БП. Аллювиальные и перекрывающие их бассейновые отложения боруллойской свиты развиты практически на всей рассматриваемой территории. Причём во время формирования аллювиальных осадков ботубинской свиты были перемыты и переотложены практически все докарбоновые образования, поскольку в общем была унаследованность развития водотоков карбонового и пермского времени. Всё это свидетельствует о высоких перспективах лапчанских и ботубинских пролювиальных и аллювиальных отложений относительно формирования продуктивных горизонтов (россыпи алмазов Восточная и Западная).

Необходимо также учитывать, что если ореолы рассеяния кимберлитовых минералов попадали в зону действия транзитного водотока, то они либо уничтожались полностью, либо сильно разубоживались, и, наоборот, при переотложении этих ореолов водотоками высоких порядков формировались богатые продуктивные горизонты [3], особенно на участках, где фиксируют резкую смену гидродинамической активности палеоводотоков или в верховьях их небольших притоков. В то же время ореолы рассеяния кимберлитовых минералов в отложениях прибрежно-бассейнового генезиса формировались вдоль склонов и структурных террас локальных палеоподнятий. В этой связи заметим, что аллювиальные отложения боруллойской свиты накапливались уже в то время, когда вся западная часть региона была перекрыта ботубинскими бассейновыми образованиями, а в восточной карбоновые ореолы рассеяния кимберлитовых минералов были уже в основном размыты. Поэтому степень перспективности боруллойских аллювиальных отложений на формирование богатых продуктивных горизонтов, по сравнению с лапчанской и ботубинской свитами, ниже. Наличие в них кимберлитовых минералов может свидетельствовать о размыве как сохранившихся останцов более древних продуктивных отложений, так и коренных источников алмазов, попавших в зону эрозионной деятельности боруллойских водотоков [9, 11, 25]. Всё это необходимо учитывать при планировании и проведении поисковых работ на рассматриваемой территории.

МБАР и ДААР являются важными регионами алмазодобычи, однако для восполнения убывающих запасов алмазов необходимо открытие здесь новых коренных и россыпных месторождений, поскольку запасы имеющихся резервных месторождений ограничены. Анализ выявленных минералогических признаков, структурно-тектонических и литолого-фациальных предпосылок поискового прогнозирования, а также степени и надёжности опознания территории свидетельствует о возможности обнаружения в этом районах алмазоносных кимберлитовых трубок. Хотя центральные части Мирнинского, Алакитского и Мархинского кимберлитовых полей хорошо изучены, и здесь возможно обнаружение немагнитных и небольших алмазоносных кимберлитовых тел в пределах выделенных и ещё недоизученных локальных перспективных участков, тяготеющих к зонам разломов Вилуйско-Мархинской системы.

В остальных частях полей (северо-западной, северной и северо-восточной), где широко развиты отложения PZ_3 , проведены алмазопроисковые работы разной детальности. Кимберлитовые трубки и первичные потоки рассеяния ИМК пока здесь не обнаружены. В то же время в отложениях лапчанской, ботубинской и боруллойской свит выявлено два обширных минералогических ореола – Кюеляхский и Бахчинский (см. выше). Перспективные ореолы рассеяния ИМК закартированы и в ДААР [3].

Детальное и комплексное изучение морфологических, физических и химических особенностей кимберлитовых минералов показало, что основное их количество имеет сходство с таковыми из высокоалмазоносных трубок Мирнинского, Далдынского и Алакитского полей. В МБАР эти ИМК претерпели значительное изнашивание за счёт неоднократного перемыывания и переотложения в допозднепалеозойское время, а меньшая часть имеет отличные от трубочных ассоциаций признаки. Например, западнее россыпи Западная зафиксировано существенно пикроильменитовую ассоциацию минералов относительно хорошей сохранности; предполагают, что они поступили из неизвестного кимберлитового тела, находящегося в западной части Верхне-Иреляхского поднятия. Подобные контрастные ореолы зафиксированы в грубообломочных отложениях лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит в пределах Бахчинского минералогического поля (ореолы Дэлбергинский и Медвежий), где они выполняют неглубокую палеоложбину в пределах зоны разломов Вилюйско-Мархинской системы. Именно в районе этих ореолов предполагают местные коренные источники этих минералов. Учитывая недостаточную степень опробования участков этих ореолов, целесообразно доизучить их с целью обнаружения здесь “своих” алмазоносных кимберлитовых трубок. Прирост запасов алмазов возможен также и за счёт выявления новых верхнепалеозойских россыпей в пределах площадей развития высококонтрастных ореолов рассеяния ИМК Кюеляхского минералогического поля, хотя продуктивный пласт тут имеет сложное строение, а мощность вскрыши значительна (30–80 м).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазные месторождения Якутии / А. П. Бобриевич, М. И. Бондаренко, М. А. Гневушев и др. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 527 с.
2. *Афанасьев В. П.* Минерагения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 90–96.
3. *Афанасьев В. П.* Поисковая минералогия алмаза / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, Н. П. Похиленко. – Новосибирск : ГЕО, 2010. – 650 с.
4. *Борис Е. И.* Эрозионный срез кимберлитовых трубок Мало-Ботуобинского района Западной Якутии / Е. И. Борис // Тр. ЦНИГРИ. – М. : ЦНИГРИ, 1977. – С. 153–154.
5. Вторичные минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, Ю. М. Мельник, Н. П. Мовчан. – Киев : Наук. думка, 1987. – 282 с.
6. *Зинчук Н. Н.* Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. – 1981. – № 1. – С. 36–43.
7. *Зинчук Н. Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений) / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.
8. *Зинчук Н. Н.* Постмагматические минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук. – М. : Недра, 2000. – 538 с.
9. *Зинчук Н. Н.* О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис // Геология и геофизика. – 1981. – № 8. – С. 22–29.
10. *Зинчук Н. Н.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра, 2003. – 603 с.

11. *Зинчук Н. Н.* Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы) / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис, Ю. Т. Яныгин. – Мирный : МГТ, 2004. – 172 с.
12. *Зинчук Н. Н.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, Е. И. Борис. – М. : Недра, 1983. – 196 с.
13. Использование кластер-анализа для выяснения особенностей химического состава кимберлитов и лампроитов из различных алмазоносных провинций / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, В. Г. Хитров, А. Д. Харьков // Известия ВУЗ. Геология и разведка. – 1998. – № 3. – С. 32–37.
14. *Казанский Ю. П.* Седиментология / Ю. П. Казанский. – Новосибирск : Наука, 1976. – 271 с.
15. *Котельников Д. Д.* Кора выветривания на нижнепалеозойских терригенно-карбонатных породах Западной Якутии / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук, В. Н. Соколов // Бюлл. Москов. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1982. – Т. 37, вып. 3. – С. 81–97.
16. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород / Н. В. Логвиненко. – М. : Высшая школа, 1974. – 400 с.
17. *Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции / В. А. Милашев. – Л. : Недра, 1974. – 218 с.
18. Новые данные по расчленению верхнепалеозойских отложений восточного борга Тунгусской синеклизы / Ю. А. Дукардт, Е. И. Борис, Т. А. Черная, Б. А. Калмыков // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. – Симферополь : КО УкрГГРИ, 1999. – С. 189–201.
19. *Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза / Ю. Л. Орлов. – М. : Наука, 1984. – 264 с.
20. *Павлов С. Ф.* Верхний палеозой Тунгусского бассейна / С. Ф. Павлов. – Новосибирск : Наука, 1974. – 172 с.
21. *Подвысоцкий В. Т.* Терригенные алмазоносные формации Сибирской платформы / В. Т. Подвысоцкий. – Якутск : ЯФ СО РАН, 2000. – 330 с.
22. Фациальная характеристика верхнепалеозойских аллювиальных отложений бассейна среднего течения р. Вилюй / В. И. Тараненко, Н. Н. Зинчук, В. А. Хмелевский и др. – М. : ВИНТИ, 1978. – 15 с.
23. Фациальная характеристика верхнепалеозойских бассейновых отложений восточного борга Тунгусской синеклизы / В. И. Тараненко, Н. Н. Зинчук, В. А. Хмелевский и др. – М. : ВИНТИ, 1978. – 31 с.
24. *Харьков А. Д.* Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений / А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, А. И. Крючков. – М. : Недра, 1985. – 348 с.
25. *Шутов В. Д.* Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов / В. Д. Шутов. – М. : Наука, 1975. – 110 с.

*Стаття: надійшла до редакції 30.03.2018
прийнята до друку 04.10.2019*

Микола Зінчук

Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),
вул. Леніна, 4/1, Мирний, РФ, 678170,
nanzinchuk@rambler.ru

**ГЕОЛОГО-МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ
ДАВНІХ АЛМАЗОНОСНИХ ВІДКЛАДІВ**

Досліджено структурно-формаційні особливості формування кір звітрювання D_3 - C на теригенно-карбонатних породах і кімберлітах та відкладів, збагачених продуктами їхнього перевідкладання. На підставі цього реконструйовано специфічні особливості утворення продуктивних горизонтів PZ_3 основних алмазонасних районів Сибірської платформи, а в їхніх межах виділено площі, сприятливі для формування і збереження ореолів розсіяння кімберлітового (у тім числі алмазонасного) матеріалу. Аналіз фацій верхньопалеозойських відкладів та особливостей їхнього розміщення дав змогу з'ясувати, що з моменту їхнього короутворення й до завершення верхньопалеозойського осадоагромадження денудація порід регіону була незначна й відбувалася, головню, тільки по водотоках, де максимально досягала 50 м. Тут повсюдно є кори звітрювання на теригенно-карбонатних породах PZ_1 , які збереглися від розмивання під відкладами PZ_3 . Їхній матеріал звичайно наявний у базальних горизонтах пролювіально-делювіальних утворень, які за формою нагадують вузькі струмені й є фрагментами найпершого розмиву кір звітрювання в післякарбонів час. Практично всі кімберлітові мінерали у відкладах PZ_3 перевідкладені з давніших утворень. Доцільно застосовувати диференційований підхід до вивчення умов утворення різних фацій алмазонасних відкладів континентального і прибережно-морського генезису. Важливе їхнє комплексне дослідження із застосуванням структурно-тектонічного, літолого-фаціального та формаційно-циклічного аналізів, що дасть змогу виділити конкретні площі, сприятливі для формування давніх розсипищ алмазів, та виявити кімберлітові діатреми.

Ключові слова: кімберлітова трубка, мінерал, алмазонасне розсипище, кора звітрювання, осадові породи, верхній палеозой, Сибірська платформа.

Nikolai Zinchuk

*West-Yakut Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences,
4/1, Lenin St., Mirnyi, Russia, 678170,
nnzinchuk@rambler.ru*

GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL FEATURES OF THE FORMATION OF ANCIENT DIAMOND-BEARING DEPOSITS

On the ancient platforms of the World – Siberian, East European, African, Chinese, North American and others – original and placer diamond deposits have been discovered, on which diamond-mining enterprises operate. On the Siberian platform, diamonds were traditionally mined mainly from original deposits. Mir, Internatsionalnaya, Aikhal, Udachnaya and other pipes are now being developed by the underground method, and on some of the pipes production has been completely suspended due to unprofitability. To fill up the decreasing reserves of diamonds, it is necessary, firstly, to discover new diamondiferous kimberlite diatremes, and secondly, to engage in the development of placer deposits (ancient and modern placers), the amount of which depends largely on the productive pipes degree of erosion. The most interesting in this sense is the Malobotuobinsky diamondiferous region, where the main productive pipes are Mir and Internatsionalnaya. Their upper horizons have been washed away to a considerable depth (300–400 m), and the products of weathered material washing were re-deposited in various sedimentary strata at a short distance from the diatremes.

In this regard, we studied the structural and formational features of the formation of the D_3 – C crusts of weathering on terrigenous-carbonate rocks and kimberlites, as well as sediments enriched in their redeposition products. The specific features of the formation of the PZ_3 productive horizons of the main diamondiferous regions of the Siberian platform were reconstructed, and within their limits, the areas favourable for the formation and preservation of dispersion halos of kimberlitic material (including diamondiferous) were allocated.

The analysis of the Upper Palaeozoic deposits and their distribution made it possible to find out that from the moment of formation of the crusts and the completion of the Upper Palaeozoic sedimentation, the denudation of the region's rocks was insignificant and mainly occurred only through the watercourses, where it reached a maximum of 50 m. Here, the crusts of weathering on terrigenous-carbonate rocks of PZ_1 , which have been preserved from erosion under the PZ_3 sediments, occur everywhere. Their material is present in the basal horizons of proluvial-deluvial formations. Usually they are stretched in the form of narrow streams and are fragments of the very first erosion of the crusts of weathering in the post-Carboniferous time. Virtually all kimberlite minerals in PZ_3 sediments are redeposited from the rocks that are more ancient.

It is advisable to apply a differentiated approach to studying the conditions for the formation of different facies of diamondiferous deposits of continental and coastal-marine genesis. It is important to carry out their complex research using structural-tectonic, lithofacial and formation-cyclic analyzes. This will allow to localize specific areas favourable for the formation of ancient placers of diamonds, and to detect kimberlite pipes.

Key words: kimberlite pipe, mineral, diamondiferous placer, crust of weathering, sedimentary rocks, Upper Palaeozoic, Siberian platform.

UDC 552.51:549:553.81(477.42)

Yevheniia Slyvko

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005,
emslivko@i.ua*

**FRACTIONAL STRUCTURE AND MINERALOGICAL FEATURES
OF PSEPHYTIC DEPOSITS – POTENTIAL RESERVOIRS
OF DIAMOND IN THE NORTH-WESTERN PART
OF THE UKRAINIAN SHIELD.
Part 3. PIVDENNO-ZAKHIDNA (OVRUTSKA)
AND MIZHRICHYNSKA AREAS***

Geologists of the Zhytomyrska Geological Exploration Expedition distinguished the Pivdenno-Zakhidna area in the south-western part of the Ovrutska structure for the search for diamond bearing deposits. The reason for this was the presence of different-age rudaceous rocks – conglomerates, gritstones and coarse-grained sandstones of the Verkhniobrankivska member of Paleoproterozoic age and Quaternary pebble-sand deposits that overlap the Precambrian rocks everywhere in the region.

In the interfluvium of Uzh–Zherev, geologists have identified the Mizhrichynska area for the discovery of Cenozoic diamond placers. The reason for this was the discovery of diamonds and their paragenetic satellites in the rudaceous sediments of the fluvial and floodplain facies from the paleovalley of the river Uzh during previous geological surveys at a scale of 1:50,000.

Detailed lithologic-mineralogical studies of terrigenous rocks have been made on the material of ordinary, large-volume and small-volume samples from the wells and dug holes. It is determined that the distribution of heavy fractions in sediments and clastogene minerals in them depends on the deposits fractional structure, their facies membership and development area. Paragenetic and gravitational diamond satellites (pyrope, chrome-spinel, microilmene, staurolite, etc.), found in the sediments of both facies, according to their typomorphic features do not correspond to the association of the diamond-bearing facies. In addition, their low content, small size (except staurolite), surface features and the degree of roundness show their long stay far from the original source and possibly proceeds from older intermediate collectors. Consequently, their search value is low.

Key words: diamond, typomorphism of minerals, paragenetic and gravitational minerals-satellites, placer, terrigenous rocks, north-western part of the Ukrainian shield.

Pivdenno-Zakhidna area is located in the south-western part of the Ovrutska structure. Execution of search work on the detection of diamond-bearing placers was due to the presence of different age rudaceous rocks within it: conglomerates, gritstones and coarse-grained sand-

stones of Verkhniobrankivska member ($PR_1^2zb_2$), which individual researchers compare with coarse-grained sediments of the Bilokorovytska structure, and Quaternary pebble-sand deposits, which everywhere overlap the Precambrian rocks of the explored area.

In the central part of the area, on the outskirts of the Cherepynky-village, the geologists of the Zhytomyrska Geological Exploration Expedition (GEE) by the group of wells No. 1419 uncovered and sampled the thickness of the Zbrankivska suite, including the conglomerates and gritstones of the Verkhniobrankivska member. In addition, they were uncovered by dug hole No. 128 (large-volume sample 128/1). In the western part of the search area, on the outskirts of Velyka Khaicha-village, the dug holes No. 129 (sample 129) and 134 (sample 134/1), which uncovered Quaternary sandy deposits with a content of 20–25 % of pebble material, have been excavated. Even more west (the village of Malyi Kobylyn), the dug hole No. 135 has been traversed in the Quaternary deposits, in which pebble-sand rocks were uncovered. Two large-volume samples were sampled from them: in the range of 2.9–5.5 m – boulder-pebble deposits (sample 135/1), 5.5–6.5 m – medium grained sand with an admixture of gravel material (sample 135/2).

Features of the structure and composition of rudaceous sediments. The composition and structure of the *Zbrankivska suite* conglomerates were well studied during the earlier research performed by the geologists of the Zhytomyrska GEE (Suprunenko et al., 1978; Bukovich et al., 1982; Vysotskii et al., 1982); and high content of gold was found in them in some places. However, these deposits were not tested on diamonds and their paragenetic or gravitational minerals-satellites.

In the section of group of wells No. 1419, conglomerates have been discovered at the depth of 31.5–56.7 m. Their thickness here varies from 17.1 to 21.3 m. Externally there are brown, dark brown, brownish-red rocks with small-, medium- and large-size pebbles, massive, intensely ferruginized, sometimes fractured. Rudaceous material (from 5–10 to 40–55 % of the rocks volume) is distributed extremely unevenly. In its composition, the poorly rounded fragments of ferruginized quartz-porphyrines prevail, and there are fewer pebbles of jasper, quartzite-like sandstones and quartz in the size from 1.5 to 5.0 cm or more. The degree of roundness is poor and middle. Cementing mass of the rock is of basal type, is presented by fine- to thin-grained intensely ferruginized material, which contains fine-scaly mica mineral and finely-aleurite-sized grains of quartz and feldspar. Throughout the interval, secondary processes are intensively developed in conglomerates – hematitization, epidotization, silicification (nests of irregular shape) and streaks of jasper of chocolate colour. The rocks are poorly phosphatized. Phosphate substance is represented here, in addition to apatite, by amorphous variety of calcium phosphate – collophane ($n = 1.621$), which is contained in the cementing mass in the form of thin particles and porcelain grains-fragments of fine-sand size and light gray and brownish-cream colour.

Above the section, in the range of 16.7–27.6 m, there are gritstones, often passing into coarse sandstones or small-pebble conglomerates. The content of gravel and pebble in them is variable – from 5–10 to 40 % of the rock volume, its distribution is chaotic. The size of gravel grains is 2.5–5.0 mm, pebbles – 30–35 mm. The pebble roundness degree is low, and gravel is better rounded. The composition of coarse-grained material and the type of rock cement is the same as in the conglomerates described above.

Consequently, the polyolithoidal composition of the rudaceous deposits of the Verkhniobrankivska member and the poor roundness of the pebble material indicate that the source of both coarse-grained and cementing material was mainly local rocks – quartz-porphyrines, jas-

pers and fine-grained sandstones of the Nyzhniozbrankivska member. Only well-rounded pebbles and gravel of quartz and quartzite-like sandstones could have been brought from more distant sources or redeposited from older terrigenous rocks.

Quaternary loose rudaceous deposits of the Pivdenno-Zakhidna area are mainly sands. According to the materials of the dug holes field description, the sands contain different amounts of rudaceous material: from 10–15 to 20–25 % and at the top of the section – even 45–50 %. According to granulometric studies performed by the geologists of the Rivnenska GEE, there are medium-fine-grained sands with a different content of gravel and pebble (Table 1), represented mainly by debris of dark brown flints, pinkish-gray quartzite-like sandstones of the Tovkachivska suite and quartz pebbles.

Table 1

Granulometric composition of loose rudaceous rocks of the Pivdenno-Zakhidna area (according to the large-volume sampling), %

Number of the sample	Depth of sampling, m	Deposits	Size classes, mm				
			> 8	8–1	1.0–0.5	0.5–0.2	< 0.2
135/1	2.95–5.50	Boulder-pebble	1.68	8.62	8.82	51.47	29.41
135/2	5.50–6.50	Sand	–	8.82	6.87	47.06	37.25
129	1.50–2.50		9.00	11.62	3.50	50.00	25.88
134/1	2.80–3.80		1.69	8.08	4.62	48.46	37.15

Material and granulometric composition of heavy fraction in the size of 0.2–1.0 mm of *rudaceous deposits of Verkhniozbrankivska member* has been studied on materials of small-volume sampling in the group of wells No. 1419.

It turned out that the content of heavy fraction in the rocks is low and ranges from 10.8 to 34.4 g/t. Moreover, in conglomerates, it is only 11 g/t, and in the gritstones located above it is three times larger. According to the materials of the large-volume sampling, the content of heavy fraction in weathered gritstones is 504 g/t. Heavy fractions are mostly medium-fine-grained (in conglomerates they are finer).

The set of terrigenous minerals in the studied heavy fractions is very poor: iron hydroxides and fragments of a highly ferruginized rock containing well-cut crystals of ilmenite and its almost leucoxened grains. It should be noted that we unfortunately studied these fractions after the samples were remelted, so the following list of terrigenous minerals in them is clearly incomplete. We discovered fine, well-rounded, dominated ilmenite grains, as well as garnet, staurolite, tourmaline, titanite, zircon. The content of these minerals in conglomerates does not exceed 1 g/t, and in gritstones leucoxene also is detected in the amount of 1.6 g/t. In addition, they are characterized by pyroxene (4.8 g/t) in the form of oxygonal (crushed) grains, which almost entirely form a heavy fraction of 0.5–1.0 mm and a 25 % fraction with a density up to 3.60 g/cm³ and 0.2–0.5 mm in size. The same grains of pyroxene, often in growths with amphibole, have been found in a heavy fraction of phyllite-like shales that occur below (sample 1419/3), and sandstones that occur above (sample 1419/1). Pyroxene is a diopside of herbal-green colour. It is noteworthy that among such grains there are single transparent individuals of the prismatic form and the emerald green colour, which have a high refractive index ($n_g = 1,706$), characteristic for the chrome-diopside. According to the large-volume sampling, the content of pyroxene in the heavy fraction of weathered gritstones is only 2 g/t. Consequently, in the composition of the gritstones' rudaceous material, there is a small amount of gravel and

pebbles of diopside-containing rock, which are distributed over the section extremely unevenly.

The heavy fraction of gritstones (large-volume sample 128/1, which even before our study also was remelted) contains quite a lot of terrigenous ilmenite (248 g/t) and garnet (63), less staurolite (16) and leucoxene (about 9 g/t). Ilmenite, garnet and leucoxene are concentrated mainly in the fraction of 0.2–0.5 mm, staurolite – in the fraction of 0.5–1.0 mm.

We studied the composition and fractional structure of heavy fractions of *loose rudaceous deposits* on the material of large-volume sampling. In order to detect large grains of paragenetic and gravitational satellites of diamond, we also studied a gravel heavy fraction that has been earlier extracted during the preliminary analysis at the Rivnenska GEE processing plant. According to this analysis, this fraction is 0.01–0.03 % of the material of classes –4+2 and –2+1 mm. The studied fractions contain, mainly, well-rounded, often shiny grains and oörites of iron hydroxides, unrounded cemented aggregates of pyrite, and less – differently rounded fragments of fine- and medium-grained basic rocks, often with ilmenite. In the mass of this material, there are differently rounded grains of garnet, ilmenite, staurolite. Ilmenite is represented by single grains of the tabular form with smoothed edges, garnet – by unrounded oxygonal and poorly rounded grains, there are also completely unrounded fragments of inequigranular garnet rock. Among all the minerals, the most rounded is staurolite, especially in the size of 1–2 mm.

The content of heavy fraction in the size of 0.2–1.0 mm varies considerably and is 0.8–1.0 kg/t in the rocks of the search area western edge (sample 135), 0.5 (sample 129) and 2.0 kg/t (sample 134/1). The fractions are mostly medium-grained, since the class –1.0+0.5 mm is only 0.1–0.2 % of the entire fraction mass.

In fractions of 0.5–1.0 mm, the sum of the most stable terrigenous minerals varies from sample to sample (from 30 to 80 %), which indicates uneven content of large grains of these minerals in the studied deposits. In fractions of 0.2–0.5 mm, this amount in all samples exceeds 70 %, that is, they contain the most stable terrigenous minerals, primarily ilmenite and leucoxene, then staurolite and tourmaline, garnet, topaz, zircon, rutile, kyanite. The degree of these minerals roundness is different. Garnet grains are rounded the worst of all, especially the size of 0.5–1.0 mm, they are represented by oxygonal fragments of the irregular shape, and occasionally by isometric poorly rounded crystals. Ilmenite is rounded a little more, but among the mass of ilmenite grains there are both completely unrounded grains and well rounded, especially in the class of –1.0+0.5 mm. The grains of the rest of the minerals are well rounded (especially staurolite, tourmaline and topaz). Thus, among the studied terrigenous minerals, four groups of minerals that have undergone a different route of transportation to the place of deposition (and well rounded, apparently, repeatedly redeposited) can be distinguished by the size and degree of roundness: (1) garnet; (2) ilmenite; (3) staurolite, tourmaline, topaz; (4) zircon, rutile, kyanite.

The research carried out made it possible to draw the following **conclusions**. The heavy fraction of different age rudaceous deposits of the Pivdenno-Zakhidna area is very different both in content in general and in the content of stable terrigenous minerals. Although these fractions are predominantly medium-fine-grained, in their composition, large (2–4 mm) grains of one of the most characteristic gravitational satellites of diamond – staurolite were discovered for the first time in the Ovrutsko-Bilokorovytskyi region. Nevertheless, their insignificant content and a significant degree of roundness show a long way of their transportation to the studied deposits, and, possibly, repeated redeposition from the older rudaceous rocks, which, thus, significantly reduces the search value of staurolite in this case.

Typomorphic features of paragenetic diamond satellites. In studied rudaceous deposits of the Pivdenno-Zakhidna area, among the paragenetic diamond satellites, only pyrope and picroilmenite were detected in very small quantities, and they were found only in the large-volume samples (in small-volume samples of the group of wells No. 1419, they were not discovered at all).

In total 104 grains of **pyrope** have been found, in particular, 74 grains* – in weathered gritstones of the Zbrankivska suite, 28 – in sands, and two grains – in boulder-pebble deposits. The grains are small (0.25–0.50 mm) and have pink colour (88 grains), red (13) and purple (3). The refractive index of pink and red grains is 1.747–1.751, and all three purple grains have a different index: 1.747; 1.751; 1.767. The shape of the grains is irregular, sometimes round or slightly elongated, their surface is smooth, barely matte. Small grains are poorly rounded and the degree of conservation is poor. Drop-like sculpture of chemical origin is noticeable on the surface of individual grains.

The small size and character of the surface of the studied pyrope grains indicate their long stay away from the indigenous source, and low content in the investigated deposits – about their possible delivery from older intermediate collectors. Therefore, in this case the search value of pyrope is low.

We studied 148 grains of **ilmenite** by the method of thermoelectric power: four grains of 1–2 mm in size – from conglomerates, 34 – from weathered gritstones, 110 – from loose deposits, exposed by dug holes No. 134 and 135. Among them, 38 grains have positive value of thermoelectric power, and only two grains have the values characteristic of the picroilmenite – 123 and 156 mV/°C, the rest – within the values typical for ilmenite from basic rocks. The grains have a black colour and a strong metallic lustre, unrounded, sharp-edged, with a pitted surface. It is clear that in this case they do not have a search value.

Mizhrichynska area. The geologists of the Zhytomyrska GEE organized a search work on the discovery of the Cenozoic diamond placers (Uzh–Zherv interfluvium) after having found (Kotvitsky et al., 1977) 49 grains of diamond (0.05–0.75 mm) and its paragenetic satellites – pyrope, chrome-spinellids, picroilmenite and baddeleyite in coarse-grained Middle Quaternary sediments that fill the Uzh paleovalley. Deposits are represented by the formations of fluvial and floodplain facies. For the channel facies, the predominance of coarse-grained alluvial sands with different gravel and pebble content is characteristic, and the deposits of floodplain facies are more fine-grained.

Deposits have been discovered by wells on five search profiles that were laid across the paleovalley strike (profile I – near the south side of the paleovalley, II, V – in the western part, and IV – in the eastern), and 12 small-volume samples were sampled. The sample consisted of lithologically homogeneous core material of individual wells. In the case that there were layers of small thickness and of inequigranular deposits, a material of different granulometric composition was united in the sample.

Peculiarities of the structure and composition of heterofacies deposits. Granulometric analysis of samples was carried out at the obage fabric of Rivnenska GEE. Its results showed this. The deposits of the *fluvial facies* from different parts of the search area differ significantly in the content of the class –1.0+0.5 mm, less – by the contents of the class –0.2 mm, while the content of pebble (+8 mm), gravel (–8+1 mm) and medium-grained sand (–0.5+0.2 mm) components are practically the same. It turned out that the deposits on the profiles I,

*In the calculation of 20 litres of rock – nine grains.

II and IV are large-medium-grained sands with a content of pebbles and gravel 11–12 %, and in profile III – medium-grained sands containing up to 15 % gravel and pebbles and more than 20 % – aleuropelitic material. As for the deposits of *floodplain facies*, there is no pebble in them, and the content of the remaining granulometric fractions is substantially variable. Deposits of the western part of the paleovalley are coarse-grained sands, and eastern ones are more fine-grained.

Near the well No. 1510 in which diamonds were discovered early (Kotvitsky et al., 1977), four dug holes (130–133) opened sandy deposits: at the top of the section, these are medium-grained sands with admixture of gravel, and in the lower part – more coarse-grained sands.

According to the study of the material of the size 8–13 and 4–8 mm (Table 2), the fragments of flints and silicified rocks, sandstones and altered granitoids (fragments of quartz-feldspar composition) play a significant role in the composition of the pebble material. Pebbles of quartzites and gravel grains of quartz are less (in some samples of floodplain facies they dominate). From the Table 2 follows also that the distribution of rudaceous material in the studied sediments is extremely uneven in size and composition. The degree of roundness is low, indicating a small distance from the primary source. Only the high degree of roundness of quartzite fragments and quartz grains means that they have undergone long transportation and redeposition from older deposits.

We studied the *composition and fractional structure of the heavy fraction* of the potentially productive deposits on the material of small- and large-volume sampling. Sampling involved the separation of a heavy fraction of the class $-0.5+0.2$ mm and separately – an electromagnetic fraction of the class $-1.0+0.5$ mm. In addition, from six small-volume samples, heavy fractions of -0.2 mm, as well as of gravel size, gave been sampled to discovery large grains of gravitational and paragenetic satellites of diamond.

According to the small-volume sampling, the content of heavy fraction in the size from 0.06 to 4 mm in gravel-pebble deposits of the fluvial facies is significantly variable: from 208 g/t in the eastern part of the paleovalley to 2,230 g/t in the western. In the sandy sediments of the floodplain facies, the picture is similar – 293 and 1,409 g/t, respectively, and the content of heavy fraction in the size of 0.2–1.0 mm in them is less variable – from 144 to 516 g/t, and only in sediments discovered by the group of wells No. 1498, it reaches 3,098 g/t. Consequently, the higher content of the heavy fraction is characteristic of the rudaceous sediments of the fluvial facies, and lower – for sandy deposits of floodplain facies, discovered, moreover, in the western part of the search area (profile II), or near the southern side of the paleovalley (profile I).

According to the large-volume sampling, the content of heavy fraction in the size of 0.2–1.0 mm in sandy rocks, discovered by dug holes No. 130–133, ranges from 444–490 g/t in the upper part of the section to 738 and 804 g/t – at the bottom.

According to granulometry, heavy fractions are medium-grained with content up to 1–2 % of fine gravel grains and up to 10 % of fine-grained sand and coarse-aleurite grains. Exception is made only of rudaceous alluvial deposits (sample No. 1507), in which the heavy fraction contains 25.4 % of gravel material and 20 % of coarse-grained sand.

The heavy fraction of the class $-4+2$ mm is composed primarily of iron hydroxides and septarian nodules of fine-grained pyrite (sample No. 1507) or earthy marcasite (sample No. 1527), which often cement clastogene sand material with the formation of peculiar micro-breccias. Occasionally there are well-rounded grains of diopside-containing rock and sharp-grained fragments of sillimanite-garnet rock, as well as single gravel grains of staurolite, il-

menite and garnet. In the class $-2+1$ mm, in addition to these minerals and rocks, rare rounded grains of leucoxene, tourmaline, topaz, and wollastonite were found.

Table 2

Composition of detrital material of heterofacies rudaceous deposits of the Mizhrichynska area (according to the materials of small-volume sampling), %

Composition of fragments	Deposits of fluvial facies					
	Sample No. 1501		Sample No. 1494		Sample No. 1527	
	+8 mm	-8+4 mm	+8 mm	-8+4 mm	+8 mm	-8+4 mm
Flints	56.5	5.4	51.6	25.7	6.9	4.8
Sandstones, quartzites	10.9	17.6	14.5	12.2	51.9	51.5
Altered granitoids	12.1	39.2	14.4	31.2	24.9	15.6
Quartz	4.1	13.7	4.2	15.9	1.5	2.3
Dark-coloured rocks	1.7	2.0	–	–	–	–
Silicified and metasomatically altered rocks	13.7	21.0	14.8	13.1	14.5	25.3
Uncertain debris	–	–	–	0.7	–	–
Scale (contamination)	0.1	1.1	0.5	1.2	0.3	0.5

Composition of fragments	Deposits of fluvial facies		Deposits of floodplain facies			
	Sample No. 1532/2		Sample No. 1510		Sample No. 1532/1	
	+8 mm	-8+4 mm	+8 mm	-8+4 mm	+8 mm	-8+4 mm
Flints	35.3	32.2	–	2.6	42.4	19.2
Sandstones, quartzites	–	9.0	75.8	23.6	7.6	11.1
Altered granitoids	28.8	35.0	–	–	19.3	36.0
Quartz	–	8.2	24.2	73.8	5.0	12.8
Dark-coloured rocks	–	–	–	–	6.5	–
Silicified and metasomatically altered rocks	27.7	11.0	–	–	16.9	9.9
Uncertain debris	8.2	4.6	–	–	–	1.6
Scale (contamination)	–	–	–	–	2.3	9.4

Usually, ilmenite predominates in these fractions; less is a densely pink, sometimes red-dish-pink garnet and two varieties of staurolite – dark brown and yellowish-brown (most rounded of these three minerals). There are some poorly rounded crystals of garnet in the form of pentagon-trioctahedrons, as well as its sharp-angle intensively cracked grains. In the class $-1.0+0.5$ mm, there are all these minerals, however, quite stable clastogene minerals dominate – ilmenite, garnet, staurolite, leucoxene and tourmaline. In the class $-0.5+0.2$ mm and less,

zircon and topaz are added to these minerals, in separate samples – rutile, kyanite, sillimanite, andalusite, wollastonite.

In general, the highest content of gravitational satellites of diamond – staurolite and garnet – is defined in pebble-gravel deposits of the fluvial facies and in the sandy deposits of floodplain facies. The highest content of such minerals, as ilmenite, leucoxene, topaz zircon, kyanite and wollastonite, we found in the sediments of the floodplain facies discovered on the southern slope of the paleovalley by the group of wells 1498.

The sum of stable clastogene minerals Σ_{SM} in heavy fractions of studied deposits is from 55 to 92 % of the mass of each dimensional class. In the rudaceous deposits of the fluvial facies, the value of Σ_{SM} increases somewhat from larger classes to smaller ones; in some samples of floodplain facies sands this increase is quite significant. The same is the situation with sandy deposits, opened by dug holes 130–133, both in the lower and upper parts of the section.

Using the methods of mathematical statistics and factor analysis, we studied the dependence of the content of heavy fractions, individual clastogene minerals and pyrite on the facies features of rudaceous deposits. For $r_{0.05} = 0.63$ ($n = 12$), significant positive correlation bonds were found for such pairs of minerals as staurolite-I–tourmaline ($r = 0.98$), garnet–topaz (0.88), garnet–staurolite-II (0.71), and weak – for a pair of kyanite–rutile (0.64). According to the distribution of features in the fields of F1–F3-factors, two mineral associations have been identified: staurolite-I–tourmaline and staurolite-II–topaz–kyanite–rutile. Other minerals are distributed separately: garnet and zircon – in different places in the field of F1 positive values, ilmenite – in the field of F2 negative values, and pyrite – in the field of its positive values. The analysis of the distribution of observations in the fields of F1–F3-factors has shown that all three factors affect the distribution of the contents of the studied variables. But F1 has a greater influence on the distribution of the content of heavy minerals in the floodplain facies deposits, discovered by groups of wells closer to the northern board of the paleovalley, and F2 and F3 – on their distribution in the sediments of the fluvial facies, discovered at the edge of the southern side of the paleovalley. Consequently, as in other investigated areas [3–5], the distribution of heavy fractions and their clastogene minerals depends on the fractional structure of the studied deposits, their facies membership and developmental area.

Typomorphic features of minerals – paragenetic satellites of diamond. According to the materials of the foreground studies of the deposits described (Kotvitsky et al., 1977), in their heavy fraction, up to 248 grains of pyrope (calculated on 20 litres of rock) in the size from 5 to 0.2 mm, as well as picroilmenite and chromopicotite were detected.

Investigation of the **pyrope** of the Mizhrichynska area, performed by U. Fenoshyna, showed that up to 90 % of the identified grains have a size of 0.25–0.50 mm and a pink and red colour; their refractive index is 1.744–1.751. Purple varieties have a value of 1.742–1.751 and 1.753–1.762, single grains – 1.767, orange varieties – 1.755–1.763.

About 10 pyrope grains in the size > 0.5 mm were found only in the deposits of the fluvial facies, discovered by wells on the western and eastern flanks of the area, and the same – in the sand sediments, exposed by dug holes near the well No. 1510. As for the deposits of floodplain facies, they do not have large grains; moreover, in general, they have fewer pyropes. Pink grains predominate, very few violet ones. The grains have irregular, slightly elongated, rarely – round shape, they are poorly rounded, angular-rounded, subrounded. Their surface is smooth, polished or matte. Sculptural pattern of chemical (imbricate, hackly) and mechanical (separate potholes) origin is revealed. Some grains are cracked, contain the inclusions of a table-like ilmenite, as well as needle and worm-like minerals. In general, we can conclude that

the studied pyropes on the way from the source to the site of accumulation have undergone long-term mechanical influence.

The results of partial X-ray spectral analysis of nine large and intensely coloured pyrope grains are shown in the Table 3. It turned out that two grains belong to the association of lherzolite paragenesis.

Table 3

The results of partial X-ray spectral analysis of pyrope

Number of the grain	Colour	<i>n</i>	Content, mass. %		
			CaO	FeO	Cr ₂ O ₃
130/1-10	Red-orange	1.737	4.21	8.91	1.65
130/1-11			4.98	9.00	2.11
131/1-1	Violet	1.754–1.757	5.54	6.83	3.29
131/1-2	Orange	1.754–1.767	4.80	8.45	1.73
131/1-3	Red		4.56	13.13	0.21
131/1-13	Orange-red	1.754–1.769	4.90	8.40	2.66
131/1-14			4.49	9.14	1.74
156/2	Violet	1.754–1.767	5.33	6.97	2.38
156/2a	Red-violet		4.83	8.14	2.87

Note. Analyses have been performed at the Institute of Geology of Yakut branch of the Siberian branch of the Russian Academy of Sciences.

Chrome-spinellids in investigated deposits are distributed locally. Their weight content in heterofacies rocks is given in Table 4 (in the remaining analyzed samples they are either not detected, or there are their single grains).

Chrome-spinellids are small (0.2–0.5 mm); only single grains have a size of 0.5–1.0 mm. The grains are well rounded, black (in transparent fragments they are translucent in brown colour), their shape is round, irregular-rounded, oval, slightly flattened. The surface is smooth, shiny, and sometimes finely rough, often with potholes and pits of mechanical origin.

