

ISSN 2078-6220

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЗБІРНИК**

№ 66

Випуск 2

2016

**MINERALOGICAL
REVIEW**

N 66

Issue 2

Published since 1947

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ
ЗБІРНИК**

№ 66

Випуск 2

Виходить з 1947 р.

**Ivan Franko
National University of Lviv**

**Львівський національний
університет імені Івана Франка**

2016

Друкується за ухвалою Вченої Ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка
(протокол № 28/11
від 30.11.2016 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 мінералогічного, геохімічного та екологічного спрямування. Наведено також розділ “Хроніка”.

The articles of mineralogical, geochemical, and environmental content, as well as the section “Chronicle” are published.

Редакційна колегія:

д-р геол.-мін. наук, проф. *О. Матковський* – головний редактор; д-р геол. наук, проф. *М. Павлунь* – заступник головного редактора; канд. геол.-мін. наук, доц. *Є. Сливко* – відповідальний секретар; канд. геол.-мін. наук, доц. *С. Бекеша*; канд. геол.-мін. наук, доц. *П. Білоніжка*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. Гулій*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. Євтехов*; д-р природничих наук, доц. *С. Єлень* (Словаччина); д-р геол.-мін. наук, проф. *П. Заріцький*; д-р геол. наук, проф. *Ф. Зузук*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. Квасниця*; д-р геол. наук, проф. *М. Ковальчук*; д-р геол.-мін. наук, проф. *Ю. Ляхов*; д-р геол. наук, проф. *В. Мельничук*; д-р геол. наук, ст. наук. співроб. *І. Наумко*; д-р геол.-мін. наук, проф. *В. Павлишин*; габлітований д-р, проф. *Я. Пришек* (Польща); канд. геол.-мін. наук, доц. *Л. Скакун*; д-р геології, проф. *Х. Стейн* (США); д-р геол. наук, доц. *Ю. Федоришин*; д-р геол. наук, проф. *О. Ченіжко*; д-р геол.-мін. наук, ст. наук. співроб. *Г. Яценко*.

Dr. Geol.-Min. Sci., Professor *O. Matkovskiy* – Editor-in-Chief

Dr. Geol. Sci., Professor *M. Pavlun* – Assistant Editor

Ph. D. Geol.-Min. Sci., Assistant Professor *Ye. Slyvko* – Managing Editor

Відповідальний за випуск *О. Матковський*

Адреса редколегії:

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

E-mail: emslivko@i.ua; slivko.evgenia@gmail.com

Editorial office address:

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

Редактор М. МАРТИНЯК
Комп’ютерна верстка Є. СЛИВКО
Коректор Х. МАКОВИЧ

АДРЕСА РЕДАКЦІЇ, ВИДАВЦЯ І ВИГОТОВЛЮВАЧА:

Львівський національний університет
імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, 79000 Львів, Україна.
Свідоцтво про внесення суб’єкта видавничої
справи до Державного реєстру видавців,
виготівників і розповсюджувачів видавничої
продукції. Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Формат 70×100/16.
Умовн. друк. арк. ...,
Тираж 120 прим. Зам.

© Львівський національний
університет імені Івана Франка,
2016

УДК [001:061.91:549]+001-057.4(477)

МІНЕРАЛОГІЧНА ШКОЛА АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА ТА ЇЇ ВНЕСОК У РОЗВИТОК СУЧАСНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ

О. Матковський

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

Стисло проаналізовано зародження й розвиток мінералогічної школи академіка Євгена Лазаренка. Схарактеризовано її внесок у розвиток регіональної, генетичної та космічної мінералогії, мінералогічної кристалографії, історії науки, а також її значення для публікації фундаментальних монографічних мінералогічних зведень, словників, навчально-методичних, інформаційно-довідкових і науково-публіцистичних праць. Висвітлено проблемні питання сучасної української мінералогії.

Ключові слова: мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка, регіональна мінералогія, космічна мінералогія, мінералогічна кристалографія, історія науки, Українське мінералогічне товариство, Україна.

Серед усесвітньо відомих наукових шкіл, які зародилися й розвивалися на геологічному факультеті Львівського національного університету (ЛНУ) імені Івана Франка, особливе місце посідає мінералогічна школа Євгена Лазаренка (затверджена Міністерством освіти і науки України). Спочатку її називали львівсько-київською регіонально-мінералогічною школою. Нині вона є однією з провідних шкіл України в галузі наук про Землю. Школа зародилась у другій половині ХХ ст. завдяки активній науковій діяльності кафедри мінералогії Львівського державного університету імені Івана Франка та Львівського геологічного товариства, які майже чверть століття очолював Є. Лазаренко; розвиток її тісно пов'язаний з Українським мінералогічним товариством (УМТ).

У зародженні й розвитку школи важливу роль відіграли регіонально-мінералогічні дослідження Є. Лазаренка, кристалохімічні й петрографічні – В. Соболева, кристалографічні – Г. Піотровського, термобарогеохімічні – М. Єрмакова, праці учнів і послідовників цих учених, активна діяльність заснованого 1945 р. Львівського геологічного товариства. З 1947 р. почав виходити “Мінералогічний збірник”, який став першим періодичним виданням мінералогічного спрямування в Україні. У видавництві Львівського університету опубліковано також вісім випусків (книг) наукового збірника “Вопросы минералогии осадочных образований” (1954–1961 – видання Львівського університету, 1966–1970 – Львівського геологічного товариства). Важливе значення мали проведені в університеті міжнародні, всесоюзні та республіканські наукові форуми, присвячені актуаль-

ним проблемам мінералогії: “Осадочне мінералоутворення” (1955), “Мінералогія і використання глини” (1957), перше засідання Комісії мінералогії і геохімії Карпато-Балканської геологічної асоціації (КБГА) (1961), сьома нарада з експериментальної та технічної мінералогії і петрографії (1964), перша Всесоюзна міжвідомча нарада з мінералогічної кристалографії (1966), третя Всесоюзна вулканологічна нарада (1969), сьома Всесоюзна нарада з рентгенографії мінеральної сировини (1977), “Проблеми регіональної мінералогії” (1982), перша Всесоюзна школа з обміну досвідом викладання мінералогії і кристалографії у вузах СРСР (1983), “Проблеми екологічної мінералогії” (1989), “Перспективи золотоносності надр України” (1994), “Проблеми мінералогічної кристалографії” (1997), “Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота” (1999) та ін. Матеріали цих форумів опубліковано або окремими виданнями, або на сторінках “Мінералогічного збірника”.

Формування наукової школи Є. Лазаренка почалося з перших невеликих монографічних регіонально-мінералогічних праць, опублікованих за його редакцією: Е. П. Фурман. “Минералогия фосфоритовых месторождений Приднестровья” (1954); С. Г. Дромашко. “Минералогия гипсовых месторождений Приднестровья” (1955); М. М. Сливко. “Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР” (1955); О. И. Матковский. “Акцессорные минералы гранитоидов Осницкого комплекса Волыни” (1956); Ю. Ф. Пекун. “Минералогия бентонитовых глин Западных областей УССР” (1956); М. С. Коробцова. “Минералогия калийных месторождений Восточного Прикарпатья” (1956); Ю. М. Мельник. “До мінералогії кори вивітрювання Західної Волині” (1960); О. И. Матковский. “Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты)” (1971) (рис. 1).

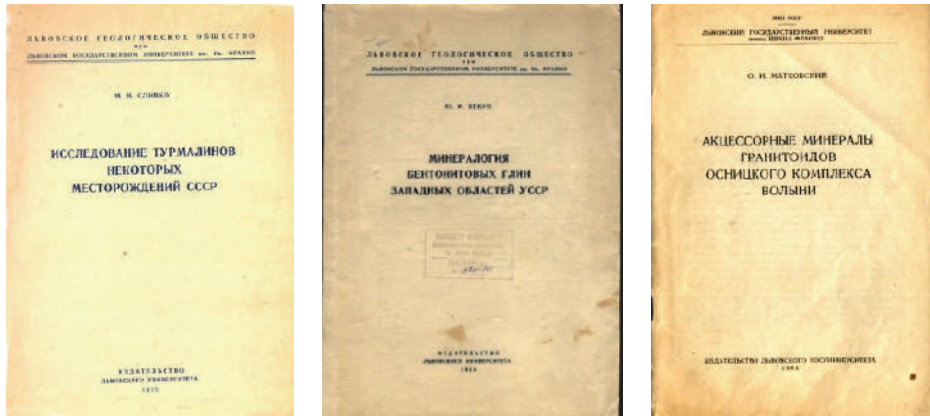


Рис. 1. Перші монографічні праці з регіональної мінералогії.

У 1969 р. Євген Лазаренко переїхав до Києва. В Інституті геологічних наук АН УРСР він організував відділ регіональної і генетичної мінералогії, який 1971 р. перевели в Інститут геохімії і фізики мінералів (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України), а також заснував Українське мінералогічне товариство (1970). У Києві швидко сформувалася численна група мінералогів, головно з випускників геологічного факуль-

тету ЛНУ. Згодом з'явилися нові мінералогічні видання – “Мінералогічний журнал” (1979), “Записки Українського мінералогічного товариства” (2004), тематичні збірники “Мінералогія осадочних образований” та “Региональная и генетическая минералогия” (рис. 2).



Рис. 2. Періодичні мінералогічні видання України.

Визначальну роль у розвитку мінералогічної школи Є. Лазаренка донині відіграє діяльність УМТ, особливо його Київського та Львівського відділень. Разом з науковими установами, вищими навчальними закладами та виробничими геологічними організаціями під егідою УМТ проведено низку наукових форумів: “Мінералогія Донецького басейну” (Комунарськ, 1971), “Мінералогія залізорудних родовищ докембрію” (Кривий Ріг, 1973), “Типоморфізм кварцу” (Володарськ-Волинський, 1974), “Роль мінералогічних досліджень у пошуках нафтових і газових родовищ” (Івано-Франківськ, 1976), “Мінералогічні критерії пошуків рідкісних і кольорових металів” (Дніпрорудний, 1977), “Основні поняття мінералогії” (Керч, 1978), “Проблеми регіональної мінералогії” (Львів-Мукачеве, 1982), “Сто років від дня народження академіка О. Є. Ферсмана” (Сімферополь, 1983), “Мінералогічна кристалографія та її застосування у практиці геологорозвідувальних робіт” (Одеса, 1984), “Циркон” (Одеса, 1987), “Проблеми біомінералогії (до 125-річчя від дня народження В. І. Вернадського)” (Луцьк-Шацьк, 1988), Всесоюзна школа прикладної мінералогії (1988), “Проблеми екологічної мінералогії” (Львів-Берегове, 1989), “80-річчя від дня народження академіка Є. К. Лазаренка” (Львів, 1992), “Мінералогія і мінералогічні музеї у ХХІ столітті” (Львів, 2002), “Техногенні мінерали та родовища” (Донецьк, 2003), “Мінералогія: історія, теорія і практика” (Львів-Шацьк, 2004), “Геологічна освіта та наука в ХХІ столітті. Проблеми викладання геологічних дисциплін” (Київ, 2004), “Прикладна мінералогія” (Кривий Ріг, 2007), “Біомінералогія-2008” (Луцьк), “Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки” (Львів, 2010). Матеріали цих форумів опубліковано окремими виданнями або на сторінках періодичних мінералогічних видань.

Особливе значення у розвитку мінералогії на сучасному етапі мають періодичні з'їзди УМТ, на яких підводять підсумки мінералогічних досліджень за певні періоди й висвітлюють актуальні проблеми мінералогії. Зокрема, у жовтні

2001 р. відбувся VI з'їзд УМТ, на якому президент товариства В. Павлишин виступив з доповіддю про діяльність УМТ протягом 1991–2001 рр. Доповідач зазначив, що у кризовий етап молоді української державності діяльність УМТ і розвиток мінералогічних досліджень в Україні дещо знизились, водночас є й певні здобутки. Наприклад, у 1993 р. УМТ прийняли до складу Європейського мінералогічного союзу, а 1994 р. – до Міжнародної мінералогічної асоціації. Товариство активно співпрацює з КБГА Міжнародного геологічного Конгресу. За активної участі УМТ та Мінералогічного музею імені Євгена Лазаренка (ЛНУ імені Івана Франка) проведено першу виставку “Мінерали України” на XV міжнародній виставці-ярмарку в Угорщині (Мішкольц, 1997).

Важливою була оголошена на з'їзді доповідь О. Матковського “Стан і перспективи розвитку мінералогії на межі тисячоліть”, текст якої опубліковано в “Мінералогічному журналі” № 4 за 2001 р. У доповіді проаналізовано найважливіші досягнення мінералогії на той час, у тім числі в Україні. Зазначено, що бурхливий розвиток мінералогії в другій половині ХХ ст. зумовив появу нових мінералогічних напрямів, відкрито багато нових мінералів, сформульовано декілька мінералогічних законів, виявлено нові види мінеральної сировини, а мінералогічні дослідження перейшли з мікро- на нанорівень. Стисло схарактеризовано головні завдання мінералогії в ХХІ ст., виділено найважливіші проблеми загальномінералогічного, прикладного і методичного характеру.

Сьомий з'їзд УМТ на тему “Актуальні питання мінералогії України” відбувся 2006 р., а восьмий на тему “Мінералогія України у ХХІ ст.: здобутки, проблеми, перспективи” – 2011. Матеріали з'їздів опубліковано, відповідно, у третьому й восьмому томах “Записок Українського мінералогічного товариства” – часопису, який засновано за активної участі президента УМТ В. Квасниці.

З 1997 р. в Україні проводять періодичні наукові читання імені Євгена Лазаренка, чотири з яких відбулися у Львівському університеті. На Перших читаннях, присвячених проблемам регіональної мінералогії, заслухано одну доповідь О. Матковського та В. Павлишина – “Стан і перспективи розвитку регіонально-мінералогічних досліджень в Україні”; її розширений варіант опубліковано (1998). Автори запропонували схему мінералогічного районування України, яку вже на початку ХХІ ст. дещо доповнили у зв'язку зі створенням першої схематичної карти мінералогічного районування, опублікованої в тезах доповідей міжнародної наукової конференції “Мінералогія: історія, теорія і практика” та на сторінках першого тому “Записок Українського мінералогічного товариства” (Матковський, Сливко, 2004).

Другі читання (1999) стосувалися проблем генетичної мінералогії. Їхні матеріали, у тім числі доповідь “Внесок Є. К. Лазаренка у розвиток генетичної мінералогії” (автори О. Матковський, П. Білоніжка, А. Ясинська), опубліковано в “Мінералогічному збірнику” (2000. № 50. Вип. 2). Наступні наукові читання були присвячені акцесорним мінералам (Одеса, 2000), проблемі “Людина і камінь” (Київ, 2005), мінералогічній кристалографії (Львів, 2007), сучасному стану мінералогії в Україні (Київ, 2010), розвитку ідей Є. Лазаренка в сучасній мінералогії (Чинадієве, 2012), темі “Мінералогія: сьогодні і майбуття” (Чинадієве, 2014), проблемам мінералогічної науки в Україні у контексті розвитку світової мінералогії (Київ, 2015). Тематика останніх, десятих наукових читань,

які вже традиційно проводили на базі спортивно-оздоровчого табору “Карпати” ЛНУ імені Івана Франка поблизу с. Чинадієве (2016), стосувалася, головню, реалізації задуманих і розпочатих Є. Лазаренком наукових праць з мінералогії України та Карпато-Балканської гірської системи. Матеріали багатьох читань висвітлено в окремих виданнях, а також у “Мінералогічному збірнику”.

У 2003 р. УМТ разом з Австрійським, Угорським та Словацьким геологічними товариствами, Мінералогічними товариствами Польщі й Румунії та Постійною комісією мінералогії КБГА стало співорганізатором міжнародної наукової конференції “Мінералогічні науки в Карпатах” (університет м. Мішкольц, Угорщина). Цього ж року Донецьке відділення УМТ провело міжнародну наукову конференцію “Техногенні мінерали та родовища”, а Президія УМТ організувала спільне урочисте засідання ради УМТ і вченої ради ІГМР НАН України, присвячене 90-річчю від дня народження акад. Є. Лазаренка. У 2004 р. відбулася міжнародна наукова конференція “Мінералогія: історія, теорія і практика”, присвячена 140-річчю кафедри мінералогії Львівського університету (опубліковано збірку тез), а 2009 р. – “Мінералогія і мінерагенія Карпатського регіону” (матеріали наведено в “Мінералогічному збірнику”).

Особливе значення у розвитку мінералогічної школи Є. Лазаренка мали публікації в “Мінералогічному збірнику” нарисів зі структурної мінералогії: протягом 1950–1982 рр. їхнім автором був акад. М. Белов, а пізніше (до 1993 р.) – його учні – професори В. Урусов, Д. Пушаровський та ін. Відомий російський кристаллограф І. Шафрановський у книзі “Кристаллография в СССР (1917–1991)” так оцінив ці публікації: “Огромной заслугой Е. К. Лазаренко является создание “Минералогического сборника”, на страницах которого появилась богатейшая и всем известная серия сообщений акад. Н. В. Белова под общим названием “Очерки по структурной минералогии”. Публикация “Очерков”, составивших эпоху в развитии теоретической минералогии, является одной из крупнейших заслуг составителей “Минералогического сборника” и в первую очередь его ответственного редактора Е. К. Лазаренко. Значение этой заслуги трудно переоценить”.

Мінералогічна школа Євгена Лазаренка розвиває такі наукові напрями: регіональна мінералогія, теоретичні проблеми мінералогії, мінералогічна кристаллографія, космічна мінералогія, генетична мінералогія, прикладна мінералогія, біомінералогія, історія науки. В Україні представники школи започаткували структурну мінералогію і кристалохімію, мінералогічну кристаллографію, космічну мінералогію, вивчення акцесорних мінералів, учення про типоморфізм мінералів, основи методики регіонально-мінералогічних досліджень і мінералогічного картування, біомінералогічні дослідження. Вихованці школи захистили понад 50 кандидатських дисертацій і понад 10 докторських. Серед них такі відомі вчені й педагоги, як З. Бартошинський, С. Бекеша, П. Білоніжка, П. Вовк, Ф. Зузук, В. Квасниця, Г. Кульчицька, О. Матковський, Ю. Мельник, В. Мельников, В. Павлишин, В. Семененко, Л. Скакун, Є. Сливко, М. Сливко, Б. Сребродольський, У. Феношина, Е. Янчук, А. Ясинська та інші науковці.

Останніми десятиліттями особливу увагу приділяють дослідженням, пов’язаним з моделюванням (у тім числі комп’ютерним) процесів мінералоутворення, причому як за звичайних геологічних умов, так і в організмі людини. Зокрема,

на кафедрі мінералогії ЛНУ імені Івана Франка виконано такі дослідження стосовно золотого і срібного зруденіння та жовчних камінців. Наслідком робіт стали сім кандидатських дисертацій, що їх захистили аспіранти кафедри. Дисертація В. Степанова (1993) присвячена мінералого-геохімічним особливостям золотого зруденіння в доверхньопалеозойських метаморфічних утвореннях Українських Карпат, Л. Скакуна (1994) – розробці мінералого-генетичної моделі Мужієвського золото-поліметалевого родовища, І. Мудровської (2000) – розробці мінералого-генетичної моделі золотого зруденіння Савранської площі Українського щита, О. Ємця (2001) – онтогенезу мінералів срібного зруденіння Берегівського рудного поля. У дисертаційній праці Н. Словотенко “Онтогенез флюорит-барит-кварцових жил Берегівського рудного поля” (2007) схарактеризовано особливості внутрішньої будови мінеральних індивідів і агрегатів на підставі застосування різних методів дослідження (катодолюмінесценція, мікрозондовий і рентгеноструктурний аналізи, ІЧ-спектроскопія, термобарогеохімія); уперше з’ясовано, що агрегати флюорит-барит-кварцових жил формувалися в середовищі гелю кремнезему в ході його розкristалізації; уперше за допомогою числового фізико-хімічного моделювання доведено роль змішування розчинів різного складу (глибинних та формаційних) і температури на геохімічному бар’єрі, складеному карбонатними агрегатами.

Дисертація В. Дяківа (1999) стосувалася мікроструктурної будови жовчних камінців та ролі фрактальної кристалізації в їхньому формуванні, а У. Борняк (2008) – біомінералогічних чинників стійкості жовчних камінців. Дослідниця дійшла висновку, що міжкамінцеві взаємодії в численних асоціаціях жовчних камінців визначають особливості самоорганізації морфології, можливість агрегації й сегрегації поліядерних конкрементів і що еволюція мінерального складу, структурно-текстурних особливостей та морфології визначають різну стійкість жовчних камінців на різних етапах онтогенезу.

Результати досліджень мінералогічної школи Євгена Лазаренка висвітлені в численних наукових статтях на сторінках вітчизняних і зарубіжних видань мінералогічного спрямування, у низці монографічних зведень і тематичних збірників, у підручниках, навчальних посібниках, циклах лекцій тощо. Окремі праці представників лазаренківської школи з регіональної й генетичної мінералогії не мають світових аналогів. Серед них головні колективні фундаментальні регіонально-мінералогічні зведення за авторства й редакції Є. Лазаренка з мінералогії вивержених комплексів Західної Волині (співавтори О. Матковський, О. Винар, В. Шашкіна, Г. Гнатів, 1960) і волинських камерних пегматитів (співавтори В. Павлишин, В. Латиш, Ю. Сорокін, 1973), осадових утворень Передкарпаття (співавтори М. Габінет, О. Сливко, 1962), мінералогії Закарпаття (співавтори Е. Лазаренко, Е. Баришніков, О. Малигіна, 1963), Поділля (співавтор Б. Сребродольський, 1969), Донбасу (співавтори В. Груба, Б. Панов, В. Павлишин, 1975), Криворіжжя (співавтори Ю. Гершойг, Н. Бучинська, В. Павлишин та ін., 1977) та Приазов’я (співавтори Л. Лавриненко, Н. Бучинська, В. Павлишин та ін., 1981), а також книги Є. Лазаренка “Основы генетической минералогии” (1963) і “Опыт генетической классификации минералов” (1979).

Непересічними є такі монографії: В. И. Павлишин. “Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях” (1983); Б. И. Сребродоль-

ский. “Биологическая минералогия” (1983); Б. В. Зациха, В. Н. Квасница, С. А. Галий, О. И. Матковский. “Типоморфизм минералов полиметаллических и ртутных месторождений Закарпатья” (1984); В. Н. Квасница. “Мелкие алмазы” (1985); С. В. Геворкян, В. С. Ляшенко, Э. А. Янчук. “Диагностика минералов марганца” (1987); Б. И. Сребродольский. “Мир янтаря” (1988); В. И. Павлишин, Н. П. Юшкин, В. Т. Попов. “Онтогенетический метод в минералогии” (1988); Б. В. Зациха. “Кристаллогенезис и типоморфные особенности минералов ртутного и флюоритового оруденения Украины” (1989); Б. И. Сребродольский. “Научно-технический прогресс и минералы” (1990); “Минералы Украины. Краткий справочник” (под ред. акад. Н. П. Щербака, 1990); В. М. Квасница, І. К. Латиш. “Самородне золото України” (1996); З. В. Бартошинский, В. Н. Квасница. “Кристалломорфология алмаза из кимберлитов” (1991); А. А. Вальтер, Г. К. Ерёмченко, В. Н. Квасница, Ю. А. Полканов. “Ударно-метаморфогенные минералы углерода” (1992); В. И. Павлишин, А. Г. Жабин, А. Э. Китаенко. “Типоморфизм и поисково-оценочное значение пирита (пиритометрический метод в минералогии)” (2004); І. В. Квасница, В. І. Павлишин, Я. О. Косовський. “Самородна мідь України: геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис” (2009) та ін. (рис. 3).



Рис. 3. Наукові праці представників мінералогічної школи Євгена Лазаренка.

Новаторською стала остання книга Є. Лазаренка “Опыт генетической классификации минералов”, якої він уже, на жаль, не побачив. У книзі узагальнено давно задумані вченим принципи й особливості генетичної класифікації мінералів, які ґрунтуються на процесах мінералоутворення і типоморфізмі мінералів. Учений дотримувався думки, що саме генетична класифікація мінералів найприродніша в мінералогії. За його словами, вона, звичайно, далека від досконалості, фактично це перша спроба зі створення генетичної класифікації.

Важливе значення у втіленні задумів Є. Лазаренка мають п’ять праць величезного колективу українських мінералогів з циклу “Мінерали Українських Карпат”: “Простые вещества, теллуриды и сульфиды” (1990), “Оксиды, гидроксиды, хлориды, йодиды, фториды” (1995), “Бораты, арсенаты, фосфаты, молибдаты, сульфаты, карбонаты, органичні мінерали і мінералоїди” (2003), “Силікати” (2011) та “Процеси мінералоутворення” (2014). Перші дві книги – за редакцією акад. М. Щербака, решта – проф. О. Матковського.

Неперевершеною є тритомна праця з біомінералогії Ф. Зузука “Мінералогія уролітів” (2002–2004): том 1 – “Географічна поширеність сечокам’яної хвороби”; том 2 (у двох частинах) – “Мінеральний і хімічний склад уролітів”; том 3 – “Онтогенія уролітів”. Унікальність цієї праці полягає, насамперед, у всебічному охопленні проблематики, велетенському фактичному матеріалі, який автор збирав протягом більш ніж 30 років, системному аналізі великого масиву літературних даних, науково обґрунтованому доказі впливу різноманітних чинників на процеси каменеутворення у сечовидільній системі людини.

Значним є внесок мінералогічної школи Є. Лазаренка в дослідження золотого, мідного, рідкіснометалевого й рідкісноземельного зруденіння, проблем алмазонності, п’єзокварцу та коштовного каміння, глауконітової й цеолітової мінеральної сировини, типоморфізму алмазу, самородного золота, самородної міді, берилу, топазу, кварцу, польових шпатів, слюд, гідрослюд і смектитів, акцесорних мінералів (праці З. Бартошинського, П. Білоніжки, А. Вальтера, Д. Возняка, П. Вовка, О. Гречановської, В. Квасниці, І. Квасниці, Г. Кульчицької, О. Матковського, В. Мельникова, І. Наумка, В. Павлишина, Л. Скакуна, Є. Сливко, В. Степанова, У. Феношиної, А. Ясинської та інших дослідників).