Table 4

Content of chrome-spinellids in the deposits of the Mizhrichynska area (according to the data of small- and large-volume sampling)

Number of the sample	Deposits	Sampling interval, m	Content of chrome-spinellids, g/t
1527	Gravel-pebble	6.0–17.0	4.17
1532/1	Fine-middle-grained sand	2.0–8.0	2.02*
1533	Coarse-grained sandy	11.0–16.0	0.77
130/1	Middle-grained sand	3.0–3.7	4.34
130/2	Sand with flints	3.0–6.7	0.80
131/1	Fine-middle-grained sand	2.9–5.3	1.00
133/1	Sand with flints	5.3–5.9	2.59

*Including 0.4 % of the content of electromagnetic fraction in the size of 0.5–1.0 mm.

Partial X-ray spectral analysis of four grains showed that three of them correspond to pleonaste – spinel of composition (Mg,Fe)Al₂O₄: Al₂O₃ – 48.22–55.14; Cr₂O₃ – 0.24–1.32; TiO₂ – 0.28–0.74 mass %, and one grain – to picotite – chrome-spinel of composition (Mg,Fe)(Al,Fe,Cr)₂O₄: Al₂O₃ – 44.26; Cr₂O₃ – 18.18; TiO₂ – 0.04 mass %. Especially it concerns grains for which no analogues were found among described in the literature chrome-

spinels from various genetic types of ultrabasites and ultrabasic nodules in alkaline basaltoids. Instead, they are quite common (83 grains from 414 analyzed) in the deposits of the Bilokorovytska structure (Suprunenko et al., 1984). This is the chrome-picotite with Al_2O_3 content in the range of 34–53 % and Cr_2O_3 – 10–30 %.

By the method of thermoelectric power, we investigated 542 grains of **ilmenite**, of which 24 were from sandy sediments of floodplain facies, the rest – from sandy deposits discovered by dug holes No. 130 and 131. It turned out that only 14 grains have positive values of thermoelectric power, characteristic of ilmenite of non-diamond-bearing kimberlites (100–200 mV/°C), the rest of the grains according to this parameter (200–400 mV/°C) correspond to the ilmenite of the basic rocks.

Consequently, the performed researches showed that the paragenetic satellites of diamonds found in heterofacies deposits of the Mizhrichynska area, according to their typomorphic features, do not correspond to the association of diamond-bearing facies. In addition, low content of large grains of these minerals, as well as a significant degree of their roundness, prevents these minerals (especially pyrope) from being used for search purposes even as gravitational satellites of diamond.

General conclusions. The main results obtained in the course of research on the study of the material composition and the lithologic-facies features of the potentially productive deposits of the Ovrutsko-Bilokorovytskyi region (Bilokorovytska, Prypiatska, Usivska, Pivdenno-Zakhidna and Mizhrichynska areas) [3–5] are as follows.

New data on composition and lithologic-facies features of deposits, composition and fractional structure of their heavy fraction, on the presence and character of the distribution of stable clastogene minerals in them, including paragenetic diamond satellites, have been obtained. It is revealed that terrigenous minerals within the limits of each search area can be grouped into several associations, which are compared with the heavy concentrate-mineralogical type of associations, allocated by V. Afanasiev [1], to characterize unpromising search conditions. According to their typomorphic features, paragenetic satellites of diamond – chromium pyrope, chrome-spinellid and picroilmenite, belong to the association of non-diamond-bearing facies. Separate grains of chrome-spinellids and ilmenite with “picroilmenite” values of thermoelectric power are comparable with similar minerals from the basic and ultrabasic rocks of the Bilokorovytska structure framing (they were opened by wells during verification of magnetic anomalies).

The hypothesis about the alluvial-proluvial genesis of the Bilokorovytska suite conglomerates is proved, which testifies to their hopelessness in the discovery of metamorphosed placer of diamonds [2, 3]. It has been proved that the same unpromising on the discovery of diamonds are conglomerates and overlapping deposits of the Pivdenno-Zakhidna area, although large grains (2–4 mm) of gravitational satellite of diamond – staurolite – were found in them. A similar situation was observed for the studied deposits of the Mizhrichynska area, although certain lithologic-mineralogical features of heterofacies deposits (the content of heavy fractions, the presence of large grains of staurolite, etc.), determined within it, have a search value. It is shown on the insignificant actual material that in the studied heterofacies rudaceous deposits of the Prypiatska area, there are no signs of alkaline-ultrabasic magmatism, nor the accumulation of diamonds in the placer state. The material that has been collected during the verification of magnetic anomalies in the Usivska area proved to be the most representative for the discovery of indigenous diamond sources and diamond placers. However, the results of

scrupulous research did not succeed – we did not find any signs of alkaline-ultrabasic magmatism and diamond placers in the studied deposits.

Consequently, performed detailed lithologic-mineralogical studies confirmed the conclusion obtained during the geological prospecting works on the hopelessness of the studied areas to discover placers of diamond and its indigenous sources.

REFERENCES

1. *Афанасьев В. П.* Типизация шлихо-минералогических поисковых обстановок Якутской алмазоносной провинции / В. П. Афанасьев // Советская геология. – 1989. – № 1. – С. 24–33.
2. *Елисеев В. И.* О происхождении некоторых докембрийских золото-урановых месторождений / В. И. Елисеев // Литология и полезные ископаемые. – 1983. – № 4. – С. 69–83.
3. *Сливко Е. М.* Геология и условия формирования докембрийских конгломератов Белокоровичско-Овручской системы депрессий (северо-западная часть Украинского щита) / Е. М. Сливко, И. С. Паранько, Б. И. Малюк // Литология и полезные ископаемые. – 1991. – № 3. – С. 132–141.
4. *Slyvko Ye.* Fractional structure and mineralogical features of psephytic deposits – potential reservoirs of diamond in the north-western part of the Ukrainian shield. Part 1. Prypiatska area / Ye. Slyvko, N. Razumieieva // Мінерал. зб. – 2017. – № 67, вип. 1. – С. 66–73.
5. *Slyvko Ye.* Fractional structure and mineralogical features of psephytic deposits – potential reservoirs of diamond in the north-western part of the Ukrainian shield. Part 2. Usivska area / Ye. Slyvko, N. Razumeieva, O. Bura // Мінерал. зб. – 2017. – № 67, вип. 2. – С. 38–47.

*Стаття: надійшла до редакції 24.07.2019
прийнята до друку 04.10.2019*

Євгенія Сливко

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
emslivko@i.ua*

**ФРАКЦІЙНА СТРУКТУРА І МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ
ГРУБОУЛАМКОВИХ ВІДКЛАДІВ –
МОЖЛИВИХ КОЛЕКТОРІВ АЛМАЗУ
В ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.
Ч. 3. ПІВДЕННО-ЗАХІДНА (ОВРУЦЬКА)
ТА МІЖРІЧИНСЬКА ДІЛЯНКИ**

Геологи Житомирської ГРЕ виокремили Південно-Західну ділянку в південно-західній частині Овруцької структури для розшуків алмазоносних розсіпів. Підставою для цього стала наявність тут різновікових грубоуламкових порід – конгломератів, гравелітів і гравелітистих пісковиків верхньозбраньківської підсвіти палеопротерозою та четвертинних гальково-піщаних відкладів, які повсюдно перекривають докембрійські породи.

Досліджено звичайні та великооб'ємні проби, відібрані в численних свердловинах і шурфах. Виконаний літолого-мінералогічний аналіз грубоуламкових відкладів засвідчив, що вихід їхніх важких фракцій та вміст у них стійких теригенних мінералів дуже різний. Серед парагенетичних і гравітаційних супутників алмазу в них виявлено піроп, ставроліт і поодинокі зерна пікроільменіту. Зерна ставроліту порівняно великі (2–4 мм), проте їх небагато, і вони добре обкатані, що свідчить про тривалий шлях їхнього перенесення в досліджувані відклади, а, можливо, і неодноразове перевідкладення з давніших грубоуламкових порід. Дрібний розмір і характер поверхні вивчених зерен піропу свідчать про їхнє тривале перебування далеко від корінного джерела, а низький вміст у досліджених відкладах – про можливе надходження з давніших проміжних колекторів. Отже, розшукове значення зазначених мінералів-супутників низьке.

У межиріччі Ужу й Жерева геологи Житомирської ГРЕ виокремили Міжрічинську ділянку для виявлення алмазних розсіпів кайнозойського віку. Підставою для цього стали важливі знахідки мінералів під час виконання в середині 1970-х років робіт зі складання геологічної карти північної частини Коростенського плутону (масштаб 1:50 000): у грубозернистих середньочетвертинних відкладах, які виповнюють палеодолину р. Уж, тоді відшукали 49 зерен алмазу розміром 0,05–0,75 мм та його парагенетичні супутники – піроп, хромшпінелід, пікроільменіт, бадделейт.

Досліджувані відклади розкрито свердловинами по п'яти розшукових профілях, які закладено навхрест простягання палеодолини р. Уж. З них відібрано 12 дрібнооб'ємних проб. Відклади представлені утвореннями двох фацій – руслової (крупнозернисті алювіальні піски з різним умістом гравійно-галькового матеріалу) та заплавної (більш дрібнозернисті). Крім того, чотирма шурфами розкрито піщані відклади (середньозернисті піски з домішкою гравію у верхах розрізу і більш грубозернисті піски – у низах); з них відбирали великооб'ємні проби.

Визначено, що розподіл важкої фракції у досліджуваних відкладах і наявних у ній кластогенних мінералів залежить від фракційної структури порід, їхньої фаціальної належності та площі розвитку. Виявлені в різнофаціальних відкладах Міжрічинської ділянки парагенетичні супутники алмазу (піроп, хромшпінеліди, ільменіт) за своїми типоморфними особливостями не відповідають асоціації алмазоносної фації. До того ж, низький вміст ве-

ликих зерен цих мінералів, як і значний ступінь їхнього обкатування, не дають змоги використовувати ці мінерали з розшуковою метою навіть як гравітаційні супутники алмазу.

Виконані детальні літолого-мінералогічні дослідження підтвердили отриманий під час геолого-розшукових робіт висновок про безперспективність усіх вивчених ділянок на виявлення в них розсипищ алмазу та його корінних джерел.

Ключові слова: алмаз, типоморфізм мінералів, парагенетичні та гравітаційні мінерали-супутники, розсипище, теригенні породи, північно-західна частина Українського щита.

УДК 553.81

Василь Гулій, Сергій Бекеша, Ірина Побережська

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
vgul@ukr.net*

ОСОБЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ ТРАДИЦІЙНИХ МІНЕРАЛІВ-ІНДИКАТОРІВ У ПРОЦЕСІ ПРОГНОЗУВАННЯ Й РОЗШУКІВ ПОТЕНЦІЙНО АЛМАЗОНОСНИХ ОБ'ЄКТІВ

Схарактеризовано особливості використання мінералів-супутників алмазу, які виявили ще під час перших розшукових робіт у другій половині XIX ст. в Південній Африці, а згодом і в інших регіонах світу. Проаналізовано результати залучення цих мінералів як індикаторів у процесі прогнозування, розшуків та оцінювання корінних алмазонасних порід різних генетичних типів. Наведено результати вивчення особливостей хімічного складу та характеру розподілу в різних геологічних формаціях піропу, пікроільменіту і хромшпінелідів – мінералів, що їх протягом майже всієї історії розшуків та розробки алмазних родовищ використовували як індикатори потенційно алмазонасних об'єктів. Виявлено причини залучення цих мінералів для прогнозних і розшукових цілей у різних регіонах та визначено доцільність їхнього використання в практиці геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні. Створено й перевірено статистичні моделі розподілу окремих компонентів індикаторних мінералів з досліджених ділянок Приазовського блока Українського щита, які зачислено до перспективних. За результатами аналізу цих моделей виявлено значну неоднорідність геологічних матеріалів, які використовували для обґрунтування необхідності поглибленого вивчення таких ділянок. Зроблено висновок, що поки нема однозначних висновків про походження мінералів-супутників, їх не можна трактувати як індикатори алмазонасності без проведення комплексу додаткових досліджень.

Ключові слова: алмаз, мінерали-супутники, прогнозування, розшуки, Південна Африка, Якутія, Український щит.

Вступ. Звичайно документовану історію відкриття природного алмазу, його розшуків, промислової розробки його родовищ починають з 1867 р., коли в Південній Африці виявили кристали алмазу [23], грандіозні навіть за сучасними мірками. Водночас, за легендами й переказами, алмаз був відомий в Індії та Бразилії ще за століття до африканських знахідок, хоча відомостей щодо його промислового видобування нема. Вивчення історії відкриття відомих родовищ алмазу в світі дає змогу з'ясувати ключову роль тих мінералів, які його супроводжують і завдяки значно більшому поширенню сприяють відкриттю потенційно значимих об'єктів.

Досвід дослідження алмазу з родовищ різних генетичних типів засвідчує переважне значення супровідних мінералів, специфічних лише для певного генетичного типу; такі

мінерали під час розшукових робіт на ще не досліджених територіях можуть допомогти як у власне розшуках, так і у визначенні генетичного типу можливого джерела алмазу.

Постановка проблеми. Численні приклади прогнозних та розшукових успіхів і невдач під час вивчення алмазоносності різних територій пов'язані з застосуванням мінералів-супутників алмазу, які, зазвичай, виділяють на підставі їхньої просторової асоціації в алмазоносних породах. Через відсутність генетичних зв'язків між алмазом і цими мінералами можливі лише ймовірнісні висновки щодо наявності алмазу чи вірогідного збагачення ним тієї чи іншої породи. Тільки за наявності безпосередніх знахідок алмазу на перших етапах вивчення майбутнього (вірогідного) родовища та кількісної їх оцінки на тій чи іншій ділянці можливий подальший комерційний висновок про його долю. Отже, відомості про мінерали-супутники – це важливі, проте не вирішальні чинники з'ясування економічної цінності об'єкта.

Свого часу в процесі визначення перспективних на алмаз територій у колишньому СРСР Український щит (УЩ) також був об'єктом уваги, особливо після 1949 р., коли в аловії р. Базавлук відшукали алмаз. Проте нині склалася така ситуація, що за наявної системи вирізнення алмазів за походженням висновки стосовно виявлених у тих чи інших ділянках УЩ кристалів вельми неоднозначні; загалом це характерно і для інших алмазоносних регіонів світу.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Після відкриття відомих масштабних родовищ алмазу в різних країнах у другій половині ХХ ст. здавалося, що подібні об'єкти в інших регіонах відшукають не скоро. Однак зняття різних грифів секретності на проблеми алмазоносності в СРСР та розробка наявних на той час родовищ сприяли появі значної інформації про родовища алмазу в докембрійських метаморфічних породах Кокчетавського підняття (Казахстан), імпакті алмази в Попігайській структурі (північ Сибіру) та відкриття нової алмазоносної провінції в Архангельській обл. і на суміжних територіях (Росія). Ще вагомішою подією (як економічно, так і з погляду науки) було відкриття нового генетичного типу алмазоносних порід – лампроїтів у Західній Австралії, де в районі Кімберлі почали розробляти одне з найбагатших у світі родовищ алмазу Аргайл.

Уже в ХХІ ст. стало відомо про знахідки алмазоносних порід у Канаді й Фінляндії, де вже функціонують потужні сучасні центри з видобування алмазу [28, 38]. Під час розшуків і розвідки цих родовищ використовували традиційні методи вивчення й відповідного застосування мінералів-індикаторів, однак через специфічні природні умови в полярних широтах було розроблено новий комплекс технічних і мінералогічних методів, які дають змогу виявляти алмази навіть під потужним льодовиковим чохлам на корінних породах.

Сучасний аналіз зусиль з розшуків алмазу за його супутниками в Україні [1, 15, 16, 24] засвідчує, що від самого початку прогнозуванням і оцінюванням можливих перспективних районів окремих частин УЩ займалися численні наукові й виробничі організації. Було визначено ділянки, де виконали буріння й опробування отриманого матеріалу для розшуків потенційно алмазоносних порід та виявлення можливих індикаторних мінералів і власне алмазу.

За результатами цих досліджень написано виробничі звіти, численні статті, низку монографій, захищено докторські й кандидатські дисертації [7–9, 22]. Більшість результатів, одержаних до 2005 р., використано в колективній монографії “Перспективы коренной алмазоносности Украины” (2006) [15], у якій підсумовано досягнення й невдачі

у прогнозуванні алмазоносних об'єктів на підставі регіональних геофізичних і мінералогічних критеріїв. Важливе значення монографії полягає в тому, що в ній схарактеризовано сучасний стан вивчення алмазоносності України, наведено систематизовані дані стосовно окремих перспективних ділянок та рекомендації щодо продовження в їхніх межах прогнозно-розшукових робіт.

Безумовно, заслуговують на увагу і будуть предметом аналізу результати досліджень можливих алмазоносних порід та ймовірних мінералів-супутників алмазу, викладені в колективній монографії “Поиски алмазов в Приазовском блоке Украинского щита” (2014) [16]. Її написано за результатами виробничих звітів і матеріалів, поданих у Наукову раду з прогнозування Державної геологічної служби України. Однак питання щодо розшуків родовищ, аналогічних до вже відомих у світі, типізації алмазоносних порід, прив'язки властивостей ймовірних мінералів-індикаторів до виявлених алмазів однозначно не з'ясовані. Попри наведені у працях [16, 24] посилання на роль працівників відомих фірм з розшуків і розробки алмазних родовищ, нині жоден з об'єктів, який визначено перспективним, не є для них привабливим.

Мета статті – проаналізувати використання мінералів-супутників алмазу для прогнозних і розшукових цілей, визначити доцільність їхнього використання для кожного генетичного типу алмазоносних порід, схарактеризувати створені статистичні моделі розподілу окремих компонентів мінералів-супутників для оцінки можливих перспектив їхнього використання під час вивчення алмазоносності різних ділянок УЩ. Для підготовки й обґрунтування кількісних показників у матеріалах, що їх подають для розгляду Науковою радою з прогнозування Державної геологічної служби України, потрібно виробити послідовність виявлення вагомих показників хімічного складу й поширення мінералів-індикаторів з прив'язуванням до виявлених алмазів.

Значення мінералів-супутників у відкритті кімберлітових родовищ алмазу Південної Африки і подальших розшуках алмазів у світі. Після знахідок алмазу в далекому 1867 р. біля містечка Хоуптаун серед офіційних повідомлень траплялися згадки про виявлені поблизу алмази і в 1868 р., і в подальші десятиріччя. І хоча є суперечності щодо часу відкриття нових ділянок, багатих на алмаз, для нашої мети важливими є відомості про те, що їх відшукували поблизу попередніх “щасливих” місць. Ще одним повчальним фактом є швидкість організації робіт з вилучення алмазу з виявлених розсипищ, а згодом – і відкриття корінних родовищ [31, 34]. Які критерії використовували під час започаткування бізнесу з вилучення алмазів – достеменно не відомо, однак свідчень про відсутність у більшості випадків спеціальної освіти у організаторів алмазної промисловості також нема.

Водночас створення компаній з розроблення виявлених корінних родовищ, їхнє об'єднання й перетворення у великі корпорації супроводжувалось залученням фахівців, які надавали ґрунтовні відомості щодо складу порід, особливостей розподілу в них алмазів, а також прогнозували можливі знахідки поблизу вже відомих родовищ [32, 34]. Залишається дивуватися вмінню тодішніх геологів складати детальні звіти про петрографічний склад порід на родовищах та характеризувати окремі властивості мінералів, що супроводжують алмаз. Зокрема, у статтях того часу [44] часто згадують хромдіопсид, ільменіт, яскраво-червоний гранат, які сьогодні прийнято називати мінералами-індикаторами наявності алмазу.

Хоча термін *кімберліт* і його визначення з'явилися в описах алмазоносних порід не відразу, та їхня детальна петрографічна характеристика дає змогу сучасному читачеві

діагностувати ці породи. Коли термін усталився в літературі, геологи та підприємці з розробки алмазних родовищ США, Канади, Бразилії [24, 35] почали використовувати особливості цих порід для порівняння із знайденими на їхніх територіях.

На початку ХХ ст. з'явилися відомості про знахідки алмазу не тільки в кімберлітах, а й у інших утвореннях. Зокрема, у Британській Колумбії (Канада) алмази в корінному заляганні виявили в хромітових рудах [27], хоча питання про асоціацію алмазу з хромітом в офіолітових комплексах стало актуальне тільки в наші дні. Подібні до них породи в штаті Арканзас (США) стали об'єктом промислової розробки, однак нині це місце перетворене на музей під відкритим небом для тих, хто бажає відчувати себе шукачем алмазів [41].

Є відомості про давні знахідки алмазів золотошукачами в Бразилії й Болівії, причому в тих районах, де кімберлітів нема, а мінерали-індикатори відрізнялись від звичних для кімберлітів [31, 42]. Джерелом постачання алмазів у розсипища тут уважали докембрійські породи фундаменту. І хоча проблему походження таких алмазів (як і в подібних утвореннях Індії) досі остаточно не вирішено, видобуток алювіальних алмазів у цих країнах досить масштабний.

Панує думка, що великим стимулом для відкриття якутських кімберлітів і алмазів свого часу в Радянському Союзі стала потреба мати власні алмази. Причин для цього було багато, у тім числі економічна блокада тодішніх "імперіалістичних" країн і, зокрема, Великої Британії. Наприкінці 1930-х рр. у СРСР започаткували масштабні розшуки алмазоносних джерел, для чого створили численні нові спеціалізовані структури, а ті, що вже функціонували, переорієнтували на розшуки алмазів. Тоді вже була відома Уральська алмазоносна провінція, у межах якої мінерал видобували з розсипищ, причому в кількості, яка більш-менш задовольняла наявні потреби. Проте й нині дані про тодішні об'єми видобутку є "за сімома замками", незважаючи на деклароване відкриття відомостей в алмазній сфері. Та важливим є сам факт існування такого промислу, а, отже, і його супутньої науково-методичної основи, про яку ми досі нічого не знаємо.

Реальний стан справ з розшуками нових розсипних родовищ алмазу в ті часи на Уралі відображає загальні проблеми, які виникали через відсутність розроблених прогностичних критеріїв і неправильне визначення генетичного типу вихідних алмазоносних порід (до речі, подібна ситуація є й нині). Грунтуючись на ідеї про зв'язок алмазів з розсипищами платини, увагу зосереджували на базит-гіпербазитових хромітоносних комплексах, тому розшуки нових алмазоносних ділянок були зосереджені на східному схилі Уралу. Лише драматичні аргументи Н. Введенської та цілковита відсутність позитивних результатів змусили керівників галузі переорієнтувати всі роботи на західний схил, хоча реальних наукових обґрунтувань для цього не було.

Загалом у тодішньому Радянському Союзі під час організації грандіозних робіт з визначення перспективних районів та розроблення методики розшуків алмазу практично не було власне наукового прогнозу щодо можливих алмазоносних районів. Доволі анекдотичним видається залучення до цього М. Ломоносова – як провидця в багатьох гірничих справах загалом та як першого автора прогнозів алмазоносності, зокрема (очевидно, на підставі спогадів про його слова (1763 р.), що "могутство России прирастает будет Сибирью и Северным океаном"), та О. Гумбольдта, який подорожував по Уральських горах і обіцяв російському царю подарувати уральський алмаз (і таки подарував його: великий алмаз О. Гумбольдту дав кріпак-старатель зі свого лотка, яким він мив золото) [23]. Уже не так весело виглядають численні публікації щодо прогнозів алмазоносності півночі Сибірської платформи на підставі чи то монографії про вивчення тра-

пів [19] (хоча в ній нема навіть згадок про алмаз, а за часом формування магматичні трапи відрізняються від кімберлітів), чи то думок про можливе знесення алмазів з північних регіонів, включно з Анабарським щитом [10, 14].

Про повну невизначеність, де шукати алмази, свідчить факт розсилання директивних циркулярів стосовно “переорієнтування й інтенсифікації розшуків алмазів” у Середній Азії, Україні, у різних районах Сибіру й Далекого Сходу. Та як це виконати? Відповіді на запитання, що шукати і як шукати, повинні були міститися в наявних інструкціях про методику проведення робіт, однак у численних публікаціях фахівців сказано, що вони були в “сейфах великих начальників” і знайшли їх тільки після 1992 р. Проте, знаючи “закони жанру”, важко повірити, що тисячні колективи, оснащені потужною на той час технікою, транспортом та ін., могли працювати так анархічно. Саме за порушення інструкцій чи за “вільне” їх трактування в ті часи можна було потрапити в ліпшому випадку в “шарашку”, де складала пакестики. Безперечно, такі інструкції були, і їх активно використовували, про що свідчить, наприклад, зазначена в списку літератури до книги Е. Расвського (1959) [17] “алмазна” інструкція 1947 р. за авторством О. Бурова.

Чому ж ці інструкції приховують навіть сьогодні? Очевидно, тому, що з них випливає висновок про проведення робіт наосліп за, можливо, правильного технічного режиму відбирання проб та їхнього оброблення для виявлення в них алмазів; обґрунтування того, де саме ці проби треба відбирати, не було. Ідеї, на яких ґрунтувались інструкції, спрямовували геологів шукати алмази на трапових полях, у скарнових утвореннях, які їх супроводжують, на міфічних північних територіях, з яких зносились алмази, що їх відшукували в алувії багатьох рік, а ці ріки течуть через трапові поля й цілу Сибірську платформу. Зазначимо, що чарівні слова *кімберліти* чи *кімберлітоподібні породи* стосовно Сибірської платформи тоді вже прозвучали [12], однак завдяки рідкісним людським якостям їх автора – Г. Моора (!) – вони звучали дуже тихо й тому загубились у вихорі подій.

Натомість розшуки провадили за мінералогічними ознаками супутників алмазу, звичних для платинових родовищ, мінералів трапів тощо. У своєму щоденнику Л. Попугаєва, першовідкривач кімберлітів і родовищ алмазу в Якутії, з гіркотою пише, що “...сьогодні буде день невдалий, бо за маршрутом не передбачаються трапи” [14].

У намаганні обґрунтувати свій, радянський геологічний шлях у розшуках алмазів не тільки журналісти чи історики, а й геологи часто пишуть, що в той час не знали праць іноземних фахівців з методики розшуків алмазу в кімберлітах і використання для цього відповідних мінералів-супутників, проте численні наукові публікації того періоду легко відшукати й нині [30, 32]. З’явилися тоді й ґрунтовні монографічні узагальнення про корінні родовища алмазу в кімберлітових трубках Південної Африки та методику розшуків; у цих працях нема навіть натяків на зв’язок алмазів з трапами.

Важливим безпосереднім джерелом інформації стали відвідини кімберлітових родовищ Південної Африки радянськими геологами Д. Мушкетовим і М. Федоровським під час XV Міжнародного геологічного конгресу (Преторія, 1929). Для учасників конгресу організували не просто екскурсії, вони мали змогу зібрати колекцію взірців та ознайомитися з повним циклом вилучення алмазів – від породи до концентрату [39]. Можливо, саме за ці (санкціоновані владою!) відвідини “імперіалістичного заходу” Д. Мушкетова 1938 р. розстріляли, а М. Федоровському “повезло” – він потрапив у табори, хоча й надовго. Після повернення з конгресу М. Федоровський встиг опублікував книгу “В стране золота и алмазов” (1934).

Стосовно обізнаності радянських геологів з зарубіжною науковою літературою значимо таке. У списку літератури нещодавно опублікованого звіту Н. Сарсадських та Л. Попугасової [14], складеному за результатами розшуків і відкриття 1954 р. алмазної трубки Зарница, міститься добра дюжина зарубіжних видань з позначкою про переклад їх з англійської мови. Видається, що з них можна було б дізнатися багато чого про відомі на той час кімберлітові родовища, методику їхніх розшуків, про відкриття й освоєння цих родовищ [18]. Отже, радянські шукачі алмазів того часу були значно більше інформовані про світовий досвід, аніж нині намагаються довести.

Завдяки таланту, наполегливості, самозреченню авторам знахідок кімберлітів і алмазів в якутській тайзі вдалося започаткувати основи мінералогічних досліджень алмазоносних порід і розробити систему розшуків ще не відкритих кімберлітових трубок за знахідками піропу, пікроільменіту, хромдіопсиду та власне алмазу [3]. Після цього настав період усвідомлення можливих процесів, що привели до формування алмазних родовищ цього генетичного типу, та значення мінералів-супутників алмазу.

Наступна за часом епопея алмазних знахідок у Радянському Союзі, відомості про що були суворо засекречені, пов'язана з виявленням імпактних алмазів у Попігайській структурі та відкриттям нової алмазоносної провінції в Архангельській області й на суміжних територіях [23, 25]. Завдяки великій організаційній роботі В. Масайтіса вивчили умови локалізації алмазів у Попігайській структурі та навіть виконали оцінку запасів. Крім традиційних, звичних для кімберлітових районів мінералогічних методів розшуків алмазу, в Архангельській області почали широко застосовувати геофізичні методи. Магнітометричні знімання сприяли виявленню аномалій, які потім завіряли бурінням, а оцінку аномалій перевіряли за допомогою мінералого-геохімічних досліджень.

Значення розкриття інформації в Казахстані про Кумдикольське родовище алмазів та низки подібних рудопроявів у докембрійських метаморфічних породах на Кокчетавському піднятті [13] важко переоцінити. Ці об'єкти відшукали ще в 1970-ті роки під час обстеження розсипищ циркону; розвідували їх як "родовища дрібних алмазів кумдикольського типу". На думку геологорозвідників, алмазоносними є різні метаморфічні й метасоматичні породи, серед яких залягають еклогіти. За результатами опробування, найменше збагачені алмазом саме еклогіти, хоча є загальноприйнята думка про еклогітове походження алмазу за умов високих значень тиску й температури. Не вдаючись у дискусію про суперечність таких поглядів, зазначимо два важливі наслідки наявності таких родовищ: 1) мінерали-супутники алмазу в них дуже відрізняються від звичних для ендегенних алмазоносних порід супутників; 2) за природних геологічних умов не тільки кімберліти "забезпечують" утворення алмазних концентрацій.

Наведений вище огляд історії використання мінералів-супутників алмазу та особливостей його родовищ різного генетичного типу засвідчує, що, попри перехід від промишляння породи лотком до вилучення алмазів на тодішніх великих підприємствах, це був єдиний шлях для виявлення й оцінювання нових покладів алмазу на недосліджених територіях. Саме так відкрили після перших колосальних родовищ алмазу в Південній Африці інші значні за масштабом родовища, а пізніше – навіть алмазоносні провінції в Сибіру й Австралії. В обох цих регіонах численні шукачі розсипного золота здавна повідомляли про знахідки супутніх алмазів, однак систематичні розшуки корінних родовищ розпочали порівняно недавно.

Показовим є приклад розшуків алмазу в Австралії, де фактично геологу-одинаку, який отримав ліцензію на дослідження вельми неперспективної території, вдалося, всу-

переч догмам, не тільки відкрити унікальні родовища, а й довести, що не лише кімберліти алмазоносні [6, 26]. Основним використовуваним методом було промивання проб зі всіх водотоків ліцензійної території, а після цього – завіряння виявлених аномалій, і як наслідок – відкриття століття! Загальне значення відкриття цієї алмазоносної провінції важко переоцінити, оскільки за тогочасними канонами алмазів там не мало бути. Йдеться про те, що узагальнення, зроблене Т. Кліффордом [26] для певного регіону, підняли до рангу загальних закономірностей поширення алмазів у світі (так зване правило Кліффорда), а розшуки перспективних об'єктів за мінералами-супутниками не давали результатів через певні неоднозначності.

Активне використання шліхових проб і масове аналізування мінералів-індикаторів дали змогу останніми десятиріччями відкрити численні родовища алмазів у кількох регіонах Канади [28, 33, 36]; за рекордний (навіть для сьогодення) час вони перетворилися на шість промислових об'єктів. Унаслідок значного розвитку льодовикових відкладів за умов полярної частини Канади розшуки й використання звичних мінералів-індикаторів доповнили іншими мінералами (наприклад, сфалеритом). У розшуковій методиці акцент змістили на розшуки таких мінералів з певними властивостями, зокрема, на дослідження складу включень в алмазі з продуктивних утворень [43].

Отже, безперечно, що мінерали-супутники – від часу виявлення їх як супутників алмазу в алювіальних відкладах до наших днів, коли їх аналізують у корінному заляганні, – сприяли відкриттю родовищ алмазу. Проте в багатьох випадках алмазу в пробі буває більше, ніж якогось мінералу-супутника, або ж цих супутників зовсім нема (до речі, причини цього досі однозначно не з'ясовані). Такі обставини зумовлюють необхідність оцінювати кожен із потенційно перспективних об'єктів індивідуально, про що зазначали ще першовідкривачі алмазних родовищ.

Нині розроблено низку програм для інтерпретації матеріалу, що його отримують під час розшукових робіт. Кількість аналізів хімічного складу традиційних мінералів-супутників алмазу, виконаних у різних наукових установах, організаціях і фірмах, досягає десятків і сотень тисяч. За допомогою численних діаграм, на яких виділено окремі поля за результатами вивчення мінералів еталонних алмазоносних об'єктів, порівнюють склад мінералів досліджуваних об'єктів з уже відомими та з визначеними промисловими показниками. Хоча такий підхід нині загальноприйнятий, у ньому є низка обмежень. По-перше, у багатьох випадках звичних мінералів-супутників алмазу нема в достатній кількості, тому вони не можуть бути індикаторними для об'єкта. Друга, більш фундаментальна проблема пов'язана з імовірнісним характером зв'язку алмазу з супровідними мінералами. Відсутність генетичного обґрунтування таких просторових зв'язків приводить у ліпшому випадку до випадкового їх збігу.

Методи, які використовують для прогнозування потенційно алмазоносних порід, з часом теж суттєво не змінилися. Збільшення кількості потенційно промислових об'єктів нині пов'язане, найвірогідніше, зі збільшенням асигнувань на перевірку потенційних аномалій на порівняно сприятливих геолого-структурних ділянках, а не з ростом ефективності прогнозів.

Автори нещодавньої монографії з розшукової мінералогії [2] проаналізували методу робіт під час розшуків алмазів на Сибірській платформі в ХХ ст. та сучасний стан розшукової мінералогії з використанням мінералів-супутників і дійшли висновку, що з позицій нинішніх знань та наявного досвіду тодішня методика не мала шансів на успіх, а сучасні досягнення анітрохи не сприяють підвищенню ефективності розшукових ро-

біт: ми “...досягли сяючої вершини, проте замість кінця шляху побачили нескінченну дорогу” [2, с. 16]. З такою оцінкою важко не погодитись.

Однак зазначимо, що і сам алмаз може “розповісти” про свою долю і допомогти в розшуках сингенетичних мінералів. Нині впроваджують методику підрахунку ресурсів алмазу в окремих об’єктах з урахуванням наявності алмазів дрібних і дуже дрібних фракцій [30], якими, зазвичай, нехтують. З’ясовано, що саме ці дрібні фракції містять алмази, особливості яких можуть допомогти у визначенні генезису мінералу, оскільки, як виявили О. Варшавський та Г. Буланова [2], вони утворювались за інших обставин, порівняно з більшими алмазами.

Про алмазні реалії в Україні. Завдяки багаторічним розшуковим і науково-дослідним роботам з’ясовано, що УЩ має перспективи для відкриття родовищ алмазу кімберлітового й лампроїтового типів [15, 16]. Ця загальна позитивна оцінка перспектив корінної алмазоносності потребує подальшого обґрунтування й деталізації на підставі сучасних петрологічних, мінералогічних, геохімічних та ізотопно-геохімічних досліджень уже відомих кімберлітів, лампроїтів та їхніх індикаторних мінералів.

Викладені вище проблемні питання генезису, прогнозування, розшуків та виявлення корінних родовищ алмазу, звичайно, не минули й українських дослідників. Починаючи з 1950-х рр., інтелектуальні й матеріальні “витрати” вітчизняних геологів були спрямовані на виявлення корінних родовищ у межах УЩ та його схилів; це привело до виявлення окремих кристалів і зерен алмазу, його традиційних мінералів-супутників, а також до виділення локальних площ поширення порід, перспективних на алмаз, на підставі загальноприйнятих ознак. Наявні численні публікації й декларовані в різній формі заяви про сенсаційні знахідки великих алмазів [7–9, 22], проте офіційно зафіксованими слід уважати тільки ресурси дрібних алмазів, затверджені Науковою радою з прогнозних ресурсів Державної геологічної служби України за категоріями Р2 і Р3 по об’єктах Приазовського геоблока.

Причини такого стану вбачають [1, 15, 16] у складності геологічної будови УЩ, незначних об’ємах виконаних досліджень та низці методичних упущень: це знову ж таки відсутність науково обґрунтованої методики геологорозвідувальних робіт, проведення шліхових випробувань, головню, сучасного алювію, неоднозначність у виборі ознак виділення перспективних ділянок за результатами геофізичних досліджень, відсутність детальних петрографічних та мінералого-геохімічних досліджень навіть визначених меланократових і дрібнозернистих порід неоднозначного походження тощо. Тому не зовсім зрозуміло, як після цих упущень зроблено висновок про наявність в Україні корінних родовищ алмазу [15].

До загальних світових проблем відкриття родовищ алмазу додаються власні вітчизняні проблеми, пов’язані з суб’єктивними причинами: невірним вибором і реалізацією традиційних методичних підходів у алмазній геології. Ситуація ускладнюється й тим, що вже виявлені знахідки алмазу не вдається однозначно прив’язати до того чи іншого можливого промислового типу родовищ [11]. Незважаючи на зусилля зі створення галузевого стандарту “Визначення походження алмазів. Методичні рекомендації” (розроблений фахівцями Кримського відділення УкрДГРІ), природа великої частки знайдених дрібних алмазів досі дискусійна.

Наприклад, під час вивчення й визначення найперспективніших метаморфогенних комплексів Середнього Побужжя й опробування головних різновидів порід В. Соколов [5] відшукав в алювіальних відкладах басейну р. Синюха (Голованівська площа) алмази

кімберлітового, еклогітового та невизначеного типів. На цій підставі обґрунтовано рекомендації з розшуків корінних джерел алмазу кімберлітового або еклогітового типу в зонах розломів з інтрузивами ультрабазитів. Безпосередньо в кернових пробах порід цієї ділянки під час збагачення виявили дрібні алмази кумдикольського типу.

Загальний стан робіт і досягнень на досліджуваних проявах можна схарактеризувати словами одного з провідних фахівців у цій галузі: це місця, де “багато мінералів-індикаторів з рисами, характерними рівною мірою і для алмазоносних, і для “пустих” порід”. Отже, потрібно оцінити вже отриманий матеріал з можливим виділенням фонових та аномальних показників. Саме тому (у розвиток наших попередніх досліджень [4]) ми мали на меті виконати кількісну оцінку того наявного матеріалу, який містить інформацію про склад та особливості розподілу ймовірних мінералів-супутників алмазу в межах окремих ділянок УЩ.

У багатьох інституціях світу запровадили масове вивчення мінералів-супутників для того, щоб відшукати зв'язок між їхнім хімічним складом та алмазоносністю порід типових родовищ. На підставі велетенської кількості виконаних хімічних аналізів мінералів-супутників алмазу з'ясовано, що з ним асоціюють мінерали тільки певного складу, і визначено їхні поля, у межах яких трапляються промислові об'єкти [33, 37]. Для оцінки потенційної алмазоносності запропоновано такі бінарні діаграми: для гранату – CaO–Cr₂O₃, для хроміту й ільменіту – Cr₂O₃–MgO [20, 21, 40].

Проте на підставі вивчення хімічного складу цих мінералів зроблено висновок, що вони можуть бути і в алмазовмісних трубках, і в трубках без алмазів [2, 5]. Це особливо важливо для визначення джерела специфічних за морфологією та властивостями алмазів докембрійських платформ загалом [13] та, зокрема, для вивчення проблеми корових джерел алмазу на УЩ [1, 15]. Знахідки таких алмазів засвідчили, що, крім умовно мантийного джерела алмазів й обмеженого за складом (еклогіт і перидотит) та геодинамічним режимом, можуть бути й інші варіанти. З 1999 р. відомий ще один тип глибинних алмазоносних порід (крім кімберлітів і лампроїтів): у Французькій Гвіані виявили ураганні вмісти алмазу (від одного до 77 кристалів на кілограм) у коматітах [29], що, за аналогією, дає змогу пов'язувати знахідки певних типів алмазу в неогенових розсипах на УЩ з коматітами [4]. До цього можна додати алмазоносні об'єкти в регіонально-метаморфізованих утвореннях (Кумдикольське родовище та Барчинська алмазоносна зона Кокчетавського підняття в Казахстані, масив Дабе Шань у Китаї, Шуміхінський гнейсовий купол на Уралі, еклогіт-гнейсовий комплекс Західної Норвегії) та знахідки алмазів у графітових сланцях Ліберії [13]. Тому коло всіх можливих джерел алмазу нині значно збільшилося, і, можливо, у широкому плані праві автори праці [1], які для розшуків алмазів в Україні пропонують великий набір формацій: від кімберліт-лампроїтових до осадових і метаморфічних.

Традиційними мінералами, що їх використовують як індикаторні для оцінки потенційних алмазоносних об'єктів, є піроп, пікроільменіт і хромшпінеліди. Якщо піроп і пікроільменіт – це вже звичні індикаторні мінерали для різноманітних побудов, то хромшпінеліди тільки останнім часом (у силу специфічного складу певних алмазоносних утворень) почали інтенсивно застосовувати в практиці геологорозвідувальних робіт на алмаз.

Піроп. Використання бінарної діаграми Cr₂O₃–CaO для складу піропу дає змогу отримувати інформацію й обґрунтування для виділення окремих його різновидів у породах з різними перспективами, а також вирізняти ореоли, утворені мінералами різного

генезису. Ми використали таку діаграму (рис. 1) з метою виявити подібності й відмінності у складі піропу з різних генетичних утворень (вибірки скомпоновано за результатами аналізів піропу окремих ділянок Приазовського блока УЩ, відомих як перспективні), а також для оцінки можливості визначення генетичних типів порід району.

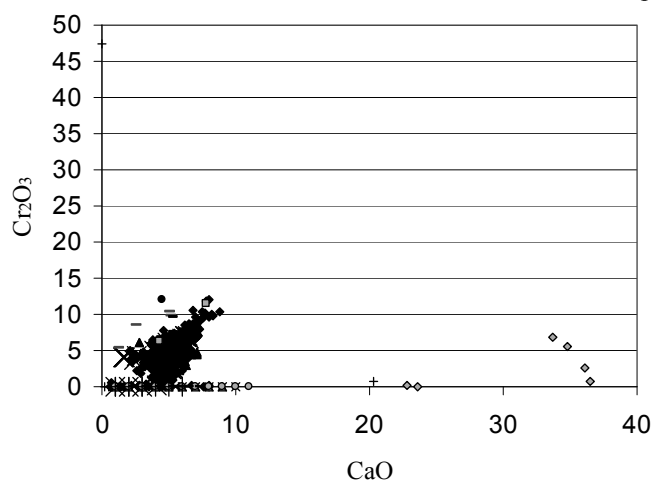


Рис. 1. Діаграма CaO–Cr₂O₃ для складу піропів Приазовського блока, мас. %.

Фігуративні точки використаних аналізів (див. рис. 1) формують єдине суцільне поле без можливості його інтерпретації. Тільки поодинокі проби представлені гранатом, значно збагаченим кальцієм; очевидно, вони не стосуються кімберлітів. Щоб пояснити отриману картину розподілу компонентів піропу (у доповнення до звичних прийомів аналізу розподілу вмісту Cr₂O₃–CaO у піропі різного походження), ми використали також гістограми розподілу вмісту Cr₂O₃ і CaO для окремих груп гранату (рис. 2), які дають змогу за результатами аналізу графіків виділити в межах уже єдиних масивів можливо різні за генезисом піропи. З аналізу гістограм випливає, що гранати представлені різними групами, серед яких є мінерали, по-різному збагачені Cr₂O₃ за наявності одного джерела кальцію.

Попри отриману картину неоднорідності складу піропу, фігуративні точки аналізованих піропів на діаграмі алмазозносних піропів (рис. 3) потрапляють у перспективне поле (з незначними відхиленнями від загальної групи).

На трикутній діаграмі Ca–Mg–(Fe²⁺+Mn²⁺) (гросуляр–піроп–(альмандин + спесартин)) (рис. 4) розподіл фігуративних точок аналізованих мінералів ще більш неоднорідний: вони є в секторі альмандину–спесартину, у полі включень в алмазах ультраосновного парагенезису та полі ксенолітів перидотитів; у полі включень в алмазах еклогітового парагенезису вони не потрапили.

Аналіз отриманих результатів щодо гранатів, виявлених у межах Приазовського блока, засвідчує, з одного боку, подібність окремих їх груп до піропів з типових алмазозносних регіонів, а з другого, – накладення полів поширення гранатів з алмазозносних і непродуктивних кімберлітових і лампроїтових утворень. Отже, на підставі таких показників неможливо розділити породи на окремі генетичні групи й використати для визначення цих порід, як пропонували раніше деякі дослідники, додатковий термін *гібридні породи*.

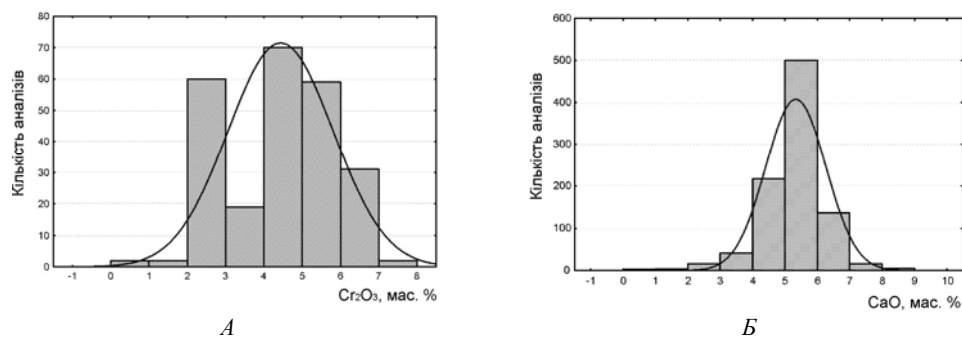


Рис. 2. Гістограми розподілу вмісту Cr_2O_3 (А) і CaO (Б) у піропах різних ділянок Приазов'я, мас. %.

А: кількість аналізів $n = 245$; середнє значення – 4,40; стандартне відхилення – 1,37; максимальнє значення – 7,08, мінімальнє – 0,22; Б: $n = 942$; середнє значення – 5,30; стандартне відхилення – 0,92; максимальнє значення – 8,81, мінімальнє – 0,63.

Рис. 3. Хімічний склад та парагенезис гранатів із трубки Південна в координатах Cr_2O_3 – CaO , мас. % [20].

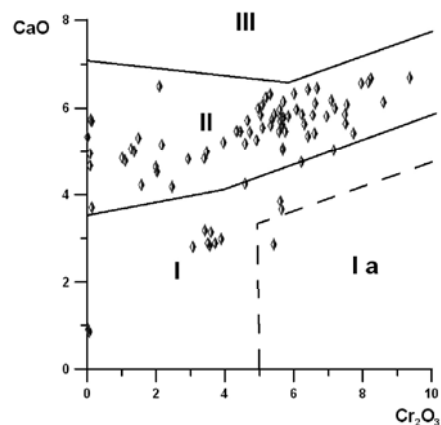
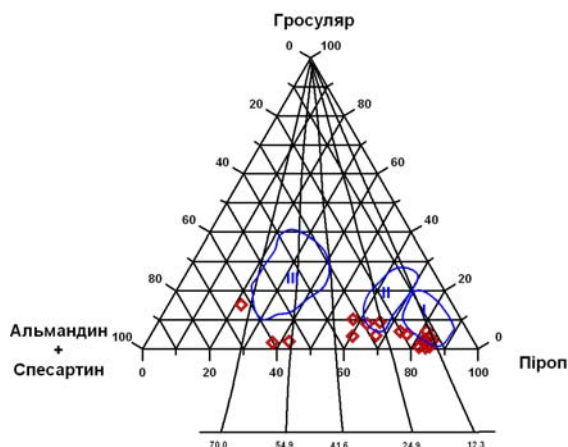


Рис. 4. Хімічний склад і залізистість гранатів із кімберлітової трубки Південна в координатах $\text{Ca-Mg-(Fe}^{2+}+\text{Mn}^{2+})$ [20, 21].

Контури полів гранату з: I – включень в алмазах ультраосновного парагенезису; II – ксенолітів перидотитів (гарцбургітів, лерцолітів, верлітів); III – включень в алмазах еклотитового парагенезису.



Пікроільменіт. Ільменіт – характерний мінерал кімберлітів, він часто домінує у важкій фракції порід, що асоціюють з ними. Основні закономірності розподілу зерен різної природи, виявлені для піропів за результатами аналізу різних діаграм і гістограм (див. рис. 1, 2), притаманні й пікроільменіту. На загальноприйнятій трикутній діаграмі $MgTiO_3$ – $FeTiO_3$ – Fe_2O_3 (рис. 5) наявні або перекриття полів складу відповідних показників, або ж їхнє збігання зі складом пікроільменіту відомих алмазоносних районів.

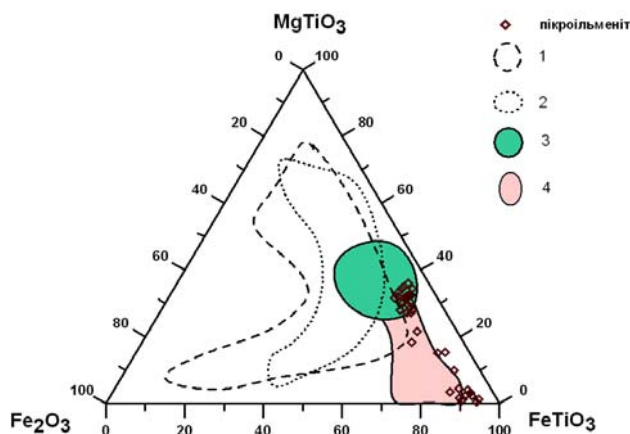


Рис. 5. Діаграма $MgTiO_3$ – $FeTiO_3$ – Fe_2O_3 для пікроільменіту й Мп-ільменіту, який псевдоморфно замістив його, з кімберлітів:

1 – Південна Африка; 2 – Якутія; 3, 4 – Східне Приазов'я; 3 – пікроільменіт, 4 – Мп-ільменіт.

Водночас і для пікроільменіту виявився інформативним аналіз гістограм розподілу компонентів (рис. 6), оскільки він також засвідчив гетерогенність аналізованого матеріалу і дав змогу зробити такий попередній висновок: у розподілі вмісту TiO_2 і, особливо, Cr_2O_3 наявні окремі максимуми, які доводять, що масиви значень сформовано за даними, отриманими з генетично різного матеріалу, який надалі треба деталізувати й розділити на окремі групи.

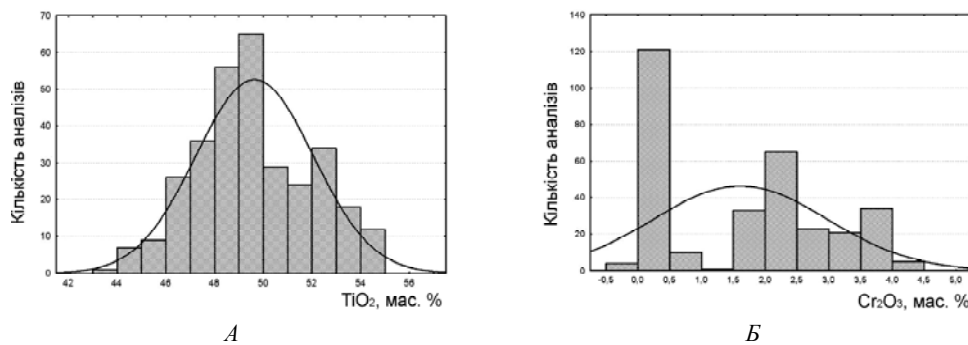


Рис. 6. Гістограми розподілу вмісту TiO_2 (А) і Cr_2O_3 (Б) у загальних вибірках ільменіту з різних ділянок Приазов'я, мас. %.

А: $n = 317$; середнє значення – 49,60; стандартне відхилення – 2,40; максимальнє значення – 54,94, мінімальнє – 43,19; Б: $n = 317$; середнє значення – 1,60; стандартне відхилення – 1,36; максимальнє значення – 4,47, мінімальнє – 0,00.

Хромшпінелід – характерний мінерал-індикатор кімберлітів, а його хімічний склад є одним з важливих критеріїв алмазозносності [2]. Під час шліхових випробувань йому ще донедавна відводили другорядну роль, оскільки в “класичних” кімберлітах його вміст, зазвичай, набагато нижчий від умісту піропу й пікроільменіту (які, до того ж, легко діагностувати навіть за польових умов). Зауважимо, що хромшпінелід – мінерал полігенний і трапляється в багатьох типах магматичних утворень: в альпінотипних ультрабазитах, платформних базит-гіпербазитових інтрузивних породах, меймечитах, пікритих, лампрофірах, коматіїтах, базальтах, трапах тощо. Значна частина цих порід може постачати хромшпінелід у пухкі платформні відклади, де він змішуватиметься з хромшпінелідом кімберлітового генезису. Склад хромшпінелідів зазначених порід часто широко перекривається, що утруднює використання цього мінералу для типізації шліхових ореолів та ідентифікації їхніх першоджерел.

Попри значну неоднорідність у хімічному складі хромшпінелідів Приазовського блока, на діаграмі $MgO-Cr_2O_3$ чітко виявлені два поля фігуративних точок (рис. 7), які найбільше відрізняються за вмістом хрому. Ці поля засвідчують наявність принаймні двох генетичних груп хромшпінелідів, хоча для визначення їхніх джерел також потрібні додаткові дослідження.

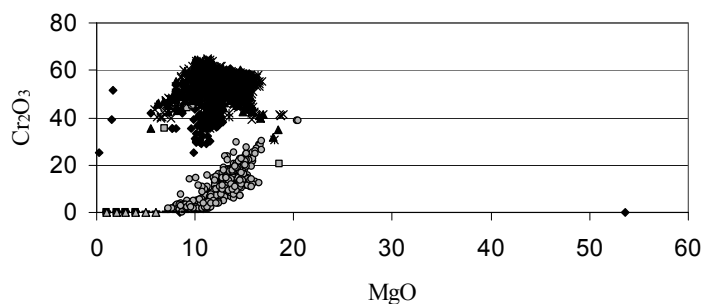


Рис. 7. Діаграма $MgO-Cr_2O_3$ для хромшпінелідів різних ділянок Приазовського блока, мас. %.

На гістограмах розподілу вмісту MgO та Cr_2O_3 у загальних вибірках хромшпінелідів з різних ділянок Приазовського блока (рис. 8) чітко виявлений один вузький максимум для MgO та незначно розширений – для Cr_2O_3 , що доводить наявність принаймні двох генерацій хромшпінелідів у проаналізованих породах.

Головним недоліком методів однозначної інтерпретації хромшпінелідів зі шліхових ореолів, які ґрунтуються на виділенні полів їхнього складу, є необхідність залучення великого об’єму аналітичних даних і неоднозначність висновків через широке перекриття полів на діаграмах практично всіх застосовуваних видів. Цього можна позбутися, якщо перейти від аналізу співвідношень полів складу до аналізу співвідношень їхніх трендів (якщо такі, звичайно, є). Форму й орієнтування трендів можна достатньо точно визначити уже за першим десятком аналізів складу хромшпінелідів, а різниця трендів, зазвичай, виражена чіткіше, ніж різниця полів складу.

У цьому сенсі важливо брати до уваги роль хромшпінеліду як “неправдивого” мінералу-індикатора алмазозносних порід [2]. Автори праці [2] зазначають, що в різновікових осадових колекторах алмазозносних регіонів світу та в багатьох потенційно алмазозносних районах, де провадять розшуки родовищ алмазних родовищ (у тім числі в Україні), трапляються специфічні за морфологією, однак подібні за складом до типових кімберлі-

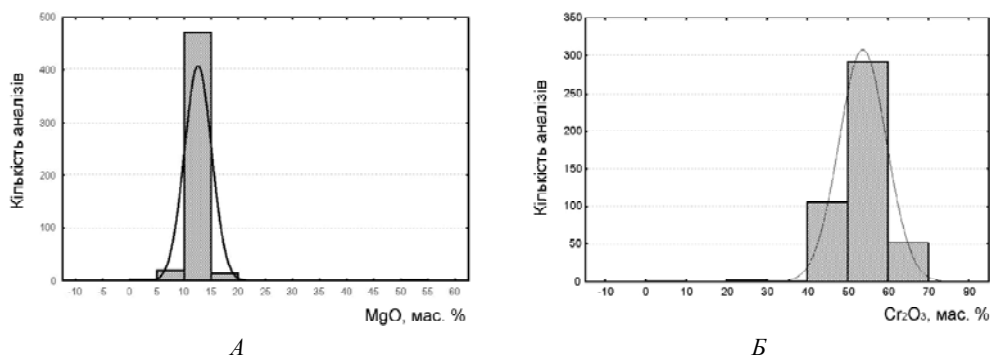


Рис. 8. Гістограми розподілу вмісту MgO (А) і Cr₂O₃ (Б) у загальних вибірках хромшпінелідів з різних ділянок Приазовського блока, мас. %.

А: $n = 510$; середнє значення – 12,44; стандартне відхилення – 2,49; максимальнє значення – 53,62, мінімальнє – 0,28; Б: $n = 451$; середнє значення – 53,40; стандартне відхилення – 5,84; максимальнє значення – 65,65, мінімальнє – 3,10.

тових чи лампроїтових хромшпінелідів, які називають “курунзькі” (за місцем їхньої першої знахідки на Улахан-Курунг-Юрхаській ділянці в Якутії). Водночас у жодному з відомих кімберлітових чи лампроїтових тіл хромшпінелідів такого типу не виявили, тому наявність “курунзьких” хромшпінелідів змушує шукати інше їхнє джерело (наразі не визначене).

Для кристалів хромшпінеліду курунзького типу характерний яскраво виражений октаедричний габітус з домінуванням гострореберних і гостровершинних форм. Віциальних ділянок, які притупляють ребра й вершини октаедрів кімберлітових хромшпінелідів, на кристалах курунзького типу практично нема. Фіксують також скелетний і поліцентричний механізми росту, через що грані мають шарувату будову. Астеризм рефлексів на лауєграмах свідчить про підвищену дефектність кристалічної ґратки. За дефектної структури і складної мікротопографії граней виявлений матовий блиск поверхні за відсутності ознак магматичної корозії. За хімічним складом “курунзькі” хромшпінелідів подібні до мінералу з кімберлітів і лампроїтів, а найбільше вони схожі на хромшпінелідів із включень в алмазах.

У праці [2] зазначено, що хромшпінелідів курунзького типу наявні в різновікових осадових колекторах повсюдно і їхнім можливим джерелом є породи кусинського типу, тому пов’язувати їх з алмазами не варто.

Висновки. Під час прогнозування, розшуків та оцінювання промислового значення алмазоносних утворень важливу роль відіграють мінерали-супутники алмазу, які за низького його вмісту можуть слугувати індикатором його наявності. Ці мінерали-супутники, зазвичай, формувались неодноразово з алмазом, і лише в рідкісних випадках вони сингенетичні. Водночас мінерали, які супроводжують алмаз, можуть свідчити про генетичний тип алмазоносних порід, тому їхні знахідки та особливості їхнього морфології і складу важливі на ранніх етапах дослідження невідомих територій.

Нині відкрито низку комплексів алмазоносних порід, які поширені в районах розвитку докембрійських утворень, проте їхніх достовірних джерел не виявлено. Попри незначні масштаби їхнього економічного використання, вони важливі для визначення

джерел алмазонасності, особливо в разі наявності проб з комплексним мінеральним складом, тому їх потрібно вивчати.

Загальні моделі утворення алмазу в породах різного генетичного типу і промислових родовищах слугуватимуть обґрунтуванням для подальшого практичного використання мінералів, які асоціюють з алмазом.

Попри численні відомості про гранати, ільменіт і хромшпінеліди (як можливі супутники алмазу) з різних ділянок УЩ, наразі нема однозначних висновків про їхню природу, тому без додаткових досліджень їх не можна трактувати як індикатори алмазонасності.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Алмазонасные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерагении алмаза / Г. М. Яценко, Д. С. Гурский, Е. М. Сливко и др. – Киев : УкрГГРИ, 2002. – 331 с.
2. *Афанасьев В. П.* Поисковая минералогия алмаза / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, Н. П. Похиленко. – Новосибирск : Гео, 2010. – 650 с.
3. Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж : ВГУ, 2005. – 1663 с.
4. *Гулій В.* Використання об'єктів-еталонів родовищ алмазу в ході прогнозно-розшукових робіт у проблематиці сучасної алмазонасності / В. Гулій, І. Побережська // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2013. – Вип. 27. – С. 81–93.
5. *Гулій В. М.* До питання про генетичне обґрунтування прогнозних та пошукових критеріїв алмазних родовищ / В. М. Гулій, В. М. Загнітко // Проблеми алмазонасності території України. – К., 2004. – С. 84–95.
6. *Джейкс А.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / А. Джейкс, Дж. Луис, К. Смит. – М. : Мир, 1989. – 430 с.
7. *Довгань Р. М.* Хмельницько-Одеський ортократон як головна літосферна мегаструктура країни Східноєвропейської платформи та його пошукова привабливість на алмази / Р. М. Довгань, В. А. Єнтін, В. М. Павлюк // Мін. ресурси України. – 2009. – № 1. – С. 6–10.
8. *Довгань Р. Н.* Бандуровская палеовулканическая структура и связанные с ней перспективы алмазонасности / Р. Н. Довгань, В. А. Ентин, В. Н. Павлюк // Мін. ресурси України. – 2006. – № 4. – С. 22–28.
9. *Калашник Г. А.* Результаты геохимических исследований под час проведения геолого-прогнозных работ на алмази в межах північно-східної частини Кіровоградського блоку Українського щита / Г. А. Калашник // Мін. ресурси України. – 2007. – № 1. – С. 8–11.
10. *Корольков А. Т.* Алмазная экспедиция 1947 г. Михаила Одинцова / А. Т. Корольков // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. – 2017. – Т. 22. – С. 82–91.
11. Мікрровключення у самотканських мікроалмазах та їх природа / В. Квасниця, Р. Вирт, Р. Томас, М. Таран // Геолог України. – 2006. – № 2. – С. 25–35.
12. *Моор Г. Г.* Перспективы алмазонасности севера Центральной Сибири / Г. Г. Моор // Проблемы Арктики. – 1940. – № 3. – С. 124–134.
13. Новый генетический тип алмазных месторождений / Л. Д. Лаврова, В. А. Печников, А. М. Плешаков и др. – М. : Научный мир, 1999. – 228 с.

14. Открытие века: алмазоносная кимберлитовая трубка Зарница / [под ред. Н. П. Юшкина]. – Сыктывкар : Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2014. – 200 с.
15. Перспективы коренной алмазоносности Украины / Ю. В. Гейко, Д. С. Гурский, Л. И. Лыков и др. – Киев ; Львов : Центр Европы, 2006. – 200 с.
16. Поиски алмазов в Приазовском блоке Украинского щита / Е. М. Шеремет, М. А. Козарь, С. Н. Стрекозов и др. – Донецк : Ноулидж, 2014. – 367 с.
17. Раевский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна / Э. И. Раевский. – М. : Изд-во АН СССР, 1959. – 179 с.
18. Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки / В. С. Соболев. – М. : Госгеолиздат, 1951. – 127 с.
19. Соболев В. С. Петрология трапшов Сибирской платформы / В. С. Соболев. – Л. : Изд-во Главного управления Севморпути, 1951. – 126 с.
20. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазоносности / Н. В. Соболев // Геология и геофизика. – 1971. – № 3. – С. 70–80.
21. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии / Н. В. Соболев. – Новосибирск : Наука, 1974. – 264 с.
22. Супруненко М. С. Про перспективи пошуків корінних джерел алмазів у межах Дубровської ділянки Шепетівської площі / М. С. Супруненко, М. М. Костенко, Б. Л. Висоцький // Мін. ресурси України. – 2008. – № 2. – С. 14–15.
23. Харьков А. Д. История алмаза / А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, В. М. Зуев. – М. : Недра, 1997. – 601 с.
24. Цимбал Ю. С. Типоморфізм алмазу та його мінералів-супутників з осадових порід західної частини Українського щита / Ю. С. Цимбал. – К. : Наук. думка, 2014. – 207 с.
25. Aplicação da metodologia multidisciplinar de estudo das granadas mantélicas para avaliação do potencial diamantífero de kimberlitos, exemplo clássico: província de Arkhangelsk, Federação Russa / Viktor Konstantinovich Garanin, Woldemar Iwanuch, Galina Petrovna Kudriavtseva & Elena Rudolfovna Vasileva // Revista Brasileira de Geociências. – 2001. – Vol. 31, N 3. – P. 497–504.
26. Atkinson W. J. A review of the kimberlitic rocks of Western Australia / W. J. Atkinson, F. E. Hughes, C. B. Smith // Kimberlites. I: Kimberlites and related rocks. – Amsterdam : Elsevier, 1984. – P. 195–224.
27. Camsell C. A new diamond locality in the Tulameen District, British Columbia / C. Camsell // Econ. Geol. – 1911. – Vol. 6. – P. 604–611.
28. Clements B. The Canadian diamond business: 25 years and going strong / B. Clements // SEG Newsletter. – 2007. – N 108. – P. 11–18.
29. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana / R. Capdevila, N. Arndt, J. Letendre et al. // Nature. – 1999. – Vol. 399. – P. 456–458.
30. Du Toit A. L. Recent diamond prospecting in South Africa / A. L. Du Toit // Econ. Geol. – 1930. – Vol. 25. – P. 653–657.
31. Freise F. W. The diamond deposits on the upper Araguaya River, Brazil / F. W. Freise // Econ. Geol. – 1930. – Vol. 25. – P. 201–207.
32. Hartog V. Petrographic note on the diamond-bearing peridotite of Kimberley, South Africa / V. Hartog // Econ. Geol. – 1909. – Vol. 4. – P. 438–469.
33. Harvey S. E. Kimberlites of Central Saskatchewan: Compilation and significance of indicator mineral geochemistry with respect to diamond potential / S. E. Harvey, B. A. Kjarsgaard, L. I. Kelley // Summary of Investigations. – 2001. – Vol. 2. – P. 147–161.

34. *Janse A. J. A.* History of Diamond Sources in Africa. Part II / A. J. A. (Bram) Janse // *Gems & Gemology*. – 1996. – Vol. 32, N 1. – P. 2–30.
35. Kimberlite-hosted diamond deposits of Southern Africa: A review / M. Field, J. Stiefenhofer, J. Robey, S. Kurszlaukis // *Ore Geology Reviews*. – 2008. – Vol. 34. – P. 33–75.
36. *Kjarsgaard B. A.* Kimberlite diamond deposits // *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* [ed. by W. D. Goodfellow] / Bruce A. Kjarsgaard // *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*. – 2007. – Special Publication N 5. – P. 245–272.
37. *Layton-Matthews D.* Mineral chemistry: modern techniques and applications to exploration / D. Layton-Matthews, C. Hamilton, M. B. McClenaghan // *Application of Indicator Mineral Methods to Mineral Exploration : 26th Intern. Applied Geochemistry Symp., short course SC07* [ed. by M. B. McClenaghan, A. Plouffe, D. Layton-Matthews]. – *Geological Survey of Canada*, 2014. – P. 9–18.
38. *Marmo J.* Diamond exploration in Finland / J. Marmo, H. O'Brien, M. Lehtonen // *EXPLORE Newsletter*. – 2008. – N 138. – P. 8–11.
39. *Mazadiego-Martínez L. P.* The 15th International Geological Congress, South Africa (1929): The Resurgence of Wegener's Continental Drift Theory / Luis Felipe Mazadiego-Martínez, Octavio Puche-Riart // *Episodes*. – 2013. – Vol. 36, N 2. – P. 125–137.
40. *McClenaghan M. B.* Indicator mineral methods in mineral exploration / M. Beth McClenaghan // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. – 2005. – Vol. 5. – P. 233–245.
41. *Miser H. D.* Diamond-bearing peridotite in Pike County, Arkansas / H. D. Miser, C. S. Ross // *Econ. Geol.* – 1922. – Vol. 17. – P. 662–674.
42. *Oppenheim V.* Diamonds in the Northeastern Bolivian Andes / V. Oppenheim // *Econ. Geol.* – 1943. – Vol. 38. – P. 658–661.
43. *Paulen R. C.* Kimberlite and base metal indicator minerals in glacial sediments of Northern Alberta, Canada / R. C. Paulen, A. Plouffe, I. R. Smith // *EXPLORE Newsletter*. – 2008. – N 138. – P. 1–7.
44. *Penrose R. A. F., Jr.* The Premier diamond mine, Transvaal, South Africa / R. A. F. Penrose, Jr. // *Econ. Geol.* – 1907. – Vol. 2. – P. 275–284.

Стаття: надійшла до редакції 06.09.2019
прийнята до друку 04.10.2019

Vasyl Guliy, Serhii Bekesha, Iryna Poberezhska

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005,
vgul@ukr.net*

**PECULIARITIES OF TRADITIONAL MINERALS-INDICATORS
APPLICATION IN PROGNOSIS, EXPLORATION AND SEARCHING
OF POTENTIAL DIAMOND-BEARING OBJECTS**

Peculiarities of minerals-indicators application for prognosis and exploration of diamond-bearing rocks as well as its deposits are characterized. Since the first discovery of diamonds in the South Africa in the second part of the 19th century entailed new finds in surrounding places and in all over the world. Following these discoveries a set of new ideas on possible importance of some minerals which accompanied of diamond in placers or even hard rocks had been appeared among geologists-specialists and hunters for the nice and rich mineral. Garnet, ilmenite, spinel have been established as typical minerals in washing alluvial materials and hard rocks after mechanical recovery of diamonds from kimberlites. That time was a beginning of working out of special exploration methods to find similar objects or to determine specific of source rocks. Results of application of these minerals as indicators during prognosis and searching of diamonds among various diamond-bearing genetic types of rocks were positive. Chemical composition, shape and physical properties of garnet, Cr-spinel, Cr-diopside, ilmenite rich in titanium are regarded now as official data to determine perspective sectors or barren rocks. Some modifications of characteristic and list of indicator minerals had been changed in modern time due to troubles during exploring in regions with specific climate (for example, in Canada with extremely polar sedimentations) and in areas of development of another types of diamond bearing rocks (for example, in territories rich in metamorphic diamond bearing rocks of the Kumdykol type).

Probabilistic, but not genetic, relationship between diamond and coexisting indicator minerals is the most significant uncertainty in application of the indicator minerals for discovery new deposits. Second important problem is a great variation in amounts of indicator minerals and their specific forms from place to place even within very similar rocks. Geophysical survey (for example, different variants of magnetic survey) is very important addition to modern exploration methods. Discovery of the new diamond bearing Arkhangelsk Province was made mainly due to involving of magnetic survey with mineralogical investigations.

To determine possible genetic type of diamond bearing rocks is necessary before exploration and searching of potential diamond bearing objects. Erroneous points of view on possible origin of diamond bearing rocks even in areas with direct finds of diamond during testing of washing samples led to great mistakes in prognosis projects. For example, famous discovery of diamonds in limits of the Siberia Platform was made only after number of year's vain exploration because of utilization of indicator minerals which are typical for traps, skarns, PGE ores, but not for kimberlites.

We detected bases of minerals-indicators application during exploration of diamond-bearing rocks in Ukraine. Common order of different indicators testing for exploration projects was used during works at the different parts of the Ukrainian Shield, but without positive results. Some diamond finds suggested on a couple of different initial sources although it is only the beginning of long exploration. Obtained data on chemical composition of the garnet, ilmenite and Cr-spinel from different authors we estimated with series of typical diagram and histograms of distribution significant components to select perspective objects. Unfortunately, obtained concentrations of

figurative points at the diagrams create joint fields without any reasonable results. There is a necessity to do additional investigations in this direction.

Key words: diamond, mineral-indicators, exploration, searching, South Africa, Sakha (Yakutia), Ukrainian Shield.

УДК 549:552.5(477-534)

Петро Білоніжка, Юрій Дацюк

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
mineral@franko.lviv.ua*

ВПЛИВ ЕНДОГЕННИХ ПРОЦЕСІВ НА ФОРМУВАННЯ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ОСАДОВИХ ПОРІД (НА ПРИКЛАДІ ГІРСЬКОГО КРИМУ)

Наведено результати вивчення аутигенних мінералів в осадових породах Гірського Криму. Новоутворені мінерали й мінеральні асоціації представлені смектитами, цеолітами, кременями, глауконітом, фосфоритом, магнетитом та ільменітом. Вони утворилися під час підводного звітрювання пірокластичного матеріалу, принесеного атмосферними потоками з місць виверження вулканів, та з гідротермальних розчинів, які проникали в донні відклади морських басейнів по конседиментаційних розломах. Фазовий склад новоутворених мінералів вивчено дифрактометричним аналізом, а їхні мікроструктури – під електронним мікроскопом. Наявність у кременях і фосфоритах викопних форм коколітів, діатомей, кремнієвих губок і радіолярій свідчить про вплив на їхнє утворення не тільки ендегенних процесів, а й мікроорганізмів.

Ключові слова: аутигенні мінерали, осадові породи, вулканічний попіл, гідротермальні розчини, мікроорганізми, Гірський Крим.

Вступ. Осадові породи верхньої оболонки земної кори представлені глинами, аргілітами, алевролітами, пісковиками, які утворилися в морських седиментаційних басейнах з теригенного піщано-глинистого матеріалу, принесеного водними потоками з суходолу, та мергелями й вапняками, осадженими з морської води. Детальні мінералогічні дослідження засвідчують, що нерідко в осадових товщах наявні смектити й інші мінерали, які є продуктами зміни тонкодисперсного пірокластичного матеріалу (“замаскована пірокластичка”). Зокрема, Н. Вассоевич [11], який вивчав флішові формації в різних регіонах Землі, зазначив, що серед міцних темно-сірих аргілітів іноді трапляються тонкі прошарки глин, характерними ознаками яких є пластичність, некарбонатність, світлий колір і відсутність мікрофауни. Це бентонітові глини, головною складовою частиною яких є смектити. За даними В. Дріца та А. Косовської [13], смектити є представниками початкової стадії підводного звітрювання (гальміролізу) базальтів і пірокластичного матеріалу; вони поширені регіонально й мають високу фемічність. Часто смектити перебувають у парагенетичній асоціації з селадонітом, глауконітом, цеолітами й іншими аутигенними мінералами [14]. Прояви селадоніт-глауконітової мінералізації виявлено в межах багатьох підводних вулканічних утворень Японського моря [12].

Отже, в осадових породах наявні аутигенні мінерали, які утворилися завдяки підводному звітрюванню вулканогенного матеріалу або з гідротермальних розчинів, що

проникали в донні відклади морських басейнів по конседиментаційних розривних порушеннях.

Нижче наведено результати наших досліджень осадових порід Гірського Криму, у яких виявлено аутигенні мінерали, що сформувалися завдяки звітрюванню привнесеного пірокластичного матеріалу та з гідротермальних розчинів [2–9].

Методи дослідження. Опис стратиграфічних розрізів флішової формації T_3-J_1 і карбонатних відкладів крейди й палеогену, а також відбирання взірців для мінералогічних досліджень виконано під час проведення навчальної геологічної практики студентів на Кримському півострові, у межиріччі Бодраку й Качі.

Для вивчення фазового складу глинистих мінералів виконано гранулометричний аналіз осадових порід і відібрано глинисту фракцію розміром $< 0,01$ мм методом відмюлювання. Мономінеральну фракцію глауконіту виділено з піщаних фракцій розміром 0,10–0,25 і 0,25–0,50 мм електромагнітною сепарацією, а магнетиту й ільменіту (0,10–0,25 мм) – магнітом. Фазовий склад мінералів визначали дифрактометричним аналізом, а мікроструктуру мінералів вивчали під сканувальним електронним мікроскопом.

Результати дослідження. У процесі детального вивчення стратиграфічного розрізу флішу в околиці с. Прохолодне на східному схилі гори Патіль виявили декілька тонких (3–5 см) і один потужніший (40 см) прошарок ясно-сірої пластичної бентонітової глини, яка залягає на прошарку інтенсивно змінених туфів. Дифрактометричним аналізом визначено, що глиниста фракція ($< 0,01$ мм) цієї породи складена, головню, зі **сметтиту** (1,6 нм) з домішками гідролюди (1,0, 0,506, 0,334 нм) і кварцу (0,425, 0,334 нм), тоді як глинисті мінерали темно-сірих аргілітів представлені гідролюдою (1,0, 0,497, 0,334 нм) з домішкою змішаношаруватої фази гідролюда–сметтит (1,17 нм), тобто за складом і походженням бентонітової глини й аргіліти значно відрізняються (рис. 1).

Сметтити також є суттєвою складовою частиною глинистого матеріалу мергелів і незначною домішкою вапняків верхньої крейди й палеогену. На дифрактограмах усіх глинистих фракцій розміром $< 0,01$ мм, виділених з цих порід, зафіксовано дуже інтенсивний базальний рефлекс сметтиту (1,5 нм) з домішками гідролюди, кварцу й цеоліту кліноптилоліт-гейландитової групи (0,88, 0,78 нм) (рис. 2).

Цеоліти представлені дрібненькими таблитчастими і призматичними кристаликами, розсіяними в глинистій субстанції. За даними А. Косовської [15], мінерали цієї групи поширені в мезо-кайнозойських осадових і вулканогенно-осадових породах на континентах та в сучасних донних осадах морів і океанів.

Зазначимо, що в досліджуваному районі не зафіксовано прояви вулканізму пізньокрейдового й еоценового часу. Проте відомо, що під час виверження вулканів тонкодисперсний вулканічний попіл піднімається високо в атмосферу й потоками повітря переноситься на сотні–тисячі кілометрів. Згідно з дослідженнями О. Муранова [17], на Землі є понад 2 500 вулканів, з яких 600 активні, а інші згаслі. Проте і згаслі вулкани часом “оживають”. Більшість вулканів розташована вздовж берегової лінії Тихого океану, в Індонезії, Японії, на Камчатці, у так званому вогняному поясі Землі.

У 79 р. в Італії недалеко від Неаполя відбувся потужний вибух вулкана Везувій, який засипав пірокластичним матеріалом міста Геркуланум і Помпея. Під час розкопок, які розпочали ще у 18 ст., з’ясовано, що потужність товщі вулканічних уламків і попелу досягала 10–12 м, виявлено амфітеатр, вулиці, зруйновані будівлі, бібліотеку, останки людей тощо.