Наукові здобутки мінералогічної школи високо оцінили вітчизняні й зарубіжні вчені, зокрема, знані російські мінералоги акад. М. Юшкін, професори А. Гінзбург, І. Шафрановський та ін. На їхню думку, Україна широко відома світовій мінералогічній громадськості й належить до чи не найбільш мінералогічно вивчених країн. Незаперечною у цьому є заслуга Є. Лазаренка. Невдовзі по смерті Євгена Костянтиновича академік РАН М. Юшкін написав: “Украинский щит, Карпаты, Донбасс, Крым, т. е. вся территория Украины является наиболее детально изученным в минералогическом отношении районом страны. Топоминералогические данные по отдельным геологическим регионам Украины обобщены в серии весьма обстоятельных сводных трудов, выпускающихся регулярно под руководством Е. К. Лазаренко” (Топоминералогия. М.: Недра, 1982). “Эти прекрасно изданные книги, каждая из которых имеет свою специфику, – зазначив А. Гінзбург, – являются примером регионально-минералогических исследований. ...Е. К. Лазаренко создал фактически первое большое обобщение по минералам Украины, значение которого трудно переоценить” (1983). Профе-

сор І. Шафрановський у статті “Е. К. Лазаренко – основатель и глава минералогического центра в Украине” писав: “Благодаря организаторскому таланту, увлечению и энергии Евгений Константинович создал в свое время во Львовском университете жизнеспособный и полный интересов центр минералогической науки, который притягивал к себе многих минералогов и кристаллографов. К их числу принадлежит автор” (Минерал. журн. 1992. Т. 14. № 6).

Значний доробок мінералогічної школи у підготовці навчальної, методичної, словникової, довідково-інформаційної та публіцистичної літератури. Серед навчальних праць зазначимо такі: підручники Є. Лазаренка “Курс мінералогії” (шість видань – три російською (1951, 1963, 1971), два українською (1958–1964, 1970), одне китайською (1957) мовами), В. Павлишина, О. Матковського та С. Довгого “Генезис мінералів” (два видання – 2003, 2007), В. Павлишина, С. Довгого “Мінералогія” (ч. 1, 2008; ч. 2, 2014), О. Матковського, В. Павлишина, Є. Сливко “Основи мінералогії України” (2009); навчальні посібники – П. М. Билонижка, О. И. Матковский. “Геохимия элементов главных подгрупп III группы периодической системы Д. И. Менделеева” (1984); В. І. Павлишин. “Основи кристалохімії мінералів” (1998), “Основи морфології та анатомії мінералів” (2000); О. І. Матковський, Б. І. Пирогов. “Прикладна мінералогія” (2002); конспекти і цикли лекцій – М. М. Сливко. “Хімічний склад земної кори”; “Вступні лекції до курсу “Геохімія”; “Міграція хімічних елементів у земній корі”; І. Т. Бакуменко, Т. Г. Винниченко. “Кристалографія”; Л. З. Скакун. “Мінералогія”; Є. М. Сливко. “Космічна мінералогія”; “Мінералогічний аналіз”; “Загальна геохімія”; С. М. Бекеша, Є. М. Сливко, Н. Т. Білик. “Цикл лекцій з курсу “Методи мінералогічних досліджень” та ін. (рис. 4).



Рис. 4. Навчальні видання з мінералогії.

На особливу увагу заслуговують сучасні україномовні підручники й навчальні посібники, які високо оцінила мінералогічна громадськість і в Україні, і за кордоном. Серед них є такі, що вперше з'явилися у навчальній літературі. Передусім це стосується підручника "Генезис мінералів", у якому вперше наведено сучасне широке тлумачення власне поняття *генезис мінералів* і детально проаналізовано особливості зародження, росту, зміни й руйнування мінералів та геологічні процеси мінералоутворення, типоморфізм і фації мінералів. Оригінальним є підручник "Основи мінералогії України", який став першим стислим монографічним зведенням з мінералогії України. У ньому висвітлено головні віхи історії мінералогії в Україні та сучасний стан регіонально-мінералогічних досліджень, особливості геологічної будови, корисні копалини та мінералогічне районування країни, наведено характеристику найважливіших і найпоширеніших мінералів, проаналізовано особливості окремих видів нетрадиційної мінеральної сировини та мінералогічні аспекти утилізації техногенної сировини. Досить незвичний підручник "Мінералогія" (у двох частинах) містить численну довідкову інформацію у вигляді таблиць. Неперевершеним є атлас, складений з 83 фотографій мінералів, що ілюструють особливості зародження, росту індивідів і агрегатів, їхньої зміни та руйнування. Наведено також стислі відомості про видатних учених-мінералогів. Підручник, безперечно, є не тільки сучасним навчальним виданням для студентів, аспірантів і викладачів, а й корисним довідником для наукових співробітників і геологів-виробничників. Серед навчальних посібників особливо заслуговує на увагу праця "Прикладна мінералогія". У посібнику наведено загальні відомості про прикладну мінералогію, її теоретичні основи і структуру. Спеціальні розділи присвячено регіональній мінералогії та мінералогічному картуванню, розшуково-оцінній мінералогії, технологічній мінералогії та мінералогії нових видів мінеральної сировини. Наведено приклади оригінальних досліджень золото- і залізородних родовищ.

Надзвичайно важливими є узагальнювальні публікації в перших двох томах часопису "Записки Українського мінералогічного товариства". Зокрема, у першому томі (2004) є дві публікації, які стосуються мінералогічної школи Євгена Лазаренка: В. І. Павлишин. "Генетична мінералогія: історія та сучасний стан" (в історичному аспекті простежено зміни у змісті, структурі й методології генетичної мінералогії, яка нині стала теоретичним фундаментом більшості геологічних наук); О. І. Матковський. "Проблеми регіональної мінералогії в Україні" (висвітлено найважливіші напрями і сучасний стан регіонально-мінералогічних досліджень в Україні, уперше наведено схему мінералогічного районування України, зазначено про необхідність посилення уваги до проблем мінералогічного картування та відкриття нових мінералів). У другому томі журналу є три публікації, які стосуються мінералогічної школи. Зокрема, у статті В. Мельникова "Структурна мінералогія в Україні: ретроспектива, сучасний стан і майбутнє" детально проаналізовано структурні й кристалохімічні дослідження, які виконували у Львівському університеті та Інституті геохімії і фізики мінералів (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) НАН України імені М. П. Семененка). У Львові провадили важливі дослідження структурних особливостей деяких шаруватих силікатів, передусім – змішаношаруватих, здійснено спробу їхньої класифікації, вивчено роль оксонію в мінералах (праці С. Лазарен-

ка, Ю. Мельника, В. Мельникова). Цікаві дослідження виконав Я. Гіллер щодо кореляційної залежності між параметрами ґратки, густиною і показником заломлення в ізоморфних серіях гранату. Учений склав нові на той час таблиці між-площинних відстаней у мінералах. Едуард Янчук розпочав дослідження валентного стану мангану в мінералах із застосуванням рентгенівської спектроскопії та широкомасштабне вивчення мінералів мангану, на підставі чого підготував докторську дисертацію “Мінералогія зони окиснення родовищ карбонатних манганових руд”; на превеликий жаль, Едуард Олександрович раптово помер у день розсилання автореферату дисертації.

У Києві В. Мельников активно провадив прецизійні структурні дослідження в лабораторії кристалохімії та структурного аналізу відділу регіональної і генетичної мінералогії ІГМР НАНУ. Вони стосувалися різноманітних надпровідникових сполук, а у другій половині 1990-х років – тонких епітаксіальних плівок (Melnikov et. al., 1996; Мельников, Данько, Попов, 1998). Важливими стали дані щодо кисневої нестехіометрії фази $4\text{Ba}_2\text{Cr}_8\text{O}_8$ і розроблена методика визначення кисневого індексу за параметрами ґратки цієї сполуки, що дало змогу оцінити критичну температуру надпровідності; досліджували також зв'язок структури окремих мінералів і структури надпровідникових оксидів (Мельников, Павлишин, 1997, 2014).

Останніми десятиліттями В. Мельников з колегами зі Словаччини вивчав телур-бісмутову мінералізацію у вулканітах Закарпаття, яку попередньо описували як верлітову. Виявилось, що вона досить розмаїта і навіть дещо відмінна за складом на окремих рудопроявах: представлена цумоїтом змінного складу, пільзенітом, жозейтом, бісмутитом, невськітом та іншими мінералами (Melnikov et. al., 2009, 2010). Учений активно продовжував вивчати структурні особливості польових шпатів і написав докторську дисертацію на тему “Кристалохімічна і генетична природа інверсійних двійників лужних польових шпатів” (2010); на жаль, у лютому 2010 р. Володимир Степанович передчасно відійшов у вічність.

Віра Семененко у статті “Космічна мінералогія: її минуле, сучасне та ймовірне майбутнє” проаналізувала три головні періоди розвитку космічної мінералогії в Україні: початок XIX ст.–1960-ті роки – спорадичні дослідження метеоритів; 60–80-ті роки XX ст. – визначення космічної мінералогії як фундаментальної науки (С. Лазаренко, А. Ясинська); після 1980 р. – вивчення метеоритів, космічного пилу, порід Місяця і досонячних мінералів на підставі детального дослідження їхнього мінерального, хімічного та ізотопного складу (праці В. Семененко, Е. Соботовича та інших науковців). Важливими є фундаментальні публікації “Современные аспекты космической минералогии” і “Признаки ударного метаморфизма в минералах метеоритов и лунных пород” (Лазаренко, Ясинская, 1970, 1972, 1974), монографічні зведення “Происхождение метеоритов” (Соботович, Семененко, 1985), “Метеориты Украины” (Семененко, Соботович, Тертычная, 1987) та докторська дисертація В. Семененко “Допланетная история минерального вещества (генетическая минералогия обыкновенных хондритов)” (1987).

У статті Ф. Зузука “Розвиток біомінералогії в Україні” детально проаналізовано результати біомінералогічних досліджень протягом другої половини XX ст. і в перші роки XXI ст. Роботи були присвячені вивченню біогенних і патогенних утворень в організмі людини та перлів. Такі дослідження виконували в Київсь-

кому, Львівському, Харківському, Одеському та Волинському наукових центрах.

Значними є успіхи мінералогічної школи в мінералогічній кристалографії. Напрацювання Є. Лазаренка та І. Шафрановського, їхніх учнів і послідовників (З. Бартошинський, П. Вовк, В. Квасниця, В. Крочук, Б. Сребродольський та інші науковці) у галузі мінералогічної кристалографії досить ґрунтовно проаналізовано у спеціальній публікації в “Мінералогічному журналі” (Матковський, Бартошинський, 1998). Автори виділили і схарактеризували три головні періоди її розвитку: перший – від найдавніших часів до кінця XIX ст., коли кристалографія перебувала в лоні мінералогії й була її невід’ємною частиною; другий – перша половина XX ст. – “оформлення” кристалографії в самостійну науку, її поступовий відхід від мінералогії в бік фізики і хімії; третій – друга половина XX ст. – виділення мінералогічної кристалографії в самостійну наукову дисципліну зі своїми цілями, об’єктами дослідження й методами. Проаналізовано також розвиток і завдання мінералогічної кристалографії в Україні. Стислий огляд розвитку кристалографічних досліджень в Україні й аналіз стану кристаломорфологічного вивчення мінералів наведено в публікації В. Квасниці й В. Павлишина “Crystallomorphology of Minerals of Ukraine (on the Edge of Millennium): Summary, Problems, and Tasks” (2002). Автори обґрунтували теоретичне і практичне значення результатів кристаломорфологічних досліджень, проаналізували проблеми і завдання мінералогічної кристалографії, а також навели габітусні типи для найліпше вивчених кристалів таких мінералів, як самородне золото, діамант, графіт, сірка, сфалерит, кіновар, баделейт.

Проблемам мінералогічної кристалографії були присвячені вже згадані п’яті наукові читання імені акад. Є. Лазаренка, матеріали яких опубліковано у двох випусках “Мінералогічного збірника” № 57 за 2007 р. Кристаломорфологічні дослідження в Україні також детально проаналізовано в зазначеній вище статті В. Павлишина зі співавторами, присвяченій 90-річчю НАН України (2008). У праці зазначено, що на той час добре вивчено кристаломорфологію близько двох десятків мінералів (самородні золото й мідь, діамант, графіт, сірка, сфалерит, кіновар, баделейт, кварц, циркон, фенакіт, топаз та ін.). На особливу увагу заслуговують розроблені українськими вченими морфогенетичні класифікації самородного золота (В. Квасниця) і самородної міді (В. Квасниця, І. Квасниця), результати досліджень кристаломорфології алмазу (З. Бартошинський, С. Бекеша, В. Квасниця), самородної сірки (Б. Сребродольський) і графіту (В. Квасниця, В. Крочук, В. Яценко).

Доробок мінералогічної школи Євгена Лазаренка майже в усіх напрямках досліджень досить детально проаналізував В. Павлишин в узагальнювальних публікаціях “Шляхи розвитку та доля мінералогії в Україні” (2009), “Українська мінералогія у XXI ст.” (2011), “Речовинні науки про Землю в Національній Академії наук України” (2013). У них важливими є дані щодо мінерального складу українських надр крізь призму симетрійної статистики – охоплено майже 900 мінеральних видів, нині відомих у надрах України. Зазначено про нагальну потребу переоцінки мінерально-сировинної бази України за критеріями ринкової економіки.

У центрі уваги представників мінералогічної школи Євгена Лазаренка завжди були питання загальномінералогічного характеру: визначення понять *мінерал*, *мінеральний індивід*, *мінеральний вид*, *мінеральний різновид*, номенклатура й термінологія, класифікація тощо. Цим питанням був присвячений спеціальний симпозіум УМТ у Керчі, що його ініціював Є. Лазаренко. До початку роботи симпозіуму за редакцією вченого видано спеціальний збірник “Основные понятия минералогии” (1978). Євген Костянтинович, уже будучи тяжко хворим після безнадійної операції, виголосив на симпозіумі чотири зразкові за формою і змістом доповіді, які виявились останніми в його житті. У них усебічно проаналізовано найважливіші теоретичні напрями мінералогії, у тім числі проблемні питання мінералогічної термінології й номенклатури, наведено визначення основних понять *мінерал*, *мінералогія*, *мінеральний вид*, *різновид мінерального виду*. Зазначимо, що пізніше проблема головних понять мінералогії не залишилася поза увагою наукової громадськості: уже через рік після керченського симпозіуму установи Академії наук і Міністерства геології колишнього СРСР скликали у Чорногородці (Московська обл.) міжгалузеву координаційну нараду з визначення понять *мінеральний вид* і *різновид мінерального виду*. В ухвалі цієї наради використано ідеї Є. Лазаренка.

У 1981 р. О. Матковський, А. Ясинська та І. Квітко опублікували спеціальну працю, присвячену значенню мінералогічної номенклатури й термінології у викладанні геологічних дисциплін. Детальний аналіз основних понять мінералогії та їхнє сучасне визначення навів В. Павлишин у курсі лекцій “Вступ до мінералогії” (1997), подібна інформація є й у вже згадуваній першій частині підручника “Мінералогія” за авторством В. Павлишина та С. Довгого (2008).

Особливе значення має багаторічна титанічна праця Є. Лазаренка й О. Винар над упорядкуванням української мінералогічної термінології, що тріумфально завершилося виданням тримовного, українсько-російсько-англійського “Мінералогічного словника” (1975). Словник високо оцінила світова мінералогічна спільнота. Важливими працями є також “Словник-довідник ювелірного і колекційного каміння” (укладачі Р. Вовченко, О. Матковський, І. Бакуменко та ін., 2006) та “Російсько-український геологічний словник” (укладачі Р. Вовченко, О. Матковський, Л. Бохорська, О. Полубічко, 2011) (рис. 5).



Рис. 5. Словники, укладачами яких є українські науковці.

Представників лазаренківської школи завжди хвилював стан, проблеми і перспективи мінералогії. Зокрема, шляхам розвитку мінералогічної науки присвячена стаття Є. Лазаренка і М. Сливка в журналах “Советская геология” (1967.

№ 4) та “International Geological Review” (1967. Vol. 9. N 10). Викладені в цій праці думки сприяли бурхливому розвитку мінералогії в другій половині XX ст., завдяки чому мінералогія стала фундаментальною серед наук геологічного циклу. Про це неодноразово зазначали Є. Лазаренко та інші видатні вчені – академіки Д. Коржинський, О. Поваренних, О. Сидоренко. Розвиток і проблеми мінералогії в тогочасній Україні проаналізовано в таких публікаціях: Е. К. Лазаренко, О. И. Матковский, М. М. Сливко. “Развитие минералогии на Украине за годы Советской власти” (1967); Є. К. Лазаренко, О. И. Матковский. “Успіхи мінералогії та кристалографії на Україні в роки Радянської влади” (1967); А. Л. Литвин, О. И. Матковский, Ю. П. Мельник и др. “Состояние и задачи минералогических исследований на Украине” (1981); О. И. Матковский. “Состояние и задачи регионально-минералогических исследований на Украине” (1983); О. И. Матковский. “Некоторые проблемы и задачи минералогии на современном этапе” (1986).

Мінералоги лазаренківської школи вперше відкрили в Україні нові мінеральні види – донбасит $Al_4[(OH)_8(Si,Al)_4O_{10}]$ і тарасовіт $(Na_{1,24}K_{1,18}(H_3O)_{0,61}Ca_{0,18})Al_8[(OH)_8Si_{12,65}Al_{3,35}O_{40}] \cdot 2H_2O$ у Донбасі (Є. Лазаренко), карпатит $C_{24}H_{12}$ у Закарпатті (Г. Піотровський) (рис. 6, а), ацетамід CH_3CONH_2 і параалюмогідрокальцит $CaAl_2(CO_3)_2(OH)_4 \cdot 6H_2O$ у техногенних продуктах (Б. Сребродольський). Відкрито також нові мінеральні різновиди: брукіт – прихованокристалічний сфалерит (виявив Є. Лазаренко серед свинцево-цинкових руд Трускавця у Передкарпатті) (див. рис. 6, б), Mn-феростильпномелан – різновид стильпномелану (відшукав О. Матковський у складі карбонатно-силікатних манганових руд Чивчинських гір). Представникам школи належать перші знахідки в Україні дуже рідкісних мінералів – хлорофейту у змінених рифейських вулканітах Західної Волині (В. Пашкіна), залізного сапоніту в корах звітрювання вивержених порід Західної Волині (Ю. Мельник), чемберситу в калійних соляних рудах Передкарпаття (друга знахідка у світі) (П. Білоніжка, О. Винар, В. Мельников та ін.) (див. рис. 6, в), піроксмангіту й данемориту серед манганових силікатно-карбонатних руд Чивчинських гір (С. Синиця, О. Матковський), дафніту (залізного різновиду хлориту) у волинських камерних пегматитах (О. Матковський, В. Павлишин), Ті-біотиту 4М у камптонітових дайках Приазов'я (В. Павлишин), граутиту в мангановмісних породах Завалівського графітового родовища (Л. Скакун, Б. Манчур, А. Мартишин) (див. рис. 6, г) та низки інших. Борису Сребродольському належать перші знахідки на території колишнього СРСР базоалюмініту $Al_4[(OH)_{10}[SO_4] \cdot 5H_2O$, мілозевичиту $(Al,Fe^{3+})_2[SO_4]_3 \cdot 18H_2O$, пікерингіту $MgAl_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$ та другі знахідки у світі лаусеніту $Fe^{3+}_2[SO_4]_3 \cdot 6H_2O$ й матеучиту $NaH[SO_4] \cdot H_2O$.

Величезним є доробок мінералогічної школи Євгена Лазаренка з історії науки. Численні статті, монографії, довідково-інформаційні й інші видання стосуються історії розвитку мінералогії загалом та окремих її розділів, внеску видатних учених у розвиток мінералогії, передусім таких корифеїв мінералогічної науки, як академіки М. Белов, В. Вернадський, Є. Лазаренко, О. Поваренних, В. Соболев, професори Д. Григор'єв, М. Єрмаков, І. Шафрановський та інші вчені.

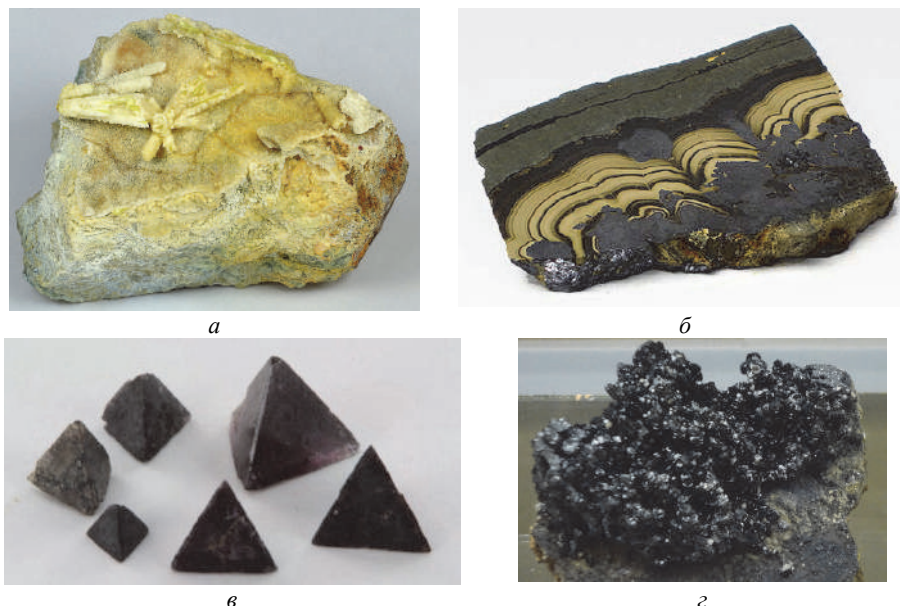


Рис. 6. Мінерали, до відкриття яких в Україні долучилися мінералоги лазаренківської школи:

a – карпатит (жовті кристали); *б* – брукіт; *в* – кристали чемберситу; *г* – граутит.

Важливою також є збірка наукових праць “История минералогических исследований на Украине” (за ред. Ю. Мельника, 1991), яку опублікували за матеріалами спеціальної наради, що її організувало УМТ у Харківському державному університеті.

Серед монографічних та інших праць зазначимо такі: О. Матковський, П. Білоніжка, Л. Скаун, Є. Сливко. “Кафедра мінералогії у Львівському національному університеті імені Івана Франка (1864–2004)” (2004); “Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом” (автори нарису й упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин, 2005); П. Білоніжка, О. Матковський, М. Павлунь, Є. Сливко. “Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка” (2008, 2010); “Геологія в Київському університеті” (за ред. В. І. Павлишина) (2011); В. І. Павлишин, С. О. Довгий. “Мінералогія в особах” (2011); “Євген Лазаренко – видатна постать ХХ століття (до 100-річчя від дня народження)” (автори доповідей і упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин, 2012); Ю. В. Ворошилов, С. А. Довгий, В. І. Павлишин. “Кристаллографія в лицах. Етюди по історії науки” (2013); В. Павлишин, С. Довгий. “Топаз в надрах України та в історії народів” (2016) (рис. 7).

Представники школи брали активну участь в організації й проведенні ювілейних заходів з нагоди 150-річчя акад. В. Вернадського, 110-річчя акад. М. Семененка, 100-річчя академіків Є. Лазаренка, О. Поваренних, В. Соболева, професорів І. Шафрановського, Г. Піотровського. До 150-річчя від народження В. Вернадського вийшов спеціальний випуск “Вісника НАН України”, у якому



Рис. 7. Інформаційно-довідкові та науково-публіцистичні праці науковців лазаренківської мінералогічної школи.

надруковано статтю В. Павлишина “Академік В. І. Вернадський у Києві: науково-організаційна діяльність в галузі мінералогії і суміжних наук”.

Видано також вибрані наукові праці В. Вернадського, п’ятий том яких має назву “Мінералогічна спадщина Володимира Івановича Вернадського” (автори-укладачі Г. О. Кульчицька, О. М. Пономаренко, В. І. Павлишин, М. П. Щербак, 2012).

Не залишилися поза увагою мінералогічної школи Євгена Лазаренка проблеми екологічного спрямування. Їм присвячена книжка В. Квасниці, В. Павлишина та О. Матковського “Природные кристаллы Украины” з серії “Охрана окружающей среды” (1990), у якій автори звернули особливу увагу на необхідність збереження в музейних колекціях унікальних кристалів та інших цікавих мінеральних об’єктів, монографія С. О. Довгого та В. І. Павлишина “Екологічна мінералогія України” (2003), а також статті: Н. П. Юшкін, В. І. Павлишин. “Мінералогические проблемы экологии” (1991); В. І. Павлишин. “Проблемы экологической минералогии” (1993). Багато праць присвячено техногенному мінералоутворенню, особливо в гірничорудних районах України – на Донбасі, у Закарпатті, Передкарпатті й інших місцях: Б. С. Панов. “Некоторые вопросы экологической минералогии Донецкого бассейна” (1993); Б. С. Панов, Ю. А. Проскурня, В. С. Мельников, Е. Е. Гречановская. “Неоминерализация горящих угольных отвалов Донбасса” (2000); численні праці В. Дяківа, зокрема: “Хімічний та мінеральний склад відходів збагачення калійних руд Стебницького родовища та

їхній вплив на довкілля” (співавтор П. Білоніжка, 2009); “Онтогенічні закономірності кристалізації мірабіліт-генардитових агрегатів з ропи калійних родовищ Передкарпаття” (співавтори В. Павлишин, Х. Цар, І. Кицмур, 2012) та ін. Вражаючи екологічні наслідки людської діяльності стали предметом обговорення під час останніх наукових читань імені Є. Лазаренка (2016). Зокрема, В. Дяків проаналізував сучасний стан Домбровського кар’єру Калуського родовища калійних солей у Передкарпатті, а В. Мельничук – наслідки незаконного видобутку поліського бурштину.

Цікавими є дані щодо реалізації стану задуманих і розпочатих Євгеном Лазаренком праць з мінералогії України загалом та Карпатського регіону. Скорочений варіант праці під загальною назвою “Про стан реалізації задуманих і розпочатих Є. Лазаренком наукових праць з мінералогії України та Карпато-Балканської гірської системи” (автори О. Матковський, Є. Сливко) міститься в матеріалах Десятих наукових читань імені акад. Є. Лазаренка, розширений варіант англійською мовою – у “Мінералогічному збірнику” № 66, вип. 1 (2016). У цих публікаціях зазначено, що задуми Євгена Костянтиновича не залишилися поза увагою його учнів та послідовників. У 1990 р. вийшла праця великого колективу авторів – представників лазаренківської мінералогічної школи “Мінерали України. Краткий справочник” за редакцією акад. М. Щербака. У ній стисло підсумовано наявні на той час дані про мінерали України й наведено аналіз і тогочасну інтерпретацію мінералів, відкритих в Україні. Серед них виділено такі мінеральні види й різновиди: нові; рекомендовані до вилучення з мінералогічної номенклатури; недостатньо вивчені й тому недостатньо обґрунтовані як нові; ті, що заслужили право синонімів; мінерали-суміші, які раніше вважали або передбачали як нові; передбачувані нові мінерали; неназвані недостатньо вивчені.

На початку XXI ст. українські мінералогісти вирішили підготувати енциклопедичне видання з мінералогії України, що обговорювалося ще за життя Є. Лазаренка. У 2001 р. з ініціативи тодішнього президента УМТ В. Павлишина за підтримки С. Довгого та сприяння низки державних і громадських організацій України розпочато підготовку п’ятитомного видання “Мінералогічна енциклопедія України” (МЕУ). Створили редакційну колегію МЕУ, яку очолили С. Довгий (головний редактор), В. Павлишин (науковий редактор), О. Зінченко (відповідальний секретар), і навіть редакційні колеги окремих томів. Усе починалося зі створення бази даних про мінерали України, розробили схему опису статей. Перший том уже практично підготували, однак через інертність і безвідповідальність окремих авторів та фінансові труднощі робота загальмувалася. Проте нині ініціатори видання активно збирають нову інформацію та узагальнюють її, свідченням чого є публікації про мінеральне царство України (2006), нові мінерали України (2007), загальні особливості мінерального складу геологічних утворень України (2007), базу даних і хронологію відкриття мінералів у надрах України (2011, 2012) та ін.

Після опрацювання літературних та власних даних, а також матеріалів, що надійшли до редколегії, ініціатори МЕУ з колегами-однодумцями склали кадастр мінералів України, який наприкінці 2006 р. налічував близько 1 200 найменувань. Роботу провадять з дотриманням рекомендацій Міжнародної мінералогічної асоціації (ММА) стосовно поділу мінералів на мінеральні види й

різновиди, затверджені або дискредитовані Комісією з нових мінералів і назв мінералів ММА; мінерали систематизовано відповідно до мінералогічної класифікації Г. Штрунца (версія від 10.07.2006, розміщена на міжнародному сайті Webmineral.com). На той час у надрах України виділено 894 мінеральні види, затверджені ММА; кількість мінералів, відкритих в Україні, проте не затверджених як самостійні види, становить 51; кількість різновидів мінеральних видів – 252. Виконано зіставлення відносного поширення мінералів за класами в земній корі загалом та надрах України. Ці дані наведено в уже згадуваному підручнику “Основи мінералогії України” (Матковський, Павлишин, Сливко, 2009), який фактично став першим монографічним зведенням з мінералогії України. Звичайно, у ньому порівняно стисло схарактеризовано тільки найпоширеніші й найважливіші мінерали відповідно до вимог навчальної програми.

На початку 2012 р. у базі даних мінералів України (БДМУ) уже було 963 назви мінералів, які затверджені ММА як самостійні мінеральні види. Ще близько 100 різноманітних мінералів і фаз фігурують у БДМУ як такі, що відомі в надрах України, проте не мають визначеного статусу. Частина з них з різним статусом (не затверджені ММА, групові назви, проміжні назви ізоморфних серій тощо) увійшла в сучасні міжнародні бази даних: MinDat, Mineralogy Database та ін. (Зінченко, Павлишин, Васинюк, 2012).

У праці В. Павлишина “Українська мінералогія у XXI ст.: від теорії до практики” (2011) зазначено, що нині підготувати енциклопедію можна тільки на рівні виконання наукової тематики в ІГМР імені М. П. Семененка НАН України. Останнім часом над створенням МЕУ активно працюють науковці цього інституту на чолі з його директором акад. О. Пономаренком. Про це свідчать нещодавні публікації О. Пономаренка, Г. Кульчицької та Д. Черниш у “Мінералогічному журналі” (№ 2 і 3 за 2015 р.). Вони стосуються упорядкування номенклатури й українських назв мінеральних видів у зв’язку з підготовкою МЕУ відповідно до вимог спеціальних комісій ММА.

Ще один задум Є. Лазаренка пов’язаний зі створенням Мінералогічного словника-довідника Карпато-Балканської гірської системи (пізніше – енциклопедії). На жаль, за життя Євгена Костянтиновича цей задум не реалізували. Натомість вирішили спочатку підготувати й опублікувати мінералогічні зведення за окремими країнами-учасницями КБГА, що зумовлено різним станом мінералогічної вивченості цих країн.

В Україні послідовники Є. Лазаренка здійснили задум свого вчителя. Нині опубліковано вже згадану фундаментальну п’ятитомну працю під загальною назвою “Мінерали Українських Карпат”, а у Празі 2002 р. вийшла книга “Minerals of the Carpathians”, співавтором якої є В. Квасниця (рис. 8). У післямові до п’ятої книги – “Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутворення” (2014) та у спеціальній публікації О. Матковського зі співавт. (2015) стисло проаналізовано стан і перспективи мінералогічних досліджень в Українських Карпатах. Зазначено, що ці перспективи пов’язані з використанням новітніх методів аналізу мінеральної речовини. На особливу увагу заслуговують, передусім, нині найменше вивчені продукти гіпергенезу, техногенезу і сучасного мінералоутворення, з якими й пов’язують найбільші перспективи відкриття мінералів, раніше не відомих у регіоні, у тім числі нових.



Рис. 8. Наукові праці з вивчення мінералогії Карпатського регіону.

Наведене засвідчує часткову реалізацію задумів Є. Лазаренка щодо наукових праць з мінералогії України і Карпато-Балканської гірської системи.

На завершення зазначимо, що Україна в царині відкриття нових мінералів нині пасе задніх. За даними ММА, в Україні відкрито тільки 12 нових мінералів, що значно менше, ніж на територіях західних сусідів і багатьох республік колишнього СРСР (Кульчицька, Павлишин, 2014). Лідерами є США і Росія, а також Німеччина, Швеція, Австралія та Японія, сумарний внесок яких становить половину з відомих нині мінералів. Уважають, що таке відставання України зумовлене відсутністю належного аналітичного обладнання, хоча навіть за сучасних умов вітчизняні мінералоги швидкими темпами поповнюють базу даних мінералів України та мають достатньо напрацьовань і резервів, щоб поповнити новими відкриттями світову базу даних.

*Стаття: надійшла до редакції 11.10.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

ACADEMICIAN YEVHEN LAZARENKO MINERALOGICAL SCHOOL AND ITS CONTRIBUTION TO THE DEVELOPMENT OF MODERN MINERALOGY

O. Matkovskyi

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Academician Yevhen Lazarenko mineralogical school, approved by the Ministry of education and science of Ukraine, occupies a special place among the world famous scientific schools, which originated and developed at the geological faculty of Ivan Franko National University of Lviv. The school began to form in the second half of the twentieth century thanks to the active research activities of the Mineralogy department of Lviv University and Lviv geological society, which were headed almost a quarter of the century by Ye. Lazarenko. The development of the school was also closely connected with the Ukrainian mineralogical society (founded in 1970). Regional mineralogical researches conducted by Ye. Lazarenko, crystallochemical and petrographic – by V. Sobolev, crystallographic – by G. Piotrowski, thermobarogeochemical – by M. Yermakov, the works of students and followers of these scholars, as well as the activity of Lviv geological society (founded in 1945) played an important role in the origin and development of the school.

The first mineralogical periodical in Ukraine – “Mineralogical Review” – began publishing in 1947. Later, new mineralogical magazines appeared – “Mineralogical Journal” (1979), “Notes of the Ukrainian mineralogical society” (2004), thematic collections “Mineralogy of Sedimentary Rocks” and “Regional and Genetic Mineralogy”.

Yevhen Lazarenko mineralogical school develops the following scientific directions: regional mineralogy, theoretical problems of mineralogy, mineralogical crystallography, cosmic mineralogy, genetic mineralogy, applied mineralogy, biomineralogy, history of science. In Ukraine, representatives of the school began structural mineralogy and crystallochemistry, mineralogical crystallography, cosmic mineralogy, the study of accessory minerals, the doctrine of typomorphism of minerals, the basics of regional mineralogical investigations methodology and mineralogical mapping, biomineralogical research. Representatives of the school are such well-known scientists and pedagogues as Z. Bartoszynski, S. Bekesha, U. Fenoshyna, V. Kvasnytsya, H. Kultchytska, O. Matkovskyi, Yu. Melnyk, V. Melnykov, V. Pavlyshyn, V. Semenenko, L. Skakun, M. Slyvko, Ye. Slyvko, B. Srebrodolskyi, P. Vovk, E. Yanchouk, A. Yasynska, F. Zuzuk et al.

Mineralogists of Lazarenko's school first discovered some new mineral species – donbassite and tarasovite in Donetsk basin, carpathite in Transcarpathians, acetamide and paraalumohydrocalcite in anthropogenic products. Also some new mineral varieties were discovered: brunckite – cryptocrystalline sphalerite and Mn-ferrostilpnomelane – the variety of stilpnomelane. The first finds in Ukraine of very rare minerals also belong to school representatives: chlorophaeite in Western Volynian altered volcanic rocks, ferruginous saponite in the igneous rocks crusts of weathering in Western Volyn, chamberite in potash salt ores of Precarpathians (the second finding in the world), dannemorite in Mn silicate-carbonate ores of Chyvchynski mountains (Carpathians), daphnite (ferruginous variety of chlorite) in chamber pegmatites of Volyn region, Ti-biotite 4M in

camptonite dikes of Azov region, groutite in Mn-containing rocks of Zavalivske graphite deposit etc. Ukrainian mineralogists first discovered in the territory of the former USSR such minerals, as basoaluminite, millosevichite, pickeringite, and also the second finds in the world of lausenite and matteuccite belong to them.

The activity of the Ukrainian mineralogical society, especially its Kyiv and Lviv branches, plays the decisive role in the development of Yevhen Lazarenko mineralogical school. At the periodic congresses of the society, its members summarize the results of mineralogical studies for certain periods and discuss different actual problems of mineralogy.

Periodic Yevhen Lazarenko scientific readings are conducted in Ukraine since 1997. The last, Tenth scientific readings were held in September 2016.

Now representatives of the mineralogical school are working on the compilation of the Mineralogical encyclopaedia of Ukraine, embodying thereby the ideas of the academician Lazarenko.

Key words: academician Yevhen Lazarenko mineralogical school, regional mineralogy, cosmic mineralogy, mineralogical crystallography, history of science, Ukrainian mineralogical society, Ukraine.

УДК 553.81(571)

ОСОБЕННОСТИ СЛЮДЯНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

Н. Зинчук

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

На основании проведенных исследований и обобщения имеющегося материала показано, что в направлении от центра Сибирской платформы к её северным территориям роль алмазоносных кимберлитов уменьшается. В северной части платформы доминируют щелочные пикриты, а в центральных алмазоносных районах кимберлиты формировались в диапазоне всей области устойчивости алмаза. В некоторых алмазоносных районах Сибирской платформы (а их более 30) есть кимберлиты, обогащенные слюдами; ярким представителем являются породы диатрем Накынского поля (Ботубинская, Нюрбинская и тело Майское). Кимберлиты трубок этого поля принадлежат к одному петрохимическому типу, а выявленные вариации концентраций петрогенных оксидов связаны с разной интенсивностью протекания постагматических и гипергенных процессов на разной глубине диатрем. В процессе становления диатрем происходит существенное изменение кимберлитов с широким развитием серпентина, карбонатов, флогопита и продукта его изменения – хлорита. Корреляционный анализ распределения минералов-новообразований и потенциальной алмазоносности кимберлитов показал обратную зависимость между содержанием слюды, кварца, доломита и концентрацией полезного компонента. Характерной особенностью изученных слюдяных кимберлитов является преобладание прозрачных или полупрозрачных алмазов октаэдрического и переходного к ромбододекаэдрическому габитуса первой разновидности при заметном содержании кристаллов с оболочкой четвертой разновидности.

Ключевые слова: алмаз, слюды, вторичные минералы, кимберлиты, щелочность, диатрема, постагматические процессы, гипергенные процессы, Накынское кимберлитовое поле, Сибирская платформа.

Слюдяными (щелочными) кимберлитами обычно называют породы, содержащие более 5 % K_2O (входит в состав флогопита). Щелочность кимберлитов обратно пропорциональна их титанистости и возрастает от менее глубоких популяций к более глубоким [5, 15]. Ранее в работе В. Василенко с соавт. [3] проанализировано основные свойства слюдяных кимберлитовых пород Сибирской платформы (СП): проведено их типизацию по содержанию K_2O ; изучено распределение пород различной щелочности в кимберлитовых полях и в диатремах продуктивных кимберлитов; рассмотрено причины, определяющие возникновение кимберлитов разной щелочности, и их алмазоносность. Исследователи выделяли типы щелочных пород по различным кимберлитовым полям СП,

что дало возможность достоверно выделить четыре типа щелочных кимберлитов: ультраосновной, слюдистый, сублампрофировый и лампрофировый.

Ультраосновной (базальтоидный) тип с модой 0,4 % K_2O определяют по отношению к остальным по минимальному значению этого оксида 0,75 %. Это касается и слюдистых кимберлитов, которым соответствует максимум в границах 0,75–1,17 % K_2O . К сублампрофировому типу отнесены разновидности щелочных пород с содержанием оксида калия 1,2–2,2 %, а к лампрофировому – все породы с $K_2O > 2,2$ %. Однако для отличия кимберлитов от щелочных пикритов и других пород мы ранее рекомендовали [3, 5] использовать граничные значения $TiO_2 > 2,5$ % и $\Sigma Fe < 10$ %. Алмазность кимберлитов возрастает по мере снижения содержания TiO_2 от значения 2,2 %. Щелочные пикрит-кимберлиты с TiO_2 2,2–2,8 % также содержат некоторое количество алмазов, резко уменьшающееся в более титанистых разностях пород [2, 3, 12, 21].

В Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском и Верхнемунском алмазных районах преобладают породы ультраосновного состава, а в Накынском и северных кимберлитовых полях – щелочного [14, 18, 19, 22, 23].

Закономерности распределения слюдистых образований и продуктов их изменения в кимберлитовых породах хорошо видно на примере **трубки Удачная** (рис. 1), которая имеет сложное многофазное строение. Для выявления этих закономерностей мы использовали результаты пересчетов валовых химических анализов на минеральный состав по ранее описанной методике [8]. Полученные таким образом качественные и количественные характеристики по вторичным минералам мы контролировали изучением прозрачных шлифов кимберлитов и рентгенодифрактометрическими исследованиями соответствующих проб. Для выяснения пространственных закономерностей распределения минералов проанализировано [4, 8, 10, 11, 17] тренды распределения минералов, а выборки сравнивали при помощи t - и F -критериев с учетом асимметричности и отклонения от нормального закона распределения некоторых компонентов, непараметрических критериев Колмогорова–Смирнова χ^2 и λ^2 .

Кимберлитовая трубка Удачная (см. рис. 1) состоит из двух сопряженных тел – восточного и западного; на дневной поверхности в плане она имеет форму искаженной восьмерки. Западное тело значительно крупнее восточного. В верхней части (примерно до глубины 250–270 м) оба тела контактируют друг с другом; поверхность контакта падает на запад. Глубже тела разобщены [8]. Вмещающими породами трубки у поверхности являются карбонатные отложения O_1 , а на глубине – C_{2-3} .

Западное тело в верхней части трубки выполнено кимберлитовыми брекчиями (КБ) серого и зеленовато-серого цвета, структура которых кристаллолитокластическая, участками автолитовая. Порода сильно изменена вторичными процессами. Ксеногенный материал представлен обломками осадочных пород, кристаллических сланцев, реже ультраосновных пород. Автолиты кимберлитов ранних фаз на отдельных участках составляют до 25 % объема породы. Цементом породы является карбонат-серпентиновый агрегат, содержащий мелкие выделения рудного минерала и довольно многочисленные псевдоморфозы по оливину второй генерации.

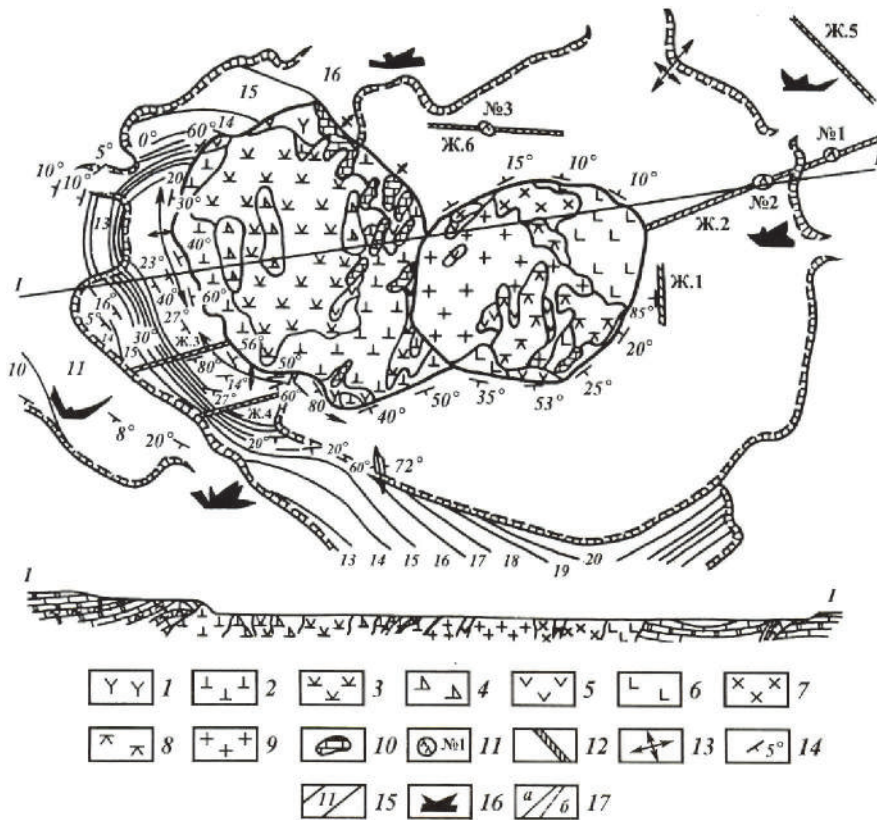


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез верхней части трубки Удачная [9]:

1–9 – кимберлиты разных технолого-петрографических типов западного (1–4) и восточного (5–9) тел; 10 – ксенолиты осадочных пород (так называемые плавающие рифы); 11 – “слепые” кимберлитовые тела; 12 – кимберлитовые дайки; 13 – оси складок и направление ундуляции шарнира; 14 – элементы залегания слоёв; 15 – слои вмещающих пород и их номера; 16 – диаграммы трещиноватости; 17 – границы пород: *a* – определённые, *b* – предполагаемые.

Восточное тело сложено КБ серого, зеленовато-, темно-серого цвета и кристаллокластической структуры. Главной составляющей являются псевдоморфозы по оливину, участками встречается свежий оливин. Пироп и пикроильменит относительно редки. Ксенолитов осадочных пород меньше, чем в западном теле, а глубинных пород, наоборот, больше. Содержание автолитов в разных участках КБ колеблется от 10–15 до 35–40 %. Основная масса породы состоит из тонкоагрегатной смеси серпентина и карбоната, есть довольно много мелких выделений магнетита, перовскита, меньше слюды и микролитов кальцита. Отдельные участки основной массы сложены бесцветным или слабо-буроватым изотропным серпентином.

В верхних горизонтах трубки Удачная встречаются ксенолиты вмещающих осадочных пород размером до нескольких десятков метров. Особенно много их в западном теле диатремы. Здесь у западного контакта трубки на глубине 20–25 м от поверхности вскрыли сильно минерализованный ксенолит карбонатной

породы, достигающий в поперечнике нескольких десятков метров. Очень крупный ксенолит обнаружили в западном теле на контакте с восточным на глубине 50–100 м от поверхности. Восточное тело содержит меньшее количество крупных ксенолитов вмещающих пород. Западное тело отличается от восточного не только средним содержанием ксенолитов, но и характером их распределения: в западном теле количество обломков осадочных пород возрастает от центра к периферии, а в восточном – наоборот. Однако наиболее высокое содержание ксенолитов осадочных пород в западном теле характерно для зоны на контакте с восточным.

Особенности распределения вторичных минералов кимберлитов трубки Удачная по вертикали мы изучали по керновому материалу (колонковые разведочные скважины). Обычно с глубиной минеральный состав кимберлитовых пород существенно изменяется, что хорошо видно в геологическом разрезе (рис. 2). Среди вторичных минералов кимберлитов различают [8] основные, слагающие кимберлитовую породу, и жильные, отложившиеся в пустотах в виде кристаллов и почти мономинеральных агрегатов. Между ними существует определённая взаимосвязь: основные минералы, равномерно распределённые в кимберлите, нередко могут выполнять и трещины. Это кальцит, серпентин (серпентинит), отчасти сульфиды и оксиды железа. Сугубо жильными являются целестин и барит. Остальные минералы (пироаурит, сепиолит, галит и др.), по нашему мнению, – это преимущественно жильные образования, хотя и они нередки в основной массе кимберлитов.

При изучении кимберлитовых пород всегда нужно учитывать, как на данном участке распределён тот или другой минерал – равномерно в породе или обособленно. Поэтому очень важно отбирать по возможности усреднённые пробы, которые бы объективно характеризовали породу конкретного участка в целом. Иначе вместо проб кимберлита (как породы) могут получиться пробы мономинеральных образований, которые могут быть минералами другого, в том числе некимберлитового состава.

Согласно приводимым в качестве примера разрезам (см. рис. 2), содержание основных породообразующих минералов (серпентин и кальцит) на различной глубине изменяется по-разному, четких закономерностей нет, причем заметнее варьирует содержание серпентина, что обусловлено разной степенью изменения оливина. Довольно неравномерно изменяется с глубиной и концентрация доломита. Флогопит есть практически во всех изученных пробах. Однако в верхних горизонтах его содержание уменьшается (см. рис. 2), что связано с преобразованием в гипергенных условиях флогопита в хлорит (они есть во всех изученных пробах из приповерхностных горизонтов).

Распределение флогопита и хлорита по латерали кимберлитов трубки Удачная мы изучали по площади трёх опорных горизонтов: 295 м над уровнем моря – выветрелые продукты, 250 м – образования зоны дезинтеграции, 190 м – слабо изменённые материнские породы. Наибольшие концентрации флогопита зафиксировано (рис. 3) в плотных породах, в дезинтегрированных его количество уменьшается, а в верхах разреза минерала практически нет. Для хлорита, который образуется в основном по флогопиту, характерна обратная тенденция – его больше всего в выветрелых породах (рис. 4).

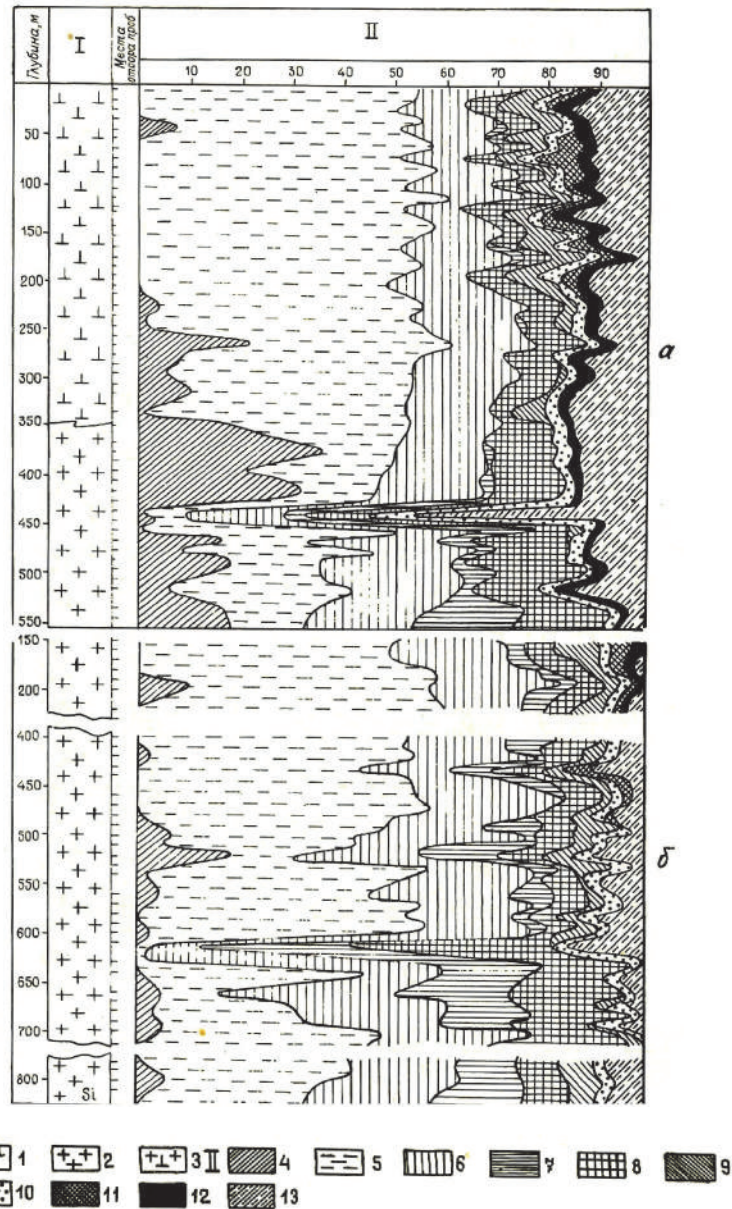
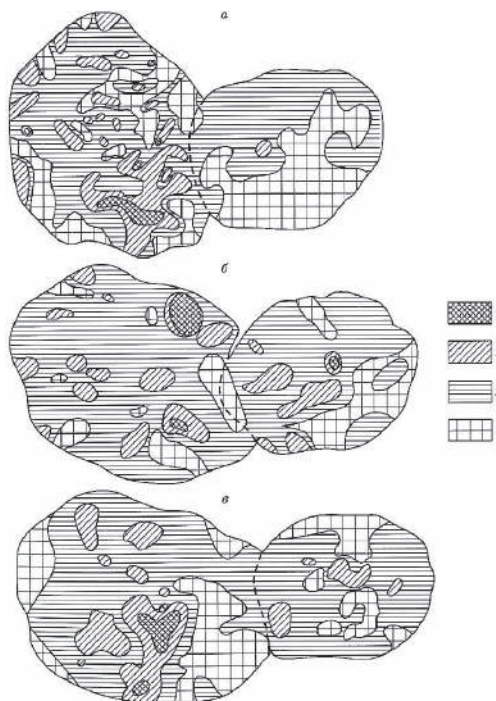


Рис. 2. Распределение преобладающих минералов в основной массе кимберлитовых пород трубки Удачная, вскрытых разведочными скважинами 225 (а) и 207 (б):

I – петрографические типы кимберлитов: 1 – порфировый кимберлит первого этапа внедрения; 2 – кимберлитовая брекчия второго этапа внедрения; 3 – кимберлитовая брекчия второго этапа внедрения с автолитами первого; *II* – минералы, мас. %: 4 – оливин; 5 – серпентин; 6 – кальцит; 7 – доломит; 8 – флогопит; 9 – хлорит; 10 – оксиды и гидроксиды железа; 11 – брусит; 12 – гипс + галит; 13 – прочие минералы.