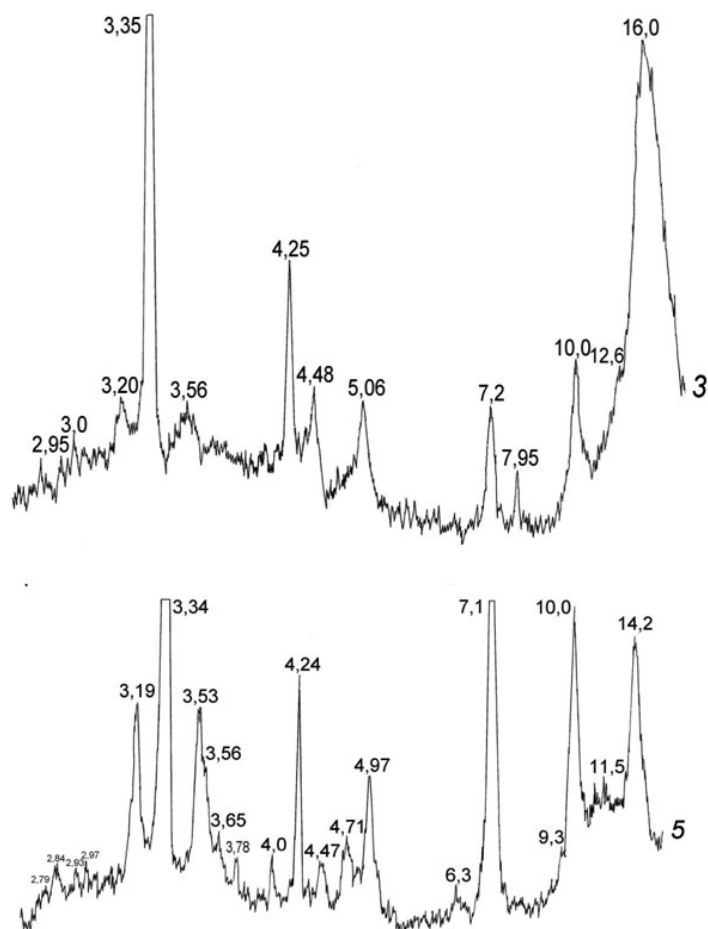


Рис. 1. Дифрактограми глинистих фракцій (< 0,01 мм), виділених із прошарку бентонітової глини у флішовій товщі (3) та аргілітів верхньотаврійської світи флішу (5), Å.

У 1883 р. в Індонезії відбувся надпотужний вибух вулкана Кракатау, під час якого в атмосферу було викинуто майже 18 км^3 вулканічного попелу і газів на висоту до 30 км. Вони розсіялися на земній поверхні на відстані до 5 300 км. Слабкі виверження Кракатау були 1928 і 1933 рр.

У 1952 р. за 250 км від столиці Японії Токіо вибухнув підводний вулкан, хмари попелу якого піднялися в атмосферу на висоту до 7–8 км.

Оцінюючи процеси вулканізму, акад. О. Заварицький зазначав, що вулканізм у житті нашої планети й, особливо, в її історії має винятково важливе значення; не може бути геологічного вивчення земної кулі без чіткого уявлення про сутність вулканічних процесів [17].

Кремені. У верхньокрейдових і палеогенових мергелях і вапняках Гірського Криму виявлено тонкі прошарки, лінзи й конкреції кременів. За даними рентгенівського аналізу, вони складені халцедоном з домішкою низькотемпературного кристобаліту [5].

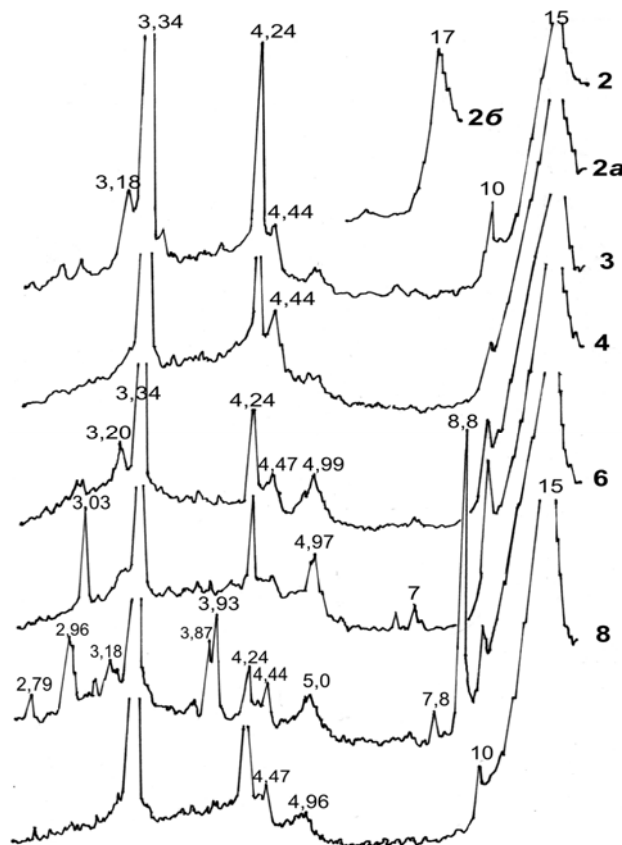


Рис. 2. Дифрактограми глинистих фракцій (< 0,01 мм), виділених із верхньокрейдових карбонатних порід Гірського Криму:

2 – мергель сеноману, гора Кремінна; 2a – фракція < 0,001 мм, виділена з тієї ж породи; 2b – фракція < 0,01 мм, оброблена етиленгліколем; 3 – пелітоморфний вапняк, верхній турон, гора Кремінна; 4 – кірочки глини на поверхні стилітових утворень вапняку, верхи турону, окраїна с. Трудолюбівка; 6 – прошарок бентонітової глини в мергелях сантону, там же; 8 – мергель, верхи маастрихту, окраїна с. Скалисте.

Під електронним мікроскопом у мікропорожнинах кременів виявлено натічні утворення сферичної форми, імовірно, опалу, представлені тонкими паличкоподібними індивідами (рис. 3), та цеоліти планкоподібної форми (рис. 4). Подібні утворення в кременях відомі в осадових породах інших районів [20, 23].

Важливо, що досліджувані кремені поширені не по всьому стратиграфічному розрізу карбонатних порід, а тільки в деяких його частинах. Це пов'язано з проявами ендегенних процесів, які час від часу відбувалися в досліджуваному районі.

Зауважимо, що вміст Si в морській воді дуже низький – 3 мг/л; хомогенне осадження кремнезему можливе тільки в тому випадку, коли концентрація Si досягає 100–120 мг/л залежно від рН середовища. Тому хомогенним способом кремені формуються лише в безпосередній близькості до джерел надходження гідротерм у донні відклади седиментаційних басейнів.

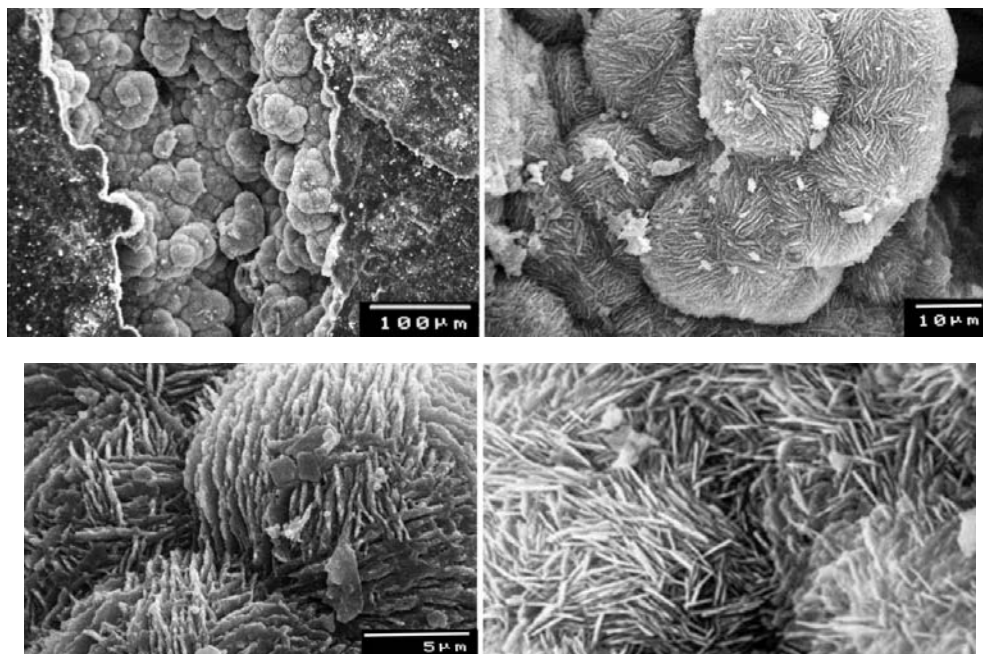


Рис. 3. Опал у мікропорожнинах кременю.

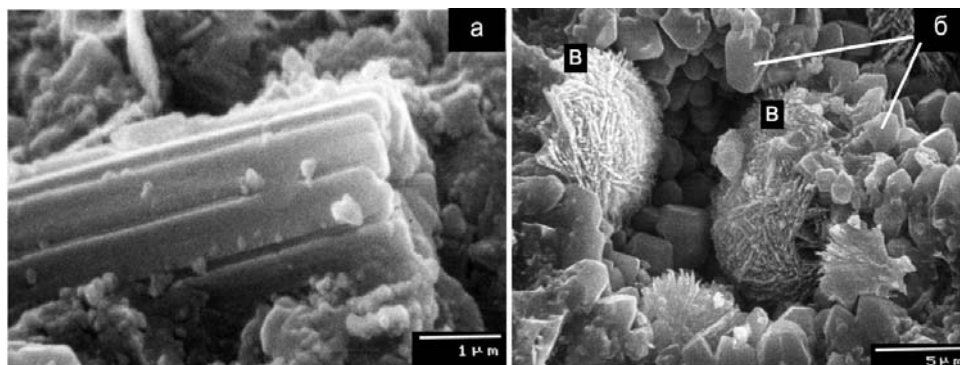


Рис. 4. Цеоліти в мікропорожнинах кременю.

Під електронним мікроскопом у кременях виявлено фрагменти губок, діатомей, радіолярій [2, 5]. Наявність мікрофауни свідчить про біогенне походження кременів. Очевидно, вміст Si в морській воді був недостатній для його осадження хімічним способом. Своєрідною особливістю кремнієвих мікроорганізмів є здатність концентрувати (у десятки–сотні разів) для своїх потреб силіцій з морської води [2].

Глауконіт. На нерівній, хвилястій поверхні (унаслідок підводного розмивання) мергелів маастрихту залягають карбонатні пісковики датського ярусу, а мергелів танету – глини іпрського ярусу. У них виявлено розсіяні, місцями скупчені зерна глауконіту (рис. 5) та виділення фосфориту.

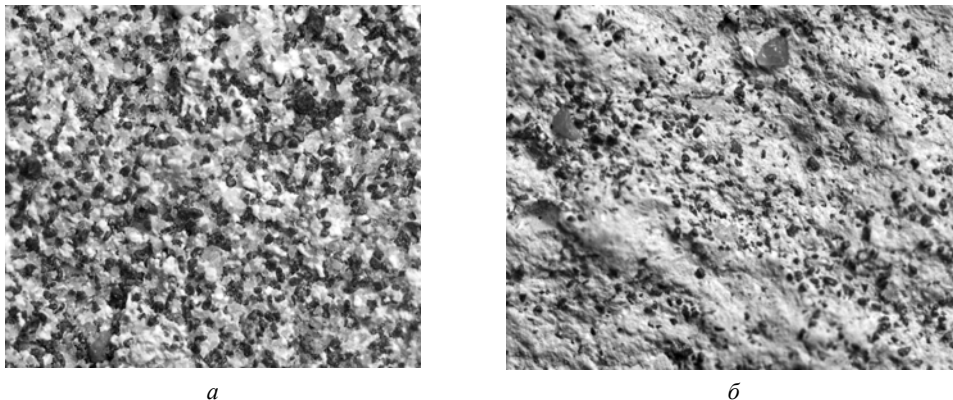


Рис. 5. Глауконіт з кишень розмивання в покрівлі мергелів маастрихту (а) та розсіяний глауконіт в основі шару глин іпрського ярусу (б).

Зерна глауконіту округлої, овальної, ниркоподібної форми (рис. б), темно-зеленого до чорного кольору. Особливістю зерен глауконіту з відкладів, які залягають на розмитій покрівлі танетських мергелів, є наявність тріщин синерезису, заповнених кремнеземом і кальцитом, тоді як зерна глауконіту з відкладів, що залягають на покрівлі розмитих піщаних мергелів маастрихту, мають гладку блискучу поверхню без тріщин синерезису. Очевидно, перший з них первинний, седиментаційний, а другий – перевідкладений і перекристалізований. За фазовим складом і мікроструктурою виявлений глауконіт подібний до мінералу з осадових порід інших районів [21].

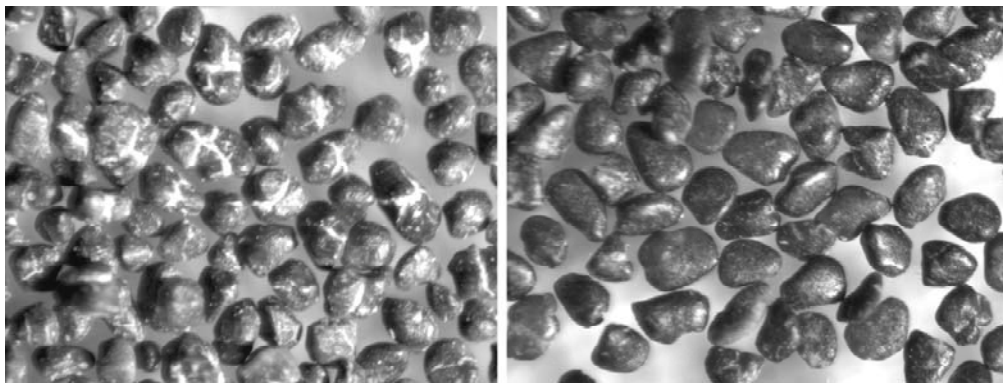


Рис. 6. Форма зерен глауконіту.

Імовірно, досліджуваний глауконіт утворився з гідротермальних розчинів, змішаних з морською водою. Про формування глауконіту завдяки розкладанню вулканічних утворень та з гідротермальних розчинів зазначено у працях багатьох дослідників [12, 16–18 та ін.]. Відомо, що вміст заліза й алюмінію в морській воді дуже низький – $1 \cdot 10^{-6} \%$ [19]. Тому для утворення глауконіту потрібні інші джерела цих елементів, зокрема, гідротерми.

Важливу інформацію щодо поширення й умов формування глауконіту одержано на підставі вивчення сучасних донних осадів морів і океанів [12, 16]. З'ясовано, що в сучасних донних осадах Тихого океану глауконіт поширений близько до континентів і

острівних дуг на шельфі й континентальному схилі вздовж усього узбережжя океану. Межа його поширення майже цілком збігається з так званою андезитовою лінією, яка контролює також поширення базальтів андезитової зони (рис. 7).



Рис. 7. Поширення глауконіту вздовж узбережжя Тихого океану:
1 – глауконіт; 2 – андезитова лінія (Фізико-географічний атлас світу, 1964).

Фосфорити. У парагенетичній асоціації з глауконітом перебувають фосфорити, які мають округлу, видовжену й неправильну форму (рис. 8). Чорна поверхня фосфоритів часто покрита численними хаотично розміщеними ниткоподібними утвореннями ясно-сірого кольору. Вони, як і основна маса фосфориту, представлені карбонатфторопатитом [3].

Досліджено мікроструктуру фосфоритів. У них виявлено добре збережені викопні форми коколітів, фрагменти губок [3] і таблитчасті кристалики апатиту (рис. 9).

Вміст фосфору в морській воді також дуже низький – $7 \cdot 10^{-6} \%$ [19]. Очевидно, і фосфорити, і глауконіт у досліджуваних відкладах Гірського Криму утворилися з гідротермальних розчинів та під впливом мікроорганізмів.

Досліджуючи фосфорити з дна океанів, Г. Батурін дійшов висновку [1], що вони формуються в ділянках апвелінгу не хемогенно, а біогенно. Вплив вулканізму на утворення фосфоритів описала й Н. Бродська [10].

Ільменіт і магнетит. У Гірському Криму мергелі сеноману стратиграфічно незгідно залягають на карбонатних пісковиках верхнього альбу (враконський горизонт). На контакті цих відкладів у південно-західній околиці с. Прохолодне виявлено прошарок (20–30 см) перевідкладеного карбонатного пісковика (рис. 10) з напівобточеними гравійними зернами кварцу з зеленою облямівкою пелітоморфного матеріалу та розсіяними чорними вкрапленнями.

Дифрактометричний аналіз засвідчив, що зелений мінерал представлений смектитом (1,5 нм) (рис. 11), а чорні вкраплення – магнетитом (0,295, 0,253, 0,242, 0,209, 0,1713, 0,1616, 0,1484 нм) та ільменітом (0,274, 0,253, 0,228, 0,1860 нм). Рудні мінерали утворюють кристалики і зростки. Форма кристалів магнетиту октаедрична, рідше ромбододекаедрична, а ільменіту – таблитчаста і пластинчаста (рис. 12). Детальніше ці мінерали описано у праці [7].

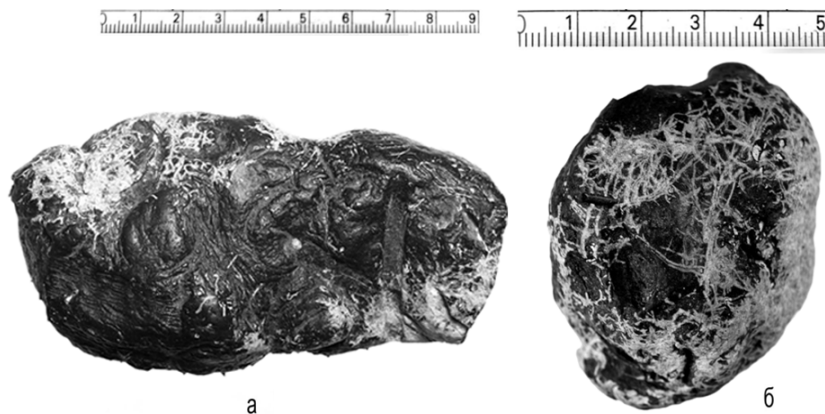


Рис. 8. Конкреції фосфоритів.

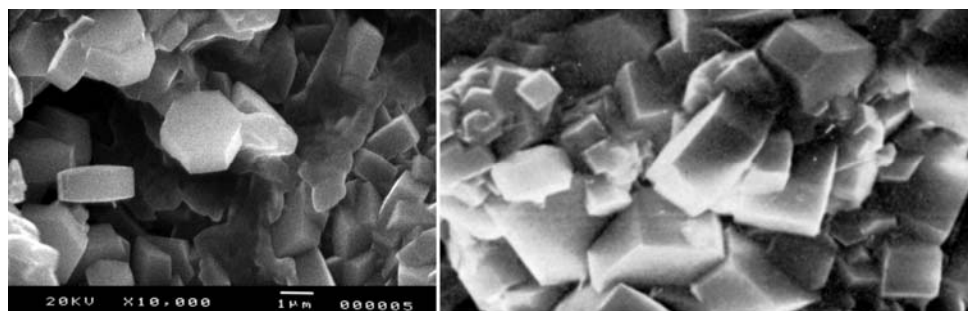


Рис. 9. Таблитчасті кристали апатиту з фосфоритів.



Рис. 10. Перевідкладений карбонатний пісковик.

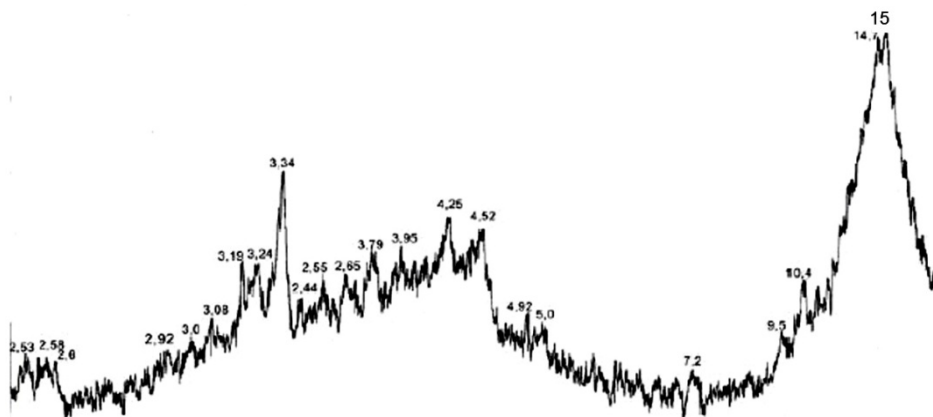
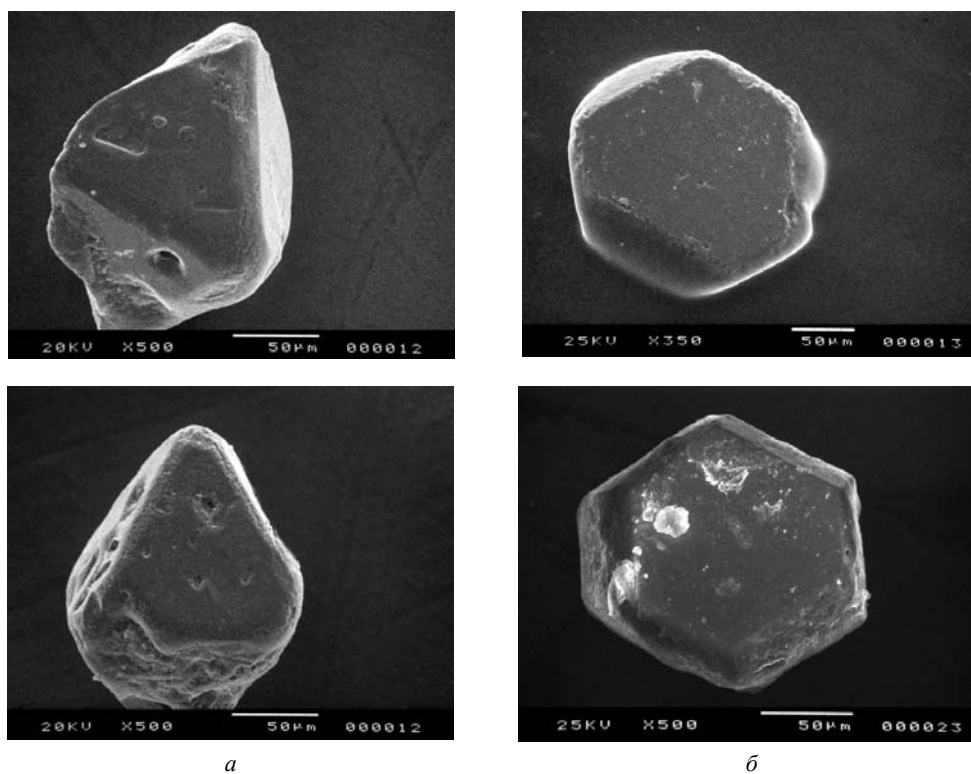


Рис. 11. Дифрактограма смектиту з перевідкладеного карбонатного пісковику, Å.



a

б

Рис. 12. Морфологія кристалів магнетиту (*a*) та ільменіту (*б*) під електронним мікроскопом.

Висновки. Результати виконаних досліджень дають підстави зробити такі висновки. У відкладах осадових порід Гірського Криму нерідко трапляються смектити, цеоліти, кремені, глауконіт, фосфорити, рідше ільменіт і магнетит, які утворилися в морських

седиментаційних басейнах завдяки підводному звітрюванню вулканічного попелу та з гідротермальних розчинів.

Наявність у кременях і фосфоритах фрагментів і добре збережених викопних форм коколітів, діатомей, кремнієвих губок і радіолярій свідчить про вплив на аутигенне мінералоутворення не тільки ендегенних процесів, а й мікроорганізмів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов / Г. Н. Батурич. – М. : Наука, 1978. – 231 с.
2. Білоніжка П. Нариси з мінералогії Гірського Криму (межиріччя Бодраку і Качі) / П. Білоніжка. – Львів, 2017. – 166 с.
3. Білоніжка П. Фосфорити з палеогенових відкладів Криму / П. Білоніжка, Ю. Дацюк // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2011. – Вип. 25. – С. 114–124.
4. Білоніжка П. Електронно-мікроскопічне вивчення глауконіту з палеогенових відкладів Криму / П. Білоніжка, Ю. Дацюк // Мінерал. зб. – 2013. – № 63, вип. 2. – С. 106–113.
5. Білоніжка П. Мінеральний склад і мікроструктура кременів із верхньокрейдових і палеогенових відкладів басейну р. Бодрак (Крим) / П. Білоніжка, Ю. Дацюк // Мінерал. зб. – 2014. – № 64, вип. 1. – С. 118–125.
6. Білоніжка П. Деякі аспекти геологічної будови і мінерального складу флішової формації в басейні р. Бодрак (Крим) / П. Білоніжка, Л. Генералова, О. Шваєвський // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2010. – Вип. 24. – С. 109–120.
7. Білоніжка П. Магнетит та ільменіт із зони підводного розмивання карбонатного пісковика верхнього альбу в межиріччі Бодрака і Качі (Гірський Крим) / П. Білоніжка, Ю. Дацюк, С. Бекеша // Мінерал. зб. – 2017. – № 67, вип. 1. – С. 82–89.
8. Білоніжка П. М. Сліди вулканізму в палеогенових відкладах Гірського Криму (за даними мінералогічних досліджень) / П. М. Білоніжка // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2002. – Вип. 16. – С. 96–101.
9. Білоніжка П. М. Вплив вулканізму на формування верхньокрейдових відкладів Криму / П. М. Білоніжка // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2004. – Вип. 18. – С. 96–101.
10. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов / Н. Г. Бродская. – М. : Наука, 1974. – 199 с.
11. Вассоевич Н. Б. Флиш и методы его изучения / Н. Б. Вассоевич. – Л. ; М. : Гостоптехиздат, 1948. – 216 с.
12. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря / М. И. Липкина, В. А. Дриц, С. И. Ципурский и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1987. – № 10. – С. 92–111.
13. Дриц В. А. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1990. – 206 с.
14. Дриц В. А. Глинистые минералы: слюды, хлориты / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1991. – 177 с.

15. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов / А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, М. Я. Кац // Природные цеолиты. – М. : Наука, 1980. – С. 8–30.
16. *Логвиненко Н. В.* К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана / Н. В. Логвиненко, И. И. Волков, А. Г. Розанов // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 2. – С. 3–13.
17. *Муранов О.* Незвичайне і грізне в природі / О. Муранов. – К. : Веселка, 1976. – 351 с.
18. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море) / Г. Ю. Бутузова, В. А. Дриц, Н. А. Лисицина, С. И. Ципурский // Литология и полезные ископаемые. – 1983. – № 5. – С. 82–88.
19. Справочник по геохимии / Г. В. Войткевич, А. В. Кокин, А. Е. Мирошников, В. Г. Прохоров. – М. : Недра, 1990. – 480 с.
20. *Ilieva A.* Structural state of opal siliceous rocks, Eastern Rhodope / A. Ilieva, B. Mihailova // Compt. rend. Acad. Bulg. Sci. – 2002. – Vol. 55, N 2. – P. 65–70.
21. Mineralogical characteristics and geological significance of Albian (Early Cretaceous) glauconite in Zanda, southwestern Tibet, China / Xiang Li et al. // Clay Minerals. – 2012. – Vol. 47. – P. 45–58.
22. *Tschernich R. W.* Zeolites of the world / Rudy W. Tschernich. – Geoscience Press, Inc., 1992. – 563 p.
23. *Welton J. E.* SEM Petrology Atlas / Joann E. Welton. – American Association of Petroleum Geologists, 1984. – 237 p.

*Стаття: надійшла до редакції 05.09.2019
прийнята до друку 04.10.2019*

Petro Bilonizhka, Yurii Datsiuk

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskoho St., Lviv, Ukraine, 79005,
mineral@franko.lviv.ua*

THE INFLUENCE OF ENDOGENIC PROCESSES ON THE FORMATION OF SEDIMENTARY ROCKS MINERAL COMPOSITION (BY EXAMPLE OF MOUNTAIN CRIMEA)

The results of the study of authigenous minerals in the sedimentary rocks of Mountain Crimea (interfluvium of Bodrak and Kacha rivers) are presented. Neogenic minerals and mineral associations are represented by smectites, zeolites, flints, glauconite, phosphorite, magnetite and ilmenite. For the study of minerals, a granulometric analysis of sedimentary rocks was performed, the clay fraction and monomineral fractions of glauconite, magnetite, and ilmenite were selected. The phase composition of the minerals was determined by diffractometric analysis, and the microstructure of the minerals was studied under a scanning electron microscope.

The investigated bentonites and dark gray argillites differ considerably in composition and origin: the clay fraction of the former is represented by smectites with admixture of hydromica

and quartz, and the second – by hydromica with an admixture of mixed-layer phase hydromica-smectite.

Thin layers, lenses, and nodules of flints are found in Upper Cretaceous and Palaeogene marls and limestones. They are composed of chalcedony with an admixture of low-temperature cristobalite, contain opal and zeolites in microcavities. Fragments of sponges, diatoms, and radiolarians were found in flints. In the carbonate sandstones of the Danian stage, primary, sedimentary glauconite is present, and in the clays of the Ypresian stage, it is redeposited and recrystallized. In paragenetic association with glauconite are phosphorites, the groundmass of which is composed of carbonate-fluorine-apatite. In the layer (20–30 cm) of the redeposited carbonate sandstone (south-western outskirts of the Prokholodne-village), the grains and crystals of magnetite and ilmenite have been found.

The results of the mineralogical and geochemical studies made it possible to conclude that the described minerals have been formed in marine sedimentation basins due to the underwater weathering of volcanic ash and hydrothermal solutions. The presence in flints and phosphorites of fragments and well-preserved fossil forms of coccoliths, diatoms, silicon sponges and radiolarians testifies to the impact on authigenous mineral formation not only of endogenous processes, but also of microorganisms.

Key words: authigenous minerals, sedimentary rocks, volcanic ash, hydrothermal solutions, microorganisms, Mountain Crimea.

УДК 550.46+546.1

Святослав Кушнір

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060,
igggk@mail.lviv.ua*

НОВИНИ ТЕОРЕТИЧНОЇ ГІДРОГЕОХІМІЇ

Наведено огляд досягнень дослідницької групи Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України за такими напрямками: 1) структура і властивості чистої води за різних термобаричних умов; 2) деякі закономірності структурування у воді; 3) барботажні хімічні ефекти в розчинах солей; 4) молекулярна структура інтерфейсу повітря/вода та її вплив на швидкість випаровування води.

Ключові слова: вода, структура води, структуральний аналіз, барботажний хімічний ефект, структура поверхні, механізм випаровування.

Вступ. Теоретичною основою гідрогеохімії завжди була фізична хімія. Проте наприкінці ХХ ст. рівень розвитку цієї науки все ще не давав змоги пояснити природу багатьох гідрогеохімічних процесів, особливо появу вертикальної гідрохімічної зональності пластових вод, самочинне підвищення концентрації порових вод у деяких морських осадах, утворення кислотних аерозолів із явно лужної морської води. Поява структурної хімії води в середині ХХ ст. дала змогу довести, що рідка вода має особливу молекулярну структуру, у якій окремі молекули H_2O зв'язані між собою слабкими водневими зв'язками. Однак ці знання в гідрогеохімії практично ще не використовують (Хорн, 1972; Крайнов, 1992; Chaplin, 2009).

На початку ХХІ ст. у гідрогеологічній лабораторії Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України створено дослідницьку групу, завданням якої було вивчити можливості застосування методів фізико-хімічного аналізу під час дослідження гідрогеохімічних даних за свердловинами. Одержані результати засвідчили, що в підземних водах, крім фільтрації й дифузії, мусить бути ще якийсь третій вид руху води. Теоретичним аналізом з'ясовано, що таку роль може виконувати тільки бароосмос. Розробка цієї ідеї привела до створення теорії бароосмотичного концентрування підземних вод, за допомогою якої можна легко пояснити більшість зазначених гідрогеохімічних проблем. На підставі цієї теорії розроблено методику бароосмотичного аналізу гідрогеохімічних даних окремих свердловин, яка дає змогу визначати напрям та інтенсивність бароосмотичних потоків молекул H_2O між окремими водоносними горизонтами. Практичну придатність цієї методики перевірено на багатьох газових і нафтових родовищах Передкарпаття. Загальний огляд робіт цього циклу наведено у праці [5].

Після завершення досліджень осмотичних процесів робота дослідної групи була спрямована на поглиблене вивчення методами фізико-хімічного аналізу інших проблемних питань гідрогеохімії: вплив температури на структурування у воді; можливі

закономірності структурування; зміни у воді під час барботажу пасивних газів; будова інтерфейсу повітря/вода; молекулярні механізми випаровування. У 2018 р. дослідна група припинила роботу. Одержані результати узагальнено в новому циклі з 15 праць, з яких сім опубліковано в “Доповідях НАН України”. Нижче наведено огляд робіт цього циклу за відповідними напрямками. Праці інших авторів, близькі за тематикою, розглянуто у відповідних статтях. В огляді згадано лише тих дослідників, праці яких використано в процесі його підготовки.

Структура і властивості чистої води за різних термобаричних умов [2, 3, 9, 13]. Структурування води за допомогою водневих зв’язків (Н-зв’язків) відомо давно. Проте конкретні результати цього процесу за різних термобаричних умов досі не визначено. Виконаний нами фізико-хімічний аналіз змін ентропії та інших структурно залежних властивостей води під час нагрівання (до 374 °С) засвідчив, що може бути чотири різні типи структур, які змінюють послідовно один одного в процесі нагрівання. Цю стадійність пояснюють природним зменшенням кількості Н-зв’язків (k) основної маси молекул H_2O за рядом 3–2–1–0, оскільки саме вони визначають можливість виникнення різних структур. Справді, за $k = 3$ повинні утворюватися різні об’ємні структури, за $k = 2$ – тільки плоскі циклічні або ланцюгові, за $k = 1$ – тільки димери $(H_2O)_2$, а значення $k = 0$ характерне для води, у якій уже Н-зв’язків нема і вона може виявляти властивості простої молекулярної рідини. Приблизні межі існування кожного з типів структур та їхні важливі характеристики наведено в таблиці. Зазначимо, що взаємні переходи між цими структурами не можуть бути різкі. Тому води типу I часто мають домішки зі структурою вод типу II, а також незначні домішки димерів $(H_2O)_2$ і мономерів H_2O , які є неминучими дефектами динамічної конденсованої структури. Розглянемо детальніше властивості вод різних типів.

Зміни типів структури в чистій воді під час нагрівання (на лінії насичення)

Головні характеристики	Типи структури			
	I	II	III	IV
Кількість водневих зв’язків на одну молекулу H_2O	3	2	1	0
Температурний інтервал, °С	0–100	100–220	220–340	340–374
Молекулярна структура асоціатів-кластерів	$(H_2O)_n$, де $n = 6–20$	$(H_2O)_m$, де $m = 3–5$	$(H_2O)_2$	H_2O
Форма кластерів	Об’ємна	Плоска (циклічна)	Лінійна	–
Характер полімеризації	Об’ємна та поверхнева	Поверхнева	–	–

Води типу I за нормальних умов містять об’ємні кластери від N6 (“тригональний куб” $(H_2O)_6$) до N20 (“пентагональний додекаедр” $(H_2O)_{20}$) та їхні полімери. Кластерні молекули H_2O , які зв’язують окремі кластери в полімерну структуру, мають уже не три, а чотири Н-зв’язки. Тому їх можна трактувати як структурні залишки льоду, де всі молекули H_2O мають по чотири Н-зв’язки.

Сильна структуризація зумовлює високу в'язкість води, проте "мерехтливість" Н-зв'язків надає їй хорошу текучість. Легкі кластери N6–N8 відповідають за розчинність пасивних газів. Термодинамічна нестійкість цих кластерів приводить до дуже низької концентрації їх у воді та, відповідно, до низької розчинності газів. Під час нагрівання руйнуються, передусім, легкі кластери й полімерні структури, що приводить до швидкого зменшення розчинності газів.

На структуру вод типу I може впливати і значне збільшення тиску. Очевидно, що за 20 °C це повинно спричинити нагромадження термодинамічно і структурно стійкого N20. Проте аналіз даних про стискуваність води типу I засвідчив, що N20 залишається найстійкішим тільки до 50 °C. За вищої температури максимум стійкості переходить до менших кластерів. Можливо, що це N5 і N15, які чітко виділяються в мас-спектрі води.

Висока полярність молекул H₂O та більшості її асоціатів-кластерів надає водам типу I здатність легко розчиняти різні речовини йонної або полярної природи (солі, луги, кислоти, низькомолекулярні спирти тощо). У цьому разі йони солей легко руйнують малі кластери і зменшують розчинність газів, а зв'язування молекул H₂O у гідратних оболонках іонів приводить до помітного ущільнення структури (електрострикція). Проте загальна кластерно-полімерна структура вод типу I починає суттєво змінюватись тільки в розчинах достатньо високої концентрації.

Характерною особливістю вод типу I є наявність величезної кількості ізомерів, які відрізняються лише за орієнтацією молекул H₂O у структурі. Кластер N8, наприклад, має 450 таких ізомерів, а N10 – уже 2008 (Киров, 1996). Оскільки енергії Н-зв'язків у цих асоціатах дуже близькі, то досягнути термодинамічної рівноваги в системі важко. З цієї причини активована тим чи іншим способом вода може досить довго (до 30 хв) зберігати підвищену активність, тобто мати підвищену структурну температуру.

Води типу I найпоширеніші на нашій планеті. До них належать практично всі поверхневі води та підземні води невеликих глибин. Тому вони залучені в усі атмосферні процеси й діагенетичні перетворення в осадовій товщі. Зазначимо про біологічну роль цих вод: вони були колискою життя на Землі та головною умовою функціонування живої природи, яка забезпечила утворення величезних мас каустобіолітів.

У **водах туну II** основний компонент структури – плоскі циклічні кластери N4 і N5. Вони малонапружені, тому дуже стійкі. Через особливу орієнтацію молекул H₂O у цих структурах вони можуть полімеризуватися тільки з допомогою додаткових молекул H₂O, проте лише на поверхні рідини. Унаслідок цього на поверхні розділу повітря/вода утворюється плоска кластерно-полімерна сітка, яка практично визначає величину поверхневого натягу вод типу II. Оскільки на кривих зміни поверхневого натягу та ентропії пароутворення за 100 °C не видно явних змін, то можна припускати, що подібна кластерно-полімерна сітка є й на поверхні вод типу I, тільки там вона має бути значно густіша (відповідно до величини поверхневого натягу).

Відсутність об'ємної полімеризації значно знижує в'язкість вод типу II й підвищує їхню хімічну активність та розчинну здатність. Це приводить до різкого збільшення міграційної здатності сполук усіх металів і багатьох неметалів та до формування в надрах різних гідротермальних родовищ. Водночас такі води можуть значно прискорювати катагенетичні перетворення розсіяної органічної речовини осадових порід і залучатися до міграції газів та нафтових вуглеводнів.

Головною складовою **вод туну III** є димери (H₂O)₂, які мають чітко виражену здатність до часткової автойонізації:

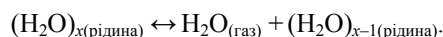


Оскільки димери слугують єдиним джерелом появи йонів H^+ і OH^- у чистій воді, то значення йонного добутку $K_b = [H^+][OH^-]$ для різних типів вод безпосередньо засвідчує концентрацію в них саме димерів. Тому води типу III мають найвищі значення кислотності й хімічної активності, і в земних надрах вони відіграють роль дуже агресивної рідини. Вони здатні легко спричиняти перекристалізацію різних осадових порід, катагенетичне руйнування покладів нафти, метаморфізацію вугільних пластів. Однак вивчено ці води ще недостатньо.

Води типу IV мають найпростішу однорідну структуру з молекул H_2O . Домішка димерів мала, тому кислотність та хімічна активність нижчі, ніж у водах типу III. Поширеність у природі незначна, водночас разом з надкритичними флюїдами ці води залучені до метаморфічних перетворень усіх порід на великих глибинах.

Отже, запропонована схема чотиристадійної зміни структури води під час нагрівання добре узгоджується зі змінами властивостей води, і за її допомогою можна задовільно пояснити геологічну роль води за різних термобаричних умов.

Деякі закономірності структурування у воді [6]. Тиск насичених парів є важливою термодинамічною характеристикою води. Відомо, що його значення залежить від швидкості випаровування води за заданих умов. Схематично процес випаровування можна представити реакцією термічного розпаду окремого структурного комплексу (процес 1):



За умов насичення швидкість випаровування дорівнює швидкості конденсації парів. Тому значення тиску насичених парів P повинно нести певну інформацію про швидкість випаровування, яка залежить від енергії активації процесу $E_{\text{акт}}$. Цю залежність описують рівнянням Арреніуса:

$$k = A e^{-E_{\text{акт}}/RT},$$

де k – стала швидкості; A – стала величина; R – універсальна газова стала; T – абсолютна температура.

Легко пересвідчитись, що в разі незмінної $E_{\text{акт}}$ функція $\log k = f(1/T)$ стає прямою лінією, нахил якої залежить від значення $E_{\text{акт}}$. Прямолінійність логарифмічної функції характерна практично для всіх хімічних реакцій, проте у випадку випаровування функція $\log k = f(1/T)$ виявляється не прямою, а кривою лінією. Це дає підстави припускати, що на швидкість випаровування, крім $E_{\text{акт}}$, впливає ще якийсь, досі не відомий чинник.

Для реалізації процесу 1 необхідно, щоб усі молекули $(H_2O)_x$ віддали частину своєї теплової енергії одній із них, щоб довести її до стану з $E_{\text{акт}}$. Очевидно, що зробити це в малому комплексі важче, ніж у великому. Отже, кількість молекул H_2O , які здатні випаруватись, має залежати від об'єму (розмірів) комплексу $(H_2O)_x$, який виділяє цю молекулу в газову фазу. Загальний об'єм цього комплексу можна схарактеризувати величиною L^3 , де L – одиниця лінійного розміру. У такому випадку значення P повинно залежати не тільки від сталої швидкості k , а й від L : $P = f(k \cdot L^3)$. Якщо така залежність дійсно існує, то крива $\sqrt[3]{P} = f(T)$ у структурно однорідній рідині повинна мати вигляд прямої, нахил якої залежить від енергії активації в цій структурі. Якщо ж у випаровування залучені молекули H_2O з поверхневої плівки води, то виникає зовсім інша ситуація. Тут сила зв'язування молекул H_2O залежить не від L^3 , а від L^2 ; тому за однорідності поверхневих структур прямолінійною повинна стати "квадратна" функція $-\sqrt{P} = f(T)$.

Для перевірки цих припущень виконано відповідні обчислення за обома функціями для тиску насичених парів P і значення поверхневого натягу води σ . Одержані результа-

ти засвідчили (рис. 1), що “кубічна” функція підтверджує структурування тільки для P , а “квадратна” – тільки для σ .

У цьому разі графік функції $\sqrt[3]{P} = f(T)$ розбився на чотири окремі ділянки: три прямолінійні (для перегрітих вод) і одну криволінійну (за $T < 100$ °С). Такий поділ добре узгоджується з описаною раніше схемою чотирістадійної структуризації води під час нагрівання і засвідчує, що об’ємна структура вод типів II–IV однорідна, а типу I – неоднорідна. Важливо, що в усіх цих водах реалізований один і той же процес 1 за участю мономерних молекул H_2O . Це можна трактувати як доказ того, що пари перебувають у термодинамічній рівновазі з концентрацією мономерів H_2O в об’ємних водах.

Для функції $\sqrt{\sigma} = f(T)$ графік зовсім інший. Для вод типів I і II він представлений прямими лініями з різним нахилом, які підтверджують структурну однорідність їхніх інтерфейсів повітря/вода, однак свідчать про те, що подібність цих інтерфейсів обмежена. Для вод типів III і IV ця функція фіксована кривими лініями, які тут можна схарактеризувати як ознаку відсутності поверхневого структурування.

Отже, виведені дві прості математичні функції справді здатні виявляти наявність структурування в об’ємній воді та на її поверхні. Додаткові дослідження засвідчили, що функція $\sqrt[3]{P} = f(T)$ може фіксувати об’ємне структурування в концентрованих розчинах H_2SO_4 і деяких солей (KNO_3), різних органічних рідин і навіть у рідких легкоплавких металах (K, Cd). Отже, “кубічна” функція цілком придатна для використання як найпростіший метод вивчення загального структурування рідин. Цей метод доцільно назвати *структуральним аналізом*. Перспективи ширшого застосування поверхневої “квадратної” функції поки остаточно не з’ясовані.

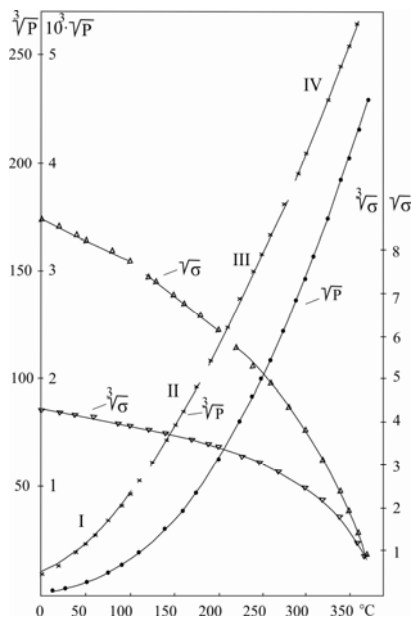


Рис. 1. Порівняння функцій $\sqrt{X} = f(T)$ і $\sqrt[3]{X} = f(T)$ для тиску насичених парів (P , Па) і поверхневого натягу (σ , дин/см) води. I–IV – термобаричні області існування різних структурних типів води.

Барботажні хімічні ефекти у водних розчинах солей [1, 4, 10, 11, 12, 15]. Пропускання газу через воду (барботаж) відіграє важливу роль у багатьох природних і технологічних процесах. Наслідком барботажу є утворення аерозолів у разі розривання бульбашок газу на поверхні води. У ХХ ст. дослідники головну увагу зосереджували на аерозолях, змінами у власне воді звичайно не цікавились, бо апіорі їх уважали незначними. Проте поверхневоутворювальний за своєю природою барботаж може надати цінну інформацію про будову і властивості інтерфейсу повітря/вода, структура якого значно відрізняється від структури об'ємної води. Тому ми вирішили детально дослідити зміни параметрів рН і Eh води та водних розчинів NaCl у процесі барботажу різних газів за різних умов. Одночасне визначення кислотно-основної та окисно-відновної характеристик – це необхідна умова повної оцінки фізико-хімічного стану об'ємної води. У процесі досліджень виконано 83 тривалих експерименти. Це дало змогу виявити існування чотирьох різних барботажних хімічних ефектів (БХЕ) – турбулентного, лужного, кислотного та йонного, які часто виявляються навіть за природних умов. Стисло характеризуємо особливості кожного ефекту. Зазначимо, що вид газу не впливає на появу цих ефектів, проте може змінювати їхню інтенсивність. Це засвідчує, що БХЕ залежать тільки від структури і властивостей інтерфейсу газ/вода.

Турбулентний ефект у чистому (механічному) вигляді можна спостерігати в разі дуже сильного перемішування розчину на магнітній мішалці, коли на поверхні утворюється глибока конічна лійка, поверхня якої чітко спливає вниз і “розчиняється” в об'ємній воді. На рис. 2 наведено результати двох таких дослідів з розчинами 0,1М NaCl, з яких розчин № 1 був насичений киснем повітря, а № 2 – ненасичений. В обох дослідях турбулентний режим перемішування на 30 хв змінювався тимчасово (на 40 хв) на спокійний (без лійки) ламінарний, а після закінчення експерименту значення рН і Eh вимірювали ще протягом 15 хв, щоб виявити самочинні зміни в розчині в період релаксації. Нагадаємо, що за звичайних умов значення Eh залежить практично тільки від концентрації у воді кисню.

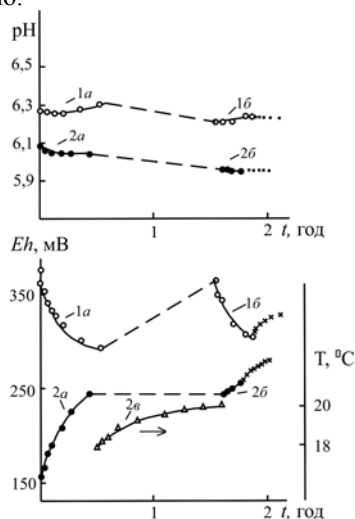


Рис. 2. Вплив режиму перемішування на значення показників рН і Eh насиченого (1) і ненасиченого (2) повітря розчинів 0,1М NaCl.

Режим: а, б – турбулентний, в – ламінарний. Косим хрестиком позначено лінії релаксації після припинення перемішування.

На рис. 2 видно, що турбулентний режим перемішування приводить до значного зменшення розчинності кисню в пробі 1 і зростання швидкості його розчинення у пробі 2. Завершальні етапи в обох випадках виявились ненасичені та нестійкі. Це означає, що в разі турбулентного перемішування починають руйнуватися найслабші Н-зв'язки в об'ємній воді (у тім числі N6–N8) і розчин переходить у певний активований стан, який може зберігатися доти, доки його підживлює енергія перемішування. Отже, турбулентне перемішування завжди повинно приводити розчин у стан своєрідної нестійкої квазірівноваги. Зазначимо, що за механічного перемішування рН розчинів практично не змінюється.

Наведене доводить, що під час турбулентного перемішування підвищується структурна температура води. За значенням зниження параметра E_h можна визначити зменшення концентрації кисню в розчині, а за нею – і температуру, для якої ця концентрація рівноважна.

Така оцінка засвідчила, що наприкінці турбулентних перемішувань структурна температура води в пробі 1 досягала 32 °С (за 20 °С у лабораторії). На рис. 2 видно, що уявлення про структурну пам'ять води мають реалістичну основу. В обох пробах під час ламінарного перемішування склад і структура води могли змінюватись у бік термодинамічної та структурної рівноваги. Проте цю можливість “використала” вода тільки в пробі 1: вона активно поглинала кисень з повітря, щоб повернутись до вихідного стану насичення. Вода проби 2 зовсім не поглинала кисень, хоча концентрація O_2 у ній значно менша, ніж у першій пробі. Таке “небажання” води змінювати свій склад може бути підставою для висновку, що ця вода просто не має структурної пам'яті. Є всі підстави припускати, що справжнім носієм структурної пам'яті води є особливий склад комплексу великих кластерів у насиченому розчині, який під час турбулентної активації не руйнується.

Кислотний і лужний БХЕ. Пневматичне перемішування, яке виникає в разі пропускання бульбашок газів через розчини, завжди має хаотичний (турбулентний) характер. У цьому разі на перемішування накладаються ще два важливі процеси: постійна генерація нового інтерфейсу газ/вода, який має підвищену структурну температуру і кислотність, та вимивання газовим потоком розчинних у воді CO_2 і O_2 . Як наслідок, на початковій стадії барботажу виникає значно сильніший від механічного барботажний турбулентний ефект, за якого не тільки зменшується значення E_h , а і зростає рН. Цей стан різкої активації розчину триває майже 10 хв. Після цього зміни обох параметрів різко уповільнюються у зв'язку з наближенням до якоїсь метастабільної квазірівноваги. Проте досягти її в обох випадках не вдається, оскільки процес утворення кислого інтерфейсу триває (див. рис. 2). Тому на другому етапі барботажу фіксують лише слабкі зміни рН, які залежать від частки аерозолу, що утворюється в разі руйнування бульбашок. Тут можливі два варіанти: 1) основна маса аерозолу повертається в розчин, значення рН знижується, і виникає *кислотний БХЕ*; 2) більша частина аерозолу потрапляє в атмосферу, розчин втрачає частину свого кислотного компонента (іони H_3O^+), значення рН зростає, і виникає *лужний БХЕ* (рис. 3, дослід 3).

Принципова різниця між цими спорідненими БХЕ полягає в тому, що кислотний – тимчасовий, а лужний – постійний. Перший схожий на турбулентний БХЕ і зникає разом з ним поступово після зупинки барботажу впродовж 20–30 хв. Результати лужного БХЕ незворотні. На рис. 3 (дослід 3) видно, як посилене винесення аерозолу внаслідок абсорбції на ватному екрані може легко перевести кислотний БХЕ у лужний.

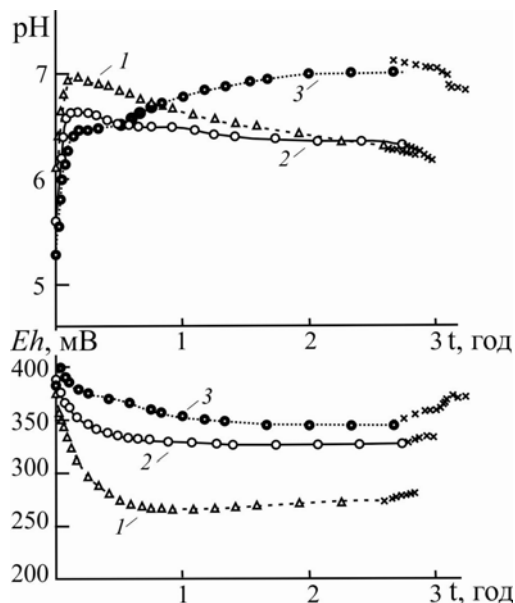


Рис. 3. Зміни показників рН і Eh 0,5М розчину NaCl під час барботажу ($75 \text{ см}^3/\text{хв}$) азоту (1) і повітря (2) за наявності ватного екрана (3). Скляний фільтр № 1. Лінії релаксації в досліді 3 починаються з кінця барботажу, який тривав 3 год 20 хв.

Наступні дослідження засвідчили, що описана вище картина змін рН і Eh у процесі барботажу характерна тільки для розчинів з рН > 6. За рН < 4 кислотний і лужний БХЕ зникають, оскільки система стає нечутлива до незначних змін концентрації йонів H_3O^+ .

Перевірка властивостей барботажно активованої води в розчинах (стан після турбулентного БХЕ) виявила, що вона справді має підвищену хімічну активність: може розчиняти захисні оксидні плівки на багатьох металах та сприяє окисненню металевої міді розчиненим O_2 і в кислому, і в лужному середовищі. Тому барботажно активацію води доцільно використовувати під час розроблення експрес-методів визначення хімічної стійкості металів та їхніх сплавів у водних розчинах.

Іонний БХЕ виявляється практично тільки в разі утворення морських аерозолів – відбувається їхнє порівняне збагачення окремими йонами морської води (K^+ , Sr^{2+} , SO_4^{2-} , Br^-). Причини такої диференціації йонів наразі не відомі. Уважають, що це може бути наслідок специфічної адсорбції відповідних йонів на інтерфейсі повітря/вода (Хорн, 1972). Проте не зрозуміло, як можуть одночасно адсорбуватися на зарядженій поверхні йони з різними зарядами.

Аналіз іонного складу морської води засвідчив, що вона містить не тільки окремі йони, а й їхні асоціати, у тім числі нейтральні йонні пари типу KBr^0 , SrSO_4^0 та ін. Відомо, що з подвійного електричного шару (ПЕШ) інтерфейсу повітря/вода заряджені йони виштовхуються, тому концентрація солей у цій зоні дуже низька. Однак нейтральні йонні пари виштовхуватись не повинні. Це стало підґрунтям для формулювання такої нової гіпотези: переходити в аерозолі можуть тільки ті йони морської води, які внаслідок сильної взаємної поляризації здатні утворювати нейтральні йонні пари. Фактичні дані про збагачення аерозолів різними йонами задовільно узгоджуються з такою гіпоте-

зою. Очевидно, що йонний БХЕ може розвиватися тільки за умов виходу аерозолу в атмосферу, тобто на тлі лужного БХЕ. Однак він не є різновидом лужного ефекту, оскільки механізм його зовсім інший.

Виконаний аналіз барботажного процесу засвідчує, що це складне фізико-хімічне явище розвивається східчасто і приводить до появи різних БХЕ. Він завжди починається з сильного турбулентного ефекту, який веде до активації води розчинів. Після досягнення певної квазірівноваги головну роль починає відігравати процес генерації нового інтерфейсу газ/вода, який може спричинити виникнення кислотного або лужного БХЕ. У цьому разі турбулентний і кислотний ефекти відіграють лише тимчасову активізувальну роль, а лужний та йонний ефекти ведуть до розділення йонів H^+ і OH^- води та диференціації інших іонів під час утворення аерозолів.

Геохімічні прояви активувальних ефектів доцільно шукати у водах природних і штучних водоспадів, а також у морських водах після штормів. Геохімічна роль лужного й йонного БХЕ набагато активніша. Оскільки утворення аерозолів тривало впродовж усього фанерозою, то лужний ефект відігравав важливу роль у збереженні лужного характеру морських вод, у яких розчинялись великі маси кислих вулканічних газів. Показово, що навіть нині на кривій рН для вод північно-східної частини Тихого океану різкий максимум припадає тільки на поверхневі води.

Молекулярна структура інтерфейсу повітря/вода та її вплив на швидкість випаровування води [7, 8, 14, 16]. З погляду сучасної хімії поверхня конденсованих речовин (твердих, рідких) є найбільшим дефектом їхньої структури. Тому поверхневий шар навіть у йонних кристалах $NaCl$ помітно деформований: кристалічна ґратка розширена, відстані між йонами дещо збільшені, а у власне ґратці з'являються поодинокі структурні дефекти. У воді взаємодія молекул значно слабша, тому зміни в поверхневих структурах набагато більші. Замість об'ємних кластерів основними структурними елементами стають малі плоскі кластери N_4 і N_5 , які тут утворюють тільки плоскопаралельні полімерні структури. Формально все це можна трактувати як фізичні прояви підвищеної структурної температури в інтерфейсі. Питання про молекулярну структуру інтерфейсу повітря/вода наразі дискусійне.

Аналіз структури та властивостей кластерів N_3 – N_5 , а також елементарних компонентів води (H_2O , H_3O^+ , OH^-) засвідчив, що зазначені кластери не можуть самостійно полімеризуватися на плоскій поверхні. Для полімеризації їм потрібна допомога додаткових молекул H_2O , які “лежать” у цій же площині і двома донорними H -зв'язками сполучають атоми кисню двох сусідніх кластерів. На рис. 4 показано схему такого процесу для випадку, коли кластери зв'язуються двома молекулами H_2O з утворенням нового плоского кільця N_6 , яке в об'ємній воді не може існувати. Утворена з таких фрагментів плоска кластерно-полімерна поверхнева сітка неминуче матиме значно більші “вікна”, які виникають через неузгодженість кутів між кільцями кластерів. Оскільки вільні групи OH кластерів орієнтовані порівну догори й донизу від площини сітки, то всі ефективні заряди атомів H і O взаємно компенсовані, і сітка електронейтральна.

Проте на поверхні води така структура сітки зберігатися не може. На нижньому боці сітки негайно починається екзотермічна абсорбція йонів H_3O^+ води, яка веде до утворення ПЕШ з іонами OH^- як протийонами. Це провокує переорієнтацію спрямованих догори груп OH донизу та виникнення на поверхні сітки значного негативного потенціалу внаслідок неповної компенсації ефективного заряду атомів кисню ($-0,67$ е. о.). Усе це приводить до помітної стабілізації нової структури та появи в неї значної ад-

сорбційної здатності щодо різних іонів. Утворена система перебуває в стані йонно-адсорбційної рівноваги з об'ємною водою.

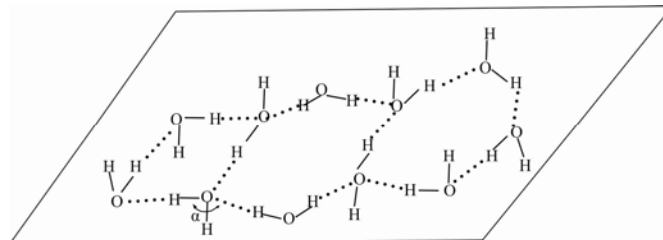


Рис. 4. Схема молекулярної будови кластерно-полімерної поверхневої сітки води за нормальних умов. Початковий стан.

За допомогою запропонованої моделі будови інтерфейсу повітря/вода можна легко пояснити зміни поверхневого заряду води під впливом різних іонів, перезарядження поверхні та появу ізоелектричної точки близько $\text{pH} = 4$. Водночас у моделі прогнозують зміни структури і площі “вікон” під впливом іонів H_3O^+ , які за вищої концентрації здатні частково руйнувати поверхневу сітку і зменшувати її густину, що приводить до зниження поверхневого натягу. Саме так і поведуть себе розчини кислот під час збільшення концентрації: значення поверхневого натягу в них не зростає, як це буває в розчинах солей і лугів, а швидко знижується.

Тепер можна розглянути питання, чому на рис. 1 лінії зміни поверхневого натягу у водах типів I і II описані різними прямими, які підтверджують однорідність поверхневих структур. Очевидно, що подвійний зв'язок між сусідніми кластерами (у кільці N6) набагато міцніший від одинарного, де кілець N6 узагалі нема. Це дає підстави припускати, що у водах типу I поверхнева сітка обов'язково містить певну кількість N6, а в водах типу II їх нема. Тому поверхневий натяг у водах типу II менший, і зміни його в разі нагрівання можна описати квадратною функцією іншого вигляду.

Якщо Н-зв'язки в поверхневій кластерно-полімерній сітці сильніші, ніж в об'ємній воді, то молекули H_2O під час випаровування повинні виділятися з об'ємної води через достатньо великі “вікна” у цій сітці. Загальна площа “вікон” залежить від набору кластерів та ступеня їхньої полімеризації, який визначений зовнішніми умовами та відхиленням від стану термодинамічної рівноваги. Усе це приводить до того, що система “вікон” буде нестійка та мінлива. Цей висновок добре узгоджується зі справжньою мінливістю значення коефіцієнта випаровування води. Відомо, що для свіжоприготовленої води він близький до одиниці, з часом зменшується, а за наближення до стану насичення досягає 0,3–0,2 і навіть менше.

Наші дослідження впливу показника pH на швидкість випаровування води засвідчили, що за $\text{pH} < 5$ ця швидкість значно зростає. Це можна трактувати як доказ того, що йони H_3O^+ починають руйнувати поверхневу кластерну сітку, зменшувати її густину і збільшувати площу “вікон”. За допомогою такого механізму впливу йонів H_3O^+ можна пояснити, чому в розчинах кислот, на відміну від солей і лугів, зі збільшенням концентрації значення поверхневого натягу не зростає, а зменшується.

Аналіз власних і літературних даних дав змогу визначити три механізми випаровування води, які виявляються за різних умов: механізм А – повільна емісія активних молекул H_2O через “вікна” у поверхневій кластерно-полімерній сітці; Б – прискорена емісія H_2O і $(\text{H}_2\text{O})_2$ у разі бомбардування поверхні води дуже активними молекулами H_2O з

газової фази (Бочкаров, Полякова, 2014); В – руйнування поверхневої кластерно-полімерної сітки в режимі “поверхневого кипіння”.

Найпоширенішим є механізм А, за яким відбувається випаровування всіх поверхневих вод Землі. Механізм Б виявляється у водних аерозолях хмар у разі пересичення парів води. Механізм В може з’являтися тільки за штучних умов “поверхневого кипіння” за зниженого тиску й температури, на 5–10 °С нижчої від справжньої температури кипіння. Бульбашки в цьому разі не утворюються. Продуктами “поверхневого кипіння” є окремі малі кластери та їхні осколки, причому більшість з них протонізована (H_3O^+ , $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_3\text{O}^+$ тощо). Це підтверджує доволі сильний зв’язок іонів H_3O^+ з поверхневою кластерною сіткою води.

Сукупність одержаних результатів засвідчує, що інтерфейс повітря/вода має достатньо відмінні від об’ємної води структуру і властивості, тому його можна трактувати як окрему метастабільну фазу води, яка відіграє роль проміжної структури на межі газ/рідина. Характерними властивостями цієї фази є асиметрія йонно-молекулярної структури, наявність ПЕШ і поверхневого структурного заряду, підвищена кислотність води та наявність поверхневої кластерно-полімерної сітки з динамічною системою “вікон” для молекул H_2O . Отже, запропонована модель молекулярної будови цього інтерфейсу може задовільно пояснити його основні властивості. Доцільно перевірити її методами комп’ютерного моделювання.

Висновки. На підставі виконаних досліджень можна зробити такі висновки.

1. Аналіз змін ентропії та інших структурно-залежних властивостей засвідчив, що на Землі може існувати чотири типи структур рідкої води, які послідовно змінюються в процесі нагрівання. Це пов’язано зі зменшенням кількості водневих зв’язків k , які має основна маса молекул H_2O у послідовності 3–2–1–0. У водах структурного типу I (0–100 °С) за $k = 3$ основними елементами структури стають об’ємні кластери від N6 до N20 та їхні полімери. У перегрітих водах ($T > 100$ °С, типи II–IV) структури різко спрощуються і стають однорідні. Хімічна активність усіх вод визначена вмістом димерів (H_2O)₂ (тут $k = 1$), які за 240–320 °С стають основним структурним компонентом вод типу III і наявні в усіх інших водах як домішки, що визначають значення йонного добутку $K_b = [\text{H}^+][\text{OH}^-]$.

2. Аналітичним способом для води виведено прості математичні функції: $\sqrt[3]{P} = f(T)$ – для тиску насичених парів, $\sqrt{\sigma} = f(T)$ – для значення поверхневого натягу, які в разі однорідного структурування повинні мати пряmolінійний характер. За допомогою “кубічної” функції підтверджено, що структура вод типу I неоднорідна, а перегрітих вод – однорідна. “Квадратна” функція засвідчує, що поверхневе структурування характерне тільки для вод типів I і II.

3. Експериментально доведено, що під час барботажу пасивних газів через води типу I виникають особливі барботажні хімічні ефекти: турбулентний, кислотний, лужний та йонний. Перші два мають оборотний характер і приводять до тимчасового підвищення структурної температури (активація). Лужний та йонний БХЕ необоротні і приводять до помітного розділення йонів H^+ і OH^- води та диференціації йонів солей у процесі утворення морських аерозолів.

4. Запропоновано модель молекулярної будови інтерфейсу повітря/вода на підставі кластерно-полімерної сітки з плоских циклічних кластерів N4 і N5, зв’язаних між собою за допомогою додаткових молекул H_2O . Така сітка енергійно адсорбує з об’ємної води йони гідроксонію H_3O^+ , які й надають їй кислотний характер. У цьому разі виникає

складний інтерфейс, який має негативний структурний заряд на поверхні, подвійний електричний шар під поверхнею та динамічну систему “вікон” у поверхневій сітці, через які можуть проходити активні молекули H_2O з об’ємної фази. Аналіз власних і літературних даних про випаровування води засвідчив, що залежно від зовнішніх умов (T , P) можуть виникати три різні молекулярні механізми випаровування, за яких структура інтерфейсу зберігається або руйнується.

Огляд праць цілого циклу засвідчує, що застосування різних методів фізико-хімічного аналізу під час дослідження геохімічних процесів має великі перспективи. Тому закладам геологічного спрямування доцільно запрошувати на роботу молодих хіміків і фізиків з аналітичними здібностями. Маємо надію, що одержані результати зацікавлять молодих науковців проблемами теоретичної гідрогеохімії.

Висловлюю подяку старшому науковому співробітнику, кандидату геологічних наук М. Костю за багатолітню творчу співпрацю та допомогу під час організації складних експериментальних досліджень.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Вплив барботажно активованої води на хімічну стійкість металів у розчинах солей / Святослав Кушнір, Роман Козак, Марія Кость, Ірина Сахнюк // Фіз.-хім. механіка матеріалів. – 2016. – № 11 [спецвипуск “Проблеми корозії та протикорозійного захисту матеріалів”]. – С. 362–365.
2. Кушнір С. Структура і властивості чистої води за різних термобаричних умов (фізико-хімічний аналіз) / С. Кушнір // Мінерал. зб. – 2012. – Вип. 2, № 62. – С. 236–245.
3. Кушнір С. В. Структура і властивості води при невисоких температурах / С. В. Кушнір // Чиста вода. Фундаментальні, прикладні та промислові аспекти : 2 міжнар. наук.-практ. конф. : матеріали. – К., 2014. – С. 117–120.
4. Кушнір С. В. Причини барботажного хімічного ефекту і диференціації іонів при утворенні морських аерозолів (фізико-хімічний аналіз) / С. В. Кушнір // Доп. НАН України. – 2015. – № 7. – С. 91–97.
5. Кушнір С. В. Осмотичні процеси в осадовій товщі Землі / С. В. Кушнір // Геол. журн. – 2017. – № 4. – С. 5–8.
6. Кушнір С. В. Вплив структурування у воді на тиск її насичених парів і величину поверхневого натягу / С. В. Кушнір // Доп. НАН України. – 2018. – № 3. – С. 80–86.
7. Кушнір С. В. Структура води і утворення морських аерозолів (фізико-хімічний аналіз) / С. В. Кушнір // Доп. НАН України. – 2018. – № 5. – С. 53–59.
8. Кушнір С. В. Молекулярна модель будови інтерфейсу повітря/вода та її вплив на швидкість випаровування води (фізико-хімічний аналіз) / С. В. Кушнір // Доп. НАН України. – 2019. – № 1. – С. 55–62.
9. Кушнір С. В. Термодинамічний аналіз можливих шляхів утворення водню та карбонних кислот при взаємодії органічних речовин і води / С. В. Кушнір, О. І. Вівчар // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2000. – № 2. – С. 68–79.
10. Кушнір С. В. Барботажне активування розчинів і роль цього явища в природних і технологічних процесах / С. В. Кушнір, М. В. Кость // Вода и водоочистные технологии. Научно-технические вести. – 2016. – № 3. – С. 22–29.
11. Кушнір С. В. Барботажний хімічний ефект і його вплив на властивості морської води / С. В. Кушнір, Р. П. Козак, М. В. Кость // Доп. НАН України. – 2015. – № 2. – С. 89–95.

12. *Кушнір С. В.* Барботажи хімічні ефекти: їх види, механізми появи та геохімічні прояви / С. В. Кушнір, М. В. Кость, Р. П. Козак // Вода и водоочистные технологии. Научно-технические вести. – 2016. – № 3. – С. 30–47.
13. *Кушнір С. В.* Хімічне зв'язування бромів органічними речовинами із природних вод (фізико-хімічний аналіз) / С. В. Кушнір, М. В. Кость, Р. П. Паньків // Мінерал. журн. – 2014. – Т. 36, № 3. – С. 21–29.
14. *Кушнір С. В.* Молекулярні механізми випаровування води (фізико-хімічний аналіз) / С. В. Кушнір, М. В. Кость, І. І. Сахнюк // Доп. НАН України. – 2019. – № 2. – С. 61–67.
15. *Кушнір С. В.* Вплив барботажу “пасивних газів” на властивості води і водних розчинів хлориду натрію / С. В. Кушнір, М. В. Кость, О. Р. Сенів // Фіз.-хім. механіка матеріалів. – 2015. – № 5. – С. 127–132.
16. “Поверхнєве кипіння” з сольовим ефектом як новий вид переходу солей в газову фазу із водних розчинів / С. В. Кушнір, М. В. Кость, Р. П. Козак, І. І. Сахнюк // Доп. НАН України. – 2017. – № 12. – С. 68–72.

*Стаття: надійшла до редакції 19.07.2019
прийнята до друку 04.10.2019*

Sviatoslav Kushnir

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine,
3a, Naukova St., Lviv, Ukraine, 79060,
igggk@mail.lviv.ua*

NEWS OF THEORETICAL HYDROGYOCHEMISTRY

From the beginning of the 2000s to 2018, a special research group working in the hydrogeological laboratory of the Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the National Academy of Sciences of Ukraine worked out a variety of problematic issues of hydrogeochemistry by methods of physical-chemical analysis. The obtained results have been summarized in a series of 15 papers. The article gives an overview of works of this cycle in the following directions: (1) structure and properties of clean water at different thermobaric conditions; (2) some regularities of structuring in water; (3) bubbling chemical effects in saline solutions; (4) molecular structure of the air/water interface and its effect on the rate of evaporation of water.

The model of the molecular structure of the air/water interface, based on the cluster-polymer network from planar cyclic clusters N4 and N5 interconnected with the help of additional H₂O molecules, is proposed. Such a network vigorously adsorbs from the bulk water ions of hydroxonium H₃O⁺, which give it an acidic character. In this case, a complex interface occurs that has a negative structural charge on the surface, a double electric layer underneath the surface and a dynamic system of “windows” in the surface network, which may pass through active H₂O molecules from the bulk phase. Analysis of own and literary data on the evaporation of water showed that, depending on the external conditions (*T*, *P*), three different molecular mechanisms of evaporation may arise, during which the structure of the interface keeps or collapses.

Key words: water, structure of water, structural analysis, bubbling chemical effect, surface structure, evaporation mechanism.

УДК 552.5:551.762:3 (477.8)

Марта Мороз

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060,
martamgv69@gmail.com*

ПІСЛЯСЕДИМЕНТАЦІЙНІ ЗМІНИ ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ КАРБОНАТНИХ ПОРІД ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ В КОНТЕКСТІ ЇХНЬОЇ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

На підставі мікроскопічного вивчення верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину визначено їхні діагенетичні та катагенетичні зміни. З'ясовано, що структурно процеси діагенезу виявились у перекристалізації, грануляції й цементації, мінералогічно – у перетворенні первинно арагонітових і магнезійно-кальцитових скелетних решток організмів у кальцитові, а також у процесах доломітизації, озацінення і скремениння. До аутигенних новоутворень стадії діагенезу належать глауконіт і пірит. Катагенетичні перетворення порід виявились у розчиненні решток організмів, зерен карбонатного цементу та пізній цементації пор і мікротріщин. Зміни карбонатних порід пов'язані, головню, з привнесенням (сульфатизація, целестинізація) чи винесенням (доломітизація, децементация) речовини. Новоутворені мінерали стадії катагенезу – ангідрит і целестин. Післяседиментаційне розчинення карбонатного матеріалу по-різному впливає на колекторські властивості відкладів: аутигенне мінералоутворення (за винятком доломітизації) приводить до погіршення цих властивостей, а перекристалізація – до поліпшення.

Ключові слова: карбонатні породи, діагенез, катагенез, аутигенне мінералоутворення, колекторські властивості, верхня юра, Передкарпатський прогин.

У пізньоюрську епоху терени сучасного Передкарпатського прогину (рис. 1) та прилеглої частини Східноєвропейської платформи належали до Карпатського сегмента північної континентальної окраїни Мезотетису [1, 3, 6]. У розрізі відкладів J_3 у його межах численними глибокими свердловинами розкрито карбонатні породи – колектори нафти і газу. Наша мета – дослідити прояви діа- і катагенетичних процесів у цих утвореннях та з'ясувати їхній вплив на формування колекторських властивостей верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Діагенез. Арагоніт і магнезійний кальцит (вміст Mg – до 20 мол. %) – найхарактерніші мінерали сучасних карбонатних відкладів та молодих вапняків. Вони метастабільні – перетворюються у стабільний маломagneзійний кальцит, який домінує в давніх вапняках. Це одна з найголовніших діагенетичних змін у карбонатних породах. Подальші діагенетичні перетворення полягають у кристалізації доломіту, який, зазвичай, є продуктом заміщення арагоніту й кальциту [2].

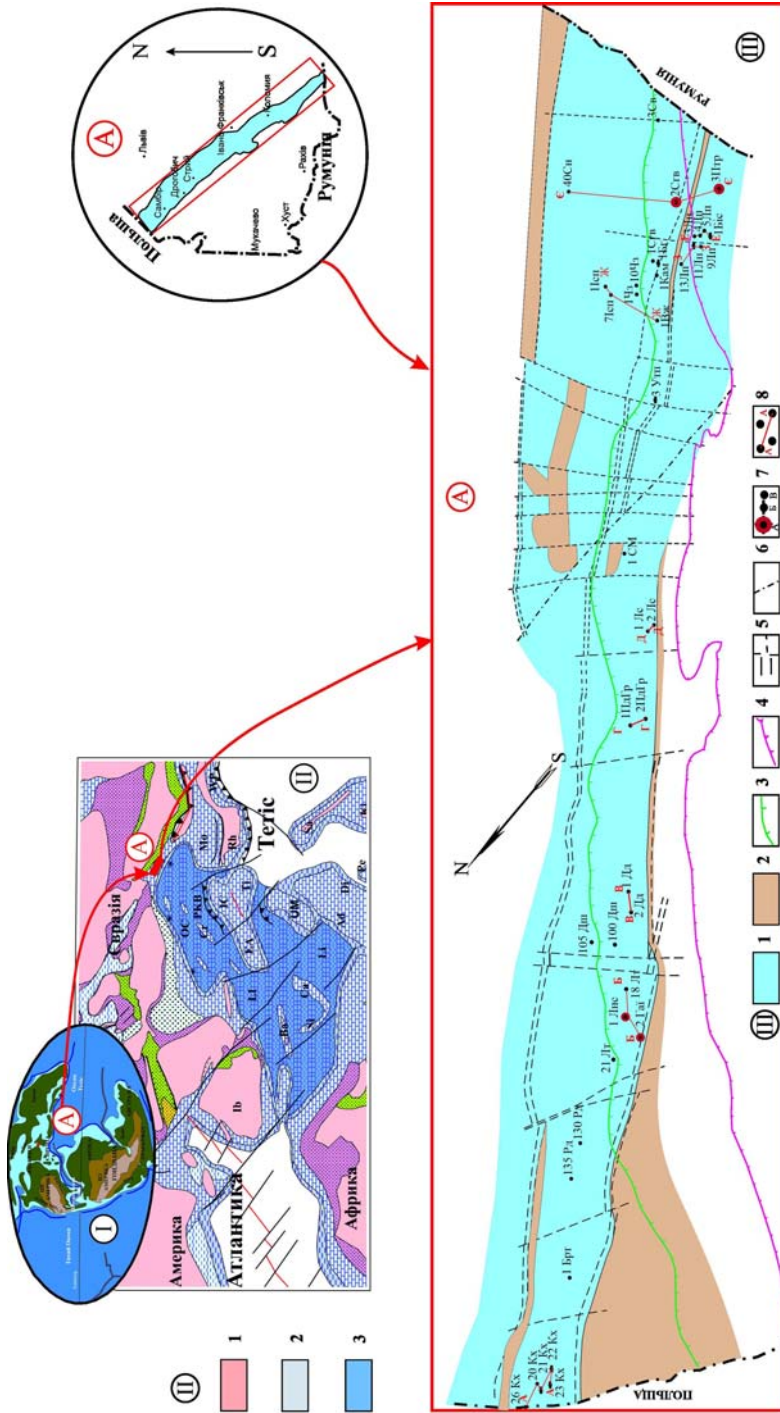


Рис. 1. Карта фактичного матеріалу району досліджень. Склала М. Мороз (2009).

Процеси *раннього діагенезу* відбуваються тоді, коли осад безпосередньо контактує з водою й доступний для організмів, які заселяють верхню частину донної товщі. Петрографічне вивчення порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину засвідчило, що уламки органогенного детриту в органогенно-детритових вапняках майже завжди перекристалізовані й мікритизовані. Поверхня багатьох з них пошкоджена, імовірно, унаслідок життєдіяльності водоростей-бурильників.