Рис. 3. Распределение флогопита в кимберлитовых породах верхних горизонтов трубки Удачная: *a–в* – горизонты, метры над уровнем моря: *a* – 295, *б* – 250, *в* – 190; *1–4* – концентрация флогопита, %: *1* – >12, *2* – 8–12, *3* – 4–8, *4* – до 4.

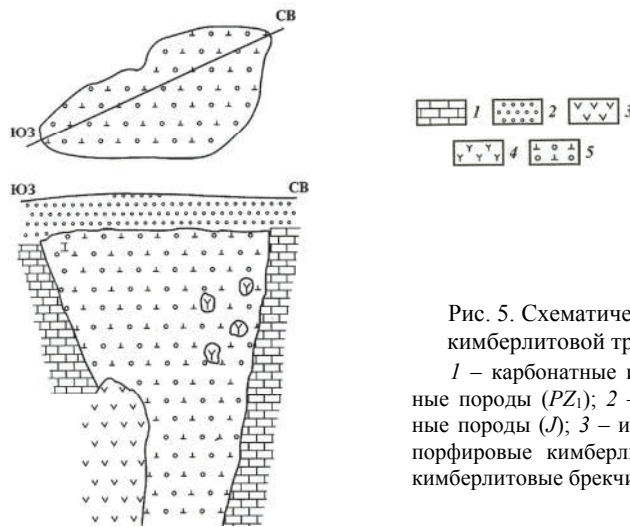
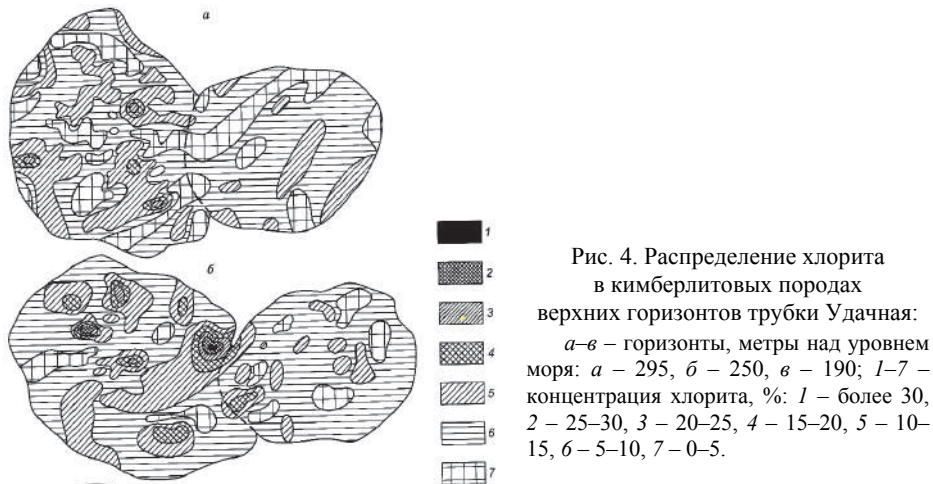


Несколько иную картину распределения слюдястых минералов наблюдаем в породах открытых сравнительно недавно (1994–1996) диатрем Накынского поля Среднемархинского алмазонасного района. Кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская, а также тело Майское перекрыты 55–70-метровой осадочной толщей J_1 (укугутская, тюнгская и сунтарская свиты) и дезинтегрированными продуктами кор выветривания T_{2-3} . Диатремы прорывают алевритисто-глинисто-карбонатные отложения C_3-O_1 .

Кимберлитовая трубка Нюрбинская на уровне эрозионного среза имеет эллипсоидную форму (рис. 5). В вертикальном разрезе морфология трубки близка к диатреме с каналом цилиндрического типа. Морфология тела трубки нарушена вследствие внедрения мощной интрузии траппов субщелочного состава [5].

Кровлю интрузии подсекли несколькими скважинами в центральной и южной частях диатремы (296–332 м). Это секущее тело мощностью более 250 м, сложенное мелко- и среднезернистыми долеритами темно-серого до черного цвета; текстура пород массивная до такситовой, структура – офитовая до витрофировой (в приконтактных зонах). Внедрение интрузии в консолидированные кимберлитовые породы обусловило образование вдоль их границы зоны метасоматически измененных кимберлитов.

Непосредственно вдоль границы кимберлитов с кровельной частью интрузии в них обнаружены новообразованные гранат, пироксен и хлорит; эти кимберлиты имеют массивную текстуру и пятнистую окраску, очертания ксенолитов осадочных пород в них расплывчатые.



Трубка Нюрбинская сложена автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ), в которой различают мелко-среднеобломочные брекчии центральной части рудного тела и карбонатные кимберлитовые брекчии (ККБ) приконтактной зоны северо-восточного и юго-западного флангов. В зеленоватых или голубовато-серых мелко-среднепорфировых АКБ центральной части трубки постоянно встре-

чаются мелкие (до 20 мм) обломки вмещающих пород (5–20 %), ксенолиты метаморфических (до 10 %), кристаллических (до 10 %) и мантийных глубинных пород. Основная масса пород на отдельных участках полностью преобразована в крупно- и среднезернистый кальцитовый агрегат с пятнисто-прожилковой вкрапленностью сульфидов, переходящий в сплошную массу с занозистыми контурами. Кальцит подвержен коррозии и частичному замещению сульфидами. Вкрапленники оливина псевдоморфно замещены карбонатом, содержащим иногда мелкие зерна кварца или неправильной формы выделения серпентина. Неоднородное строение карбоната во вкрапленниках местами придаёт оливину зональный облик. Форма вкрапленников оливина преимущественно округло-овальная, реже – сглаженно-угловатая с элементами частичной кристаллографической огранки. Вкрапленники флогопита фиксируют по пластинчатому облику. Обычно они имеют слабые признаки деформаций и в большинстве случаев утратили свою первичную окраску. Однако нередко слюдистые выделения по плоскостям спайности имеют голубовато-зеленый или желтовато-коричневый цвет и отчетливый плеохроизм. В основной массе пород также встречаются трещиноватые зерна граната с зеленовато-серой келифитовой каймой из агрегатно-чешуйчатого слюдистого минерала (гидролюда), мощность которой редко превышает первые миллиметры.

Связующая масса пород обычно представлена серпентин-кальцит-гидролюдастым мезостазисом. Неравномерно распределённые микрофенокристаллы замещённого оливина отличаются колотой, неправильно-угловатой формой.

Вторичная минерализация выражена серпентинизацией, карбонатизацией и окварцеванием (гнезда кварца в обособлениях кристаллически-зернистого кальцита) пород.

В отдельных небольших блоках в АКБ в виде обломочного материала встречаются порфиновые кимберлиты – породы темно-серого цвета, иногда с зеленовато-голубоватым оттенком, массивной, реже полосчатой текстуры. В них низкое (до 5–6 %) содержание обломочного материала, представленного неравномерно распределёнными обломками терригенно-карбонатных и метаморфических пород. Реликтивно-порфировую структуру определяют по псевдоморфозам серпентина по оливину двух генераций; такие выделения сложены изотропным слюдоподобным серпентином, иногда в сочетании со светло-зеленым чешуйчато-листоватым хлоритом и кристаллически-зернистым кальцитом, который заполняет ядра псевдоморфоз или замещает их целиком. Среди продуктов замещения оливина есть также мелкораспыленные зерна рудных минералов. По периферии псевдоморфозы оконтурены каймой из светло-зеленых мелколистоватых хлорит-серпентиновых образований.

Форма вкрапленников преимущественно овальная, угловато-сглаженная, реже колотая. Во вкрапленниках оливина второй генерации иногда заметна кристаллографическая огранка. Вкрапленники флогопита пластинчатые, местами со следами оплавления, расщепления либо слабой деформации. Флогопит обычно гидратированный, редкие пластинки сохраняют первичную окраску либо содержат зонки зеленого цвета по направлениям спайности [4, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 14, 17]. Флогопит первой генерации редок (первые проценты); выделения флогопи-

та второй генерации, распределённые в породе неравномерно, имеют слабую ориентировку.

Основная масса породы на отдельных участках частично преобразована в кристаллически-зернистый кальцитовый агрегат, среди которого встречаются гнёзда кварца. Иногда фиксируют обломки изменённого гранатсодержащего ультрабазита, в котором среди хлорит-кальцитового агрегата сохранились реликты зерен плагиоклаза. Связующая масса в таких случаях представляет собой тонкочешуйчатый хлорит-серпентиновый агрегат в сочетании с мелкозернистым карбонатом и тонкозернистыми рудными минералами.

В целом для описываемых диатрем характерны АКБ завершающей фазы кимберлитового магматизма, для которых типичен переменный состав ксеногенного материала, автолитовых обособлений и псевдоморфоз по оливину, обусловленных спецификой дифференциации кимберлитового расплава при становлении и формировании диатрем. Отмеченные неоднородности развития вторичной и гипергенной минерализации по скважинным разрезам трубки Нюрбинская связаны с обособленностью состава самих кимберлитов, их трещиноватостью и степенью их контаминации.

В северо-восточной части трубки, по сравнению с юго-западной, содержится большее количество обломков порфировых кимберлитов и автолитовых обособлений. Это позволяет предполагать здесь большее содержание алмазов и более широкий спектр их морфологических и физических характеристик.

Цемент кимберлитовых брекчий макроскопически имеет более четкую автолитовую текстуру. Автолиты, составляющие до 10 % объёма породы, представлены двумя морфологическими типами: первый – ядерные автолиты, размер которых определяется величиной заключённых в них вкрапленников и ксенолитов цемента; второй – крупные (до 10 см) концентрически-зональные шарообразные и неправильной формы обломки, тождественные порфиловому кимберлиту пород. Ядерные автолиты кимберлитов трубки Нюрбинская, обычно имеющие округлую или овальную форму, выделяются на фоне связующей массы более темным цветом и микропорфировой структурой, которая, в основном, обусловлена псевдоморфозами по оливину второй генерации размером до 0,1 мм.

Порфировые выделения в связующей массе представлены псевдоморфозами по оливину обеих генераций (соответственно, 23 и 17 %) и выделениями флогопита второй генерации. Связующая масса брекчий имеет тонкозернистое строение и серпентин-карбонатный состав. Неоднородность обусловлена существенными вариациями в породе соотношения серпентин/карбонат, а также неравномерным распределением чешуек в различной степени хлоритизированного флогопита и пылевидного рудного минерала (преобладает магнетит).

Особенности карбонатных КБ приконтактной зоны таковы:

- слабо проявленная автолитовая текстура и порфировая структура породы;
- наличие прослоев такситовых КБ (в основном в юго-западной части диатремы), в которых зафиксированы постепенные переходы от мелко-среднеобломочной КБ в мелкообломочную, мелкопорфировую аж до афировой брекчий;

- большее (до 15 %) содержание мелкообломочного материала вмещающих пород и закономерное увеличение его количества с глубиной (до 50 %);
- низкое (первые проценты) содержание выделений флогопита и спорадическое распространение гранатов;
- низкое содержание ксенолитов кристаллических пород;
- существенно карбонатный состав связующей массы с неравномерно распределённой в ней сульфидной вкрапленностью.

Выход минералов тяжелой фракции пород трубки Нюрбинская низкий. В ней резко доминируют гидроксиды железа (гётит, гидрогётит, гематит, глинисто-железистые агрегаты) и пирит. Среди первичных тяжелых минералов преобладают гранаты (красные, оранжевые, фиолетовые, лиловые и малиновые), хромшпинелид, пикроильменит, магнетит, хромит и хромдиопсид. В лёгкой и глинистой фракциях содержатся минералы, образованные в постмагматических, гидротермальных и гипергенных условиях (серпентин, слюда, хлорит, тальк и карбонаты), а также ксеногенные образования (полевые шпаты и др.).

Что касается химизма, то наибольшие вариации в изученных разрезах характерны для MgO, SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO и летучих компонентов, в то время как остальные компоненты содержатся в незначительном количестве и распределены практически равномерно по всему разрезу. Исключение составляет K₂O, содержание которого в породах практически каждого изученного разреза с глубиной постепенно увеличивается, что связано с возрастающей ролью слабо измененного флогопита и выносом из его структуры K⁺. Среди элементов-примесей наибольшие вариации характерны для Ni, Cr, Mn и Ba, в меньшей степени – Cu, Co и V.

В кимберлитах трубки Нюрбинская преобладают (иногда до 95 %) бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в лилово-коричневые цвета алмазы разновидности I, по Ю. Орлову [16], которые имеют различную морфологию [1, 5, 6, 18, 22]. До 7 % составляют кристаллы с оболочкой разновидности IV (желто-зеленые, реже серые) [9]; встречаются поликристаллические сростки разновидности VIII (до 2 %), кубы разновидности III (0,1 %) и кристаллы разновидности IX (0,1 %). Все кристаллы разновидностей III и IX обнаружены в классах более 1 мм.

Среди алмазов разновидности I резко преобладают кристаллы октаэдрического (25–31 %) и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (до 22 %) габитуса. Значительную часть алмазов месторождения (в среднем до 23 %) составляют бесформенные осколки без признаков кристаллографической огранки, преимущественно с протемагматическими сколами. Обнаружено связь кристалломорфологических особенностей алмазов месторождения с их крупностью [5, 9]. В частности, с уменьшением крупности в классе –1+0,5 мм примерно в два раза увеличивается содержание ламинарных ромбододекаэдров, а также типичных округлых алмазов и бесформенных осколков. Среди октаэдров и переходных форм преобладают кристаллы с полицентрически растущими гранями и со сноповидной и занозистой штриховкой (в сумме – 36 %). Содержание плоскогранных октаэдров мирнинского типа не превышает 2 % и обычно повышает-

ся с увеличением крупности кристаллов. Алмазы этой группы представляют наиболее высококачественную категорию алмазного сырья.

Содержание типичных округлых алмазов, наличие которых является неблагоприятным критерием алмазности [5], низкое – 1,2 %, причем сконцентрированы они обычно в классах < 2 мм. В основном это додекаэдриды с шагренью и полосами пластической деформации (0,3 %), а также индивиды со спондиальной штриховкой (0,4 %). Общее количество двойников и сростков в среднем не превышает 10 %.

Суммарное содержание кристаллов с признаками природного травления значительное – в среднем 33 % от общего количества алмазов. Среди таких признаков резко преобладают шрамы (до 19 %) и обратнопараллельные треугольные впадины (до 8), отмечаются полосы пластической деформации (до 4) и коррозии (до 2 %). Значительное количество шрамов в виде “распилов” обусловило формирование множества протоматических обломков и сколов во время транспортировки алмазов в процессе внедрения кимберлитовой магмы.

Трубка Ботубинская – это сложное двоякое кимберлитовое тело (рис. 6), юго-западная часть которого представлена дайкообразным телом северо-восточного простирания, а северо-восточная имеет форму типичной трубки. В верхней части диатремы сохранились породы кратерных фаций, известные в ряде диатрем СП [18, 20, 22, 23]. Наличие кратерной фации свидетельствует о полном строении трубки и слабой эродированности отдельных её частей.

Трубка сложена кимберлитами двух фаз. Ранняя фаза представлена порфировым кимберлитом (ПК), которым сложена дайковая часть трубки на глубине, а на поверхность он практически не выходит. Породы зафиксированы лишь на крайнем юго-западном фланге дайкового тела, причём слагают они лишь незначительную его часть. В виде обломков размером до 1,5 м в отдельных блоках (до 15 м в поперечнике) их вскрыли скважинами среди АКБ и туфобрекчий северо-восточной части трубки. Макроскопически это плотные зеленовато-серые породы с характерной крупнопорфировой структурой основной массы, которая сложена псевдоморфозами серпентина, хлорита и кальцита по оливину первой (до 17 %) и второй (до 27 %) генераций, редкими зернами гранатов и хромшпинелидов, сцементированными карбонат-серпентиновым агрегатом. Изредка встречаются ксенолиты осадочных, метаморфических и мантийных пород.

Поздняя фаза кимберлитов трубки представлена взрывными кимберлитовыми брекчиями. Они слагают центральную часть канала в пределах северо-восточного тела трубки и верхнюю часть дайкового тела, резко вклиниваясь при этом в юго-восточном направлении. Породы имеют серовато-зеленый до голубовато-серого цвет, состоят из псевдоморфоз кальцита и серпентина по оливину (до 45 %), автолитов (до 10), ксенолитов осадочных (до 20), метаморфических (до 5) и мантийных (0,5 %) пород, есть видимые выделения зерен пирропа, альмандина, хромшпинелида и флогопита. Порфиновые выделения основной массы представлены псевдоморфозами кальцита и серпентина по оливину. Псевдоморфозы по оливину первой генерации имеют угловато-округлую форму и размер до 2 см, а по оливину второй генерации содержатся в подчиненном количестве, и размер их всегда менее 1 мм. В верхних горизонтах диатремы псевдоморфозы сложены кальцитом, изотропным серпентином и глинистыми образованиями, а с

глубиной доля кальцита уменьшается, и оливин практически полностью замещен анизотропным серпентином или пироауритом. Порфиновые выделения флогопита составляют до 4 % объёма основной массы, а в верхних горизонтах он нацело замещён хлоритом. Связующая масса брекчий имеет тонкозернистое строение и хлорит-серпентин-карбонатный состав.

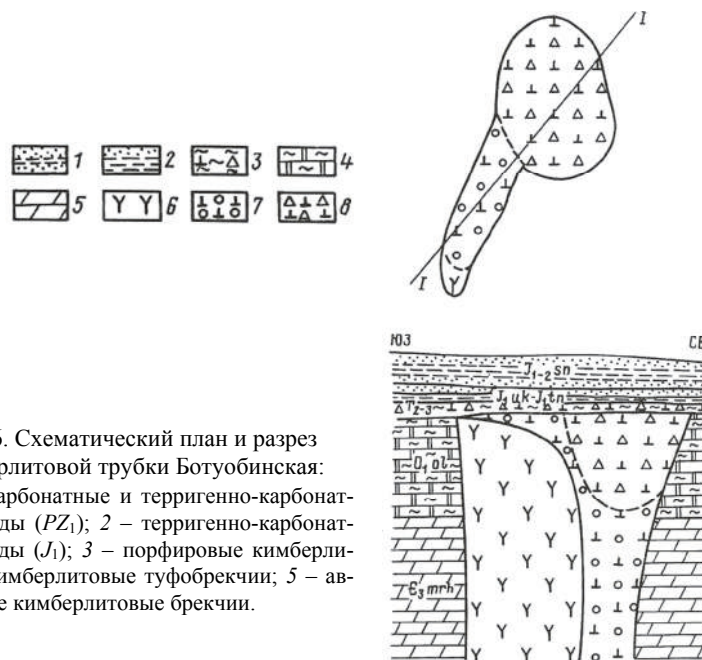


Рис. 6. Схематический план и разрез кимберлитовой трубки Ботубинская:

1 – карбонатные и терригенно-карбонатные породы (PZ_1); 2 – терригенно-карбонатные породы (J_1); 3 – порфиновые кимберлиты; 4 – кимберлитовые туфобрекчии; 5 – автолитовые кимберлитовые брекчии.

Кимберлитовые туфобрекчии верхних горизонтов кратера в северо-восточной части диатремы представляют собой породы начальной фазы эксплозивной стадии формирования трубки. Их материнской породой являются подстилающие АКБ, которые содержат до 90 % ксенолитов. Макроскопически это породы зеленовато- или буровато-серого цвета, зачастую слабо сцементированные, трещиноватые, в различной степени изменённые. В цементе, кроме кимберлитового материала, есть значительная примесь глинистой и терригенной составляющих дезинтегрированных вмещающих диатремы пород. В верхах трубки залегает остаточная кора выветривания (КВ) [8, 23] мощностью кое-где до 20 м. Главными породообразующими минералами этой части разреза являются кварц, каолинит и монтмориллонит-гидролюдастые смешаннослоистые образования. Вниз по разрезу породы в различной степени трещиноваты, но менее переработаны химически; в них зафиксировано серпентин, кальцит, доломит и хлорит.

По химическому составу КВ северо-восточной части диатремы отличаются от пород дайкового комплекса пониженным содержанием SiO_2 , TiO_2 , суммарного железа, P_2O_5 и повышенным – CaO и K_2O . Породам кратерной постройки в целом присущи повышенные концентрации CaO и Al_2O_3 . Повышенное содержание SiO_2 в гипергенно изменённых кимберлитах обусловлено процессами их оквар-

цевания, Al_2O_3 – образованием тонкодисперсных глинистых минералов, $FeO_{общ}$ – интенсивной гипергенной сидеритизацией пород. Низкие концентрации в этих частях CaO и MgO вызваны процессом замещения кальцита и доломита сидеритом. В целом для пород трубки характерны низкая титанистость, высокая калиево-ность и примерно одинаковое соотношение $CaO:MgO$.

Трубка Ботуобинская принадлежит к кимберлитовым телам со средним содержанием индикаторных глубинных минералов [3, 23]. Для тяжелой фракции изученных проб характерна хромшпинелид-гранатовая ассоциация первичных минералов, причём меньше всего этих минералов в кимберлитовых туфобрекчиях. Значительно больше их в АКБ, а ПК занимают промежуточное положение. В коре выветривания кимберлитов зафиксировано относительное возрастание содержания глубинных минералов в более крупных гранулометрических классах. Количество зерен граната с келифитовой оболочкой резко уменьшается в выветрелых кимберлитах. Кроме пиропов из различных включений ультраосновных пород, в диатреме есть гранаты алмандинового состава из эклогитоподобных и метаморфических пород фундамента, что является характерной чертой кимберлитов Накынского кимберлитового поля. Среди гранатов алмазоносных и потенциально алмазоносных парагенезисов преобладает пироп-альмандин из магнезиально-железистых эклогитов. Среди хромшпинелидов доминируют высокохромистые разности из ультраосновных парагенезисов алмазной фации глубинности; их количество коррелирует с алмазоносностью кимберлитовых тел [15, 18, 22, 23]. Подобные хромшпинелиды встречаются в алмазоносных перидотитах, гарцбургитах, а также во включениях в алмазе и сростках с ним.

По комплексу типоморфных особенностей и гранулометрических характеристик алмазы трубки Ботуобинская не имеют аналогов среди алмазов известных диатрем СП [1, 6, 9, 23]. Во всех гранулометрических классах резко преобладают бесцветные кристаллы октаэдрического и переходного к ромбододекаэдрическому габитуса; характерно низкое содержание двойников и сростков, кристаллов с включениями и окрашенных камней разновидности I, а также поликристаллических сростков разновидности VIII. Как и в Нюрбинской трубке, в кимберлитах Ботуобинской высоко содержание алмазов с оболочкой разновидности IV. Оболочка имеет желтовато-зеленый цвет. Характерно низкое содержание ламинарных ромбододекаэдров, а типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа нет. В значительном количестве есть псевдоромбододекаэдры мархинского типа, кристаллы псевдокубического габитуса разновидности I и молочно-белые кубоиды разновидности IV, что свидетельствует, во-первых, о более широком спектре различных генетических разновидностей алмазов трубки Ботуобинская по сравнению со всеми известными коренными месторождениями СП и, во-вторых, – о более высокой доле в ней кристаллов эклогитового генезиса. Алмазы диатремы фотолюминесцируют преимущественно в розово-сиреневых тонах, реже – сине-голубых и зеленых. Количество твердых включений (доминируют графит-сульфидные фазы) в алмазах пониженное.

Морфологические особенности и низкая степень растворения алмазов свидетельствуют о низком окислительном потенциале среды при формировании трубки Ботуобинская. На пневматолитово-гидротермальной стадии кимберлитового магматизма окислительный потенциал значительно повысился, что привело к

широкому проявленню скульптур травлення на поверхності алмазов (шрами, коррозія і матировка). Наявність алмазов з зеленими плямами пігментації являється доказательством підвищеної радіоактивності кимберлитових порід в окремих блоках місцезнаходження. Частично це може бути пов'язано і з впливом на кимберлитові мінерали гіпергенних процесів.