З нашого погляду, утворення форамініферово-згусткової відміни вапняків зумовлене процесом мікритизації черепашок форамініфер, які втратили свою структуру, трансформуючись у безформні згустки і грудки. На думку одних дослідників, грудки утворюються внаслідок мікритизації оолітів, копролітів і черепашок форамініфер чи внаслідок біофільтраційної діяльності пеліципод. За А. Хаддінгом [8], грудкувата структура вапняків є наслідком життєдіяльності водоростей і бактерій, а також процесів перекристалізації у водоростевих покривах супраліторальної зони шельфу.

Процеси *пізнього діагенезу* відбуваються за умов, цілком відмінних від умов седиментації: упродовж прогресивного захоронення під молодшими відкладами або, навпаки, після підняття в зону циркуляції ґрунтових вод і вадозних розчинів. У цьому разі звичайно збільшується зернистість карбонатних порід і вміст шпатового кальциту. Тонкозернисті агрегати зазнають перекристалізації – на їхньому місці з'являються агрегати великих зерен.

Процеси пізнього діагенезу верхньоюрських карбонатних порід виявились у формуваних цементу двох генерацій: перша генерація – це агрегати дрібних зерен кальциту, які інкрустують поверхню копролітів, оолітів, згустків, грудок та органогенних уламків у відповідних відмінах вапняків; друга – агрегати середніх і великих зерен кальциту, які виповнюють простір між інкрустаційними облямівками (рис. 2, а).

Під час мікроскопічного вивчення верхньоюрських вапняків простежено прояви процесу неоморфізму, за якого первинно-волокнисті арагонітові уламки черепашок пеліципод на стадії пізнього діагенезу були поліморфно заміщені мозаїчним агрегатом кристалічного кальциту (див. рис. 2, б).

I – становище континентів у юрський час (Scotese, 2001): А – гіпотетичне положення дослідженого регіону на палеоокеанографічній моделі (J_3); П – палеоокеанографія і літофація Карпатського сегмента океану Tetic (J_3 th–K₁) (Golonka et al., 2000): 1 – суходіл; 2 – внутрішній шельф; 3 – глибоководна частина океану; Ad – Адрія (Апулія), Ва – Балкарія, СА – Калабрія–Кампанія, Ст – Чорштинська гряда, Ді – Динариди, ЕА – Східні Карпати, Ів – Іберія, ІС – Внутрішньокарпатський басейн, Кі – Кіршехір, Лі – Лігурійський (П'ємонтський) океан, ОС – Зовнішньокарпатський басейн (Мазурський і Сілезький), Ре – Пелагонія, РКВ – Пенінська зона скель, Rh – Родопи, Са – Сакарія, Сі – Сицилія, Ті – Тиса, УМ – Умбрія–Марше, WP – Західні Понтиди; III – схема поширення верхньоюрських відкладів у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину (геологічна основа – Кілін, Щерба, 1999): 1 – відклади J_3 ; 2 – юрських відкладів нема; 3 – Стебницький насув; 4 – Береговий насув; 5, 6 – тектонічні порушення; 7 – свердловини, керновий матеріал з яких досліджено літологічно, геохімічно та палеонтологічно (ІПГК НАН України, ПН НАН України, Братиславський університет ім. Я. Коменського); 8 – зіставлення розрізів за геотраверсами А–А (26-Кх–23-Кх), Б–Б (2-Гаї–18-Лт), В–В (2-Дд–1-Дд), Г–Г (1-ПдГр–2-ПдГр), Д–Д (1-Лс–2-Лс), Е–Е (1-Біс–3-Лп), Є–Є (3-Птр–40-Сн), Ж–Ж (1-Вж–1-Ісп), З–З (9-Лп–13-Лп); свердловини: Біс – Бісківська, Бг – Багнянська, Брт – Борятинська, Вж – Вижницька, Гаї – Гайська, Дд – Дідушицька, Дш – Дашавська, Ісп – Іспаська, Кам – Камінська, Кх – Коханівська, Крл – Каролінська, Лис – Лановицька, Лп – Лопушнянська, Лс – Ластівецька, Лт – Летнянська, ПдГр – Південногрінівська, Птр – Петровецька, Рд – Рудківська, Св – Святославська, Сгв – Сегівська, Слв – Славецька, СМ – Середньомайданська, Сн – Сторожинецька, Утп – Уторопи, Чз – Черногузька.

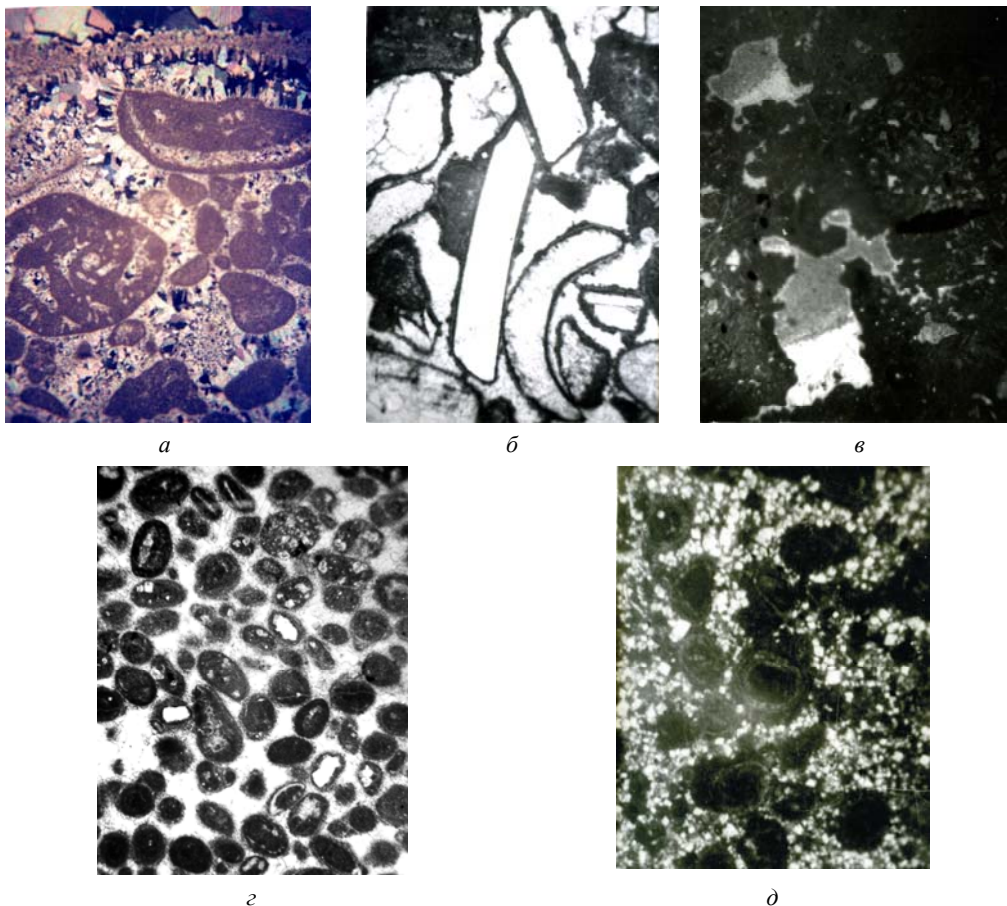


Рис. 2. Прояви процесів діагенезу у карбонатних породах титону:

а – органогенно-уламковий вапняк із зернистим цементом двох генерацій (св. Дідушичі-2, інт. 2 118–2 126 м; з аналізатором, $\times 40$); *б* – уламки призматичного шару пелеципод в уламково-полідетритовому вапняку (св. Гаї-2, інт. 1 932–1 940 м; без аналізатора, $\times 40$); *в* – фрагменти геопетальної структури в органогенно-полідетритовому вапняку (св. Гаї-2, інт. 1 898–1 906 м; без аналізатора, $\times 27$); *г* – копролітовий вапняк з ромбоєдричними кристалами доломіту в центрі копролітів (св. Коханівка-22, інт. 1 322–1 325 м; без аналізатора, $\times 46$); *д* – доломітизований оолітовий вапняк (св. Бісків-1, інт. 4 969–4 975 м; без аналізатора, $\times 83$).

З генетичного погляду цікавою є наявність в органогенно-полідетритових вапняках (площа Гаї) так званих геопетальних структур (див. рис. 2, *в*). Їхнє формування пов'язане з діагенетичними процесами цементації, унаслідок яких великі порожнини в рифових побудовах заповнювалися протягом декількох етапів. Спочатку в нижній частині каверни відкладався мул, а згодом верхню її частину заповнювали зернисті агрегати кальциту (кальцитовий цемент). Наявність таких структур у породах дає змогу визначати покрівлю й підшву відкладів.

Доломітизація. На підставі петрографічного вивчення верхньоюрських карбонатних порід виявлено селективний характер процесу доломітизації. Найширше вона охопила органогенно-уламкові, копролітові (див. рис. 2, *г*) та оолітові вапняки (див. рис. 2, *д*).

Ромбодричні зерна доломіту трапляються в цементі, заміщують органогенні рештки, нерідко й ооліти. Доломітизовані оолітові, копролітові й водоростеві вапняки мають неоднорідну будову. На тлі пелітоморфної карбонатної маси часто наявні неупорядковані неправильної форми скупчення зерен доломіту – його ромбодри розташовані на місці згустків чи решток організмів. У низах верхньоярської карбонатної товщі доломітизовані пелітоморфні вапняки часто переходять у вапнисті доломіти й доломіти.

Серед магнезійних карбонатних порід J_3 виявлено доломітисті й доломітові вапняки. Крім того, у низах сульфатно-карбонатної товщі кімериджу центральної та північно-східної частин регіону простежено вапнякові й вапнисті доломіти. За [4], усі осадові доломіти (у межах 1 млрд років), незалежно від середовища і способу їхнього утворення (син-, діа- чи катагенетичний), є продуктами метасоматозу CaCO_3 – доломітизації у твердій фазі без хімічної зміни ланок CO_3^{2-} у первинному карбонаті; поліморфні модифікації CaCO_3 , не стійкі на стадії діагенезу, перетворюються на стійкіший доломіт. Ранньому утворенню доломіту сприяє високий вміст MgCO_3 у твердому розчині.

На підставі результатів найновіших досліджень процесів літогенезу морських осадів і наших робіт зроблено висновок, що доломітизація юрських органогенних вапняків Зовнішньої зони Передкарпатського прогину зумовлена змішуванням прісних метеорних вод з похованими морськими поровими водами у підземній фреатичній зоні, яка прилягала до давньої берегової лінії [7].

Перекристалізація та озалізнєння. Мікроскопічне вивчення губково-водоростевих вапняків (площа Летня) засвідчило, що вони інтенсивно перекристалізовані й озалізнєні. Перекристалізація охоплює всі органогенні рештки, крім ціанофітових водоростей та уламків стулок брахіопод. Процеси перекристалізації й озалізнєння виявились у формуванні світлих і темних облямівок обростання на уламках організмів (дві–три генерації). Гідроксиди заліза облямовують рештки органогенного детриту й локалізовані по мікротріщинах.

Різнотерністі доломіти кімериджу на площі Рудки (св. 130, інтервал 1 620–1 624 м; св. 135, інтервали 1 418–1 427, 1 495–1 505 м) складені пелітоморфним, мікро- і тонкозернистим доломітом, у масі якого наявні численні порівняно великі (0,012–0,060 мм) ромбодричні й неправильно-ромбодричні порфіробласти доломіту. Окремі такі зерна мають зональну будову. Можливо, вони сформувалися під час перекристалізації основної мінеральної маси породи. Дослідженням утворенням притаманний плямистий морфологічний тип перекристалізації.

Скременіння. Вторинні процеси мінералоутворення в різнотерністих доломітах виявились у формуванні аутигенного кварцу. Такий кварц спорадично фіксують у вигляді ідіоморфних ромбодричних кристалів на тлі карбонатної маси. Очевидно, це псевдоморфози кварцу по порфіробластах доломіту. Крім того, кварц і халцедон вибірково заміщують скелетні рештки організмів, виповнюють пори і тріщини. Вивчення структури карбонатних порід засвідчило, що скременіння є наслідком метасоматичного заміщення карбонатної речовини силікатною, що зумовлене зниженням рН, яке відбувається після доломітизації.

До аутигенних мінеральних новоутворень Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, що сформувались на стадії діагенезу, належать **залізовмісні мінерали** – глауконіт і пірит. Глауконіт поширений незначно, найчастіше він виповнює органічні рештки або формує окремі самостійні зерна овальної, неправильно-овальної форми. Це найбільш ранній мінерал, який сформувався в осадах на етапі окиснювального мінералоутворення. Пірит наявний у вапняках, доломітах і карбонатних породах змішаного складу.

Форми його наявності в досліджених карбонатних породах контролювані вмістом у мулах органічної речовини. У вапняках і доломітах зафіксовано три форми наявності аутигенного піриту: виповнення камер черепашок форамініфер (рис. 3, *а*), пор і мікротріщин (див. рис. 3, *б*); плямоподібні виділення; поодинокі кубічні зерна (див. рис. 3, *в*).

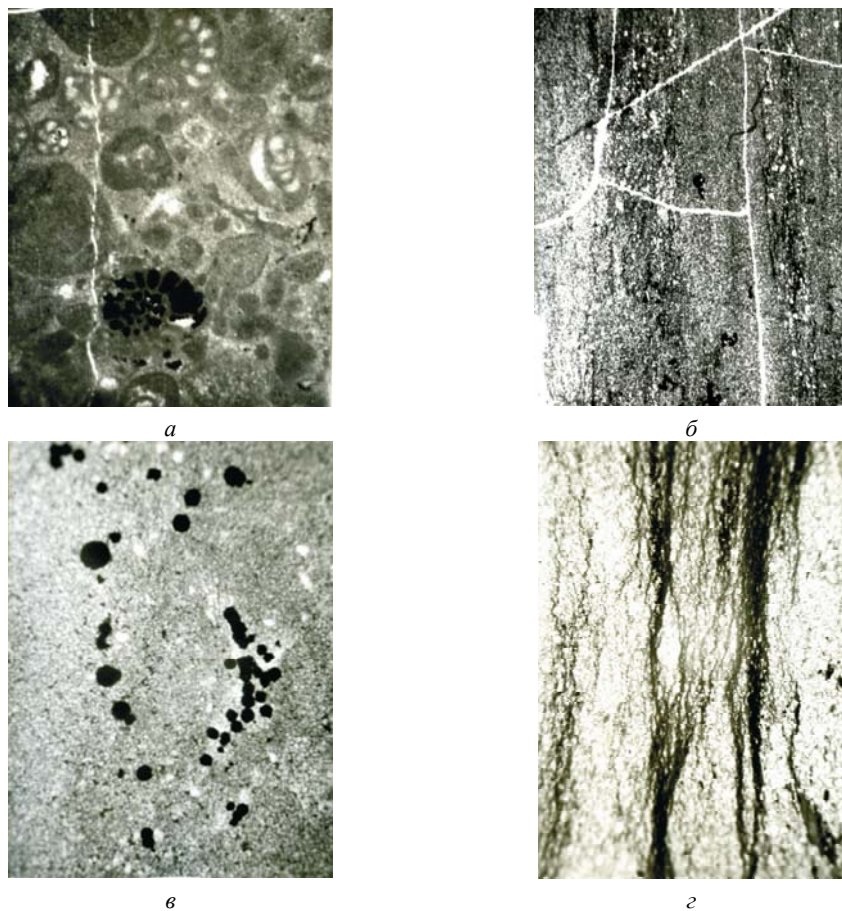


Рис. 3. Аутигенні залізовмісні мінерали, сформовані на стадії діагенезу (без аналізатора):

а – виповнення піритом камер черепашки мезоендотіри у форамініферово-грудкуватому вапняку, титон (св. Лопушна-4, інт. 4 293–4 299 м, $\times 89$); *б* – тонкозернистий доломіт з піритом у порах і мікротріщинах, кімеридж (св. Південна Гринівка-1, інт. 2 547–2 548 м, $\times 30$); *в* – дрібнозернистий доломіт з порами, виповненими піритом, титон (св. Вижниця-1, інт. 2 541–2 549 м, $\times 45$); *з* – тонко-дрібнозернистий доломіт з мікротріщинами, виповненими піритизованою органічною речовиною, подекуди збагаченою гідроксидами заліза, титон (св. Лопушна-11, інт. 4 290–4 295 м, $\times 32$).

Характерним післяседиментаційним компонентом тонкозернистих доломітів є бітумна речовина, якою подекуди заповнені пори вилуговування в доломіті та кварці. У дрібнозернистих доломітах з площ Вижниця й Лопушна виявлено паралельно орієнтовані примазки піритовмісної органічної речовини та гідроксидів заліза (див. рис. 3, *з*). Припускають, що піритизація передувала доломітизації й відбувалася на етапі відновного мінералоутворення з окисного заліза в мулах, багатих на органічну речовину.

Катагенез. У карбонатних породах верхньої юри катагенетичні перетворення виявились у розчиненні решток організмів, зерен карбонатного цементу та пізній цементациї пор і мікротріщин.

У форамініферово-згусткових вапняках процеси вилугування привели до розчинення черепашок форамініфер і зерен доломіту, що зумовило формування пористості в породах. Досліджені утворення значно перекристалізовані з елементами грануляції. Серед морфологічних типів перекристалізації виокремлено розсіяний, агрегатно-розсіяний та прожилковий (за [5]).

Подекуди у форамініферово-різногрудкуватих вапняках трапляються пори вилугування зерен карбонатного цементу; деякі з них вторинно заліковані кальцитом (площа Південна Гринівка), ангідритом, зрідка дисульфідами заліза (площа Лопушна) (див. рис. 3, з).

Зміни первинної текстури копролітових вапняків під впливом післядіагенетичних процесів виявлені у вилугуванні зерен доломіту в окремих копролітах (площа Коханівка) (див. рис. 2, з) та заповненні мікротріщин гідроксидами заліза (площа Іспас).

Під час петрографічних досліджень у дрібнозернистих доломітах зафіксовано прояви вторинних процесів на стадії раннього(?) катагенезу: наявні численні пори вилугування зерен доломіту, які надають породі “губчастої” текстури. Подекуди пори вповнені зернами піриту розміром 0,024–0,120 мм (площа Вижниця) (див. рис. 3, в) або бітумоподібною оптично анізотропною речовиною (площі Вижниця, Славецька). Спорадично трапляються вторинні округлі пори діаметром до 0,26 мм (площі Вижниця, Лопушна), сформовані внаслідок вилугування значної кількості зерен доломіту.

Розвиток доломіту в порах і мікротріщинах, а також заповнення бітумом пор вилугування в зернах доломіту (різнозернисті доломітові породи кімериджу на площі Рудки) – це факти, які підтверджують концепцію глибокого розвитку вторинних метасоматичних процесів, що відбувалися на стадії катагенезу (перерозподіл карбонатів Ca та Mg в літифікованій породі, кальцій-магнієвий метасоматоз інших мінеральних фаз).

Унаслідок пізньої цементациї тріщини в літифікованій породі вповнені й заліковані кальцитовими агрегатами різної зернистості. Значна тріщинуватість – характерна особливість мікрозернистих вапняків. Породи розбиті субпаралельними мікротріщинами (0,031 мм), які вповнені агрегатами зерен кальциту, зрідка ангідриту.

Вторинні процеси зумовили розтріскування порід, що виявилось у формуванні мереживоподібною текстури (рис. 4, а). Іноді мікротріщини ускладнені горбкувато-стовпчастими парастилолітами, під час розвитку яких виникли каверни. Окремі з них, як і власне парастилоліти, заповнені ясно-бурим бітумом або зернами кальциту, зрідка ангідриту.

Мінералогічно катагенетичні зміни карбонатних порід регіону були пов’язані, головню, з принесенням речовин у осад (сульфатизація, целестинізація) чи винесенням з нього (дедоломітизація, децементация) [9]. З мінеральних новоутворень стадії катагенезу в карбонатних породах примітні ангідрит і целестин.

Сульфатизація. Ангідрит, поширений у вапняках і доломітах, трапляється у вигляді дрібних зерен, які помітно тільки в шліфах. Він утворює блакитнуваті включення химерної форми та прожилки (див. рис. 4, б), заміщує органічні рештки (див. рис. 4, в) та цемент карбонатних порід (див. рис. 4, з). У великих включеннях ангідрит представлений радіально-променистими чи волокнистими агрегатами, у масі яких помітно рештки карбонатної породи – щільні, чітко оконтурені ділянки або прожилки.

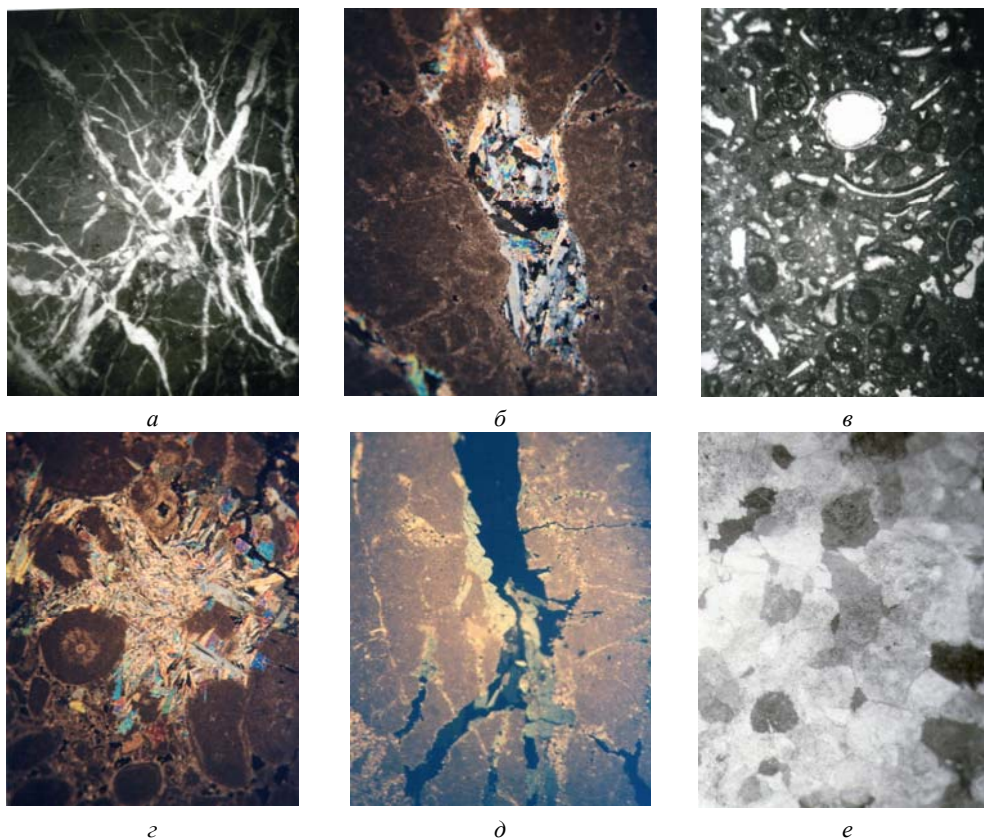


Рис. 4. Прояви процесів катагенезу у верхньоюрських карбонатних породах:

a – мікрозернистий вапняк з “сітчастими” мікротріщинами, виповненими кальцитом, оксфорд (св. Лановичі-1, інт. 2 232–2 237 м; без аналізатора, $\times 54$); *б* – таблитчасто-волоконисті зерна ангідриту, розвинуті в мікротріщині у різногустковому вапняку, титон (св. Дідушичі-2, інт. 1 975,8–1 983,7 м; з аналізатором, $\times 53$); *в* – виповнення ангідритом, який замінив кальцит, панцира остракоди в копролітово-пелеліподово-остракодовому вапняку, титон (св. Коханівка-26, інт. 1 193–1 201 м; без аналізатора, $\times 68$); *г* – ангідрит, який замінив кальцитовий цемент, у органогенно-уламково-різногрудкуватому вапняку, титон (св. Дідушичі-2, інт. 2 001–2 008 м; з аналізатором, $\times 36$); *д* – мікротріщина, частково виповнена целестином, титон (св. Лопушна-11, інт. 4 290–4 295 м; з аналізатором, $\times 36$); *е* – дедоломітизація породи, титон (св. Коханівка-23, інт. 1 339,4–1 350,7 м; з аналізатором, $\times 50$).

Дрібні включення ангідриту, найчастіше утворені великими кристалами, наявні в порівняно великокристалічних та мікрозернистих доломітах.

Целестинізація. Целестин у регіоні поширений менше, ніж ангідрит. Звичайно він є в ангідритовмісних породах у вигляді неправильних включень, приурочених до решток організмів, іноді виповнює мікротріщини в карбонатних породах (див. рис. 4, *д*).

Тісний зв'язок целестину з сульфатами кальцію наводить на думку, що вони сформувалися за однакових умов. Процеси сульфатизації й целестинізації відбувалися під дією засоленених підземних вод на стадії катагенезу і після доломітизації.

Дедоломітизація. У зоні поверхневого звітрювання доломітів, вапнякових доломітів і доломітових вапняків розвивалися процеси дедоломітизації, які зумовили кальци-

тизацію порід. Зокрема, у шліфах виявлено, що в ромбоєдрах доломіту з'являються неправильної форми включення мікрозернистого кальциту (площі Коханівка, Південна Гринівка) (див. рис. 4, е).

Висновки. Процеси перекристалізації карбонатних порід на різних стадіях катагенезу сприяли селективному вилугуванню вапняків і доломітів та зумовлювали утворення вторинних порожнин і каверн, різних за формою й розміром. Переважання порожнин певного типу визначає тип колектора, серед яких розрізняють порові, порово-кавернові і тріщинно-кавернові. З процесами діагенезу й катагенезу пов'язане розчинення карбонатного матеріалу, яке по-різному впливає на колекторські властивості відкладів. Аутигенне мінералоутворення, за винятком доломітизації, погіршує колекторські властивості верхньоярських карбонатних порід, а перекристалізація – поліпшує.

Захоронення карбонатних порід на глибині сприяє збереженню і навіть поліпшенню їхніх колекторських властивостей як унаслідок розчинення, так і текстурної неоднорідності, на межі елементів якої розвивається тріщинуватість. Спостереження засвідчують, що найсприятливішими з цього погляду є органогенні та уламкові відміни карбонатних порід. За наявності глинистих мінералів у складі їхнього цементу підвищується текстурна неоднорідність і, як наслідок, – здатність до утворення тріщин.

Поєднання таких особливостей карбонатних порід, як рання літифікація, неоднорідність первинної структури порового простору, хімічна нестійкість породоутворювальних мінералів, а також здатність до формування тріщин, зумовлюють велику різноманітність морфології та генезису порожнин у верхньоярських карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Безкисневі події океану Тетіс / Ю. М. Сеньковський, Ю. В. Колтун, К. Г. Григорчук та ін. – К. : Наук. думка, 2012. – 184 с.
2. *Вильямс Х.* Петрографія / Х. Вильямс, Ф. Тернер, Ч. Гилберт. – М. : Мир, 1985. – Т. 2. – 320 с.
3. Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс / Ю. Сеньковський, К. Григорчук, В. Гнідець та ін. – К. : Наук. думка, 2004. – 172 с.
4. *Дегенс Э. Т.* Геохимия осадочных образований / Э. Т. Дегенс. – М. : Мир, 1967. – 300 с.
5. *Каледа Г. А.* Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы / Г. А. Каледа, Е. А. Калистова // Литология и полезные ископаемые. – 1970. – № 6. – С. 50–73.
6. Літогенез осадкових комплексів океану Тетіс / Ю. М. Сеньковський, К. Г. Григорчук, Ю. В. Колтун та ін. – К. : Наук. думка, 2018. – 158 с.
7. *Мороз М. В.* Літологія верхньоярських відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук : 04.00.21 / М. В. Мороз. – Львів, 2012. – 24 с.
8. Седиментологія / Р. Градзинський, А. Костецкая, А. Радомський, Р. Унруг. – М. : Недра, 1980. – 646 с.
9. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза / Н. М. Страхов. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 1. – 212 с.

*Стаття: надійшла до редакції 30.08.2019
прийнята до друку 04.10.2019*

Marta Moroz

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine,
3a, Naukova St., Lviv, Ukraine, 79060,
martamgv69@gmail.com*

**POST-SEDIMENTARY TRANSFORMATIONS
OF THE UPPER JURASSIC CARBONATE ROCKS
OF THE PRE-CARPATHIAN FOREDEEP OUTER ZONE
IN THE CONTEXT OF THEIR OIL AND GAS CONTENT**

The manifestations of diagenetic and katagenetic processes in the Upper Jurassic carbonate rocks of the Outer Zone of the Pre-Carpathian Foredeep have been investigated and their influence on the formation of the reservoir properties of rocks has been found out.

During the diagenesis, the rocks were recrystallized, granulated and cemented. From the mineralogical point of view, the changes consisted in the transformation of primary aragonite and magnesium-calcite skeletal remains of organisms into calcite, as well as the processes of dolomitization, ferruginization and silicification. At the stage of diagenesis, Fe-containing minerals – glauconite and pyrite – have been formed. The dolomitization of Jurassic organogenic limestones of the Pre-Carpathian Foredeep Outer Zone has been caused by the mixing of fresh meteoric waters with buried marine pore waters in the underground phreatic zone adjacent to the ancient coastline. Silicification is a consequence of the metasomatic substitution of the carbonate substance by silicate, which has been caused by a decrease of pH occurred after dolomitization.

Katagenetic transformations of the rocks are manifested in the dissolution of the remains of organisms, grains of carbonate cement and late cementation of pores and microfractures. Changes of carbonate rocks are associated with the introduction of certain substances in the sediment (sulphatization, celestization) or their removal (dedolomitization, decementation). Neogenic minerals of the katagenesis stage are represented by anhydrite and celestite.

The processes of recrystallization of carbonate rocks at different stages of katagenesis contributed to the selective leaching of limestones and dolomites and led to the formation of secondary cavities and caverns, different in shape and size. The predominance of cavities of a certain type determines the type of reservoir, among which are distinguished pores, pore-caverns and joint-caverns. The processes of diagenesis and katagenesis are associated with the dissolution of carbonate material, which differently affects the reservoir properties of sediments. Authigenous mineral formation, with the exception of dolomitization, impairs the reservoir properties of the Upper Jurassic carbonate rocks, and recrystallization improves.

Burial of carbonate rocks at depth contributes to the preservation and even improvement of their reservoir properties both due to dissolution and textural heterogeneity (jointing develops at the boundary of the elements of textural heterogeneity). Observations show that the most favourable in this respect are organogenic and detrital varieties of carbonate rocks. The presence of clay minerals in the composition of their cement increases the textural heterogeneity and, as a consequence, the ability to formation of joints.

Key words: carbonate rocks, diagenesis, katagenesis, authigenous mineral formation, reservoir properties, Upper Jurassic, Pre-Carpathian Foredeep.

ІСТОРІЯ НАУКИ

Орест Матковський, Сергій Бекеша

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
mineral@franko.lviv.ua*

ВНЕСОК ПРОФЕСОРА ЗБІГНЕВА БАРТОШИНСЬКОГО В ДОСЛІДЖЕННЯ АЛМАЗІВ ТА МІНЕРАЛОГІЧНУ КРИСТАЛОГРАФІЮ (ДО 90-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)

Восьмого серпня 2019 р. виповнилося би 90 років від дня народження професора Збігнева Владиславовича Бартошинського – всесвітньовідомого вченого-алмазознавця, мінералогічного кристалографа, талановитого педагога.

Збігнев Бартошинський народився 8 серпня 1929 р. у м. Скала-Подільська Тернопільської обл. у польській родині залізничника. Після здобуття середньої освіти 1947 р. вступив на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка, де спеціалізувався на кафедрі кристалографії під керівництвом професора Г. Піотровського.

У життєвому і творчому шляху Збігнева Владиславовича можна виділити два періоди: десятирічний якутський – виробничо-науковий (“алмазний”) і сорокарічний львівський – науково-педагогічний (мінералого-кристалографічний).

Після закінчення геологічного факультету 1952 р. З. Бартошинського скерували на роботу в Амакінську експедицію Якутського геологічного управління Міністерства геології СРСР. Тут він активно поєднував виробничу діяльність на посадах геолога, мінералога та завідувача спецлабораторії з науковими дослідженнями, результати яких висвітлені у звітах і наукових статтях.

Десятирічна плідна праця в експедиції зумовила напрям подальшої наукової діяльності вченого – дослідження кристаломорфології та фізичних властивостей природного алмазу. У Якутії З. Бартошинський виконав численні гоніометричні вимірювання кристалів алмазу з корінних джерел, які тоді вперше відкрили на території країни. Видається, що за повнотою і прецизійністю ці дослідження досі є неперевершеним досягненням. Аналіз і узагальнення результатів досліджень дали Збігневу Владиславовичу змогу розробити дві мінералогічні класифікації природних алмазів: спочатку – разом із М. Гневушевим, а 1983 р. – власну, нині відому всім фахівцям-алмазознавцям.

Через руки дослідника в Амакінській експедиції пройшли десятки тисяч каратів алмазу з корінних і розсипних родовищ Якутії. Накопичений досвід давав змогу З. Бартошинському за кристаломорфологією алмазів, знайдених в алювії, безпомилково визначати їхню належність до конкретного корінного джерела. Одного разу в спецлабора-

торію експедиції надійшли алмази, що їх відшукали в алювії на лівобережжя середньої течії р. Марха. Після їхнього детального вивчення дослідник зробив висновок, що за морфологією та деякими фізичними особливостями вони відрізняються від алмазів кімберлітового поля у верхів'ях Мархи, хоча багато місцевих геологів наполягало на цьому. Однак Збігнев Владиславович притримувався думки, що ці алмази не могли бути привнесені з витоків річки і що їхні корінні джерела доцільно розшукувати на місці. Недостатньо інтенсивні розшукові роботи в середній течії р. Марха тоді не дали результатів, і тільки через 40 років, у березні 1994 р., під час детальних розшуків у цьому регіоні відкрили кімберлітову трубку Ботуобінську, а 1996 р. – трубку Нюрбинську, причому в обох виявився високий промисловий вміст алмазів. Так прогноз ученого-виробничника допоміг у відкритті нового кімберлітового поля.



З. Бартошинський у кабінеті гоніометрії. Львів, 1964.

Збігнев Владиславович належав до когорти тих алмазознавців, які були “виплекані” багаторічними дослідженнями власне кімберлітових алмазів, оскільки в 1950–1960 рр. практично не було генетичної інформації щодо альтернативних корінних джерел цього мінералу. Тому вчений досить прискіпливо і з великою недовірою ставився до повідомлень про алмази в некімберлітових породах. Якимось (після ознайомлення з черговою публікацією про знахідки алмазів в породах основного складу) у розмові з випускником геологічного факультету В. Афанасьєвим, нині доктором геолого-мінералогічних наук, він сказав, що “незабаром алмази будуть знаходити вдома за пічкою”.

Досить велике здивування викликали у Збігнева Владиславовича перші публікації про відкриття в Австралії корінних джерел алмазу нового генетичного типу – лампроїтових трубок. Та він неодноразово повторював серед своїх учнів такі слова: “Якщо гіпотетично (подумки) абсолютно всі знання про природний алмаз зібрати у 100 сторінок, то виявиться, що сьогодні ми “прочитали” сторінок 20, та і це добре”. У цих словах відчувалося невгамовне прагнення вченого до розроблення нових методів дослідження

природних алмазів, передусім він наполягав на комплексному вивченні зв'язку їхньої кристаломорфології з фізичними властивостями. Нині завдяки створенню й застосуванню нових прецизійних приладів правильність такого підходу підтверджена активними дослідженнями ізотопного складу природних алмазів та мікровключень у них. Це суттєво розширює наші знання з генезису алмазів та розшуку їхніх корінних джерел некімберлітового типу.



З. Бартошинський, його дружина Є. Бартошинська та М. Хотєєнкова на геологічній екскурсії в Карпатах.



З. Бартошинський (перший праворуч) серед викладачів Львівського університету на збиранні хмелю в Бродівському районі, 1987.

Протягом 1958–1962 рр. З. Бартошинський навчався в заочній аспірантурі під керівництвом проф. Є. Лазаренка на кафедрі мінералогії Львівського університету і 1962 р. успішно захистив кандидатську дисертацію “Кристаломорфологія якутських алмазів”. У ній наведено результати мінералого-кристалографічного вивчення якутських алмазів, висвітлено зв’язок їхніх особливостей з якістю та вмістом у кімберлітах і закономірності розподілу алмазів за різними ознаками на території алмазоносних провінцій.



З. Бартошинський з випускниками 1990 р.

У Львові З. Бартошинський розпочав активну науково-педагогічну діяльність. З 1963 р. він працював на посаді доцента кафедри кристалографії, з 1965 р. – кафедри мінералогії. Після захисту докторської дисертації “Мінералогія алмазів из месторождений Якутии” (1983) він став професором кафедри мінералогії, де працював до виходу на пенсію (1999). У 1986 р. йому присвоєно вчене звання професора по кафедрі мінералогії.

Збігнев Владиславович був прекрасним педагогом. Він неперевершено читав лекції, провадив лабораторні заняття з кристалографії, кристаломорфології, кристалохімії, фізики мінералів та ін., керував курсовими й дипломними роботами, навчальною мінералого-петрографічною практикою, з успіхом розвивав на геологічному факультеті гоніометричний метод дослідження морфології кристалів. Учні З. Бартошинського високо цінували багатогранність його педагогічного таланту, ораторську майстерність і дотепний гумор. Він навчав студентів усього, що знав і вмів сам. На перервах між лекціями й лабораторними заняттями та під час практик розповідав усілякі цікаві історії про життя в Нюрбі, про історію кристалографії та алмази, яким був відданий усією душею. Цим учений приваблював до себе учнів, які водночас були для нього колегами. Згодом багато з них стало відомими українськими та російськими кристалографами й алмазознавцями (В. Афанасьєв, В. Квасниця, В. Коптіль та ін.).

У навчальному доробку З. Бартошинського важливе значення мають різноманітні програми й методичні розробки: “Методичні вказівки по курсу геометричної кристалографії” (1973); “Програми і методичні розробки з кристалографії” (1980); “Методичні

вказівки і завдання до виконання контрольних робіт з геохімії” (1987); “Програма другої виробничої практики і методичні вказівки до написання дипломних робіт” (1987).

Високу оцінку педагогічних заслуг З. Бартошинського дав відомий російський кристаллограф І. Шафрановський у своїй книзі “Кристаллография в СССР. 1917–1991”: “Самой высокой оценки заслуживает его педагогическая деятельность. З. В. создал свою школу гониометристов, многочисленные питомцы которой с успехом работают во многих научных институтах и лабораториях страны, поддерживая славу Львовского кристаллографического центра” (СПб., 1996. С. 139).



Професори О. Бобрієвич та З. Бартошинський під час мінералого-петрографічної практики студентів другого курсу. Волинь, 1981.

Надзвичайно великий науковий доробок З. Бартошинського у львівський період: сотні публікацій, одна монографія (“Кристалломорфология алмаза из кимберлитов”, 1991, соавтор В. Квасница), десятки наукових звітів, “Методическое руководство по комплексному исследованию кристаллов алмаза при прогнозировании и поисках коренных месторождений” (1988, соавт. Ф. Каминский, Э. Гасимов и др.). У згадуваній вище мінералогічній класифікації природних алмазів (1983) головну увагу приділено морфології кристалів і агрегатів, забарвленню, характеру світіння в УФ-променях та іншим особливостям, які легко діагностувати. Усі природні алмази вчений розділив на 12 груп, у яких об’єднано 55 споріднених за певними ознаками типів. Ця класифікація загально-визнана, її широко використовують у навчальному процесі та наукових дослідженнях. Саме її взяла за основу колишня аспірантка З. Бартошинського Валентина Жихарева під час підготовки книги-довідника “Атлас с видоизображениями кристаллов алмаза кристалломорфологической классификации З. В. Бартошинского” (Мирный, СПб, 1996).

Збігнев Владиславович чи не першим звернув увагу на необхідність комплексного вивчення алмазів (морфологія кристалів, фізичні характеристики, хімічний склад, включення та ін.), визначення їхніх типоморфних ознак для розроблення генетичних, прогнозних і розшуково-оцінних висновків. Ці дослідження він провадив у тісній співпраці з ученими-фізиками. Результати висвітлені в десятках публікацій (головно у співавторстві), які стосуються люмінесценції кристалів, їхніх оптичних властивостей,

азотних парамагнітних центрів, хімічного складу (домішки газів, концентрація азоту та ін.) та генетичних особливостей алмазу.

Уперше в колишньому СРСР З. Бартошинський став ініціатором паспортизації кімберлітових трубок Архангельської області за комплексом мінералогічних властивостей алмазу. Кристалорфологічні дослідження, що їх виконали фахівці геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка у співпраці з завідувачем спецлабораторії Біломорської експедиції О. Махіним (колишнім аспірантом З. Бартошинського), дали змогу виявити раніше не зафіксовану особливість діатрем регіону: співвідношення вмісту октаедричних кристалів за кількістю до їхнього вмісту за масою пов'язане зворотною залежністю з концентрацією алмазів у родовищі. Аналізуючи цю залежність, Збігнев Владиславович висловив жартівливе припущення, що в такому разі найпродуктивніше корінне родовище повинно містити лише один величезний алмаз, який своїм корінням сягав би верхньої мантії.



З. Бартошинський (перший праворуч), А. Ясинська та О. Матковський
на науковій конференції в Чинадієвому, 1982.

Ученому належать надзвичайно цікаві дослідження з морфології перших радянських синтетичних алмазів, результати яких одержали високу міжнародну оцінку: відповідну статтю З. Бартошинського і В. Макарова з "Мінералогічного збірника" (1966. № 20, вип. 2. С. 156–159) передрукували у відомому науковому журналі "Industrial Diamond Review" (виходив у Лондоні під егідою De Beers Industrial Diamond Division) під назвою "On the microrelief of synthetic diamond faces" (1967. N 4. P. 160–166). Збігнев Владиславович досліджував також кристалографію синтетичних кристалів вісмутину, аргіродиту і конфільдиту.

Досить важливими є кристалографічні дослідження З. Бартошинського (у співавторстві) інших мінералів з різних регіонів України: берилу, сидериту й кальциту з камерних пегматитів Волині, топазу з росипищ Придніпров'я, колумбіту з карбонатитів

Призов'я. Не оминув він увагою і проблеми, які стосувалися ролі кристаломорфології в практиці геологорозвідувальних робіт і під час оцінювання якості мінеральної сировини, а також історії розвитку мінералогічної кристалографії. У статті “Шляхи розвитку мінералогічної кристалографії” (1998, співавтор О. Матковський) проаналізовано еволюцію розвитку мінералогічної кристалографії, починаючи від зародження в лоні мінералогії й закінчуючи напрацюваннями Є. Лазаренка та І. Шафрановського, їхніх учнів і послідовників у цій галузі. Наведено досягнення українських мінералогів та окреслено головні завдання тогочасного етапу.

Науково-педагогічну діяльність З. Бартошинського високо оцінено геологічною громадськістю й на державному рівні. Він нагороджений медаллю “За доблестный труд” (1957), бронзовою медаллю ВДНГ СРСР (1988), нагрудним знаком Міністерства вищої та середньої спеціальної освіти СРСР “За відмінні успіхи в роботі” (1989), нагрудним знаком Державної геологічної служби України “Почесний розвідник надр” (2004), його обрано почесним членом Українського мінералогічного товариства.

Ім'я Збігнева Владиславовича Бартошинського вписано до “алмазної книги” колишнього СРСР, воно є своєрідним сертифікатом якості. Валентин Афанасьєв, учень Збігнева Владиславовича, написав так: “Для меня всегда было предметом гордости называть себя его учеником”.

ХРОНІКА

Орест Матковський¹, Ігор Наумко², Леонід Скакун¹

¹*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
tmineral@franko.lviv.ua*

²*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060,
igggk@mail.lviv.ua*

ЗДОБУТКИ І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ ГЕОЛОГІЧНОЇ НАУКИ В УКРАЇНІ (ЗА МАТЕРІАЛАМИ НАУКОВОЇ КОНФЕРЕНЦІЇ, ПРИСВЯЧЕНОЇ 50-РІЧЧЮ ІНСТИТУТУ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ ІМЕНІ М. П. СЕМЕНЕНКА НАН УКРАЇНИ)

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України (ІГМР НАНУ, м. Київ), який заснував 1969 р. віце-президент АН УРСР, академік М. П. Семененко як Інститут геохімії і фізики мінералів (ІГФМ) АН УРСР, за 50 років діяльності перетворився на потужний дослідницький центр сучасної геологічної науки. Він посідає одну з чільних позицій серед установ Відділення наук про Землю Національної академії наук України та має високий міжнародний авторитет і визнання науковців Європи й світу. Серед наукових інтересів установи превалює розвиток фундаментальних і прикладних досліджень у галузі наук про Землю: геохронологія і стратиграфія докембрію, регіональна і генетична мінералогія, біо- та наномінералогія, петрологія, геологія і геохімія рудних родовищ, розшукова та екологічна геохімія, з'ясування закономірностей формування й локалізації родовищ корисних копалин (чорних, кольорових, благородних, рідкісних металів, радіоактивних елементів), геохімічні, мінералогічні, петрологічні, ізотопно-геохронологічні методи їхнього прогнозування і розшуків, прогнозне оцінювання перспективно рудоносних формацій і територій та ін.

Висвітленню досягнень у зазначених напрямках була присвячена наукова конференція “Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні”, яку організували на честь 50-річчя Інституту 14–16 травня 2019 р. у Києві. В її роботі взяли участь 165 представників з понад 30 науково-дослідних установ, закладів вищої освіти, виробничих організацій і приватних підприємств України (Київ, Львів, Харків, Кривий Ріг), Словаччини й Туреччини.

Науково-організаційні аспекти роботи конференції забезпечував оргкомітет у такому складі: голова – О. Пономаренко, заступник голови – Л. Степанюк, учений секретар – В. Сукач, члени оргкомітету – Г. Артеменко, О. Брик, Д. Возняк, О. Грінченко, К. Деревська, М. Донської, Е. Жовинський, В. Загнітко, В. Квасниця, С. Кривдік, І. Кураєва,

С. Мачуліна, В. Овсієнко, В. Семененко, В. Сьомка, М. Таран, А. Шашмаз (Туреччина), Є. Шеремет.

До початку конференції було опубліковано збірник тез у двох томах “Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні” (К., 2019. Т. 1. 244 с.; Т. 2. 262 с.) і книгу “Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України: 50 років” (гол. ред. О. Пономаренко, відп. ред. В. Павлишин. К., 2019. 266 с.), яку на конференції презентував *В. Павлишин*.

Двотомний збірник містить 230 тез, які згруповано за десятьма напрямками: 1) аналіз сучасного стану та актуальні завдання геологічної науки в Україні (15 тез); 2) геохімія процесів мінерало-, породо- та рудоутворення, геохімічні розшуки корисних копалин (43); 3) регіональна та генетична мінералогія, фізика мінералів (47); 4) геохронологія та ізотопне датування ендегенних геологічних процесів (9); 5) геологічна будова, генезис і закономірності розміщення родовищ корисних копалин (47); 6) еколого-геохімічні дослідження, геохімічний моніторинг довкілля (29); 7) петрологія: ендегенні процеси породо- та рудоутворення (21); 8) стратиграфія докембрійського фундаменту, його осадового чохла та фанерозойських регіонів (10); 9) космічна речовина й астроблеми (8); 10) тектоніка (5). Найбільшу кількість доповідей присвячено геохімії процесів породо-, мінерало- та рудоутворення і геохімічним розшукам, регіональній та генетичній мінералогії, фізиці мінералів, геологічній будові, генезису і закономірностям розміщення родовищ корисних копалин.

У книзі про Інститут наведено історію його створення й розвитку, сучасну структуру та найвагоміші здобутки (головно за останні 25 років). Зазначено, що в Інституті провадять різнопланові дослідження в різних галузях геохімії (у тім числі ізотопної, ізотопно-геохронологічної, екологічної), класичної та сучасної мінералогії, петрографії й петрології, учення про рудні родовища і мінерагенії. Книга містить передмову, стислий історичний нарис, відомості про директорів Інституту, сучасну структуру та основні досягнення Інституту й окремих його відділів, наукові напрями діяльності та наукові школи, видавничу діяльність, наукові та виробничі зв'язки, участь у міжнародних проектах, інформацію про здобутки науковців, зокрема, щодо захисту докторських і кандидатських дисертацій, видання монографій, різноманітних нагород. Наприкінці книги стисло висвітлено перспективи розвитку Інституту згідно з “Концепцією діяльності та розвитку ІГМР на 2017–2022 рр. та до 2030 року” за такими напрямками, як геохімічний, мінералогічний, петрологічний, рудно-металогенічний, музейна справа.

Перше пленарне засідання відбулося 14 травня у Великій актовій залі Інституту. Його відкрив директор ІГМР НАН України, академік-секретар Відділення наук про Землю НАН України, акад. *О. Пономаренко*.

З привітаннями виступили: *О. Кирилюк* – голова Державної служби геології та надр України, *П. Загороднюк* – голова ради директорів TUTKOVSKY PLC, *В. Безвинний* – голова ради директорів міжнародного хабу природних ресурсів TUTKOVSKY, член правління ВГО “Спілка геологів України”, *В. Приходько* – головний геолог ДП “Українська геологічна компанія”, *О. Матковський* – професор кафедри мінералогії геологічного факультету Львівського національного університету (ЛНУ) імені Івана Франка, *І. Наушко* – завідувач відділу геохімії глибинних флюїдів Інституту геології і геохімії горючих копалин (ІГГК) НАН України, *С. Шехунова* – член-кор. НАН України, заступник академіка-секретаря Відділення наук про Землю НАН України, заступник директора Інституту геологічних наук НАН України.



Акад. О. Пономаренко відкриває наукову конференцію “Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні”, присвячену 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України.



Проф. О. Матковський виступає з привітанням від геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка.



Д-р геол. наук І. Наумко виступає з привітанням від Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України. У президії сидять (зліва направо): О. Пономаренко, О. Кирилук, П. Загороднюк, В. Приходько.

За високий професіоналізм, наукові здобутки та з нагоди 50-річчя Інституту багатьом його працівникам було вручено нагороди, подяки і грамоти від Державної служби геології та надр України, ВГО “Спілка геологів України”, Президії НАН України та дирекції Інституту.

Пленарні наукові засідання відбулися 14–15 травня: чотири – у Великій актовій залі, одне вечірнє – у Малій залі (за напрямом “Геоекологія та гідрогеологія”). На них заслухано 50 доповідей. На стендах було представлено понад 100 доповідей.

На першому (ранковому) засіданні виголошено сім доповідей, які були присвячені нагальним завданням геологічної науки в сучасній Україні (автори О. Пономаренко, *І. Палкін* (доповідач), Л. Степанюк, В. Сукач), розвитку екологічної геохімії в ІГМР імені М. П. Семененка НАН України (*І. Курасва*), творчій науковій співпраці ІГМР та ІГГК НАН України (О. Пономаренко, М. Павлюк, *І. Наумко*), генезису Анадольського рідкісноземельного родовища за ізотопним складом стронцію в апатиті (*С. Кривдік*, Є. Шеремет, О. Висоцький, І. Котвицька), перспективам геохімічних досліджень для вирішення розшукових та екологічних задач на території України (*Е. Жовинський*, Н. Крюченко), калієвмісним породам Українського щита (*Л. Степанюк*, О. Грінченко), здобуткам мінералогії в Україні (*В. Павлишин*, О. Матковський, О. Довгий).

На другому (вечірньому) засіданні заслухано 11 доповідей, які стосувалися таких проблем: шляхи розширення мінерально-сировинної бази України для виробництва високоякісних залізорудних концентратів (О. Пономаренко, *О. Брик*, Н. Дудченко та ін.); Ve , Fe^{2+} -заміщення в природних берилах за даними оптичної абсорбційної спектроскопії та мікрозондових досліджень (*М. Таран*, О. Вишневський); петрогенні процеси концентрування Ti в магматичних породах (*С. Кривдік*, О. Дубина, *В. Гаценко*); стабільність монациту-(Se) у магматичних і метаморфічних фельзичних системах (*І. Броско*, М. Ондрейка); еколого-геохімічний моніторинг снігу гірських вершин території Карпатського біосферного заповідника (*Н. Крюченко*, Е. Жовинський, П. Папарига);



Голова Державної служби геології та надр України О. Кирилюк вручає нагороду проф. В. Павлишину.



Учасники наукової конференції "Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні", присвяченої 50-річчю ІГМР НАН України, у залі засідань.

термодинамічна еволюція верхніх геосфер: атмосфери, земної кори, гідросфери і біосфери (Р. Белевцев, В. Блажко, С. Терещенко); Сергіївське родовище (Середнє Придніпров'я, Український щит) як потенційний об'єкт для промислового освоєння (В. Сукач, О. Бобров, Л. Ісаков, О. Лисенко); походження текстурних компонентів матриці хондритів (В. Семененко, А. Гірич, К. Шкуренко); особливості хімічного складу корінних фосфор-титанових руд Кропивнянського родовища (В. Харитонов, Т. Харитонova); можливі варіанти прикладної мінералогії родовищ залізо-кременистої формації України (Б. Червоний); вік порід у ділянці знесення для кварцитів родіонівської світи інгуло-інгулецької серії (Жовтянська ділянка Правобережного району) (Г. Артеменко, Л. Шумлянський, А. Беккер, А. Хоффманн); геохімічні особливості формування ореольних вод бітумо-гідротермальних мінеральних асоціацій (Л. Іщенко, В. Суярко).

На третьому (ранковому) засіданні 15 травня з доповідями виступило 11 науковців. Розглянуто такі проблеми: термобарогеохімічні й мінералогічні ознаки ліквідації розплавів (Г. Кульчицька, Д. Черниш); можливості використання включень для реконструкції *PT*-умов мінералоутворення (Д. Возняк); техніко-економічні показники та рекомендації з подальшого освоєння Чернігівського апатит-рідкіснометалевого родовища (М. Козар, Є. Шеремет, Л. Сетая); гідротермальна прожилкова мінералізація Заваллівського графітового родовища (Л. Скакун, Р. Мінкевич); утворення відманштеттової структури в метеоритах (О. Борисенко); кристалохімія, оптична та інфрачервона спектроскопія смарагду з Крутої Балки (Приазов'я) (Г. Франц, В. Хоменко, М. Таран та ін.); Sm-Nd ізотопний склад архейських метабазитів і метаяльтрабазитів побузького комплексу з Одеської каменоломні (Ю. Єгорова, Є. Богомоллов); використання магнітометрії в науках про Землю (С. Попов, А. Меньшов, А. Сухорада та ін.); штучна трансформація мінеральних зерен і напрями її використання (В. Іванченко, Ю. Чугунов); закономірності формування вугільно-вуглеводневих формацій (Н. Вергельська); хімічний та ізотопний склад оксидів і карбонатів заліза як індикатор їхнього генезису (В. Загнітко, К. Гоголев).

На четвертому (вечірньому) засіданні заслухано дев'ять доповідей, які стосувалися стратиграфії та кореляції розрізів докембрію центральної частини Українського щита (М. Костенко); пропозицій з серіального поділу стратиграфічного розрізу Кривбасу (В. Покалюк); метастабільності включень у пісковиках Донбасу (В. Баранов, Я. Антипович); історії, сучасного стану і перспектив родовищ алебастру Галичини (В. Гулій, У. Борняк, О. Костюк, В. Степанов); відходів вуглепромислових підприємств як потенційного джерела мінеральної сировини (І. Удалов, О. Клевцов, А. Кононенко); геохімії базальтів південно-західної окраїни Криму на суші й у морі (К. Шнюкова); особливостей внутрішньої структури кімберлітових трубок за результатами частотно-резонансної обробки космічних знімків (Н. Якимчук, С. Левашов, І. Корчагін); імпактних структур як частини історії Землі (К. Деревська); рівня значущості мінералів-супутників золота в конгломератах як розшукових ознак золотого зруденіння (О. Шестаков); гідротермально-метаморфізованого вугілля з рудників основних і благородних металів рудного поля Штъявніца (Словаччина) (І. Котулова, С. Єлень).

На останньому пленарному засіданні обговорювали матеріали доповідей. У дискусії взяли участь Л. Степанюк, С. Кривдік, В. Павлишин, Р. Бєлєвцев, О. Матковський та інші учасники конференції. Зазначено про масштабність її тематичних напрямів, важливість публікації отриманих нових фундаментальних і прикладних результатів та вдалу організацію конференції. Прийнято ухвалу, у якій оцінено вагомість внеску науковців ІГМР НАН України у розвиток фундаментальної науки, окреслено коло ще не вирішених наукових завдань, підтримано доцільність створення в Інституті на базі наявних мінералогічних колекцій Мінералогічного музею імені акад. В. Вернадського.

Конференція завершилася надзвичайно цікавою геологічною екскурсією “Мандруючи Іллінецьким кратером”, яку організували і провели 16 травня К. Деревська, В. Сукач та Є. Гуров.

Екскурсію розпочали в с. Лугова Вінницької обл. У каменоломні, розташованій на східній околиці с. Кальник (лівий берег р. Соб), учасники конференції ознайомилися з породами так званої мішені, у які колись влучив болід, – палеопротерозойськими гранітоїдами гайсинського комплексу; їх детально схарактеризував В. Сукач. Власне Іллінецький кратер є геологічною пам'яткою місцевого значення, яку зручно облаштовано оглядовими майданчиками та інформаційними таблицями.



Учасники конференції на екскурсії "Мандруючи Іллінецьким кратером".

Дослідник цієї структури Є. Гуров ознайомив екскурсантів з імпактними утвореннями в невеликій закинутій каменоломні. Тут відслонені імпактні туфи і брекчії – зювіти, а також пласти тагамітів – імпактних розплавлених порід. Поряд з каменоломнею є археологічна пам'ятка – рештки майстерні з виготовлення жорен із зювітів, яка існувала з неоліту до XIII ст. Під час екскурсії зав. каф. мінералогії ЛНУ імені Івана Франка Л. Скакун зібрав колекцію зрців імпактитів, яку буде виставлено в Мінералогічному музеї імені академіка Євгена Лазаренка.

**Орест Матковський¹, Ігор Наумко², Микола Павлунь¹,
Олег Гайовський¹**

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
mineral@franko.lviv.ua

²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060,
igggk@mail.lviv.ua

ШОСТА МІЖНАРОДНА НАУКОВО-ПРАКТИЧНА КОНФЕРЕНЦІЯ ”НАДРОКОРИСТУВАННЯ В УКРАЇНІ. ПЕРСПЕКТИВИ ІНВЕСТУВАННЯ”

Сьомого–одинадцятого жовтня 2019 р. у готельно-курортному комплексі “Rixos Pyskarpatia” у м. Трускавець відбулася Шоста міжнародна науково-практична конференція “Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування”, організована Державною службою геології та надр України і Державною комісією України по запасах корисних копалин (ДКЗ) за участю Інституту геологічних наук НАН України, Українського державного геологорозвідувального інституту, ПрАТ “НАК “Надра України””, АТ “Укргазвидобування”, ДУ “Український науково-дослідний інститут медичної реабілітації та курортології МОЗ України”, ННІ “Інститут геології” КНУ імені Тараса Шевченка, Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, Криворізького національного університету, Львівського національного університету імені Івана Франка та Львівського національного медичного університету імені Данила Галицького.

Програма конференції охоплювала одне пленарне і дев’ять секційних засідань. Найбільше доповідей було представлено в секції 4 “Методика і практика геолого-економічної оцінки родовищ корисних копалин” (19 доповідей) та секції 5 “Енергетична незалежність України. Нарощування енергетичного потенціалу” (20 доповідей). Небагато доповідей було в секції 6 “Використання підземних вод. Переоцінка запасів та ресурсів підземних вод” (шість), секції 8 “Відновлення джерел енергії, стан та перспективи” (шість) та ін.

Пленарне засідання конференції вступним словом відкрив голова оргкомітету – голова ДКЗ України, проф. *Георгій Рудько*. З привітаннями до гостей і учасників конференції звернулися директор з питань геології АТ “Укргазвидобування” *Мирон Фірман*, завідувач кафедри географії та природокористування Брестського державного університету імені О. С. Пушкіна, член.-кор. НАН Білорусі, проф. *Максим Богдасаров*, президент Нафтогазової академії, проф. *Олександр Петровський*, головний спеціаліст секретаріату Кабінету Міністрів України *Петро Калашник*. Після привітань відбулося урочисте фотографування.



Член-кореспондент АН Білорусі, професор Брестського державного університету Максим Богдасаров (ліворуч) та професор Львівського національного університету імені Івана Франка Орест Матковський.



Учасники конференції (зліва направо): Д. Панов, О. Матковський, М. Павлунь, В. Павлюк.

На пленарному засіданні заслухано такі доповіді: *Г. Рудько*. Надрокористування в Україні; *М. Фірман*. Стан та перспективи нагорування ресурсної бази найбільшої газовидобувної компанії України; *М. Павлунь*. Деякі проблемні питання інвестиційного потенціалу мінерально-сировинної бази України; *Ю. Крупський, І. Михайловський, П. Бодлак, Р. Циганчук, І. Буштин*. Волино-Поділля – перспективна територія для інвестування вуглеводнів; *М. Жикаляк*. Проблемні аспекти амортизації активів і витрат, пов'язаних з надрокористуванням; *I. Szilagyi*. Harmonization of Western and Eastern oil and gas resources classification systems: A. Mission impossible; *М. Богдасаров, Н. Шашко, Ю. Кожанов, А. Маєвская*. Геологическое строение и полезные ископаемые палеоген-неогеновых отложений территории Подляско-Брестской впадины; *Г. Рудько, О. Наць-*

кий. Виклики державній експертизі та оцінці запасів корисних копалин, перспективи її існування і розвитку.

До початку роботи форуму опубліковано матеріали конференції у двох томах: Надкористування в Україні. Перспективи інвестування. – К. : ДКЗ, 2019. – Т. 1. – 463 с. ; Т. 2. – 403 с.



Учасники конференції зі Львова (зліва направо): О. Гайовський, О. Матковський, П. Волошин, М. Павлунь, І. Наумко, Ю. Крупський.



Учасники конференції у заді засідань.

Перший том охоплює 87 доповідей, які згруповано за чотирма розділами:

1. Реформування сфери використання надр: прозорість, відкритість, доступність.
2. Управління ресурсами корисних копалин для сталого розвитку.
3. Методика і практика геолого-економічної оцінки корисних копалин.

4. Енергетична незалежність України. Нарощування енергетичного потенціалу держави.

Другий том містить п'ять розділів, у яких наведено 70 доповідей:

1. Інвестиційний потенціал мінерально-сировинної бази України.
2. Екологічні питання у зв'язку з розробкою родовищ корисних копалин.
3. Використання підземних вод, переоцінка запасів та ресурсів підземних вод.
4. Відновлювані джерела енергії: стан та перспективи.
5. Медико-екологічні проблеми.

У привітанні учасникам конференції (див. том 1) голова ДКЗ Г. Рудько зазначив, що Україна – держава, багата на мінеральні ресурси. У її надрах є технологічно, екологічно і стратегічно важлива мінеральна сировина, ефективне використання якої є підґрунтям для підтримки й розвитку різних галузей промисловості та сталого розвитку економіки держави. Проведення конференції є чудовою нагодою для вітчизняних фахівців і науковців з інших країн обмінятися досвідом, новими напрацюваннями, досягненнями, відкриттями та ознайомитися з сучасними тенденціями розвитку гірничо-геологічної галузі. Першочерговим завданням геологічної галузі є відкриття нових родовищ корисних копалин в Україні з підтвердженим промисловим потенціалом (вуглеводні, благородні, кольорові й рідкісні метали, будівельна сировина тощо); їхня розробка активізує економіку України, внесе свіжий струмінь у геологічну галузь. Георгій Ілліч звернув увагу на дотримання національного природоохоронного законодавства та вимог стандартів екологічної безпеки до господарської діяльності як важливого інструмента сталого розвитку нашої держави.

Ігор Наумко

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060,
igggk@mail.lviv.ua*

МИРОСЛАВ ДМИТРОВИЧ БРАТУСЬ (до 80-річчя від дня народження)

Двадцятого березня 2019 р. виповнилося 80 років Мирославу Дмитровичу Братусю – відомому вченому в галузі геохімії й термобарометрії мінералоутворювальних флюїдів, кандидату геолого-мінералогічних наук, старшому науковому співробітнику, багатолітньому працівнику відділу геохімії глибинних флюїдів Інституту геології і геохімії горючих копалин (ІГГГК) НАН України (м. Львів).

Мирослав Братусь народився в с. Обельниця Рогатинського р-ну Івано-Франківської обл., недалеко від Галича, давньої князівської столиці. Після закінчення середньої школи він навчався на геологічному факультеті Львівського державного університету імені Івана Франка (1955–1960). Його однокурсниками були майбутні знані науковці, доктори наук Дмитро Возняк, Юрій Ворошилов, Михайло Гесь, Володимир Іванишин, Володимир Павлишин, Альберт Сіворонов, Борис Смирнов. З 1960 р. Мирослав Дмитрович розпочав трудову діяльність в Інституті геології корисних копалин АН УРСР (з 1964 р. – ІГГГК АН УРСР, нині НАН України). І вся його подальша наукова, науково-організаційна, громадська діяльність, науковий ріст від інженера до старшого наукового співробітника пов'язані з відділом геохімії глибинних флюїдів Інституту. У 1975 р. він захистив кандидатську дисертацію на тему “Мінерало-геохімічні особливості формування пегматитів Корсунь-Новомиргородського плутону за включеннями у мінералах” (написану, до речі, українською мовою) під керівництвом видатного вченого – професора Володимира Каложного.

Мирослав Братусь – знаний дослідник проблем генетичної мінералогії, геохімії, природи флюїдів мінералоутворювального середовища в різнотипних процесах мінерало-, рудо- і петрогенезу. Його наукові інтереси пов'язані з мінералогічними й геохімічними дослідженнями на Українському щиті (УЩ) та Волині, у Закарпатті, Якутії та інших регіонах. Наукові розробки вченого спрямовані на з'ясування термобаричних (температура, тиск, агрегатний стан) і геохімічних (склад і концентрація солей та легких компонентів розчинів) параметрів мінералоутворювальних флюїдів за включеннями в мінералах розмаїтого походження. Зазначимо про високу теоретичну підготовку



М. Братуся та комплексний підхід до виконання досліджень включень у мінералах, адже він водночас вивчав хімічний склад та інші характеристики мінералу-господаря.



Мирослав Братусь (другий ліворуч) серед учасників Сьомих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка “Розвиток ідей академіка Євгена Лазаренка в сучасній мінералогії (до 100-річчя від дня народження)”. Чинадієве, вересень 2012 р.

Мирославу Дмитровичу притаманні педантичність і скрупульозність під час виконання наукових робіт у галузі генетичної мінералогії та геохімії глибинних флюїдів із застосуванням найновіших технічних засобів. Зокрема, він уперше використав омега-тронний мас-спектрометр для визначення складу газів індивідуальних включень у мінералах, передусім, у кварці з пегматитів. Науковець був одним з ініціаторів вивчення ізотопного складу вуглецю графіту, карбонатів, вуглеводневих сполук, CO_2 з включень у мінералах. Він поєднував вивчення фізико-хімічних умов мінералогенезу на різних об'єктах з дослідженнями ізотопної природи вуглецю у вуглецевмісних мінералах і компонентах флюїдів, зокрема, вуглецю й кисню в CO_2 , водню і кисню у воді тощо. Зокрема, за результатами вивчення графітових родовищ УЩ М. Братусь переконливо довів, що кристалічний графіт у них є продуктом окисно-відновних реакцій у системі $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{H}_2\text{S}$ за участю мінералоутворювальних флюїдів, які містили CH_4 і CO_2 , а також сірководень. Дані про важчий ізотопний склад вуглецю графіту, який асоціює з карбонатними породами (мармури, вапняки, кальцифіри), і полегшений – у гнейсових товщах зі скупченнями графіту засвідчують, що джерелом вуглецю вуглецевмісних сполук (CO_2 , CH_4) був, головню, органічний вуглець, а також вуглець карбонатний.

Вагомими є результати досліджень мінерального складу, температури, тиску, складу мінералоутворювальних флюїдів за включеннями в мінералах, еволюції рН розчинів у процесі кристалізації окремих мінералів та ізотопної природи вуглецю карбонатів з пегматитів Корсунь-Новомиргородського плутону. Ці дані викладені в кандидатській дисертації М. Братуся. Вони стали підґрунтям для оцінювання перспектив розшуків продуктивних пегматитових тіл.

Ще один напрям наукової діяльності Мирослава Дмитровича пов'язаний з вивченням термобаричних і геохімічних умов утворення родовищ золота УЩ. Виявлено, що формування золоторудної мінералізації відбувалося в гетерогенному водно-діоксид-вуглецевому середовищі зі слабколужних розчинів за високої густини CO_2 та високого тиску в них. За ізотопним складом вуглецю графіту вмісних порід, гідротермальних карбонатів і вуглецю CO_2 включень у кварці Клишівського та інших родовищ золота УЩ визначено, що джерелом вуглецю гідротермальних карбонатів і CO_2 включень був вуглець графіту (завдяки окисненню), а розчини під час формування родовищ з'явилися внаслідок перетворення вмісних порід зон тектономагматичної активізації.



Мирослав Братусь (праворуч) з Ігорем Наумком перед урочистою академією на честь 90-річного ювілею проф. О. Матковського. Львів, 21 листопада 2019 р.

У Закарпатті М. Братусь детально вивчав флюїдний режим гідротермально-метасоматичних процесів, насамперед, термобаричні й геохімічні умови формування Березівського рудного поля у вулканогенно-осадових породах неогену та генезис і мінералогію скарнів у донеогеновому фундаменті Березівського родовища. Науковець уперше дослідив ізотопний і хімічний склад рідких, в'язких, твердих аморфних і кристалічних (карпатит, кертисит, парафін) вуглеводневих мінералів та карбонатів, що асоціюють з ними, Вишківського ртутного родовища й рудопрояву Оленево. Виявлено близькість ізотопного складу вуглецю органічних мінералів до вуглецю важких нафт, а вуглецю карбонатів – до вуглецю морських вапняків.

У Складчастих Карпатах і Закарпатті вчений визначив параметри консервації вуглеводневих флюїдів у кварці гідротермальних утворень. Зокрема, виявлено, що карбонатні жили і прожилки з прозорими кристаликами мармароських “діамантів” формувалися з водно-метанових флюїдів високої густини. За температури 250–220 °С тріщини заповнював ранній кальцит-I в асоціації з антраксолітом. Кристалики кварцу (“діаманти”) росли за $T = 230\text{--}180$, а пізній кальцит-II – за 160–100 °С. Гетерогенний водно-метановий флюїд включень у кварці містив важкі вуглеводні й перебував під тиском 420–250 МПа. Сольовий склад розчинів, які формували кварц-карбонатні жили, – гідрокарбонатно-кальцієво-магнієвий. Дані щодо ізотопного складу вуглецю й кисню в карбонатах і флюїдах свідчать про те, що їхнім джерелом були поховані води, органічна речо-

вина осадових товщ та інші водовмісні мінерали. З'ясовано, що поява флюїдів з надвисоким флюїдним тиском на невеликих глибинах серед осадових порід Карпатського регіону зумовлена інтенсивними деформаційними напруженнями з порушенням суцільності порід.



Мирослав Братусь – не тільки знаний учений, а й душа товариства:
з ним легко працювати і легко відпочивати.

У процесі дослідження флюїдного режиму мінералогенезу в кімберлітових трубках Якутії М. Братусь уперше виявив, що в мантії під час кристалізації діамантів повинні бути вільні газові компоненти – CO_2 , N_2 , CH_4 , H_2O . В експериментах науковець застосовував подрібнення кристалів діаманту за високого вакууму. Унаслідок їхнього нагрівання у високому вакуумі до $1\ 200\ ^\circ\text{C}$ визначено, що найменша частка газовиділень припадає на октаедричні кристали, а це свідчить про найменш дефектну будову їхньої кристалічної ґратки. Науковець дійшов висновку, що процеси гідротермального перетворення кімберлітових порід трубок пов'язані з інтенсивним надходженням у діатреми з умісних порід значної кількості концентрованих розчинів з вуглеводнями корового походження. Ці розчини вже за високої температури привносили коровий вуглець і кисень для гідротермальних карбонатів, сірку для сульфідів та вуглеводневі сполуки.

Мирослав Братусь – автор і співавтор понад 100 друкованих наукових праць і численних звітів про науково-дослідні роботи, серед них – чотири монографії: “Високометаморфізовані вуглисті утворення і графіти України” (1967), “Флюїдний режим гідротермальних процесів Закарпаття” (1984), “Флюїдний режим мінералоутворення в літосфері (в зв'язку з прогнозуванням корисних копалин)” (1994), “Карпатська нафтогазоносна провінція” (2004).

Мирослав Дмитрович брав активну участь у різноманітних науково-організаційних заходах Інституту: був членом оргкомітету республіканської наради “Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования” (Львів, 1975) та Сьомої всесоюзної наради “Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов” (Львів, 1985), заступником відповідального редактора збірників наукових праць “Гео-

химия и термобарометрия эндогенных флюидов” (К., 1988) та “Минералообразующие флюиды и рудогенез” (К., 1988; за матеріалами Сьомої всесоюзної наради з термобарометрії і геохімії рудоутворювальних флюїдів), був учасником численних міжнародних, всесоюзних і вітчизняних наукових форумів.

Усі працівники Інституту знають і пам’ятають члена профкому Мирослава Братуся як багатолітнього незмінного скарбника профспілки.

Мирослав Дмитрович – знавець літератури й поціновувач поезії, його багата домашня бібліотека містить низку раритетних видань. А любов до рідних теренів визначила ще одне його захоплення: Мирослав Братусь є автором кількох історико-краєзнавчих та науково-популярних видань, зокрема, книги про рідне село Обельницю, яку видано вже вдруге. Він має неабиякий поетичний хист; чого лише варті його слова автору цієї статті, написані на честь захисту кандидатської дисертації: “Переконання є у нас, що справу знаєш й робиш чітко, тож кандидатський твій диплом хай всьому цьому буде квітка!” (1987).

У повсякденні, на роботі, у полі Мирослав Дмитрович простий, доступний і комунікабельний, з ним легко спілкуватися, працювати й відпочивати, він завжди зрозуміє, порадить, допоможе. Нам пощастило, що поряд з нами є така людина.

Мирослав Дмитрович сповнений фізичних і духовних сил, знань, енергії, навіть на заслуженому відпочинку він не пориває творчі стосунки з колегами по Інституту й відділу, не припиняє активну наукову діяльність. Водночас він не забуває про рідне село й батьківську хату, у цьому його підтримують дружина Любов, також геолог і багаторічний працівник Інституту, діти та внуки.

Українська наукова спільнота тепло і щиро вітає ювіляра з 80-річчям. Зичимо Мирославу Дмитровичу здоров’я, усіляких гараздів та багато гарних літ у нових творчих помислах в ім’я процвітання України!

Євгенія Сливко

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005,
emslivko@i.ua*

ДЕВ'ЯНОСТОРІЧНИЙ ЮВІЛЕЙ ОРЕСТА ІЛЛЯРОВИЧА МАТКОВСЬКОГО

Олександр Ферсман колись написав, що у боротьбі за оволодіння таємницями природи, її силами – щаслива доля вченого, у цьому – його життя, радощі і прикрощі, його пристрасть і горіння. Ці слова цілком відповідають Ученому, Учителю і просто Людині Оресту Ілляровичу Матковському, якому 17 листопада 2019 р. виповнилося 90 років. З цієї нагоди 21 листопада на геологічному факультеті відбулася урочиста академія, у якій узяло участь понад 100 гостей. Звичайно, серед них переважали випускники факультету – від студентів до докторів наук, від нинішніх працівників до пенсіонерів, завітали в стіни університету представники навчальних закладів та наукових установ Львова, Києва Тернополя, виробничих організацій, наукових товариств, керівництва університету, Львівської обласної державної адміністрації та Львівської обласної ради.



Учасники урочистої академії з нагоди 90-річчя проф. О. Матковського.

Відкриття академії було незвичайне – до Франкової аудиторії завітали з пісненим привітанням учасники народного ансамблю пісні і танцю “Черемош” Львівського національного університету імені Івана Франка. Це був надзвичайно зворушливий і натхненний “заспів” усієї академії.



Пісенне привітання ювілярові від учасників народного ансамблю пісні і танцю “Черемош”.

Вступне слово про ювіляра виголосив декан геологічного факультету *Микола Павлунь*. Орест Іллярович Матковський – видатний учений у галузі мінералогії, доктор геолого-мінералогічних наук, професор кафедри мінералогії, академік Академії наук вищої школи України, дійсний член Наукового товариства імені Шевченка, перший віце-президент Українського мінералогічного товариства, заслужений професор Львівського національного університету імені Івана Франка, лауреат державної премії УРСР, кавалер ордена Дружби народів та багатьох інших відзнак. Його майже 70-річна науково-педагогічна, навчально-методична, організаторська і громадська діяльність тісно пов’язана зі Львівським університетом, у якому він пройшов шлях від студента до професора, завідувача кафедри мінералогії (1974–1999) і декана геологічного факультету (1980–1996). Орест Матковський – автор і співавтор понад 570 публікацій, серед яких 16 монографій, три підручники, два навчальні посібники, чотири курси лекцій, два словники, три довідково-інформаційні і два літературно-публіцистичні видання. Переважають праці з проблем регіональної і прикладної мінералогії, загальномінералогічних питань та історії науки. Орест Іллярович є незмінним головним редактором “Мінералогічного збірника”, заступником головного редактора “Записок Українського мінералогічного товариства”, членом редколегії “Вісника Львівського університету. Серія геологічна”, “Геолого-мінералогічного вісника Криворізького національного університету”, членом наукової ради ЛНУ імені Івана Франка та експертної ради ДАК МОН України з питань проведення експертизи дисертаційних робіт з геологічних і географічних наук.

Микола Миколайович також презентував довідково-бібліографічну книгу “Орест Матковський: класик української мінералогії (до 90-річчя від дня народження)” (автори й упорядники М. Павлунь, І. Наумко, П. Білоніжка, Є. Сливко, Л. Яриш. Львів, 2019. 72 с.). У ній проаналізовано стислі відомості про життєвий і творчий шлях науковця й педагога, найважливіші та найвагоміші навчально-методичні, наукові й організаторські здобутки, наведено дані про науково-педагогічну й організаторську діяльність, публікації за 2015–2019 рр., заслуги вченого, ювілейні привітання, рецензії на праці та літературу про О. Матковського. Завершується видання фотоілюстраціями останніх десятиліть.



Проф. М. Павлунь презентує книгу “Орест Матковський: класик української мінералогії (до 90-річчя від дня народження)”.



Проф. О. Матковський виступає з доповіддю “Віхи історії мінералогії в Україні”.

З доповіддю “Віхи історії мінералогії в Україні” виступив *Орест Матковський*. У ній доповідач стисло проаналізував історію зародження (XVIII ст.), становлення й розвитку мінералогії (XIX–40-ві роки XX ст.), а також “золотий” вік розвитку мінералогії в Україні (1940–1990-ті роки). Зазначено про роль геологічної служби України в розвитку мінералогічних досліджень та внесок у розвиток мінералогії видатних учених – Є. Лазаренка, О. Поваренних, В. Соболева й багатьох інших. Схарактеризовано здобутки українських мінералогів за різноманітними напрямками сучасної мінералогії та мінералогічні наукові школи України.