На основі результатів комплексного вивчення кимберлитів СП можна виділити алмазоносні породи декількох типів щелочності. Від центра платформи до півночі зменшується роль алмазоносних кимберлитів. В межах кимберлитових полів північної частини СП щелочні породи представлені магматическими пікритами, а ультраосновні – кимберлитами низьких рівнів продуктивності, що свідчить про розташування областей формування расплавів цих порід поза зони стійкості алмаза. Відмінно від цього, кимберлити Малоботуобінського, Среднемархинського і Далдино-Алакитського районів формувалися в діапазоні всієї області стійкості алмаза.

Дослідженнями порід кимберлитових діатрем Накїнського поля, збагачених слюдяними утвореннями, доведено, що в верхніх їх горизонтах домінують АКБ. Порфірові кимберлити зустрічаються фрагментарно в вигляді обломочного матеріалу, що пов'язано з більш раннім їх виведенням. Кимберлитові брекчії містять вкрапленники і зв'язуючу матрицю змінного складу, що відбивається на кольоровій гаммі порід і їх фізико-механічних властивостях. Ксеноліти в кимберлитах Накїнського поля представлені переважно обломками вмещаючої терригенно-карбонатної товщі, рідше відзначаються обломки метаморфічних і мантійних порід. Розподіл ксенолітів в діатремах нерівномірний: максимальна їх кількість приурочена до приконтатних частин труб, незначительно збільшується з глибиною.

Для порід Накїнського поля характерно низьке вміст мінералів важкої фракції, серед яких домінують гранати і аутигенні пірит і гідроксиди заліза, менше магнетиту, пікроільменіта, хроміта і хромдіоксида.

За хімізмом ці кимберлити одного петрохімічного типу, а варіації концентрацій петрогенних оксидів пов'язані з різною інтенсивністю протікання постмагматических і гіпергенних процесів на різній глибині. В більшості вивчених розрізів декілька збільшується вміст K_2O на глибших горизонтах, що обумовлено зниженням ступеня хлоритизації флогопіта в цих частинах діатрем. Відношення кимберлитів щелочного і ультраосновного складу закономірно змінюється від трубки до трубки і в цілому добре узгоджується з відомим барическим трендом. Розподіл кимберлитів різної щелочності в діатремах (за розрізами вивчених скважин) має такі особливості [3]:

- відносно потужні зони порід одного типу щелочності;
- нерідко переслаивання порід різної щелочності;
- стійка приуроченість зон лампрофірового складу до центральних частин зон сублампрофірового складу;
- приуроченість найбільших концентрацій K_2O до центральних частин зон лампрофірового складу;
- в ряду власне лампрофірових зон центральні їх частини збагачені K_2O .

Анализ полученных данных даёт основания считать лампрофировый состав дифференциатом сублампрофиров, а ультраосновной, слюдистый и сублампрофировый типы щёлочности имеют самостоятельное значение. Поэтому наиболее эффективной оценкой щёлочности ассоциаций кимберлитов отдельной трубки будет не среднее содержание K_2O , а соотношение ультраосновных и всех щелочных типов кимберлитов. Это соотношение можно обозначить как коэффициент слюдистости K_c [3]. Увеличение значения K_c , по сравнению с линией регрессии для трубки Удачная, во многом отражает действие щелочного фактора. Примечательно также, что содержание TiO_2 в ультраосновных, слюдистых и лампрофировых типах кимберлитов изученных трубок значимо не различаются ($P = 95\%$), что свидетельствует о ничтожно малом влиянии этого оксида на их популяционную характеристику. Такой эффект может быть следствием изменения состава части тех участков мантии, из которых выплавлялись кимберлитовые породы диатремы. Возможно также, что этот эффект обусловлен дифференциацией по щёлочности кимберлитовых расплавов в промежуточных очагах.

В пределах кимберлитовых полей щелочные породы представлены некимберлитовыми видами щелочных пикритов, а ультраосновные типы – продуктивными кимберлитами низких уровней продуктивности. Это свидетельствует о том, что области образования расплавов данных пород находились вне главной зоны области устойчивости алмаза. Кимберлиты центральных районов СП (Малоботуобинского, Далдыно-Алакитского и Среднемархинского) формировались в диапазоне всей области устойчивости алмаза, поэтому особенности состава таких ультраосновных пород являются функцией глубины их образования. Такой признак кимберлитов, как щёлочность, возник вследствие действия двух факторов – глубинности и наличия в составе магмогенерирующего субстрата явлений дифференциации вещества. Зафиксированные неоднородности в геохимическом поле [1] обусловлены степенью вторичного изменения пород, а также спецификой формирования и становления трубки. В постмагматическую и гипергенную стадии произошло существенное изменение кимберлитов с широким (до 90 %) развитием минералов-новообразований, среди которых преобладают серпентин, карбонаты, флогопит и продукт его изменения хлорит. Вторичные минералы существенно влияют на изменение физико-механических свойств кимберлитов, что отражается на устойчивости качественно-количественных параметров алмазного сырья. Корреляционным анализом распределения вторичных минералов и потенциальной алмазности кимберлитов зафиксировано обратную зависимость между содержанием слюды, кварца и доломита и концентрацией полезного компонента на изученных месторождениях.

Характерная особенность алмазов из кимберлитов Накынского поля – доминирование прозрачных или полупрозрачных индивидов октаэдрического габитуса и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому разновидности I при заметном содержании алмазов с оболочкой разновидности IV. Преобладают однородные кристаллы с розово-сиреневым свечением (ФЛ) и двухзональным внутренним строением. В кристаллах алмаза зафиксировано связь между их кристалломорфологией и количеством примеси азота: наиболее обогащены ею плоскогранные октаэдры, что обуславливает их хрупкость и сравнительно лёгкое растрескивание на осколки различной формы.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П. Поисковая минералогия алмаза / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, Н. П. Похиленко. – Новосибирск : Гео, 2010. – 650 с.
2. Благулькина В. А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири / В. А. Благулькина // Советская геология. – 1969. – № 7. – С. 60–70.
3. Василенко В. Б. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии / В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, Л. Г. Кузнецова. – Новосибирск : Наука, 1997. – 568 с.
4. Вторичные минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, Ю. М. Мельник, Н. П. Мовчан. – Киев : Наук. думка, 1987. – 282 с.
5. Геология, вещественный состав и алмазность кимберлитов Накынского поля Якутии (на примере трубки Нюрбинская) / Н. Н. Зинчук, С. Г. Алябьев, В. И. Банзерук [и др.] // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 807–824.
6. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитов / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, В. Н. Соколов // Минералогия зоны гипергенеза. – М. : Наука, 1980. – С. 45–54.
7. Зинчук Н. Н. Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии / Н. Н. Зинчук // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
8. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук. – М. : Недра, 2000. – 538 с.
9. Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
10. Зинчук Н. Н. Вторичные минералы основной массы кимберлитов Якутии / Н. Н. Зинчук, Л. В. Лисковая // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 824–847.
11. Зинчук Н. Н. Использование вторичных минералов кимберлитов при поисках алмазов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, В. П. Афанасьев // Геохимия и рудообразование. – 1980. – № 8. – С. 78–87.
12. Калиевый трахит Далдынского кимберлитового поля (Якутия) / К. Н. Егоров, Б. М. Владимиров, В. В. Заборовский и [др.] // Проблемы кимберлитового магматизма. – Новосибирск : Наука, 1989. – С. 170–177.
13. Лисковая Л. В. Реальная структура флогопитов I–III генераций из кимберлитов Якутии / Л. В. Лисковая // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 2004. – № 1. – С. 23–27.
14. Маршинцев В. К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии / В. К. Маршинцев. – Новосибирск : Наука, 1986. – 239 с.
15. Милашев В. А. Кимберлиты и глубинная геология / В. А. Милашев. – Л. : Недра, 1990. – 167 с.
16. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза / Ю. Л. Орлов. – М. : Наука, 1984. – 264 с.
17. Особенности слоистых силикатов из кимберлитов и вмещающих их пород в зонах активного воздействия траппового магматизма (на примере Якутии) /

- Н. Н. Зінчук, С. В. Соболева, Д. Д. Котельников [и др.] // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 305, № 5. – С. 1199–1202.
18. Особенности флогопита мантийного происхождения / С. В. Соболева, А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1979. – Ч. 108, вып. 6. – С. 678–685.
 19. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / [А. П. Бобриевич, И. П. Илупин, И. Т. Козлов и др.]. – М. : Недра, 1964. – 190 с.
 20. Савко А. Д. Эпохи мощного корообразования и кимберлитового магматизма в истории Земли / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев, Н. Н. Зинчук. – Воронеж : ВГУ, 1999. – 102 с.
 21. Слюдяный кимберлит из трубки Удачная-Восточная / К. Н. Егоров, В. П. Корнилова, А. Ф. Сафронов, Н. Д. Филиппов // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 291, № 1. – С. 199–202.
 22. Соболев Н. В. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии / Н. В. Соболев, А. Д. Харьков, Н. П. Похиленко // Геология и геофизика. – 1986. – № 7. – С. 18–27.
 23. Харьков А. Д. Коренные месторождения алмазов Мира / А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, А. И. Крючков. – М. : Недра, 1998. – 556 с.

*Стаття: надійшла до редакції 04.01.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

ОСОБЛИВОСТІ СЛЮДЯНИХ КІМБЕРЛІТІВ

М. Зінчук

*Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),
вул. Леніна, 4/1, 678170 м. Мирний, РФ
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

На підставі виконаних досліджень та узагальнення наявного матеріалу доведено, що в напрямі від центральної частини Сибірської платформи до її північних територій значення алмазоносних кимберлітів меншає. У північній частині платформи домінують лужні пікрити, а в центральних алмазоносних районах кимберліти формувались у діапазоні всієї області стійкості алмаза. У деяких алмазоносних районах Сибірської платформи (а їх понад 30) є кимберліти, збагачені слюдами; яскравим представником є породи діатрем Накінського поля (Ботубінська, Нюрбінська і тіло Майське). Кимберліти трубок цього поля належать до одного петрохімічного типу, а виявлені варіації концентрації петрогенних оксидів пов'язані з різною інтенсивністю перебігу післямагматичних і гіпергенних процесів на різній глибині діатрем. У процесі становлення діатрем відбувається суттєва зміна кимберлітів з широким розвитком серпентину, карбонатів, флогопіту й продукту його зміни – хлориту. Кореляційний аналіз розподілу новоутворених мінералів та потенційної алмазоносності кимберлітів засвідчив обернену залежність між вмістом слюди, кварцу, доломіту і концентрацією корисного компонента. Характерною особливістю вивчених слюдяних кимберлітів є переважання прозорих

або напівпрозорих алмазів октедричного й перехідного до ромбододекаедричного габітусу різновиду I за помітного вмісту кристалів з оболонкою різновиду IV.

Ключові слова: алмаз, слюди, вторинні мінерали, кімберліти, лужність, діатрема, післямагматичні процеси, гіпергенні процеси, Накінське кімберлітове поле, Сибірська платформа.

FEATURES OF MICACEOUS KIMBERLITES

N. Zinchuk

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

Diamond-bearing rocks of several types of alkalinity have been distinguished based on the results of a comprehensive study of the Siberian platform kimberlites. The role of diamondiferous kimberlites decreases from the centre of the platform to its Northern part, where alkaline magmatic rocks are represented by picrites, and ultrabasic – by kimberlites of low productivity. This indicates the location of areas of formation of these rocks melts outside the zone of diamond stability. In contrast, kimberlites of Malobotuobinskiy, Srednemarhinskiy and Daldyno-Alakitsliy regions were formed in the range of the whole zone of diamond stability.

We thoroughly researched micaceous rocks of kimberlitic diatremes of Nakynskoe field in Srednemarhinskiy diamondiferous region (kimberlitic pipes Botuobinskaya and Nyurbinskaya, and the body Maiskoe). In the upper horizons of diatremes, autoliths kimberlitic breccias dominate. Porphyry kimberlites have been found in fragments in the form of clastic material, which is connected with their earlier injection. Xenoliths in kimberlites are mainly represented by fragments of the host terrigenous-carbonate strata, rarely, fragments of metamorphic and mantle rocks. The distribution of xenoliths is irregular: their maximum quantity is confined to near-contact parts of pipes, and with depth it increases slightly. The content of heavy fraction minerals in the rocks is low; among them garnets, authigenic pyrite and iron hydroxides dominate, in smaller amounts there are magnetite, microilmenite, chromite and chrome-diopside.

Kimberlites of Nakynskoe field in chemistry belong to one petrochemical type. The ratio of kimberlites of alkaline and ultrabasic composition naturally changes from one pipe to another and generally is consistent with the known pressure trend. The following features in the distribution of different alkalinity kimberlites in the diatremes have been discovered: (1) a relatively thick zones of the alkalinity same type rocks; (2) frequent interstratifications of rocks of different alkalinity; (3) a stable confinement of lamprophyre composition zones to the central parts of zones of sublamprophyre composition; (4) confinement of the highest K_2O -concentrations to the central parts of lamprophyre zones; (5) in separate lamprophyre zones, the central parts are enriched in K_2O .

Analysis of obtained data gives grounds to consider lamprophyric composition as the differentiate of sublamprophyres; ultramafic, micaceous and sublamprophyric types of alkalinity have independent significance. Therefore, the most effective assessment of the alkalinity of kimberlites associations in single pipe is not the average content of K_2O , but the ratio of ultrabasic and all alkaline types of kimberlites.

Correlation analysis of newly formed minerals distribution and the potential diamond-bearingness of kimberlites have shown an inverse relationship between the content of mica, quartz, dolomite and the concentration of the useful component.

A characteristic feature of the studied micaceous kimberlites is the predominance of transparent or semi-transparent diamonds of octahedral habit and transitional from octahedral to rhombododecahedral one (type I) with a marked content of crystals with outer shell (type IV).

Key words: diamond, mica, secondary minerals, kimberlites, alkalinity, diatreme, postmagmatic processes, hypogene processes, Nakynskoe kimberlitic field, Siberian platform.

УДК 549.5:552.331(477.63)

ВИСОКОМАНГАНОВИЙ І ВИСОКОТИТАНИСТИЙ МАГНЕТИТ ІЗ МАЛІНЬЇТІВ ПОКРОВО-КИРИЇВСЬКОГО МАСИВУ (ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНА)

С. Кривдік¹, В. Шаригін^{2,3}, В. Гаценко¹, Є. Луньов¹

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
імені М. П. Семененка НАН України,
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 м. Київ-142, Україна
E-mail: kryvdik@ukr.net; vera.gatsenko@ukr.net; lunev_00@ukr.net

²Інститут геології та мінералогії імені В. С. Соболева СВ РАН,
просп. акад. Коптюга, 3, 630090 м. Новосибірськ, РФ

³Новосибірський державний університет,
вул. Пирогова, 1, 630090 м. Новосибірськ, РФ
E-mail: sharygin@igm.nsc.ru

Маліньїти Покрово-Кириївського масиву (Приазовський мегаблок Українського щита) містять низку мінералів специфічного складу. Досить незвичним за хімізмом є магнетит, якому притаманний високий вміст MnO і TiO₂, підвищений – V₂O₃ та дуже низький – MgO, Al₂O₃ та Cr₂O₃. Між TiO₂ та MnO визначено чітку позитивну кореляцію, а між цими оксидами й FeO* – негативну за відсутності кореляції з V₂O₃. Магнетит містить включення нефеліну та Sr-фторапатиту, асоціює з мінералами серії MnTiO₃–FeTiO₃. Магнетит подібного хімічного складу досліджено в Україні вперше. Виявлені особливості хімізму магнетиту і наявний парагенезис мінералів (калішпат, нефелін, егірин-салітовий піроксен, лужні амфіболи) властиві лужним магматичним породам. Магнетит також зафіксовано в ксеноліті з маліньїтів, який містить флогопіт і Mg-рихтерит. Він відрізняється за хімізмом від магнетиту з маліньїтів підвищеним вмістом Cr₂O₃. Проаналізовано дуже рідкісні в маліньїтах мінерали серії ільменіт–пірофаніт FeTiO₃–MnTiO₃, наявні як включення в гетценіті. Їм притаманний підвищений вміст Nb і низький – Zr.

Зроблено висновок, що магнетит є сингенетичним і високотемпературним мінералом маліньїтів, який утворився на магматичному етапі кристалізації породи. Високий вміст Ti в ньому зумовлений високою температурою кристалізації, а Mn – лужним складом розплаву.

Ключові слова: магнетит, MnO, TiO₂, серія ільменіт–пірофаніт, маліньїт, лужний розплав, Покрово-Кириївський масив, Приазов'я, Український щит.

Покрово-Кириївський масив розташований на північно-східній окраїні Приазовського мегаблока Українського щита, у зоні його зчленування зі складчастою структурою Донбасу. Маліньїти є однією з лужних складових цього масиву. Вони містять низку мінералів специфічного складу: збагачений Zr та Nb гетценіт, низькоглиноземисті з високим вмістом Ti слюди, залізовмісний нефе-

лін, Са-На-амфіболи з високим вмістом К, Sr-фторапатит (флюоркафіт?), брито-літ, рідкісноземельні ніоботитанати, REE-Sr-карбонати, катаплеїт та ін.

Досить незвичним за хімізмом виявився магнетит із маліньїтів – головний рудний оксид у них. Згідно з нашими даними [4], в одному дрібному зерні магнетиту з маліньїту мікрозондовим аналізом визначено високий вміст MnO (6,6 мас. %) і TiO₂ (18,9 мас. %). Магнетит з іншого зрізця маліньїту містить ще більше MnO (9,4 мас. %) за такого ж високого вмісту TiO₂ (17,7 мас. %). Розподіл MnO і TiO₂ у магнетиті вкрай нерівномірний.

Наша мета – викласти й проаналізувати результати детального дослідження хімічного складу такого магнетиту, а також мінералів серії льменіт–пірофаніт, досить рідкісних у маліньїтах.

Мікрозондові аналізи мінералів виконано за допомогою сканувального електронного мікроскопа MIRA 3 LMU (Tescan Ltd), оснащеного системою мікроаналізу INCA Energy 450 XMax-80 (Oxford Instruments Ltd), в ІГМ СВ РАН, аналітик В. Шаригін. Отримано зображення в зворотно-розсіяних електронах (BSE) та карти розподілу елементів для мінеральних асоціацій, виконано кількісний аналіз мінералів. Умови аналізу з використанням енерго-дисперсійного спектрометра (EDS-метод): прискорювальна напруга – 20 кВ, струм електронного пучка – 1,5 нА, час набору спектрів – 20 с. Як зрізці порівняння для більшості елементів використовували прості хімічні сполуки й метали: SiO₂ (Si, O), Al₂O₃ (Al), діопсид (Mg, Ca), альбіт (Na), ортоклаз (K), Ca₂P₂O₇ (P), BaF₂ (Ba, F), пірит (S), CsRe₂Cl₆ (Cs, Cl), Ti, Fe, Mn, Zn та ін. Для кількісної оптимізації (нормування на струм зонда та калібрування спектрометра за енергією) використовували металевий кобальт.

Магнетит із ксеноліту в маліньїтах досліджували за допомогою растрового електронного мікроскопа JSM-6700F, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300 (“JEOL”, Японія) в ІГМР імені М. П. Семененка НАН України, аналітик О. Вишневський (нормування до 100 %).

Морфологія та особливості хімізму магнетиту. Магнетит у маліньїтах трапляється зрідка і головно у вигляді мікроскопічних включень у породоутворювальних мінералах. Проте трапляються порівняно великі (> 200 мкм) ідіоморфні або субідіоморфні кристалики (рис. 1, а), у яких можуть бути дрібні або мікроскопічні включення інших мінералів – нефеліну, Sr-фторапатиту, титаніту. Наявність таких включень може свідчити про формування магнетиту на головному (магматичному) етапі становлення маліньїтів.

Цікавими є взаємовідношення магнетиту й титаніту: в одному випадку простежено видовжене полігональне включення магнетиту в титаніті (див. рис. 1, б), і в цьому разі магнетит набуває форми негативного кристала – його грані паралельні до граней титаніту, проте частіше наявні дрібні включення титаніту в магнетиті (див. рис. 1, в), причому титаніт за формою, імовірно, подібний до вмісного магнетиту. Очевидно, є дві генерації обох мінералів у маліньїтах, або ж ці мінерали кристалізувалися одночасно з включеннями один в одному.

Набагато більше магнетиту в ксеноліті з маліньїтів*, у якому він ксеноморфно розташований серед лусочок флогопіту й табличок Mg-рихтериту у вигляді

*Детальний мінералого-петрографічний опис ксеноліту див. у нашій праці [4].

звивистих зерен неправильної форми. Ми проаналізували цей магнетит і виявили, що за хімізмом він відрізняється від мінералу з основної маси маліньїту.

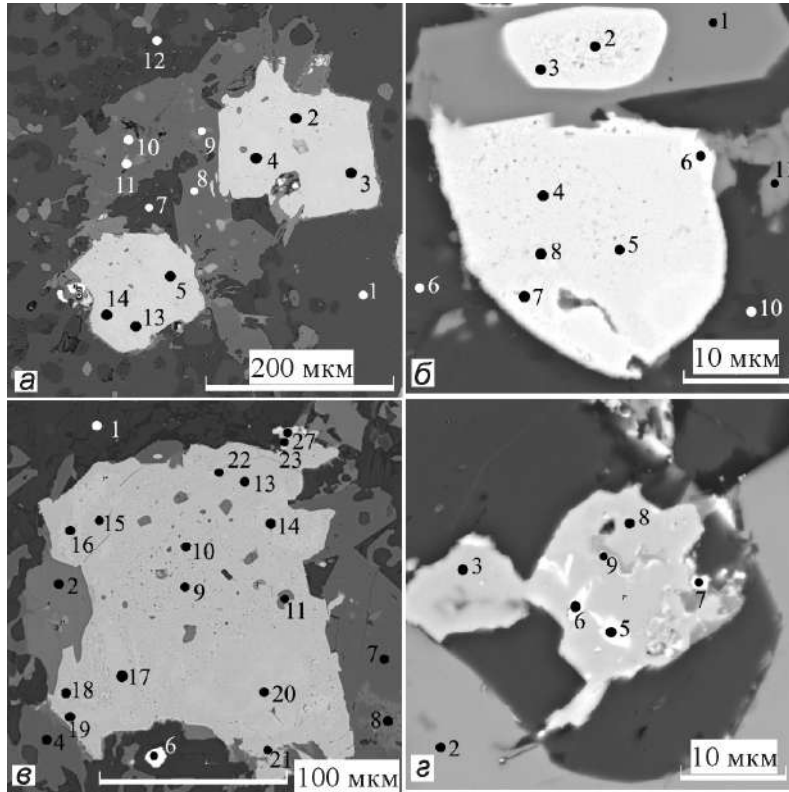


Рис. 1. Магнетит із маліньїтів (зображення у відбитих електронах):

a – два кристала магнетиту (точки 2–5, 13, 14) в оточенні силікатної основної маси маліньїту (8 – егірін, 7, 12 – нефелін, 1 – калішпат) і дрібних вкраплень Sr-фторопатиту (11) і титаніту (9, 10); *б* – два більших зерна магнетиту (2–5, 7, 8), одне з яких є у вигляді включення в центральній частині видовженого кристала титаніту (1); навколишні силікатні мінерали – вишневіт (9), натроліт (10) і біотит (11), на краю більшого зерна магнетиту облямівка ZnS (6); *в* – велике зерно магнетиту (9, 13–22) з мікроскопічними включеннями нефеліну (10), титаніту (11) і Sr-фторопатиту (13), основна маса породи складена з нефеліну (1), калішпату, аніту (2, 8), егірину (4, 7), сфалериту (6); на верхньому краї зерна магнетиту (праворуч) – мікроскопічні світлі зерна циркону (23, 27); *г* – пірофаніт-нефелінове міаролоподібне включення в гетценіті (сірий), наявні також нефелін (2), пірофаніт (3, 8), ніобати (5–7) та ільменіт (9).

Хімічний склад магнетиту наведено в табл. 1, точки вимірювання – на рис. 1. Головні особливості хімізму мінералу такі: високий вміст MnO (до 9,4 мас. %) і TiO₂ (до 17,7 мас. %) та дуже низький (прилад не фіксує) – MgO і Al₂O₃. Крім того, в усіх проаналізованих точках визначено підвищений вміст V₂O₃ – 0,3–1,8 мас. %. В одному аналізі зафіксовано низький вміст ZnO (1,7 мас. %), що може бути пов'язано з твердим розчином цинкової шпінелі (ганіту або франклініту ZnFe₂O₄) у магнетиті.

Таблиця 1

Результати мікрозондового аналізу магнетиту з маліньїтів

Компоненти	Номер аналізу / номер точки на рис. 1, а-в								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO _{зар}	83,01	74,86	74,30	73,80	90,01	90,50	80,40	82,96	95,07
MnO	3,63	6,41	8,05	8,42	2,58	0,48	4,67	4,54	0,98
TiO ₂	11,07	16,63	16,41	16,21	6,04	1,42	13,50	11,51	2,60
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V ₂ O ₃	1,56	1,36	1,24	1,31	1,10	0,84	0,61	0,71	0,69
ZnO	0,73	0,74	0	0	0	0	0,61	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0,26	0,28	0	0,22	0,29	0,27
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO ₂	0	0	0	0	0	1,06	0	0	0,41
CaO	0	0	0	0	0	0,61	0	0	0
Інші	0	0	0	0	0	5,07	0	0	0
Сума	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,01	100,01	100,01
Мінали, мол. %									
Fe ₂ O _{3calc}	47,03	36,24	36,97	37,53	55,66	60,45	43,28	46,86	63,32
FeO _{calc}	36,76	38,92	37,62	36,83	33,38	26,94	38,20	37,12	32,59
Fe ₃ O ₄	54,20	30,40	28,40	27,50	73,50	93,00	45,20	53,00	88,30
Fe ₂ TiO ₄	30,20	4,58	45,10	44,10	16,40	4,20	36,90	31,50	7,10
FeCrO ₄	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnFe ₂ O ₄	11,20	19,90	24,80	25,90	7,90	1,50	14,30	13,90	3,00
FeV ₂ O ₄	2,20	1,80	1,70	1,90	1,60	1,20	0,90	1,00	1,00
FeAl ₂ O ₄	0	0	0	0,60	0,60	0	0,50	0,60	0,60
ZnFe ₂ O ₄	2,10	2,10	0	0	0	0	1,60	0	0

Проте можливо, що під час мікрозондового аналізу було захоплено мікроскопічні включення сфалериту, який нерідко трапляється в маліньїтах, а в одному випадку навіть простежено його виділення по краю зерна магнетиту (див. рис. 1, б). У магнетиті з маліньїтів дуже низький вміст хрому, не фіксований під час мікрозондових досліджень (за винятком одного аналізу – 2,9 мас. % Cr₂O₃). Водночас у магнетиті з ксеноліту у двох випадках визначено 4,0 і 0,5 мас. % Cr₂O₃, чим він відрізняється від типового магнетиту з маліньїтів. Також у мінералі з ксеноліту є низький вміст V₂O₃ (нижчий від чутливості приладу), у невеликій кількості – MgO і CaO (до 0,3 та 0,4 мас. %, відповідно). Тільки в одній точці в магнетиті з маліньїтів визначено високий вміст CaO – 0,6 мас. %. Це можна було б пояснити захопленням цього елемента з сусідніх мінералів, однак у нашому випадку (див. рис. 1, б, точка б) кальцієвих мінералів нема.