Професор *Володимир Павлишин* (випускник факультету 1960 р.) виголосив доповідь “Найстаріший учень про науковий доробок свого вчителя – патріарха та класика сучасної мінералогії (з нагоди 90-річчя професора Ореста Матковського)”. У доповіді висвітлено наукову й організаційну діяльність ученого, спрямовану на розвиток мінералогії в Україні.



З доповіддю “Найстаріший учень про науковий доробок свого вчителя – патріарха та класика сучасної мінералогії (з нагоди 90-річчя професора Ореста Матковського)” виступає проф. В. Павлишин.

Від Львівської обласної держадміністрації та Львівської обласної ради з привітанням виступив керівник відділу вугільної та енергетичної промисловості Львівської ОДА *Мар'ян Мороз*. Він вручив ювілярові Почесну грамоту Львівської ОДА, а від Львівської облради – цінний подарунок (годинник).



Керівник відділу вугільної та енергетичної промисловості Львівської ОДА М. Мороз вручає О. Матковському Почесну грамоту Львівської ОДА та цінний подарунок – годинник від Львівської обласної ради.

Від ректорату Львівського національного університету імені Івана Франка ювіляра привітав проректор з наукової роботи, чл.-кор. НАН України, проф. *Роман Гладішевський*, який захопливо і з гумором стисло схарактеризував багатогранну діяльність Ореста Ілляровича та його внесок у розвиток української науки. Роман Євгенович вручив О. Матковському Подяку ректора ЛНУ імені Івана Франка, чл.-кор. НАН України, проф. Володимира Мельника.



Від ректорату ЛНУ імені Івана Франка Ореста Ілляровича вітає проректор з наукової роботи, чл.-кор. НАН України, проф. Роман Гладішевський.

Від профспілкової організації ЛНУ імені Івана Франка з привітанням виступив заступник голови профкому *Володимир Бурак*, який вручив ювілярові Почесну грамоту від Федерації профспілок України.



Почесну грамоту від Федерації профспілок України ювіляру вручає заступник голови профкому ЛНУ імені Івана Франка Володимир Бурак.

Голова наукового товариства імені Шевченка, акад. *Роман Кушнір* привітав Ореста Ілляровича з ювілеєм та вручив подяку за внесок у розвиток товариства.



Голова НТШ, акад. Роман Кушнір вручає Оресту Ілляровичу подяку за вагомий внесок у діяльність товариства.

Привітали Ореста Ілляровича і співробітники Інституту геологічних наук НАН України (м. Київ) – доктор геол. наук, професор, завідувач відділу літології *Мирон Ковальчук* (випускник факультету 1980 р.) та канд. геол. наук *Любов Фігура* (колишня дипломниця ювіляра). Вони вручили Оресту Ілляровичу вітальний адрес від колективу Інституту за підписом його директора, акад. НАН України Петра Гожика та цікавий (“мінералогічний”) подарунок.



Від колективу Інституту геологічних наук НАН України Ореста Ілляровича вітають д-р геол. наук Мирон Ковальчук та канд. геол. наук Любов Фігура.

Від Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України (м. Київ) та Українського мінералогічного товариства з привітанням виступила президент УМТ, доктор геол. наук *Ганна Кульчицька* (випускниця 1969 р.), яка вручила О. Матковському вітальний адрес за підписом директора Інституту, акад. Олександра Пономаренка.

Від Карпатського відділення Інституту геофізики імені С. І. Субботіна НАН України (м. Львів) ювіляра привітав директор Інституту, чл.-кор. НАН України, проф. *Валентин Максимчук*.

Привітання від Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (м. Львів) виголосили заступник директора Інституту, канд. геол.-мін. наук *Андрій Побережський* (випуск 1983 р.) та завідувач відділу геохімії глибинних флюїдів, доктор геол. наук *Ігор Наумко* (випуск 1973 р.).



Вітальний адрес від колективу Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України Оресту Ілляровичу вручає заступник директора Інституту Андрій Побережський.

Від дочірнього підприємства НАК “Надра України” “Західукргеологія” вітальний адрес, подяку та цінні подарунки Оресту Ілляровичу вручили перший заступник дирек-



Проф. О. Матковського вітають геологи-виробничники, представники ДП НАК “Надра України” “Західукргеологія” Дмитро Панов (ліворуч), Данило Шарун та Ростислав Драгушак (праворуч).

тора *Ростислав Драгуцак* (випуск 1981 р.), начальник геологічного відділу з твердих корисних копалин та гідрогеології, головний геолог *Дмитро Панов* (1983) та голова регіональної профспілки геологів *Данило Шарун* (1975).

Зі славним ювілеєм привітав Ореста Ілляровича його земляк – професор Тернопільського національного педагогічного університету імені В. Гнатюка *Мирослав Сивий* (випуск 1972 р.).



Привітання від земляка – професора Тернопільського національного педагогічного університету імені В. Гнатюка *Мирослава Сивого*.

Теплим і зворушливим було привітання від рідного геологічного факультету та кафедри мінералогії в особі декана *Миколи Павлуня* (випуск 1975 р.), заступника декана з виховної роботи *Галини Гоцанюк* (1995), завідувача кафедри *Леоніда Скакуна* (1980) та колективу студентів.

Всеукраїнська громадська організація “Спілка геологів України” нагородила О. Матковського срібною медаллю “За заслуги” I ступеня, а президія Академії наук вищої школи України – Почесною грамотою за вагомий внесок у розвиток науки і вищої освіти України. Вітальний адрес надійшов від колективу ННІ “Інститут геології” Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Відповідні документи зачитав і презентував учасникам академії *Микола Павлуць*. Величезний кошик з білими трояндами надіслали Оресту Ілляровичу з Києва доньки акад. Є. Лазаренка – Олена, Оксана, Наталія та Євгенія.

На адресу ювіляра електронною поштою надійшло багато привітань з різних куточків світу, які оголосила доц. *Євгенія Сливко*. У листі проф. *Бориса Пирогова*, колишнього завідувача кафедри мінералогії Криворізького гірничорудного інституту, а нині – головного наукового співробітника Всеросійського інституту мінеральної сировини (м. Москва), зазначено: “Сердечно поздравляю Вас с 90-летием, хотя это и не Ваш возраст, так как Вы по-прежнему молоды! Вот уж о ком с гордостью можно сказать словами песни: “Старость меня дома не застанет. Я в дороге, я в пути!”... Вам удалось усвоить одно из лучших качеств академика Лазаренко – умение уважать, объединять и поддерживать умных людей, независимо от занимаемого ими положения. Во всех мероприятиях кафедры и факультета, ежегодных совещаниях по важнейшим проблемам



Ореста Ілляровича вітають співробітники і студенти геологічного факультету.

науки и высшей школы, лазаренковских чтениях, многих других памятных датах, в работе ученого совета по защите докторских и кандидатских диссертаций, в издательской деятельности, в общении с производственниками Вы всегда чётко умеете обозначить главные ориентиры. Всё это всегда проходит в творческой и по-украински теплой обстановке. При этом радует то, как Вы умело организуете дружескую встречу после мероприятий, когда все в компании с Вами, Женей Сливко и Юрой Галабурдой поют великолепные украинские песни и радуются общению с друзьями... Желаю Вам, Вашим близким и коллегам доброго здоровья, счастья, семейного благополучия и дальнейших творческих успехов!"



Микола Павлунь презентував аудиторії сертифікат срібної медалі ”За заслуги” I ступеня, якою нагородила О. Матковського всеукраїнська громадська організація ”Спілка геологів України”.

Випускник геологічного факультету 1970 р., а нині академік АН Республіки Саха (Якутія), проф. *Микола Зінчук* написав такі слова: “По порученню учёных Западно-Якутского научного центра (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия) и себя лично сердечно поздравляю Вас с важным и солидным Юбилеем! Желаем Вам крепкого здоровья, прекрасного юбилейного настроения, новых жизненных, творческих и педагогических успехов! Привет, поздравления и самые наилучшие пожелания передают Вам, многоуважаемый Орест Ильярвич, многочисленные Ваши бывшие ученики – выпускники геофака ЛНУ, успешно работающие до сих пор в различных геологических и горнодобывающих учреждениях Якутии!”.

За словами випускниці факультету 1971 р., а нині чл.-кор. НАН України, проф. *Віри Семененко*, Орест Іллярович – гордість геологічного факультету, оберіг і талісман кафедри мінералогії та її історичних традицій: “Студентами ми Вас любили за людяність, доброту і розуміння наших по молодості проколів, за вміння вчасно сказати добре слово і підтримати в складну годину. Ми сприймали Вас як старшого мудрого друга і класного вчителя. Зрілими, а деякі – сивоволосими, ми щасливі усвідомлювати незмінність Ваших істинних цінностей, здатність бути незламним у досить непростий час і гідно відстоювати мінералогію як одну із найдавніших і найцінніших наук. З глибокою пошаною, Український космос і Віра Семененко”.

Привітали Ореста Ілляровича і колеги з Одеського національного університету імені І. І. Мечнікова – професори *Олександр Чепіжко*, *Володимир Кадурін* та доцент *Сергій Кадурін*: “Святкування ювілею – добра традиція, яка дає змогу ще раз пережити яскраві моменти пройденого шляху, оцінити нинішні успіхи, заглянути в майбутнє, серцем торкнутись найбажанішої мрії. У цей день хочемо висловити глибоку шану за Ваші професійні звершення, висловити щирі слова вдячності за Вашу людяність, порядність, доброзичливість. Ми вдячні долі за можливість спілкуватися з Вами, одним із фундаторів геологічного напрямку освітньої та наукової діяльності ЛНУ ім. І. Франка, провідним ученим-мінералогом України. Ваші переконливі виступи та мудрі поради залишають

незабутнє враження й відкривають нові наукові та педагогічні горизонти. Роки наповнили Ваше життя творчими здобутками, повагою колег, розумінням близьких, захопленням Ваших учнів. І ми бажаємо, щоб Ваші знання, досвід та мудрість допомогли ще багатьом знайти свою дорогу в житті. Зичимо Вам, дорогий наш ювіляре, міцного здоров'я на довгі роки, удачі, радості, натхнення. Бажаємо, щоб теплі спогади наповнювали серце зворушливими почуттями і любов'ю. Бадьорості душі і відмінного здоров'я, почесної поваги і щирої любові близьких людей, доброго оточення і теплих слів, радісних емоцій та щасливих миттєвостей життя”.

Урочиста академія справила на присутніх незабутнє враження. Цього дня Орестові Ілляровичу вдалося те, що останнім часом буває дуже зрідка, – об'єднати весь факультет. А це так важливо нині, коли факультет переживає нелегкі часи. Як приємно було бачити у Франківській аудиторії й у коридорах біля численних стендів, присвячених ювілярові, випускників 1950–1960-х років: подружжя Яценків – Азалию та Германа (випуск 1957 р.), Петра Білоніжку (1958), Андрія Богуцького (1960), Дарію Кузьму (1965) та багатьох-багатьох інших. Орест Іллярович згуртував різні покоління. І все це завдяки людським якостям ювіляра, тим якостям, за які його шанують і люблять.

Дорогий наш Оресте Ілляровичу! Ваші пташенята – Льоня, Володя, Василь, Уляна, Женья та багато інших – вилетіли з Вашого гнізда в дальній життєвий вирій з почуттям глибокої вдячності. Залишайтеся таким же ентузіастом, щедрим учителем, привітним, щирим, енергійним, роботязим, сповненим натхнення. А ми завжди будемо Вас підтримувати й допомагати Вам у всіх Ваших починаннях. Многая літа!

ВТРАТИ НАУКИ

АНАТОЛІЙ ІВАНОВИЧ КОСТЕНКО

Двадцять другого лютого 2019 р. після важкої хвороби відійшов у вічність талановитий науковець і педагог, неперевершений мінералог, асистент кафедри мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка **Анатолій Іванович Костенко**.

Народився **Анатолій Костенко** 2 березня 1940 р. в м. Бухара (Узбекистан). У 1963 р. закінчив геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка за спеціальністю *геохімія*. Після служби в радянській армії працював старшим лаборантом кафедри загальної геології (1965–1968) та асистентом кафедри мінералогії (1969–1974) геологічного факультету.

Протягом 1975–1980 рр. за скеруванням Міністерства вищої та середньої спеціальної освіти України **Анатолій Іванович** працював викладачем в Алжирському національному інституті нафти і газу, де викладав мінералогію. Після повернення до рідної *alma mater* **А. Костенко** знову посів посаду асистента кафедри мінералогії Львівського університету (1981–2000), де працював до виходу на пенсію. **Анатолій Іванович** проводив практичні й лабораторні заняття з мінералогії.

Він був прекрасним діагностом, добре знав зовнішні ознаки мінералів, їхній хімічний склад, кристалохімічні особливості, фізичні властивості, форми наявності в природі, умови утворення, регенерації та руйнування, відмінності між подібними мінералами, головні родовища, практичне значення мінералів. Дослідник звертав увагу студентів на вивчення парагенетичних асоціацій мінералів, які допомагають діагностувати мінерали в зернистих агрегатах.

Анатолій Костенко керував курсовими роботами, навчальними і виробничими практиками студентів. Для першої виробничої практики геохіміків третього курсу розробив робочу програму і методичні вказівки (1984). Майже 25 років брав активну участь у проведенні другої навчальної практики з геологічного картування в Гірському Криму (межіріччя Бодраку й Качі, Бахчисарайський р-н). **Анатолій Іванович** ходив зі студентами в маршрути під час складання і загального стратиграфічного розрізу, і геологічної карти району. Він добре знав будову геологічних відслонень і стежки, по яких можна до них добратися, що особливо важливо під час проходження маршрутів у гористій чи лісовій місцевості. Відібрані ним разом зі студентами зрізці гірських порід і мінералів ставали надійним матеріалом для написання курсових та дипломних робіт.

Завдяки спокійному характеру і винятковій людяності **Анатолій Іванович** мав надзвичайно хороші стосунки з місцевим населенням. Тому місцеві мешканці дозволяли нашим студентам під час геологічних маршрутів проходити через їхні фруктові сади й насолоджуватися соковитими персиками чи абрикосами. Про кримську практику й **Анатолія Івановича** завжди добрим словом згадують випускники факультету.





Кримська практика у с. Прохолодне, 1979.
Зліва направо: Б. Олексів, студент другого курсу Б. Романюк, А. Костенко,
А. Андрєєва-Григорович, В. Макаров, М. Кудлик, Г. Григорчук.



Круглий стіл “Академік Євген Лазаренко – ректор, учений, громадянин”
у Дзеркальній залі Львівського національного університету імені Івана Франка, 2011.
Зліва направо: Р. Лещух, А. Костенко, І. Дудок, Р. Смішко, М. Павлюк.

Анатолій Костенко займався й науковою роботою. Він автор і співавтор близько 15 праць з мінералогії та геохімії. Особливе значення мають його праці з вивчення хімічного складу газової фази флюїдних включень у мінералах. Талановитий експериментатор, А. Костенко разом з В. Костіним і О. Шеметом налагодив мас-спектрометр МИ-1201, на якому визначав хімічний склад (CH_4 , CO_2 , N_2) газової фази флюїдних включень у мінералах. Разом з М. Павлуном Анатолій Іванович досліджував хімічний склад газової фази флюїдних включень у мінералах родовищ Садонського свинцево-

цинкового поясу (Північна Осетія) та золоторудних родовищ Кочбулах і Кизил-Алма Бельтау-Курамінського вулканоплутонічного поясу (Східний Узбекистан). У процесі робіт з'ясовано, що вміст CH_4 завжди вищий у включеннях у мінералах глибинних горизонтів, а CO_2 і N_2 – у верхніх. Ці дані мають важливе розшукове значення, оскільки визначена дослідниками зональність вертикального розподілу газів у включеннях у мінералах виявилась критерієм оцінювання ступеня ерозійного зрізу продуктивних товщ.



Анатолій Іванович серед учасників урочистого засідання з нагоди 85-літнього ювілею проф. О. Матковського, листопад 2014 р.



Анатолія Івановича (у центрі) завжди радо запрошували на ювілейні зустрічі випускники геологічного факультету. Зліва направо: випускники 1978 р. К. Григорчук, О. Баклюков, Р. Федо, В. Гулій.

Анатолій Іванович провадив цікаві експериментальні дослідження. Для вивчення впливу ступеня подрібнення мінералів на кількісне співвідношення газів, виділених із включень, він подрібнював мінерали електромеханічним способом у вакуумній дробарці до фракцій 3–1, 1,0–0,5 та 0,50–0,01 мм. У кожній фракції визначав вміст CH_4 , CO_2 , N_2 , і виявилось, що є взаємозв'язок між ступенем подрібнення мінералів, розміром різновікових включень і складом капсульованих газів. Результати цих досліджень мають важливе методичне і прикладне значення.

Ще під час навчання в університеті Анатолій знайшов подругу свого життя – Галину Василівну Гвоздеву, разом з якою вони виростили двох синів – Іллю та Євгена. Сини також закінчили геологічний факультет Львівського університету.

Анатолій Іванович Костенко був різнобічно освіченою, інтелігентною, працелюбною, скромною і доброзичливою людиною. З ним було цікаво працювати і спілкуватися. На жаль, у 2000 р. тодішній декан геологічного факультету звільнив його з роботи (під приводом досягнення пенсійного віку). Анатолій Іванович дуже переживав через це, адже був сповнений сил, енергії та науково-дидактичних знань з мінералогії. Ця подія спричинила різке послаблення його душевних і фізичних сил. Він помер після важкої хвороби 22 лютого 2019 р. В останню путь його проводжали кохана дружина, сини, внуки, друзі, колеги, численні випускники геологічного факультету.

Теплі і добрі спогади про Анатолія Івановича завжди збережуться в нашій пам'яті.

П. Білоніжка, О. Матковський, М. Павлунь

ПАМ'ЯТІ ПРОФЕСОРА Ю. В. ЛЯХОВА

Досконалість – це не тоді,
коли нема чого додати,
а тоді, коли нема чого забрати.
Антуан де Сент-Екзюпері

Тридцятого червня 2019 р. після тривалої і важкої хвороби відійшов у вічність Юрій Васильович Ляхов – доктор геолого-мінералогічних наук, професор кафедри геології корисних копалин. П'ятдесят шість років плідної наукової та навчальної діяльності Ю. Ляхова тісно пов'язані з Львівським університетом, у якому він пройшов шлях від студента до професора. Юрій Васильович – відомий фахівець у галузі геології і термобарогеохімії, вивчення післямагматичних рудних формацій. Проте найглибше і найповніше він досліджував фізико-хімічні умови формування пегматитів, родовищ золота й поліметалів, займався вирішенням фізико-хімічних проблем сучасної теорії рудогенезу, розробляв розшуково-оцінні критерії зруденіння, теоретичні й методичні основи нового в рудній геології напрямку *прикладна термобарогеохімія*.



Юрій Васильович Ляхов народився 7 травня 1935 р. у Харкові в родині службовців. Його мати – Надія Стефанівна – працювала економістом, а батько – Василь Андрійович – військовий. І це визначило напівкочовий стиль життя сім'ї. У 1939 р. Василя Андрійовича перевели служити у Двінськ (Латвія), і туди ж переїхала сім'я. Тут їх застала Друга світова війна. Батько пішов на фронт, а Юру з мамою евакуювали в Казахстан, однак вони швидко повернулися в Харків, де мешкала Юрина бабуся. У липні 1941 р. Надію Стефанівну разом з шестирічним сином удруге евакуювали – цього разу в с. Самойлівка Саратовської обл., де жила рідня батька. У серпні 1943 р. евакуйовані повернулися до звільненого Харкова, і Юра пішов до школи.

У 1946 р. – знову переїзд до місця чергового призначення батька – в Іркутськ. Саме там, уже будучи п'ятикласником, Юра захопився мінералогією. Сім'я Ляхових жила на березі р. Ушаковка, де одинадцятирічний хлопчик збирав у річковій гальці красиві камінці. А на стрімких берегах річки в породах траплялися дивні загадкові відбитки якихось давніх істот, що притягували хлопця таємничістю. Запам'яталися також яскраві виблиски золотистого мінералу у вигляді кубиків. Це був пірит у зонах піритизації давніх порід. Можливо, захоплення чарівними мінералами на березі Ушаковки визначили подальший шлях майбутнього вченого.

У 1949 р. сім'я знову переїхала – цього разу до Куйбишева, а через три роки – до Львова. Тут 1953 р. Юра закінчив десятий клас середньої школи № 35 і вступив на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка. В університеті студент Ю. Ляхов ознайомився з геологією гірських Карпат, Закарпаття, Кримських гір (район Карадагу), а 1956 р. під час виробничої практики в Амакінській експедиції працював у Приполярній Якутії (верхів'я р. Моркока), де брав участь у розшуках

алмазонасних кімберлітів. У 1957 р. у складі геолого-розшукової виробничої партії займався геологічним картуванням території Вітимо-Патомського нагір'я та розшуками алюмінієвих руд (кіаніт-силіманітових), що стало підґрунтям для написання й успішно-го захисту (1958) дипломної роботи.

Перші кроки професійного життя Ю. Ляхов зробив у Східному Забайкаллі як колектор та молодший геолог Фазової партії комплексної тематичної експедиції Читинського управління (1958) (згодом – Читинського філіалу ЦНДГРІ), яка вивчала свинцево-цинкові родовища Приаргунського поясу. Робота була цікава тим, що влітку всі працівники партії працювали в полі, а решту часу присвячували дослідженням у лабораторіях Львівського університету. Саме тоді з'явилася потреба застосувати методи термобаро-геохімії для доведення можливого двофазового розвитку зруденіння на прикладі низки відомих родовищ регіону. Як наслідок – публікація першої наукової праці “К вопросу об условиях образования аксинитов” у співавторстві з Л. Колтуном та А. Пізнюром.

З 1961 р. Ю. Ляхов почав працювати інженером-геологом, а згодом – молодшим науковим співробітником у геохімічній лабораторії ІГГК АН УРСР (м. Львів) під керівництвом В. Калюжного. Молодий учений прагнув поглибити свої знання у царині термобарогеохімії. Разом з науковим керівником він розпочав детальне вивчення включень у мінералах камерних пегматитів Волині. Спочатку дослідника захопила робота з твердими включеннями, тому одразу ж вийшли у світ спільні з В. Калюжним праці за результатами дослідження твердих включень каситериту і флюориту у кварці з пегматитів, а також стаття Ю. Ляхова про сингенетичні включення гетиту й гематиту у кристалах кварцу.

На поліметалевих родовищах Забайкалля Юрій Васильович вивчав власне флюїдні включення, тому він розпочав цілеспрямовані дослідження таких включень у мінералах волинських пегматитів. Протягом трьох років він займався розв'язанням проблеми *PT*-режиму процесів пегматитоутворення. Це був особливий період у роботі молодого вченого, адже він разом з науковим керівником уперше в світі зумів виконати прецизійні визначення складу низки твердих фаз в індивідуальних флюїдних включеннях. Це своєрідне наукове досягнення, оскільки тоді не було дистанційних способів визначення складу твердих фаз у включеннях (розмір таких мікрочастин становив усього декілька мікронів).

У 1963 р. Ю. Ляхов вступив до аспірантури у Львівському університеті й за дорученням проф. Є. Лазька почав працювати на Балеїському золоторудному родовищі. Головним завданням було розробити температурно-парагенетичну схеми процесу мінералоутворення цього родовища, що й було успішно виконано. Тоді ж Юрій Васильович познайомився з відомою дослідницею мінералогії золота Н. Петровською, яка виділила на родовищі понад 20 стадій процесу мінералоутворення. Більшість мінералогів, у тім числі Ніна Василівна, притримувалися думки, що кожне текстурно-структурне перетинання ранніх мінералів пізніми знаменує нову стадію процесу мінералоутворення. А Ю. Ляхов виділив на родовищі тільки п'ять таких стадій і навів опонентам такі переконливі аргументи на користь саме його схеми процесу мінералоутворення, що навіть Н. Петровська її визнала. Це був великий успіх молодого вченого. Згодом Ю. Ляхов разом з Г. Григорчуком та С. Івасівим опрацював великий фактичний матеріал з генетичних особливостей формування багатьох золоторудних родовищ Забайкалля. Дослідники сформулювали поняття *стадія* і *циклічність мінералоутворення* на підставі результатів дослідження флюїдних включень у мінералах, складу навколорудних метасоматичних змін та низки інших ознак.



Юрій Ляхов (сидить другий ліворуч) серед співробітників кафедри геології корисних копалин, 2005.

Водночас Ю. Ляхов усвідомив важливість виявлення не тільки генетичних особливостей формування золоторудних родовищ, а й просторової мінливості фізико-хімічних умов мінералоутворення. Він уперше спробував визначити палеотемпературний градієнт, який характеризує інтенсивність просторової мінливості температурних умов у системі мінералоутворення. Результати цієї роботи опубліковані разом з Н. М'язь.

Юрій Ляхов уважав, що "...прикладні аспекти термобарогеохімії визначені характером мислення". Перше чітке усвідомлення потреби й можливості застосування термобарогеохімії у геологічній практиці з'явилося у нього під час роботи на Балеїському золоторудному родовищі. Учений продовжував досліджувати родовища золота Забайкалля та узагальнив результати вивчення золоторудних родовищ інших регіонів. Він уперше виділив так звані продуктивні стадії на низці забайкальських родовищ, зібрав інформацію щодо умов мінералоутворення багатьох інших родовищ золота, намагався застосовувати методи термобарогеохімії комплексно. Юрій Васильович усвідомлював, що на різних золоторудних родовищах фізико-хімічні умови розвитку продуктивних стадій дуже близькі. Тому ще під час роботи на Балеї у нього виникла думка щодо можливої конвергенції умов кристалізації золота, хоча вперше це поняття він переконливо використав під час завершення роботи на Дарасунському родовищі. У 1967 р. Ю. Ляхов уперше виконав типізацію золоторудних родовищ – спочатку Ундино-Дайнської депресії, а потім – у межах Балеїського золоторудного району.

Водночас науковець глибоко вивчав склад мінералоутворювальних флюїдів та разом з Н. М'язь і Ж. Сімків розробляв методи визначення цього складу за допомогою водних витяжок. Багато часу він проводив у Проблемній лабораторії геологічного факультету.

Прецизійні визначення складу вмісту включень дослідники вдосконалили до потрібної і можливої точності та надійності визначення складу водних витяжок із включень.

Для впевненості у застосовуваних аналітичних методах Ю. Ляхов не просто віддавав проби в лабораторію для виконання аналізів, а й сам освоював ці методи і вдосконалював їх, часто робив аналізи самостійно. Перед виконанням водної витяжки науковець запровадив обов'язкове детальне термобарогеохімічне дослідження включень у пластинках тієї проби, з якої передбачали зробити водну витяжку, для того, щоб переконатися, чи в аналізованій пробі переважають генетично єдині включення. Так само він працював з газовими витяжками. Методичні поради вченого позитивно вплинули на розвиток і вдосконалення аналізу водної та газової витяжок на геологічному факультеті.



Ю. Ляхов (другий праворуч у другому ряді) серед учасників презентації першого видання книги “Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945–2005)”. Квітень 2009 р.

У 1967 р. Ю. Ляхов захистив дисертацію на тему “Особенности генезиса золоторудных месторождений Балеиского района в Восточном Забайкалье (по включениям в минералах)” та отримав ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук. Наступного року після захисту з'явилися його узагальнення щодо палеотемпературної систематики післямагматичних родовищ. Водночас він розробляв систематику власне золоторудних родовищ на підставі визначення температури формування та даних оцінки глибини їхнього утворення і разом з учнями розвивав поняття *термостатування мінералоутворювальних палеосистем*, ідея якого належить Н. Петровській. Однак кількісні характеристики реальних мінералоутворювальних палеосистем та типізацію рівнів термостатування розробив саме Юрій Васильович.

З 1976 р. Ю. Ляхов – уже доцент кафедри корисних копалин – активно долучився до розроблення й написання навчально-методичних праць, які й нині використовують на факультеті під час читання лекцій та проведення практичних і лабораторних занять.

Після захисту докторської дисертації “Условия образования и зональность золоторудных месторождений (по данным термобарогеохимии)” (1985) та отримання звання

професора кафедри корисних копалин (1988) Ю. Ляхов займався не тільки педагогічною та навчально-методичною діяльністю. Він не полишав наукові дослідження, які були присвячені вирішенню фізико-хімічних проблем сучасної теорії рудогенезу, зокрема, вивчав рудні формації, пов'язані з процесами корового магматизму, вулканізму та ретроградного метаморфізму. Особливо помітний внесок Юрій Васильович зробив у дослідження фізико-хімічних закономірностей розвитку ендегенних золоторудних формацій різних структурно-фаціальних зон на підставі геолого-генетичного моделювання (у часі та просторі) золотоконцентрувальних палеодинамічних гідросистем змінного термостатування, а також у розробляння прогнозно-оцінних і розшукових термобаро-геохімічних критеріїв золотоносності. Результати його досліджень ґрунтуються на детальному вивченні золоторудних родовищ Східного Забайкалля, Північної Бурятії, Алдану, Рудного Алтаю, Північного Казахстану, України.

З набуттям Україною незалежності Ю. Ляхов спрямував свої зусилля на дослідження українських золоторудних родовищ. Разом з колегами він уперше досконало вивчив особливості формування таких метаморфогенно-гідротермальних родовищ, як Балка Золота, Сергіївське, Балка Широка та ін.

Юрій Ляхов розробив загальну модель регресивно-інверсійного розвитку й динаміки процесів післямагматичного рудоутворення, довів конвергентність фізико-хімічних умов формування головних, “продуктивних” металоносних асоціацій золоторудних родовищ, сформулював нові принципи генетичної систематики золоторудних та інших формацій з урахуванням фізико-хімічних умов їхнього формування і ступеня термостатування геологічного середовища. Юрій Васильович зробив значний внесок у розробляння теоретичних і методичних основ нового в рудній геології напряму *прикладна термобарогеохімія*. Йдеться, зокрема, про рудорозшукову термобарогеохімію – комплексне дослідження ендегенних родовищ за включеннями у мінералах (термобарогеохімічне картування та моделювання рудних полів, термобароградієнтний аналіз рудоутворювальних палеогідросистем, теорія та практика розробки фізико-хімічних критеріїв локального прогнозування та перспективної оцінки похованого зруденіння в різних геотектонічних зонах і його розшуків методами декрепітації). На підставі термобарогеохімічних досліджень родовищ України Ю. Ляхов високо оцінив її перспективи як золотовидобувної країни.

Юрій Васильович є автором і співавтором шести монографій, 18 навчальних посібників і понад 170 наукових статей.

Світла пам'ять про Юрія Васильовича Ляхова назавжди залишиться в серцях його друзів, колег і учнів.

Список найважливіших праць Ю. Ляхова

1. *Ляхов Ю. В.* Особенности генезиса золоторудных месторождений БалеЙского района в Восточном Забайкалье (по включениям в минералах) : автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук / Юрий Васильевич Ляхов. – Львов, 1967. – 28 с.
2. *Лазько Е. М.* Газовые растворы и их роль в эндогенном минералообразовании / Е. М. Лазько, Ю. В. Ляхов, А. В. Пизнор // *Минералогия, термометрия и барометрия.* – М., 1968. – С. 46–56.

3. Григорчук Г. Ю. Стадийность и физико-химические условия формирования золоторудных месторождений Восточного Забайкалья / Г. Ю. Григорчук, С. М. Ивасив, Ю. В. Ляхов // *Материалы Всесоюз. конф.* – Ташкент, 1971.
4. Лазько Е. М. Методические указания по анализу включений минералообразующих растворов и их применению для прогнозной оценки рудоносных площадей и в практике поисково-разведочных и эксплуатационных работ / Е. М. Лазько, Ю. В. Ляхов. – Львов, 1972. – 52 с.
5. Ляхов Ю. В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии / Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1977. – № 6. – С. 5–17.
6. Лазько Е. М. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения / Е. М. Лазько, Ю. В. Ляхов, А. В. Пизнюр. – М. : Наука, 1981. – 286 с.
7. Ляхов Ю. В. Условия образования и зональность золоторудных месторождений (по данным термобарогеохимии) : автореф. дис. на соискание уч. степени д-ра геол.-мин. наук / Юрий Васильевич Ляхов. – М., 1985. – 48 с.
8. Ляхов Ю. В. Термобарогеохимическая зональность и режим формирования разноглубинных месторождений золота / Ю. В. Ляхов // *Докл. АН СССР.* – 1987. – Т. 297, № 2. – С. 437–441.
9. Главные направления прикладной термобарогеохимии / Е. М. Лазько, Ю. В. Ляхов, А. В. Пизнюр, И. В. Попивняк // *Прикладная термобарогеохимия.* – М. : Наука, 1988. – Т. 1. – С. 23–29.
10. Термобарогеохимия золота / Ю. В. Ляхов, Н. Н. Павлунь, А. В. Пизнюр, И. В. Попивняк. – Львов : Свит, 1995. – 280 с.
11. Ляхов Ю. В. Термобароградієнтні умови розвитку золоторудних формацій (генетичні та прогнозно-розшукові аспекти) / Ю. В. Ляхов // *Мінерал. зб.* – 1995. – № 48, вип. 1. – С. 23–31.
12. Ляхов Ю. В. Термостатованість палеогідросистем як основа генетичної типізації золоторудних родовищ України (за даними дослідження флюїдних включень) / Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь, С. І. Ціхонь // *Мінерал. зб.* – 2000. – № 50, вип. 2. – С. 38–43.
13. Майське золоторудне родовище (геологія, речовинний склад, модель утворення) / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, І. Є. Меркушин ... Ю. В. Ляхов ... та ін. – Дніпропетровськ, 2000. – 166 с.
14. Кількісне термобарогеохімічне моделювання полів золотого зруденіння в практиці локального прогнозування / Ю. Ляхов, М. Павлунь, І. Попівняк, С. Ціхонь // *Мінерал. зб.* – 2001. – № 51, вип. 1. – С. 22–34.
15. Ляхов Ю. Термобарогеохімічне обґрунтування рудно-формаційної належності ендеогенних золоторудних родовищ України: теоретичні та методичні аспекти / Ю. Ляхов, М. Павлунь // *Мінерал. зб.* – 2002. – № 52, вип. 1. – С. 68–73.
16. Ляхов Ю. В. Методичні рекомендації до вивчення курсу “Геологія родовищ корисних копалин” / Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь, В. М. Шевчук. – Львів, 2002. – 51 с.
17. Ляхов Ю. В. Методичні вказівки до змісту та форми написання магістерської роботи по кафедрі корисних копалин / Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь. – Львів, 2003. – 10 с.
18. Професор Євген Михайлович Лазько – видатний учений-геолог і педагог (до 90-річчя від дня народження) / В. Кирилюк, А. Лисак, Ю. Ляхов та ін. // *Мінерал. зб.* – 2005. – № 55, вип. 1–2. – С. 4–14.

19. *Ляхов Ю. В.* Збірник змістових модулів і тестових завдань з навчального курсу “Геологія корисних копалин” / Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь. – Львів, 2005. – 60 с.
20. *Ляхов Ю.* Рудноформаційні аспекти термобарогеохімічних досліджень золоторудних родовищ України та прогнозно-металогенічні наслідки / Ю. Ляхов, М. Павлунь, Б. Пахнючий // Мінерал. зб. – 2012. – № 62, вип. 1. – С. 52–62.
21. Професор Микола Порфирович Єрмаков – теоретик і засновник нової галузі геологічних знань – термобарогеохімії (до 100-річчя від дня народження) / Ю. Ляхов, О. Матковський, М. Павлунь, А. Сіворонов // Мінерал. зб. – 2013. – № 63, вип. 2. – С. 4–13.

М. Павлунь, С. Ціхонь, О. Гайовський, О. Шваєвський

ЗМІСТ

<i>Орест Матковський</i> ВНЕСОК У РОЗВИТОК УКРАЇНСЬКОЇ МІНЕРАЛОГІЇ ВЧЕНИХ, ОПОСЕРЕДКОВАНО ПОВ'ЯЗАНИХ З МІНЕРАЛОГІЧНОЮ ШКОЛОЮ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА	3
<i>Vasyl Guliy, Natalia Bilyk</i> MAIN PECULIARITIES OF FLUID SYSTEMS UNDER APATITE FORMATION IN CARBONATE-BEARING ENDOGENOUS ASSOCIATIONS	17
<i>Николай Зинчук</i> ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	28
<i>Yevheniia Slyvko</i> FRACTIONAL STRUCTURE AND MINERALOGICAL FEATURES OF PSEPHYTIC DEPOSITS – POTENTIAL RESERVOIRS OF DIAMOND IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE UKRAINIAN SHIELD. Part 3. PIVDENNO-ZAKHIDNA (OVRUTSKA) AND MIZHRICHYNSKA AREAS	46
<i>Василь Гулій, Сергій Бекеша, Ірина Побережська</i> ОСОБЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ ТРАДИЦІЙНИХ МІНЕРАЛІВ-ІНДИКАТОРІВ У ПРОЦЕСІ ПРОГНОЗУВАННЯ Й РОЗШУКІВ ПОТЕНЦІЙНО АЛМАЗОНОСНИХ ОБ'ЄКТІВ	59
<i>Петро Білоніжка, Юрій Дацюк</i> ВПЛИВ ЕНДОГЕННИХ ПРОЦЕСІВ НА ФОРМУВАННЯ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ОСАДОВИХ ПОРІД (НА ПРИКЛАДІ ГІРСЬКОГО КРИМУ)	78
<i>Святослав Кушнір</i> НОВИНИ ТЕОРЕТИЧНОЇ ГІДРОГЕОХІМІЇ	90
<i>Марта Мороз</i> ПІСЛЯСЕДИМЕНТАЦІЙНІ ЗМІНИ ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ КАРБОНАТНИХ ПОРІД ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ В КОНТЕКСТІ ЇХНЬОЇ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ	103
ІСТОРІЯ НАУКИ	
<i>Орест Матковський, Сергій Бекеша</i> ВНЕСОК ПРОФЕСОРА ЗБІГНЕВА БАРТОШИНСЬКОГО В ДОСЛІДЖЕННЯ АЛМАЗІВ ТА МІНЕРАЛОГІЧНУ КРИСТАЛОГРАФІЮ (ДО 90-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)	113

ХРОНІКА

<i>Орест Матковський, Ігор Наушко, Леонід Скакун</i> ЗДОБУТКИ І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ ГЕОЛОГІЧНОЇ НАУКИ В УКРАЇНІ (ЗА МАТЕРІАЛАМИ НАУКОВОЇ КОНФЕРЕНЦІЇ, ПРИСВЯЧЕНОЇ 50-РІЧЧЮ ІНСТИТУТУ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ ІМЕНІ М. П. СЕМЕНЕНКА НАН УКРАЇНИ)	120
<i>Орест Матковський, Ігор Наушко, Микола Павлунь, Олег Гайовський</i> ШОСТА МІЖНАРОДНА НАУКОВО-ПРАКТИЧНА КОНФЕРЕНЦІЯ “НАДРОКОРИСТУВАННЯ В УКРАЇНІ. ПЕРСПЕКТИВИ ІНВЕСТУВАННЯ” .	127
<i>Ігор Наушко</i> МИРОСЛАВ ДМИТРОВИЧ БРАТУСЬ (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)	131
<i>Євгенія Сливко</i> ДЕВ'ЯНОСТОРІЧНИЙ ЮВІЛЕЙ ОРЕСТА ІЛЛЯРОВИЧА МАТКОВСЬКОГО	136
ВТРАТИ НАУКИ	
<u>АНАТОЛІЙ ІВАНОВИЧ КОСТЕНКО</u>	147
ПАМ'ЯТІ ПРОФЕСОРА Ю. В. ЛЯХОВА	151