Отже, мікрозондові дослідження дали змогу виявити такі не зовсім властиві магнетиту з маліньїтів особливості хімізму:

1) одночасно високий вміст TiO₂ та MnO, між якими є чітка позитивна кореляція (рис. 2, а), а їхня кореляція з залізом негативна (див. рис. 2, б) за відсутності кореляції з ванадієм (див. рис. 2, в);

2) дуже неоднорідний розподіл зазначених оксидів у межах одного зерна, практично незалежно від позиції точки аналізу – центральна чи крайова частина зерна (див. табл. 1).

Продовження табл. 1

Компоненти	Номер аналізу / номер точки на рис. 1, а-в								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	5	14	13	9	13	14	15	16	17
FeO _{зар}	84,72	92,72	94,24	74,07	72,87	96,18	72,19	95,55	73,52
MnO	3,96	1,57	1,49	7,80	8,25	0,70	9,29	0,83	9,07
TiO ₂	10,34	4,28	3,57	17,26	17,36	1,92	17,70	1,98	16,51
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V ₂ O ₃	0,42	0,47	0,70	0,86	1,05	0,96	0,83	0,57	0,90
ZnO	0	0	0	0	0,48	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0,24	0	0,26	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SiO ₂	0,56	0,95	0	0	0	0	0	0,81	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Інші	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сума	99,99	99,99	100,00	100,0	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00
Мінали, мол. %									
Fe ₂ O _{3calc}	49,27	60,45	62,20	36,01	36,09	64,44	35,62	64,76	37,77
FeO _{calc}	36,28	38,24	32,95	39,50	38,63	32,23	38,27	32,08	37,48
Fe ₃ O ₄	58,90	82,70	85,10	26,90	23,80	90,80	21,40	90,80	25,40
Fe ₂ TiO ₄	28,30	11,80	9,60	47,60	47,60	5,30	48,60	5,13	45,30
FeCrO ₄	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnFe ₂ O ₄	12,20	4,90	4,60	24,30	25,60	2,10	28,80	2,50	28,00
FeV ₂ O ₄	0,60	0,70	0,60	1,20	1,60	1,40	1,20	0,80	1,40
FeAl ₂ O ₄	0	0	0	0	0	0,50	0	0,60	0
ZnFe ₂ O ₄	0	0	0	0	1,30	0	0	0	0

Вірогідно, це зумовлено розпадом твердих розчинів у магнетиті, у якому можуть бути мікроскопічні, не виявлені під час звичайного сканування фази Ті-Мп-складу в суттєво магнетитовій матриці. Можливо, Ті-Мп-фаза має склад пірофаніту MnTiO₃ або оксидів серії FeTiO₃-MnTiO₃, які трапляються як окремі мінерали в малінїтах.

Для з'ясування цього питання треба виконати додаткові дослідження за умов значно більшого збільшення (наші дослідження виконані за збільшення від 215 до 2 700 разів).

Мінерали серії ільменіт FeTiO₃-пірофаніт MnTiO₃ у малінїтах дуже рідкісні, розмір найбільших зерен – 20 мкм. Під час мікрозондових досліджень їх виявили як включення разом з іншими мінералами – нефеліном пізньої генерації та стронціанітом – у гетценіті (див. рис. 1, з). Частіше трапляються манганові члени серії, причому в пірофаніті виявлено ділянки Мп-ільменіту, а власне пірофаніт містить значну домішку FeTiO₃ (табл. 2).

Мінералам серії пірофаніт-ільменіт притаманний підвищений вміст ніобію (Nb₂O₅ – до 2,3 мас. %) і низький – цинку (до 0,5 % ZnO). Інших можливих ізоморфних домішок (наприклад, Mg) не виявлено. В одному зерні пірофаніту відшукали мікроскопічні фази ніобату, близького за складом до оксипрохлору. У двох із п'яти мікрозондових аналізів виявлено надлишок TiO₂ (у табл. 2 обчислено як рутиловий мінал) або Fe₂O₃ (гематитовий мінал). Можливо, що серед титанатів є “лейкоксенові” фази (псевдобрукіт, псевдорутил або Nb-рутил).

Закінчення табл. 1

Компоненти	Номер аналізу / номер точки на рис. 1, а-в									
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	18	19	20	21	22					
FeO _{зар}	86,16	72,93	95,00	73,61	96,65	67,73	72,85	93,59	83,26	86,47
MnO	4,36	9,42	0,70	9,29	0,65	7,51	8,71	0	1,21	0,00
TiO ₂	8,42	16,84	1,92	16,10	2,28	13,40	16,34	1,10	14,04	8,74
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	2,92	0	0	0,49	4,04
V ₂ O ₃	1,06	0,81	0,26	1,00	0,42	0,66	1,82	0	0	0
ZnO	0	0	0	0	0	1,69	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0,48	0	0	2,82	0,27	1,91	0,20	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,29	0
SiO ₂	0	0	1,64	0	0	2,30	0	1,85	0,09	0,17
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,43	0,08
Інші	0	0	0	0	0	0,82	0	1,53	0	0,50
Сума	100,00	100,00	100,0	100,0	100,0	99,85	99,99	99,99	100,0	100,0
Мінали, мол. %										
Fe ₂ O _{3calc}	53,35	37,13	63,65	38,10	65,56	37,05	36,89	63,24	42,96	
FeO _{calc}	34,96	37,26	31,72	36,33	33,02	33,02	37,70	30,36	38,70	
Fe ₃ O ₄	62,10	23,70	91,10	25,70	91,30	25,80	25,00	96,80	56,50	68,30
Fe ₂ TiO ₄	23,00	46,20	5,40	44,10	6,10	39,10	44,80	3,20	37,70	25,50
FeCrO ₄	0	0	0	0	0	4,40	0	0	0,60	6,20
MnFe ₂ O ₄	13,30	29,00	2,10	28,80	2,00	24,80	27,00	0	3,60	0
FeV ₂ O ₄	1,60	1,10	0,40	1,50	0,60	1,10	2,60	0	0	0
FeAl ₂ O ₄	0	0	1,10	0	0	0	0,60	0	0	0
ZnFe ₂ O ₄	0	0	0	0	0	4,80	0	0	0	0

Примітки: 1, 2 – ідіоморфне полігональне зерно магнетиту розміром ~ 15 мкм – включення в центральній частині призматичного кристала титаніту (див. рис. 1, б); 3–6 – більше (~ 30 мкм) субідіоморфне зерно магнетиту в основній масі маліньїту в оточенні цеолітів і фельдшпатоїдів (див. рис. 1, б); 7–12: два зерна магнетиту розміром 150–200 мкм в основній масі породи (див. рис. 1, а); 7–9 – точки аналізів у більшому зерні, 8 – 12 – у меншому; 13–23 – велике (150–200 мкм) зерно магнетиту з мікроскопічними включеннями нефеліну, титаніту, Sr-фторапатиту (флюоркафіту) в основній масі породи (див. рис. 1, в); 24 – мікроскопічне зерно магнетиту в основній масі породи; 25 – дрібне включення магнетиту в гетценіті; 26 – мікроскопічне зерно магнетиту в нефеліні, який утворює зрощення з гетценітом і оточений ним; 27, 28 – магнетит із ксеноліту в маліньїті. В аналізі 27 обчислено також мінали MgFe₂O₄ та MgAl₂O₄ (сумарно – 1,60 %). Значення Fe₂O₃ та FeO обчислено. Аналізи 1–26 виконав на мікрозонді Camebax аналітик В. Шаригін (ІГМ СВ РАН, м. Новосибірськ); аналізи 27, 28 виконано за допомогою растрового електронного мікроскопа JSM-6700F, обладнаного енергодисперсійною системою для мікроаналізу JED-2300 (“JEOL”, Японія), в ІГМР імені М. П. Семененка НАН України (м. Київ), аналітик О. Вишневський.

В одному випадку в гетценіті зафіксовано мікроскопічне включення недіагностованого оксиду Ва, Mn і Ti (див. аналіз 7 у табл. 2). Загалом досліджувані мінерали серії FeTiO₃–MnTiO₃ та інші титанати мають такі характерні для лужних порід особливості складу, як високий вміст Mn і Nb, хоча вміст Zn низький.

Отже, паралельне збільшення вмісту Ti й Mn у магнетиті, на перший погляд, є дещо незвичним.

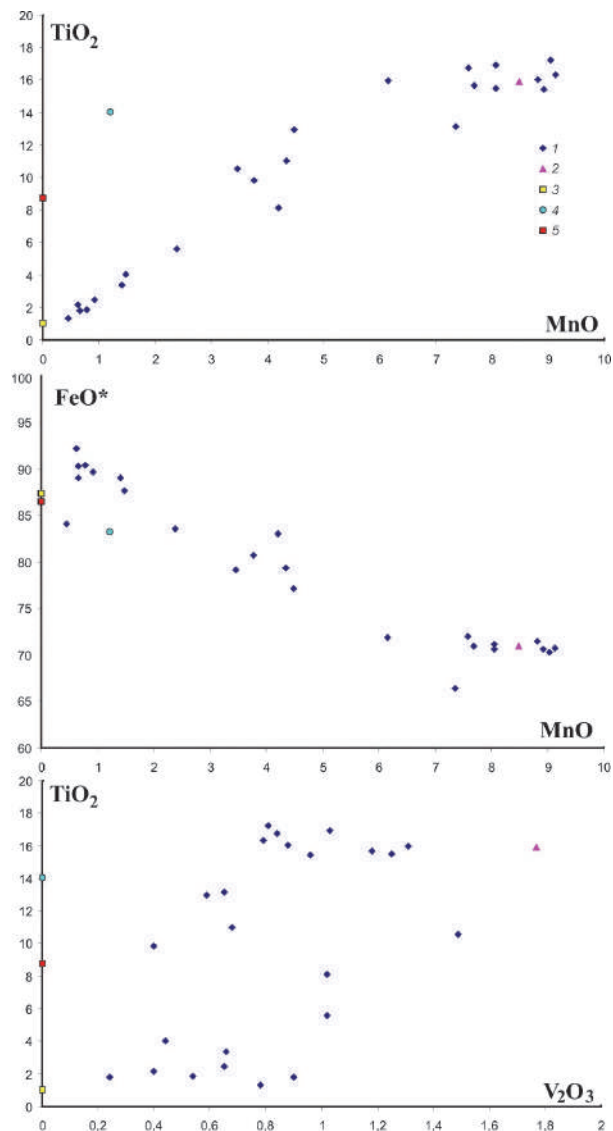


Рис. 2. Особливості хімічного складу магнетиту з маліньїтів, мас. %:
1 – точки 1–24 (див. рис 1); 2 – точка 25; 3 – точка 26; 4 – точка 27; 5 – точка 28.

Загалом вважають, що збільшення вмісту титану свідчить про підвищення температури мінералоутворення (відомий геотермометр Бадінгтона–Ліндслі), тоді як роль мангану не зовсім зрозуміла (імовірно, він є індикатором нижчої температури). Проте, як відомо з літератури та результатів наших попередніх досліджень [2, 6], підвищений та високий вміст Mn і Zn у породоутворювальних та акцесорних мінералах є характерною ознакою багатьох лужних порід (так званий Zn-Mn-тренд еволюції).

Таблиця 2

Результати мікрозондового аналізу мінералів серії $MnTiO_3-FeTiO_3$, мас. %

Компоненти	Номер аналізу / номер точки на рис. 1, з						
	1	2	3	4	5	6	7
				3	4	9	
TiO ₂	51,60	52,01	55,92	51,91	52,88	41,08	31,95
FeO _{заг}	16,08	15,14	38,66	10,75	12,12	40,69	3,76
MnO	29,94	30,43	3,11	35,84	33,10	16,84	24,23
ZnO	0	0,41	0	0,47	0,47	0	Не визн.
Nb ₂ O ₅	0,47	1,11	2,30	1,04	1,08	1,02	1,08
ZrO ₂	0	0	0	0	0,35	0,41	2,04
CaO	0,38	0,48	0	0	0	0	12,94
Al ₂ O ₃	1,03	0,22	0	0	0	0	0,49
SiO ₂	0,54	0,19	0	0	0	0	4,67
BaO	Не визн.	Не визн.	0	0	0	0	13,61
Сума	100,04	99,99	100,00	100,00	99,99	100,04	100,00
Мінали, мол. %							
MnTiO ₃	65,0	65,8	6,2	76,7	70,5	35,8	
FeTiO ₃	34,4	32,2	76,8	19,8	25,5	40,6	
ZnTiO ₃	0	0,7	0	0,9	0,9	40,6	
Fe ₂ O ₃	0	0	0	1,4	0	22,4	
TiO ₂	0	0	14,4	0	1,9	0	
TiO ₂ -Nb ₂ O ₅	0,6	1,2	2,5	1,2	1,2	1,2	

П р и м і т к и: 1 – мікроскопічне включення пірофаніту в егірині; 2 – мікроскопічне включення пірофаніту в асоціації зі стронціанітом у гетценіті; 3 – мікроскопічне включення ільменіту в нефеліні, яким складене порівняно велике виділення, паралельне до видовження кристала гетценіту; 4, 5 – нефелін-пірофанітове включення (розмір більшого пірофанітового зерна ~ 20 мкм) в іншому зерні гетценіту (див. рис. 1, з), у пірофаніті є безформні включення ніобату типу пірохлору, пірофаніт ділянками переходить у Mn-ільменіт(?) (див. ан. б); 6 – ділянка Mn-ільменітового складу в пірофаніті; 7 – Ba-Mn-Ti-оксид – мікроскопічне включення в зерні гетценіту; у суму оксидів входять також 2,30 мас. % F, 1,69 – Na₂O, 0,50 – K₂O, 0,74 мас. % – SrO (домішки F, Na, K і Ca зумовлені, вірогідно, захопленням пучком мікрозонда навколишнього гетценіту). Аналізи виконано на сканувальному електронному мікроскопі MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) в ІГМ СВ РАН (м. Новосибірськ), аналітик В. Шаригін.

Наприклад, високий вміст Mn і Zn притаманний магнетиту (до 4,0 мас. % MnO) і навіть амфіболу (до 7 мас. % MnO) з дайкових егіринових мікрофойїтів балки Тунікова (Октябрський масив) [2, 6]. Високий вміст Mn у магнетиті з маріуполітів відомий ще з часів Й. Морозевича. Дослідження останніх років [3] засвідчили, що в магнетиті з маріуполіту наявні ексклюзійні вrostки мінералів серії $MnTiO_3-FeTiO_3$, які, вірогідно, є і в досліджуваних зернах магнетиту, зважаючи на високий вміст TiO₂ і MnO та їхній нерівномірний розподіл.

Проте в наведених у табл. 1 серед обчислених міналів ми пропонуємо такі ізоструктурні мінали, як Fe₂TiO₄ та MnFe₂O₄ (ульвошпінель). Як відомо, ільменіт FeTiO₃ та, вочевидь, пірофаніт MnTiO₃ не є ізоструктурними з магнетитовою (шпінелевою) фазою і формуються в процесі субсольвусних перетворень з частковим окисненням заліза.

Специфічний хімізм магнетиту можна чітко простежити, якщо порівняти його зі складом мінералу з інших (нелужних) порід Покрово-Кириївського масиву. Наприклад, проаналізований мікрозондом магнетит із двох сублужних дайкових порід також має високий вміст титану (15,5–18,4 мас. % TiO_2), проте MnO у ньому прилад не фіксує взагалі, або ж його вміст не перевищує 0,4 мас. %; такий же низький вміст Al_2O_3 і MgO . Тобто, тільки в лужних породах (досліджуваних маліньїтах) магнетит містить манган у високій концентрації з одночасно високим вмістом титану.

Викладені матеріали дають змогу зробити такі висновки. У маліньїтах Покрово-Кириївського масиву виявлено магнетит специфічного хімічного складу – з високим вмістом MnO і TiO_2 та підвищеним – V_2O_5 , а вміст Al_2O_3 , MgO і Cr_2O_3 нижчий від чутливості приладу. Магнетит асоціює з мінералами серії $MnTiO_3$ – $FeTiO_3$. Такий характер хімізму магнетиту зумовлений високою температурою його кристалізації та високою лужністю магматичного розплаву. Магнетит зазначеного складу в Україні досліджено вперше.

Зазначимо, що титаномангнетит наявний в інших породах Покрово-Кириївського масиву, і він має такий же високий вміст TiO_2 . Проте найцікавішою особливістю хімізму магнетиту з маліньїтів є одночасний високий вміст TiO_2 (до 17 мас. %) і MnO (до 9 мас. %) . Наскільки нам відомо, в Україні такого магнетиту поки не виявлено. У мінералі з маріуполітів і дайкових мікрофойїтів Октябрського масиву мікрозондовим та хімічним аналізом зафіксовано вміст MnO в межах 2–4 мас. % [1, 5]. Крім того, у магнетиті з маріуполітів наявні ексолуційні вrostки мінералів групи $MnTiO_3$ – $FeTiO_3$. Мікрозондові дослідження засвідчили, що розподіл MnO і TiO_2 у різних точках зерен магнетиту з маліньїтів неоднорідний, та навіть за умов великого збільшення видимих структур розпаду не зафіксовано. Імовірно, циботаксиси Fe_2TiO_4 – Mn_2TiO_4 мають розмазані контури з магнетитовою (шпінелевою) матрицею, що можна виявити в процесі спеціальних досліджень.

Отже, магнетит у маліньїтах є сингенетичним і високотемпературним мінералом, який утворився на магматичному етапі кристалізації породи. Виявлені особливості хімізму магнетиту і наявний парагенезис мінералів (калішпат, нефелін, егірін-салітовий піроксен, лужні амфіболи) притаманні лужних магматичним породам.

Можна також припустити, що маліньїти кристалізувалися швидко за гіпабісальних умов, за яких не відбулося окиснення ульвошпінелевого компонента і формування окремих ламелей $FeTiO_3$ – $MnTiO_3$ у магнетитовій матриці. У Покрово-Кириївському масиві наявні крипто- і тонкозернисті породи (так звані фонолітоїдні), які за хімічним складом подібні або аналогічні до маліньїтів. Можливо, ці породи є ефузивними аналогами маліньїтів. Як відомо, розплави лужних порід кристалізуються дуже добре навіть на поверхні землі в лавових потоках.

Робота виконана за підтримки спільного наукового проекту НАН України і СВ РАН “Лужні метасоматити Приазов’я і Прибайкалля та їхня рудоносність”, договір № 07-06-12. Автори вдячні старшому науковому співробітнику ІГМР імені М. П. Семененка НАН України О. Вишневіському за допомогу в аналітичному дослідженні магнетиту з ксеноліту маліньїтів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения Восточно-Европейской платформы / [Под ред. В. И. Гоншаковой]. – М. : Недра, 1973. – 296 с.
2. Еволюція хімізму фемічних мінералів в Олександрівському масиві лужних порід (Приазов'я, Україна) / С. Г. Кривдік, В. В. Шаригін, Ю. А. Амашукелі, О. В. Дубина // Мінерал. журн. – 2014. – № 4. – С. 5–19.
3. Кристали магнетиту з лейкократового маріуполіту Приазов'я / Д. К. Возняк, С. Г. Кривдік, Г. О. Кульчицька, О. А. Вишневіський // Геол.-мінерал. вісн. – 2015. – № 1 (33). – С. 5–13.
4. Мінералого-петрологічні особливості малінїтів Покрово-Кириївського масиву (Приазов'я, Україна) / С. Г. Кривдік, В. О. Гаценко, Є. С. Луньов [та ін.] // Мінерал. журн. – 2016. – № 2. – С. 52–71.
5. Фанерозойский магматизм восточного Приазовья Украинского щита и связанные с ним полезные ископаемые (петрология, геохимия и рудоносность) / [Е. М. Шеремет, С. Г. Кривдик, Н. А. Козар и др.]. – Киев : ЦП “Компринт”, 2015. – 318 с.
6. Zr-Mn-тренд еволюції фемічних мінералів лужних порід України / С. Кривдік, В. Шаригін, Ю. Амашукелі, О. Дубина // Мінералогія: сьогодення і майбуття : 8 наук. читання імені акад. Євгена Лазаренка : матеріали. – Львів, 2014. – С. 88–90.

*Стаття: надійшла до редакції 10.08.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

**Mn-Ti-RICH MAGNETITE FROM MALIGNITES
OF POKROVO-KYRYIVSKYI MASSIF
(AZOV SEA REGION, UKRAINIAN SHIELD)**

S. Kryvdik¹, V. Sharygin^{2,3}, V. Hatsenko¹, Ye. Lunyov¹

¹*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy
and Ore Formation of NASU,*

34, Acad. Palladin Av., 03680 Kyiv, Ukraine

E-mail: kryvdik@ukr.net; vera.gatsenko@ukr.net; lunyv_00@ukr.net.

²*V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB of RAS,*

3, Acad. Koptuyug Av., 630090 Novosibirsk, Russia

³*Novosibirsk State University,*

1, Pirogova St., 630090 Novosibirsk, Russia

E-mail: sharygin@igm.nsc.ru

Malignites are the one of alkaline components of Pokrovo-Kyryivskiy massif, located at the junction of Pryazovskiy megablock of the Ukrainian shield and the folded structure of the Donbas. Rocks contain several minerals of specific composition: Zr- and Nb-rich götzenite, low-aluminiferous micas with a high content of Ti, Fe-containing

nepheline, Ca-Na-amphiboles with high content of K, Sr-fluorapatite, britholite, rare earth niobate-titanates, REE-Sr-carbonates, catapleite etc.

Magnetite from malignites has quite unusual chemistry. It is a rare mineral, and usually presents in the form of microscopic inclusions in rock-forming minerals. However, the case is relatively large ($> 200 \mu\text{m}$) idiomorphic or subidiomorphic magnetite crystals, which contain small or microscopic inclusions of other minerals – nepheline, Sr-fluorapatite, titanite. The presence of such inclusions indicates the emergence of magnetite on the main (magmatic) stage of malignites formation. Much more magnetite is in the xenolith from malignites, where it is in the form of twisting irregularly shaped grains among the scales of phlogopite and tabular grains of Mg-richterite.

The studied magnetite is characterized by a high content of MnO and TiO_2 , higher – V_2O_5 and very low – MgO, Al_2O_3 and Cr_2O_3 . Clear positive correlation between TiO_2 and MnO has been determined, and negative – between these oxides and FeO^* with no correlation with V_2O_5 . Magnetite contains inclusions of nepheline and Sr-fluorapatite, associates with minerals of the series MnTiO_3 – FeTiO_3 . Magnetite of such chemical composition has been investigated in Ukraine for the first time.

Magnetite from xenolith in malignites is characterized by high contents of Cr_2O_3 .

We also have analyzed very rare in malignites minerals of series ilmenite FeTiO_3 –pyrophanite MnTiO_3 that occur as inclusions in götzenite. They have high content of Nb_2O_5 (up to 2.3 wt. %) and low – ZnO (0.5 wt. %).

It is concluded that the magnetite in malignites is syngenetic and high-temperature mineral that has been formed at the magmatic stage of rock crystallization. Discovered peculiarities of magnetite chemistry and the paragenesis of minerals (K-feldspar, nepheline, aegirine-salite pyroxene, alkali amphibole) are characteristic for alkaline igneous rocks.

We can also assume that malignites have been crystallized quickly in hypabyssal conditions, in which oxidation of ulvospinel component and formation of separate lamellae of FeTiO_3 – MnTiO_3 in magnetite matrix did not happen. It is known that there are crypto- and fine-grained rocks (the so-called phonolitoid) in Pokrovo-Kyryivskiy massif, which chemical composition is similar to malignites or is the same. Perhaps these rocks are the effusive analogues of malignites. As you know, the melts of alkaline rocks are crystallized very well even on the Earth's surface in lava flows.

Key words: magnetite, MnO, TiO_2 , series of ilmenite–pyrophanite, malignite, alkaline melt, Pokrovo-Kyryivskiy massif, Azov region, Ukrainian shield.

УДК 004.94:553.411.068.36(477.4)

ЦИФРОВЕ СТРУКТУРНО-ЛІТОЛОГІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ЗОЛОТОНОСНОСТІ КІР ЗВІТРЮВАННЯ В МЕЖАХ РОДОВИЩ І РУДОПРОЯВІВ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ

Л. Фігура, М. Ковальчук

*Інститут геологічних наук НАН України,
вул. Олесь Гончара, 556, 01601 м. Київ, Україна
E-mail: liuba_figura@ukr.net; kms1964@ukr.net*

Створено цифрові структурно-літологічні моделі золотоносності кір звітрювання в межах Капітанівського, Савранського й Чернопільського рудопроявів золота (Середнє Побужжя) на підставі даних про координати і результатів опису й опробування на золото свердловин, які розкрили золотоносну кору звітрювання. Застосування ГІС-технологій дало змогу отримати картографічні матеріали, які відображають характер поверхні, підосви й потужності елювіальної товщі та латерального й вертикального розподілу в ній золота. Золотоносність кори звітрювання невитримана, змінюється латерально і вертикально. Характер рудоносності зумовлений рельєфом поверхні підосви й покрівлі елювіальної товщі та окремих її зон, петротипом золотоносних порід фундаменту і розподілом у них золота, речовинним складом та значеннями рН і Eh зон елювію.

Ключові слова: золото, кора звітрювання, цифрове структурно-літологічне моделювання, ГІС-технології, Середнє Побужжя, Український щит.

Розсипи залишкового золота в корах звітрювання (КЗ) над золоторудними об'єктами (родовища Сергіївське, Балка Золота, Балка Широка, Юріївське, Майське, Клишівське, Бобриківське, Чернопільське, Полянецьке, Бакшинське, Савранське та ін.) значно поширені в Україні. Уміст золота в них подекуди сягає декількох десятків грамів на тонну (в окремих пробах). Нині розсипи залишкового золота в елювіальних утвореннях досліджено недостатньо, їх вивчають, головню, тільки в разі комплексної розробки разом із рудним золотом.

У відділі літології Інституту геологічних наук НАН України провадять комплексні дослідження золотоносності кір звітрювання: вивчають умови поширення й залягання, речовинний склад, зональність, розподіл рудоносності, типоморфні особливості самородного золота та ін. На підставі отриманих результатів КЗ зачислено до перспективних золотоносних об'єктів і виконано їхнє ранжування.

До розряду перспективних об'єктів належать Капітанівська, Савранська й Чернопільська ділянки, які просторово-парагенетично пов'язані з однойменними рудопроявами золота й у межах яких по золотоносних породах кристалічного фундаменту розвинуті золотовмісні площові й лінійні КЗ [1–4].

Золотоносність порід фундаменту і КЗ Побузького рудного району висвітлено в численних виробничих звітах і наукових публікаціях С. Бондаренка, Е. Мельничука, В. Металіди, С. Нечаєва, В. Павлюка, В. Сьомки та інших дослідників. Для цифрового структурно-літологічного моделювання ми використали фактичний матеріал виробничих звітів з геологічного картування й вивчення геологічної будови і корисних копалин у межах ділянок Капітанівська, Савранська та Чемерпільська (геологічні вишукування під керівництвом П. Гамара, В. Зюльце, В. Костюченка, В. Кислюка та ін., 1984–2002).

Підґрунтям для цифрового структурно-літологічного моделювання слугували координати, опис та дані опробування на золото свердловин, які розкрили золотоносну КЗ в межах зазначених рудопроявів. На підставі фактичного матеріалу побудовано цифрові структурно-літологічні моделі золотоносної КЗ, які охоплюють комплект карт: карти рельєфу підосви й поверхні КЗ, карти загальної потужності золотоносного елювію, карти латерального розподілу вмісту золота в КЗ, а також графіки розподілу вмісту золота в профілі КЗ різних петротипів золотоносних порід.

Капітанівська ділянка пов'язана з Капітанівським родовищем силікатних нікелевих руд і хроміту, Савранська й Чемерпільська ділянки – з Савранською групою родовищ і рудопроявів золота (охоплює порівняно зближені родовища й рудопрояви золота в корінних породах і КЗ). Кора звітрювання на Майському родовищі має незначну потужність, тому не становить практичного інтересу.

У межах Капітанівської ділянки в розрізі КЗ виокремлюють такі зони (знизу догори): дезінтеграції й вилуговування; гідролізу (нонтроніт-монтморилонітова); кінцевого гідролізу й окиснення (глинисто-гідрогетитова), інтенсивно просякнута вторинним кремнеземом (опал, халцедон). У межах Савранської та Чемерпільської ділянок у розрізі КЗ виділяють такі зони (знизу догори): дезінтеграції й вилуговування; гідролізу (сидерит-нонтроніт-псиломелан-гідрогетитова); кінцевого гідролізу й окиснення (каолінітова) з інтенсивним озалізненням і скремєнінням.

Абсолютна позначка покрівлі КЗ у межах Капітанівської ділянки коливається від 84 до 117 м (рис. 1). Рельєф підосви КЗ контрастніший, порівняно з покрівлею (рис. 2). Потужність елювію змінюється від 2,5 до 30,5 м (рис. 3). У латеральному розподілі золота виявлено два піки – значний і слабший (рис. 4). Вміст золота коливається від 0,06 до 1,05 г/т, а в окремих пробах – до 3–5 і навіть 9,0 г/т [1, 2].

У розрізі елювію по серпентинітах чітко фіксований один пік максимального збагачення золотом, який пов'язаний із зоною гідролізу; у розрізі КЗ гранат-біотитових гнейсів найбільший вміст золота пов'язаний із зоною дезінтеграції й вилуговування та зоною кінцевого гідролізу й окиснення, а в зоні гідролізу виявлено два–три максимуми збагачення металом (рис. 5, 6).

У межах Савранської ділянки абсолютна позначка покрівлі КЗ коливається від 71 до 98 м (рис. 7). У підосві КЗ наявна ділянка, на якій розвинута лінійна КЗ і потужність елювію зростає до 126 м (рис. 8). Потужність КЗ – від 2 до 126 м (рис. 9). Латеральний розподіл золота більш-менш рівномірний, тільки у двох місцях незначно підвищений (рис. 10). Вміст металу коливається від 0,01 до 5,72 г/т.

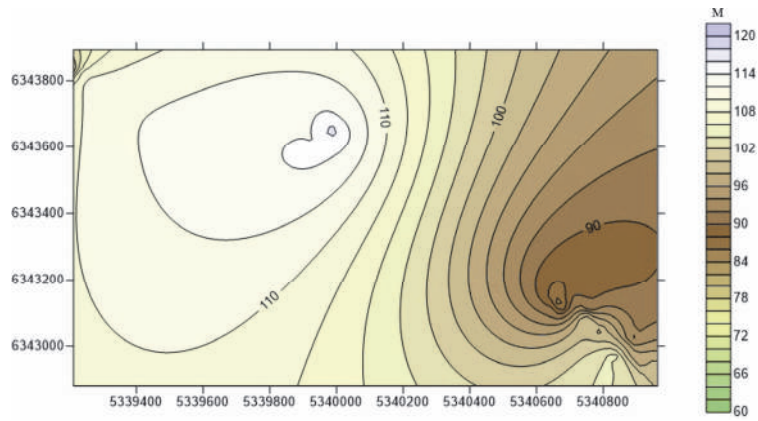


Рис. 1. Карта поверхні КЗ Капітанівської ділянки.

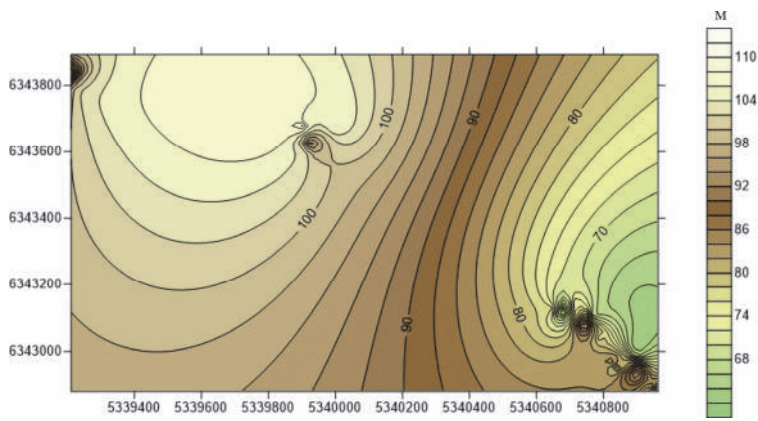


Рис. 2. Карта підшви КЗ Капітанівської ділянки.

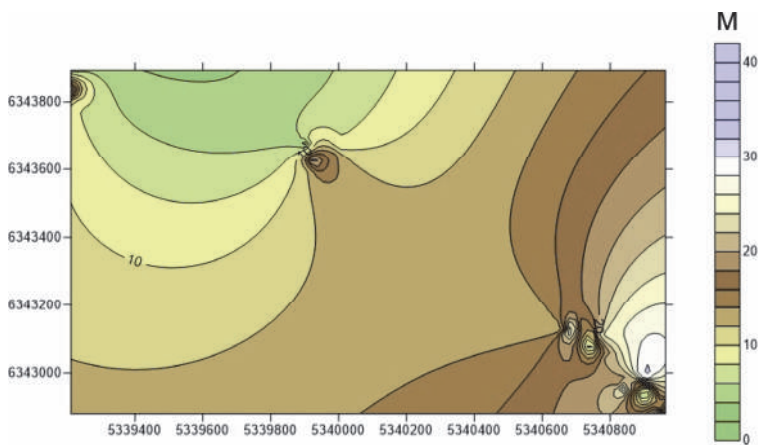


Рис. 3. Карта потужності КЗ Капітанівської ділянки.

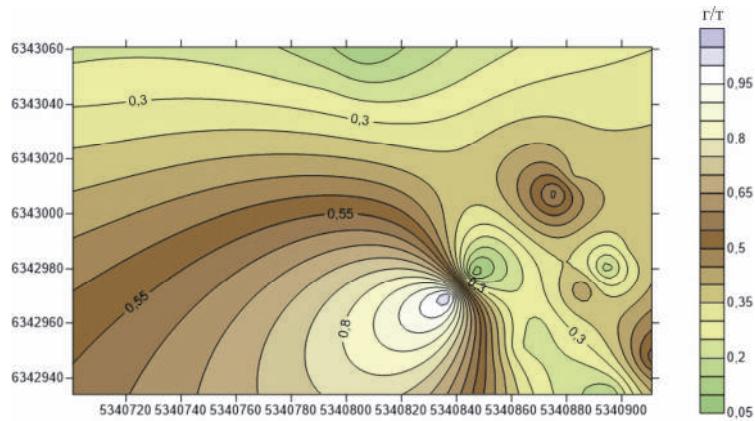


Рис. 4. Карта розподілу вмісту золота в КЗ Капітанівської ділянки.

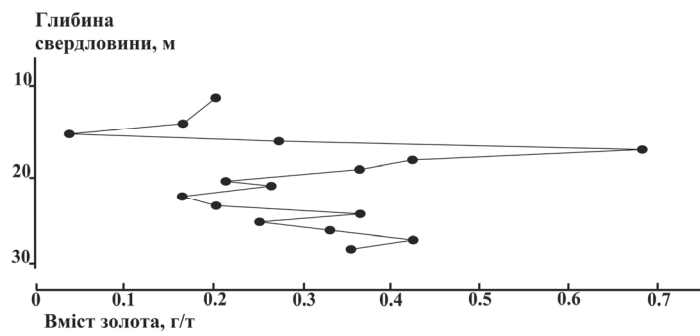


Рис. 5. Розподіл золота в профілі КЗ серпентинітів.

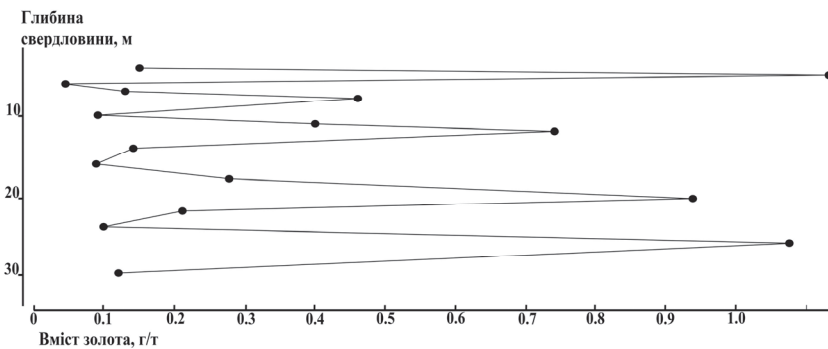


Рис. 6. Розподіл золота у профілі КЗ гранат-біотитових гнейсів.

У корі звітрювання плагіогнейсів максимальний вміст золота припадає на зони гідролізу та кінцевого гідролізу й окиснення, тоді як в елювії серпентинізованих піроксенітів максимум зафіксовано в зоні дезінтеграції й вилуговування (рис. 11, 12).

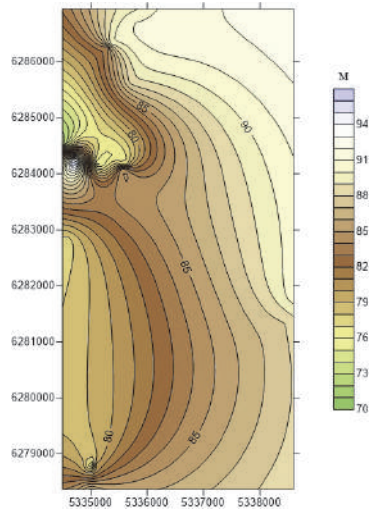


Рис. 7. Карта поверхні КЗ Савранської ділянки.

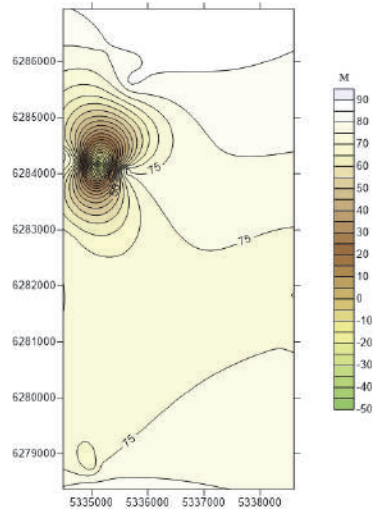


Рис. 8. Карта підшови КЗ Савранської ділянки.

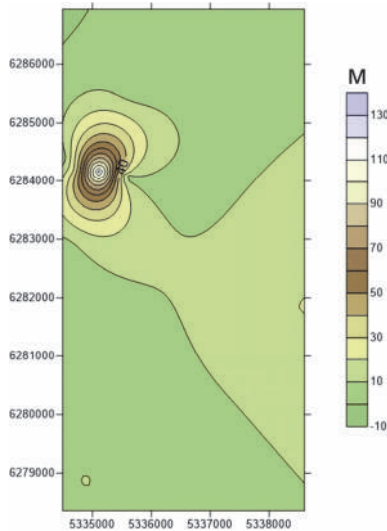


Рис. 9. Карта потужності КЗ на Савранській ділянці.

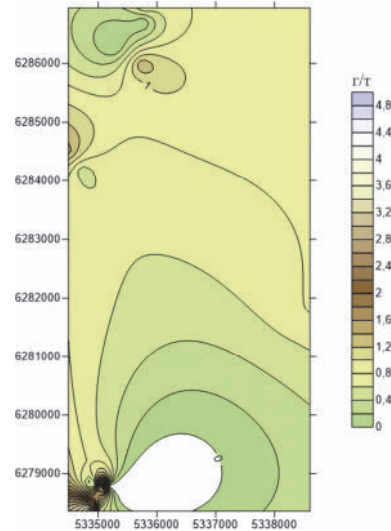


Рис. 10. Карта розподілу вмісту золота в КЗ Савранської ділянки.

У межах Черепільської ділянки абсолютна позначка покрівлі КЗ змінюється від 55,5 до 84,6 м (рис. 13). Тут також розвинута лінійна кора звітрювання, яка виявлена зниженням підшови та поверхні елювію (див. рис. 13, 14). Потужність КЗ коливається від 4 до 65 м (рис. 15).

У латеральному розподілі золота чітко фіксований максимум, приурочений до ділянок зі збільшеною потужністю елювію (рис. 16). Максимальний вміст золота – 97 г/т [3].

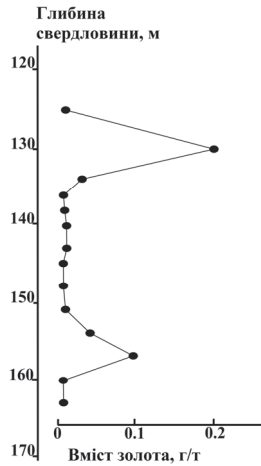


Рис. 11. Розподіл золота в профілі КЗ плагіогнейсів.

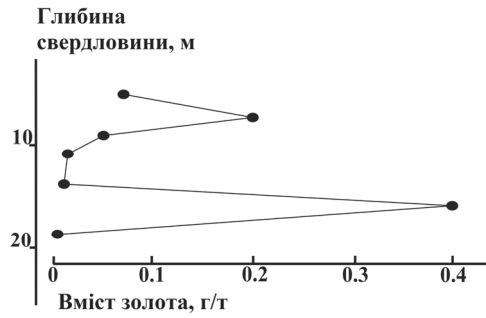


Рис. 12. Розподіл золота в профілі КЗ піроксенітів.

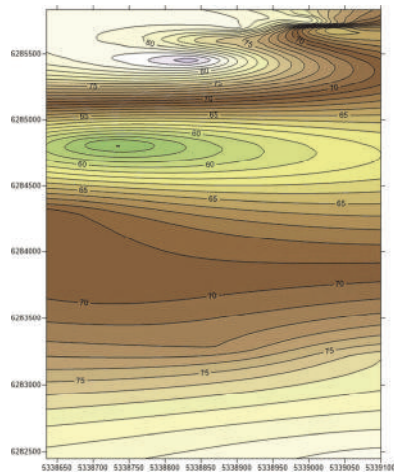


Рис. 13. Карта поверхні КЗ Чернопільської ділянки.

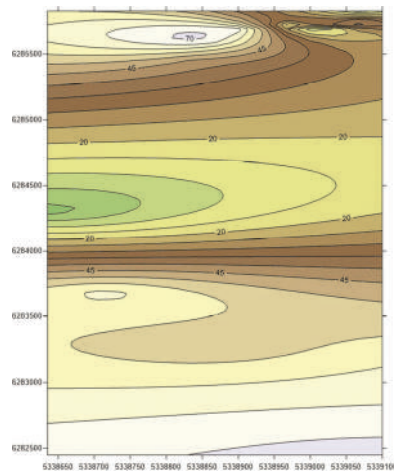


Рис. 14. Карта підшови КЗ Чернопільської ділянки.

Розподіл золота в профілі елювію ортопіроксенових кристалосланців більш-менш рівномірний, без чітких піків, тоді як у КЗ гранат-амфіболових кварцитів максимум вмісту металу пов'язаний із зоною дезінтеграції й вилугування, а в елювії скарнів – із зонами дезінтеграції й вилугування та кінцевого гідролізу й окиснення (рис. 17, 18).

Отже, золото виявлено в усіх зонах кори звітряння. Характер золотоносності КЗ Капітанівського, Савранського та Чернопільського рудопоясів складний, що зумовлено наявністю декількох петротипів золотовмісних кристалічних порід у межах кожного рудопояву та строкатим характером розподілу в них золота, головню, у зоні дезінтеграції й вилугування.

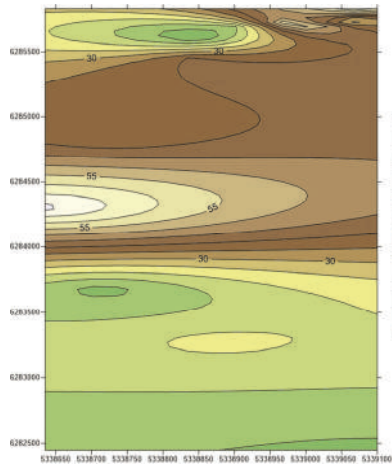


Рис. 15. Карта потужності КЗ на Чемерпільській ділянці.

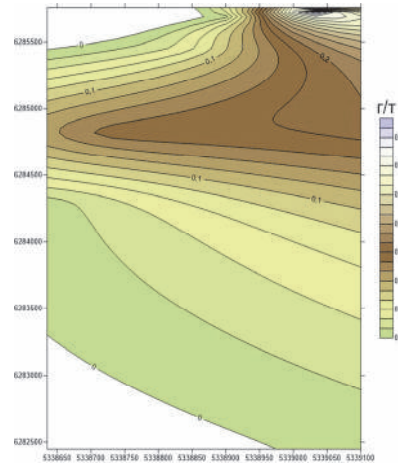


Рис. 16. Карта розподілу вмісту золота в КЗ Чемерпільської ділянки.

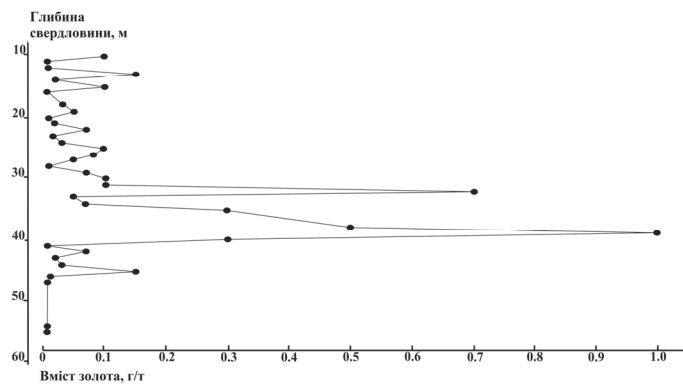


Рис. 17. Розподіл золота в профілі КЗ кварцитів.

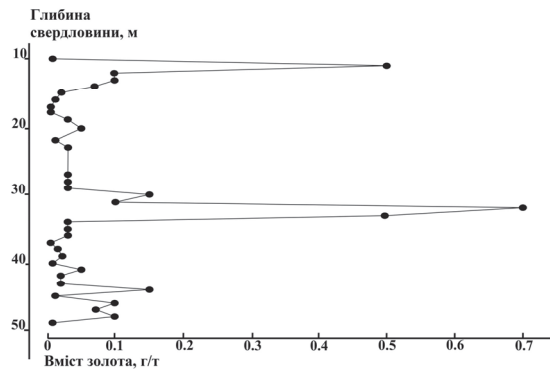


Рис. 18. Розподіл золота в профілі КЗ скарнів.

Рухомість та інтенсивність концентрування золота в різних зонах елювіальної товщі були різні. У зоні гідролізу та зоні кінцевого гідролізу й окиснення відбувався активний гіпергенний перерозподіл золота, інтенсивність і характер якого зумовлені речовинним складом та значеннями рН і Eh відповідної зони. Цифрове структурно-літологічне моделювання золотоносних КЗ дало змогу візуалізувати характер потужності, підшови й поверхні КЗ та латеральний і вертикальний розподіл у них золота, виокремити ділянки з підвищеним умістом металу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Лепігов Г. Д. Капітанівське родовище нікелевих і хромітових руд / Г. Д. Лепігов, А. П. Василенко // Мін. ресурси України. – 1996. – № 4. – С. 22–23.
2. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Т. 1. Металічні корисні копалини // [Д. С. Гурський, К. Ю. Єсипчук, В. І. Калінін та ін.]. – Львів : Центр Європи, 2005. – 785 с.
3. Павлюк О. В. Самородне золото з кори вивітрювання кристалічних порід Чернопільської структури / О. В. Павлюк // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2012. – Т. 9. – С. 85–99.
4. Проявлення гіпергенного золота в Побужском районі Українського щита / Э. В. Мельничук, Д. С. Гурский, В. Н. Павлюк, М. А. Ярощук // Геол. журн. – 1992. – № 4. – С. 126–132.

*Стаття: надійшла до редакції 10.07.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

DIGITAL STRUCTURAL-LITHOLOGICAL SIMULATION OF GOLD-BEARING CRUSTS OF WEATHERING WITHIN DEPOSITS AND OCCURRENCES OF MIDDLE-BUH REGION

L. Figura, M. Kovalchuk

*Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine,
55b, Oles Honchar St., 01601 Kyiv, Ukraine
E-mail: liuba_figura@ukr.net; kms1964@ukr.net*

Placers of residual gold in the crusts of weathering over the gold-bearing objects (deposits Serhiivske, Balka Zolota, Balka Shyroka, Yuriiivske, Maiske, Klyntsiivske, Bobrykivske, Chemerpilske, Polyanetske, Bakshynske, Savranske, etc.) are much common in Ukraine. The gold content in them sometimes reaches several tens of grams per ton. Kapitanivska, Savranska and Chemerpilska areas that spatial and paragenetic associate with the same-name gold occurrences are the promising objects. Gold-containing areal and linear crusts of weathering have been developed there on the gold-bearing rocks of the crystalline basement. Kapitanivska area is connected with the same-name

deposit of silicate nickel ore and chromite, Savranska and Chemerpilska – with the Savranska group of gold deposits and occurrences. The crust of weathering at the Maiske deposit has a little capacity, so no practical interest.

On the basis of digital structural-lithological modelling, we built appropriate models of the gold-bearing crust of weathering, which cover the set of graphic materials: (1) topographic maps of the crust of weathering bottom and surface, (2) maps of the total capacity of gold-bearing eluvium, (3) maps of the gold content lateral distribution in the crust of weathering, (4) graphs of the gold content distribution in the profile of the crust of weathering on the various gold-bearing rocks.

Following zones are allocated in the crust of weathering section in Kapitnanivska area (bottom-up): (1) disintegration and leaching, (2) hydrolysis (nontronite-montmorillonite) and (3) final hydrolysis and oxidation (clay-hydrogoethite, heavily impregnated with secondary silica in the form of opal and chalcedony), and in Savranska and Chemerpilska areas – (1) the zone of disintegration and leaching, (2) hydrolysis (siderite-nontronite-psilomelane-hydrogoethite) and (3) final hydrolysis and oxidation (kaolinite) with intense ferruginization and silicification.

The character of gold mineralization in the crusts of weathering is complicated due to the presence of several petrotypes of gold-bearing crystalline rocks within each gold occurrence and variegated distribution of gold in them, mainly in the zone of disintegration and leaching.

The mobility and intensity of the gold concentration in various zones of eluvial series were different. There was an active hypergene redistribution of gold in the hydrolysis zone and the zone of final hydrolysis and oxidation; its intensity and character depend on the material composition and values of pH and Eh in the zone. Digital structural-lithological modelling of gold-bearing crusts of weathering gave the possibility to visualize the character of capacity, the bottom and the surface of these crusts, lateral and vertical distribution of gold in them, as well as to allocate the areas with a high content of metal.

Key words: gold, crust of weathering, digital structural-lithological modelling, GIS-technology, Middle-Buh region, Ukrainian shield.

УДК 549:552.5(477.7/8)

РОЛЬ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ У ВИВЧЕННІ УМОВ ФОРМУВАННЯ ФЛІШОВИХ ФОРМАЦІЙ КРИМУ ТА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

П. Білоніжка

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

Наведено результати вивчення мінерального складу й умов формування флішових формацій Криму й Карпат на підставі аналізу літературних даних і власних досліджень. Описано фазовий склад породоутворювальних і акцесорних мінералів пісковиків та алевролітів флішових утворень. З'ясовано, що вони неодноразово перевідкладалися. Значну увагу приділено вивченню складу і генетичних особливостей глинистих мінералів аргілітів флішу. Вони представлені гідрослюдою і хлоритом з домішкою каолініту й змішаношаруватих фаз гідрослюдо-монтморилоніт і гідрослюдо-хлорит. Подекуди наявні прошарки бентонітових глин, які сформувалися внаслідок гальміролізу вулканічного попелу. Під впливом гідротермальних розчинів у породах з'явилися домішки монтморилоніту, сколіту і глауконіту, а також пласти й лінзи скременілих мергелів і силіцитів. У тектонічних розривних порушеннях містяться жильні мінерали – кварц, дикіт і накрит, а в зоні гіпергенезу – гематит і ярозит.

Ключові слова: фліш, породоутворювальні мінерали, акцесорні мінерали, глинисті мінерали, жильні мінерали, гіпергенні мінерали, гальміроліз, гідротермальні розчини, Крим, Українські Карпати.

Флішові формації – це своєрідні потужні комплекси теригенних піщано-глинистих порід, іноді з пластами й лінзами кременів, скременілих мергелів і вапняків. Вони приурочені до геосинклінальних поясів Землі, а за межами цих поясів їх нема. На початкових стадіях розвитку вони тісно пов'язані з глибинними розломами і магматизмом, а на завершальних – з підняттям і гороутворенням.

Характерна ознака флішу – численне ритмічне перешарування пісковиків, алевролітів і аргілітів. Перехід від однієї породи до іншої поступовий. В основі кожного ритму залягають пісковики, іноді алевроліти. Вони різнозернисті, міцні, поліміктові, кварцові. На їхній нижній поверхні наявні різноманітної форми гієрогліфи механічного чи біогенного походження. Кожний ритм завершують скременілі аргіліти сірого, темно-сірого до чорного кольору [9]. Утворення кожного циклу пісковик-алевроліт-аргіліт відбувається протягом порівняно тривалого часу – сотні тисяч років [10].

У флішових басейнах подекуди існували надводні й підводні кордильєри, унаслідок руйнування яких великі брили давніх порід сповзали на дно седиментаційного басейну, де були поховані в осадах. Такі брили (олістоліти) палеозойських вапняків та грубозернистих кварцових пісковиків і гравелітів простежено в таврійській флішовій формації Криму в околицях с. Трудолюбівка [13, 20].

Флішові товщі сильно дислоковані (рис. 1). У них є складки різної форми та порядку, насуви й інші численні розривні порушення. Складчастість і насуви в порівняно однонамітних флішових товщах та збіднення викопною фауною дуже утруднюють вивчення стратиграфічної послідовності нашарування осадових порід та з'ясування потужності як флішових товщ загалом, так і їхніх стратиграфічних підрозділів – світ і підсвіт [9, 12].



Рис. 1. Складки і розривні порушення у фліші менілітової світи, околиці с. Яремче.

Основні риси геологічної будови, літолого-формаційні та мінералогічні особливості флішових формацій Криму й Українських Карпат описано в численних працях багатьох дослідників [1, 2, 4–8, 11–14, 18–23 та ін.]. Однак через дуже складну геологічну будову цих формацій чимало важливих питань щодо їхньої стратиграфії, умов утворення і післяседиментаційних змін досі остаточно не з'ясовано.

Важливе значення в цьому аспекті мають мінералогічні дослідження. Тут доречно згадати слова Є. Лазаренка: “Мінерал – важливий геологічний документ, без якого неможливо відтворити історію Землі та зрозуміти процеси, які в ній відбуваються” [17].

Д. Шапошніков [23], який вивчав породоутворювальні й акцесорні мінерали флішової формації Криму, з'ясував, що вони представлені кварцом (найбільше поширений), альбітом, олігоклазом, ортоклазом, мікрокліном, мусковітом, хлоритом і гідрослюдою. Зерна кварцу обкатані й напівобкатані, містять різноманітні вclusions. Усі силікати мають сліди вторинних змін. Серед акцесорних

мінералів наявні циркон, турмалін, рутил, апатит, шпінель, корунд, серед рудних – гематит, гетит, пірит, ільменіт, магнетит та ін.

Зовнішній вигляд і типоморфні особливості найпоширеніших мінералів флішу свідчать про те, що вони неодноразово перевідкладалися. Загалом склад породоутворювальних і акцесорних мінералів достатньо сталий по всьому розрізу таврійського флішу, що характерно для флішових формацій [23].

Значну увагу приділено вивченню фазового складу і структурних особливостей глинистих мінералів флішових формацій. Зокрема, М. Логвиненко зі співавт. [18] з'ясував, що глинисті мінерали таврійського флішу представлені гідрослюдою, хлоритом і змішаношаруватими утвореннями гідрослюда–монтморилоніт.

Під час проведення навчальної студентської практики з геологічного картування в районі Бахчисарая ми вивчали глинисті мінерали таврійського флішу в межиріччі Бодрак–Кача [6]. Наші дослідження засвідчили, що вони представлені головню гідрослюдою (1,0, 0,497, 0,334 нм) і хлоритом (1,42–1,45, 0,71, 0,471, 0,357 нм) з домішкою каолініту й невпорядкованих змішаношаруватих утворень гідрослюда–монтморилоніт, гідрослюда–хлорит (1,20–1,25 нм), у яких різко переважає гідрослюдий компонент (рис. 2).

Гідрослюда діоктаедричного типу, її відбиття $d_{060} = 0,1497\text{--}0,1501$ нм. Вона належить до гідромусковіту, який дуже стійкий щодо хімічного звітрювання. Хлорит магнезіально-залізистий, його базальне відбиття d_{002} (0,71 нм) значно інтенсивніше, ніж d_{001} (1,43 нм).

Природу змішаношаруватої фази вивчали прожарюванням фракцій за температури 600 °С. Згідно з одержаними даними, у пісковикі (рис. 3, 1а) змішаношарувата фаза представлена гідрослюдою–монтморилонітом (відбиття 1,10–1,25 змістилося до 1,0 нм), а в аргілітах і глинах (див. рис. 3, 2а, 4а, 5а) – гідрослюдою–хлоритом (відповідні відбиття не змістилися). В аргілітах нема монтморилоніту у вільній фазі, оскільки на дифрактограмах глинистих фракцій, насичених етиленгліколем, базальне відбиття $d_{001} = 1,43\text{--}1,45$ нм не змістилося до 1,6 нм (див. рис. 3, 4б, 5б).

Відбиття 0,71 нм може належати й каолініту. Це з'ясували обробкою проб HCl (1:1) з нагріванням на водяній бані. У процесі такої обробки хлорит розчиняється, і на дифрактограмі його рефлекс 0,71 нм зникає, а каолініт стійкий – його відповідний рефлекс залишається. Аналізи засвідчили, що домішка каолініту наявна у двох фракціях (див. рис. 3, 1в, 5в).

На підставі виконаних досліджень зроблено висновок, що глинисті мінерали таврійського флішу Криму мають теригенне походження. На думку Д. Шапошнікова [23], головним джерелом знесення теригенного піщано-глинистого матеріалу були породи герцинських споруд Степового Криму. Частина уламків могла надходити й з підводних і надводних кордильєр, які були на місці сучасного Чорного моря.

М. Вассоевич, який вивчав флішові формації в різних регіонах Землі, зазначав, що серед міцних аргілітів іноді трапляються тонкі прошарки м'яких бентонітових глин [9]. Ми відшукали декілька тонких (3–5 см) і один потужніший (40 см) прошарок бентонітової глини жовтуватого кольору на східному схилі гори Патіль (околиці с. Прохолодне). За даними рентгенівського аналізу (рис. 4), у цих породах глиниста фракція розміром до 0,01 мм представлена монтморило-

нітом (1,60 нм) з домішкою гідрослюди (1,00, 0,506, 0,335), змішаношаруватій фази гідрослюда–монтморилоніт (1,26), цеоліту (0,795), кварцу (0,425, 0,335 нм) та ін.

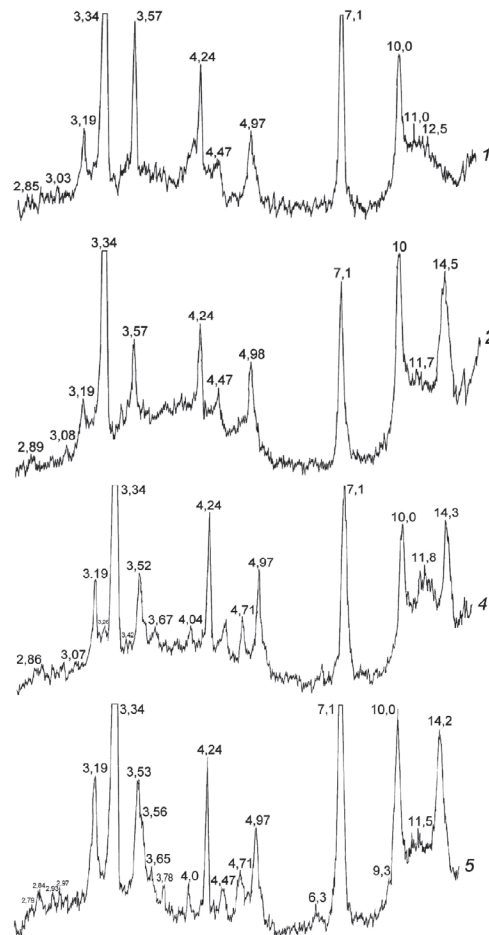


Рис. 2. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, виділених із флішової формації Криму, Å:

1 – слюдяний пісковик нижньотаврійської світи; 2 – аргіліт верхньотаврійської світи; 4 – грудкувата глина ескіординської світи; 5 – аргілітоподібна глина ескіординської світи.

Породи таврійської флішової формації Криму зазнали значних післяседиментаційних змін унаслідок проникнення по розривних порушеннях гідротермальних розчинів та вкорінення магматичних тіл. Найбільше змінилися глинисті мінерали. Зокрема, під впливом гідротермальних розчинів у зонах тектонічних розломів аргіліти набули блакитно-зеленого кольору. За даними рентгенівського аналізу, у них з'явився монтморилоніт у вигляді вільної фази (1,20 нм) з домішкою гідрослюди (1,00, 0,50, 0,334), цеолітів (0,80), кварцу (0,424, 0,334 нм) та ін. (рис. 5, 8).

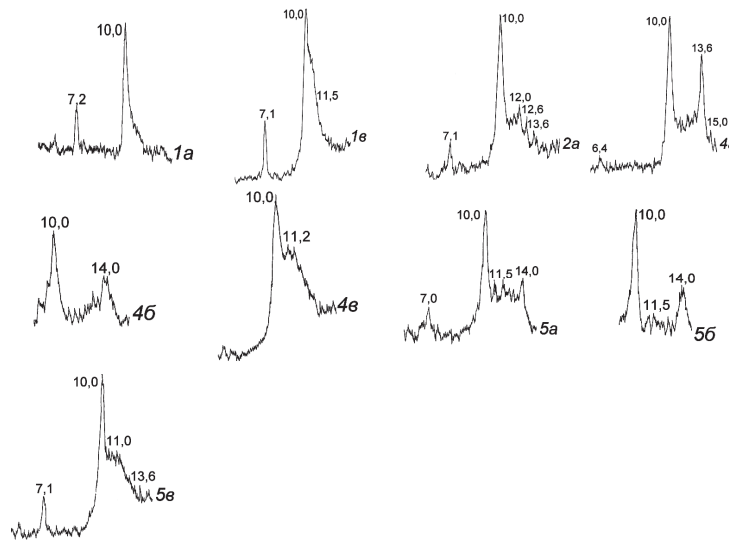
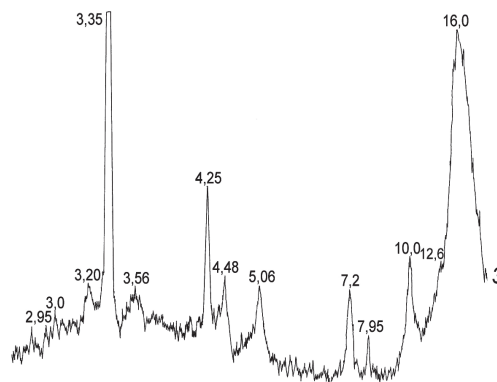


Рис. 3. Дифрактограми глинистих фракцій флішової формації Криму, Å:
a – прожарених за температури 600 °С; *б* – насичених етиленгліколем; *в* – оброблених HCl (1:1) з нагріванням.

Рис. 4. Дифрактограма глинистої фракції до 0,01 мм, виділеної з прошарку бентонітової глини флішової формації Криму, Å.



В аргілітах поблизу контакту з укоріненим магматичним тілом у змішано-шаруватій фазі гідрослюда–монтморилоніт під впливом високої температури відбулося трансформаційне перетворення монтморилоніту в гідрослюда і хлорит. Базальні відбиття гідрослюда стали чіткими, інтенсивними й симетричними. Фактично гідрослюда перетворилася на мусковіт, точніше, на його дрібно-лускувату відміну – серицит (див. рис. 5, 9).

Нерідко у флішовій формації Криму трапляються жильні мінерали, зокрема прожилки кварцу, дикіту й накриту. Кварц у прожилках міститься у вигляді дрібних кристалів і друз. Кристалики кварцу водяно-прозорі, звичайно видовжено-призматичні (рис. 6). Їхній розмір – до 1 см, іноді до 1,5–2,0 см. На гранях призми наявне горизонтальне штрихування [21].

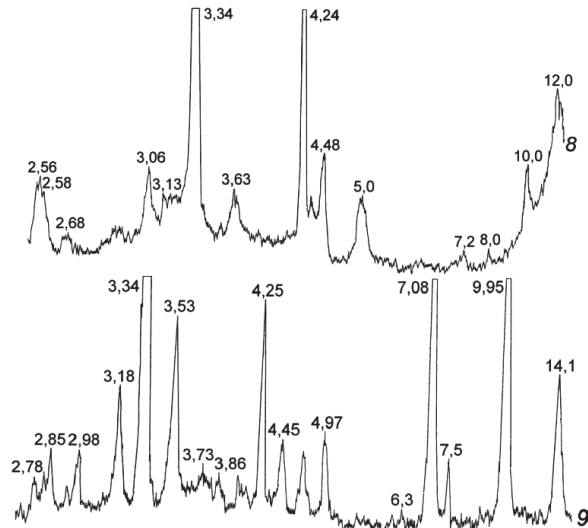


Рис. 5. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, виділених із змінених аргілітів ескіюдинської світи, Å:

8 – змінений блакитно-зелений аргіліт із зони розлому; 9 – змінений аргіліт із зони вкорінення магматичного тіла.

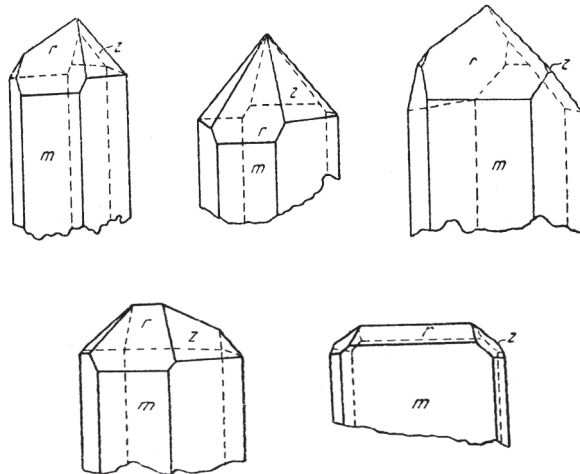


Рис. 6. Морфологія кристалів кварцу [21].

У флішовій формації Криму поширений сидерит. Він утворює численні конкреції округлої, овальної й дископодібної форми [21]. За розміром вони різноманітні, звичайно 10–15 см, іноді до 20 см. Колір конкрецій усередині темно-сірий до чорного. Під час звітрювання сидерит окиснюється, і утворюється гематит. Тому зовні конкреції набувають жовтувато-бурого кольору і концентричної окремості. Утворення сидеритових конкрецій відбувалося за відновних умов на

стадії раннього діагенезу в процесі перетворення донних осадів флішового басейну, збагачених органічною речовиною. У таврійському фліші сидерит поширений повсюдно, однак нерівномірно. Найбільше конкрецій сидериту виявлено на горі Шелудивій в околицях Прохолодного (яр Мангуш). Їхній хімічний склад такий, %: CO_2 – 33,93; FeO – 39,69; Fe_2O_3 – 1,21; MnO – 0,10; CaO – 3,80; MgO – 2,95; нерозчинний залишок – 17,84; $\text{C}_{\text{орг}}$ – 0,50 [21]. Отже, це своєрідний сидеритовий мергель.

У 1980-х роках у розрізі однієї з сидеритових конкрецій з гори Шелудивої ми відшукали белемніт з зернистими агрегатами піриту (марказиту?) у центрі. На жаль, цей взірець не зберегли.

Значний мінералогічний інтерес становлять сніжно-білі агрегати дикіту й накриту, виявлені в прожилках нижньоюрської флішової товщі на правому схилі яру Яман поблизу Шелудивої. Рентгеноструктурним аналізом уточнено кристалічну структуру мінералів, визначено їхній кількісний фазовий склад та обчислено параметри елементарної комірки. Для накриту вони такі, нм: $a = 0,89097$; $b = 0,51469$; $c = 1,5668$; $\beta = 113,556^\circ$. Визначені раніше І. Грюнером (1933) параметри елементарної комірки накриту ($a = 0,517$; $b = 0,895$; $c = 2,872$ нм) помилкові. Проте саме їх наводять у підручниках і навчальних посібниках з мінералогії, у тім числі в “Курсі мінералогії” Є. Лазаренка (1970). Зазначимо, що 2010 р. ми вперше вірогідно визначили накрит у геологічних утвореннях України [1].

Значну увагу дослідники приділяли й вивченню геологічної будови, літолого-фаціальних особливостей і мінерального складу флішових утворень крейдових та палеогенових відкладів Скибової зони Українських Карпат.

Згідно з даними І. Афанасьєвої [2], серед породоутворювальних мінералів у пісковиках і алевролітах найбільше поширений кварц у вигляді обкатаних, напівобкатаних і гострокутних зерен. Повсюдно в уламкових породах є польові шпати, однак у меншій кількості. Вони представлені альбітом, олігоклазом, андезином і мікрокліном. На поверхні нашарування пісковиків простежують білі лусочки мусковіту. Зрідка в пісковиках флішу трапляються темно-коричневі лусочки біотиту.

Серед акцесорних мінералів звичайно наявні циркон, турмалін, рутил, гранат, рідше – апатит, шпінель, ксенотим, ставроліт, монацит, титаніт, ільменіт тощо. Переважає циркон, вміст якого у важкій фракції пісковиків і алевролітів змінюється від 1 до 60 %. Найбільше його у відкладах яменської світи [2].

Глинистими мінералами складена основна маса аргілітів. Вони містяться також у мергелях та в цементі алевролітів і пісковиків. Глинисті мінерали Скибової зони Українських Карпат протягом тривалого часу вивчали М. Габінет та І. Афанасьєва [2, 11, 12]. Дослідники з'ясували, що глинисті мінерали теригенних піщано-глинистих порід флішу представлені гідрослюдою, хлоритом, непорядкованими змішаношаруватими утвореннями гідрослюда–монтморилоніт, гідрослюда–хлорит, іноді монтморилонітом у вільній фазі та каолінітом.

Останніми роками під час проведення навчальної студентської практики в районі с. Гребенів ми особливу увагу приділяли вивченню глинистих мінералів флішових утворень Скибової зони, адже відомо, що вони є індикаторами умов утворення і післяседиментаційної зміни осадових порід [15]. За результатами рентгенівського аналізу глинистих фракцій $< 0,01$ мм, виділених із аргілітів ме-

нілітової світи, з'ясовано (рис. 7), що глинисті мінерали представлені гідрослюдою (0,98–1,00, 0,495–0,500, 0,334 нм) і магнезіально-залістим хлоритом (1,4, 0,70, 0,469, 0,356) з домішками неупорядкованих змішаношаруватих утворень, монтморилоніту (1,26–1,50), кварцу (0,424, 0,334), альбіту (0,318), кальциту (0,303) і цеолітів (0,81, 0,68 нм). Природу змішаношаруватих утворень досліджували нагріванням глинистих фракцій за $T = 600$ °С. Виявилось, що вони представлені двома фазами: гідрослюда–монтморилоніт (рис. 8, 1а) і гідрослюда–хлорит (див. рис. 8, 13а).

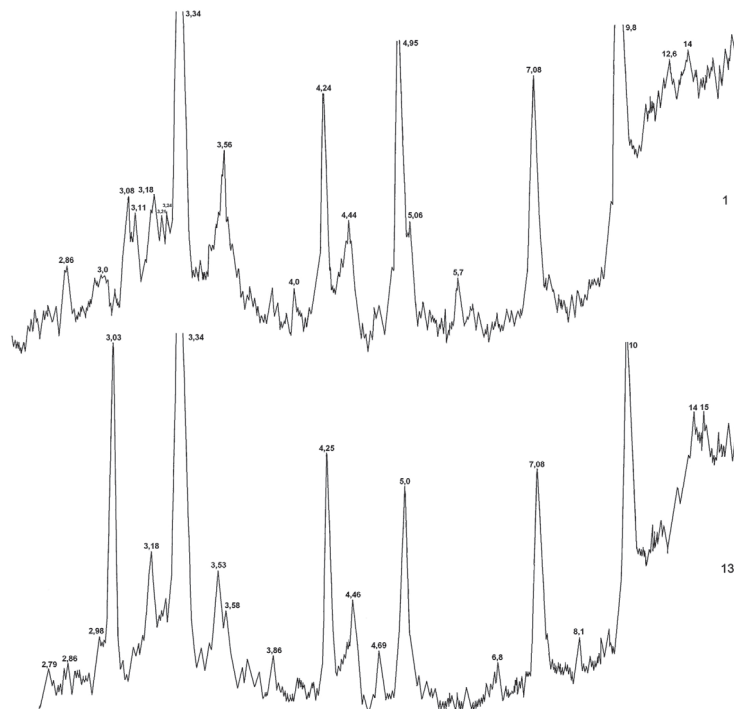


Рис. 7. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, виділених з аргілітів менілітової світи (потік Лісничий), Å.

У борті потоку Святославчик серед міцних темно-сірих аргілітів яменської світи ми відшукали тонкий (2–3 см) прошарок пластичної бентонітової глини зеленкувато-жовтого кольору. На дифрактограмі глинистої фракції до 0,01 мм є дуже інтенсивне відбиття монтморилоніту 1,47 нм (рис. 9), яке після насичення фракції етиленгліколем змістилося до 1,7 нм, а внаслідок її прожарювання за $T = 600$ °С – до 0,98 нм (див. рис. 8, 2а).

Наявність серед скременілих аргілітів флішових формацій Криму й Карпат прошарків бентонітових глин свідчить про те, що в седиментаційні морські басейни, у яких нагромаджувалася величезна маса піщано-глинистого матеріалу, час від часу потрапляв пірокластичний матеріал, головню вулканічний попел. Від місць виверження вулканів його на значну відстань могли переносити атмосферні потоки. Виверження вулканів були і в Карпатському регіоні [14].

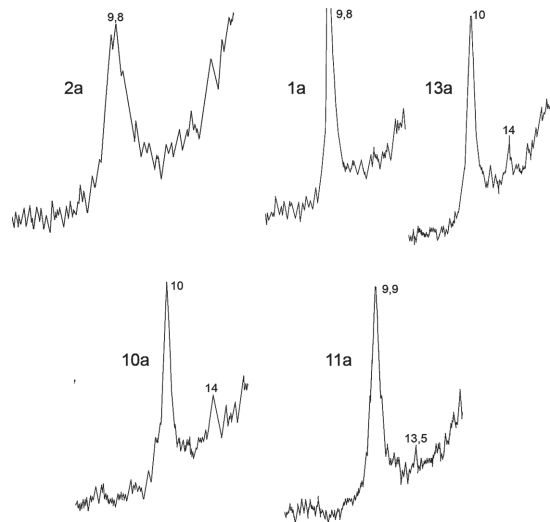


Рис. 8. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, прожарених за температури 600 °С, Å.

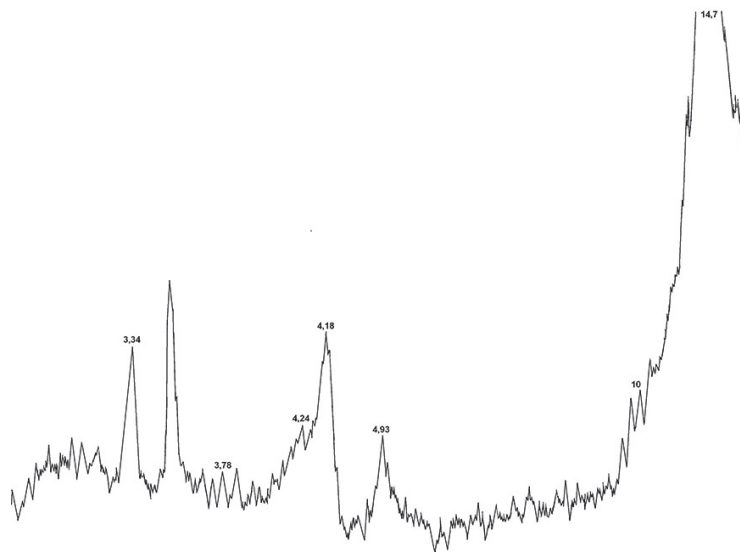


Рис. 9. Дифрактограма глинистої фракції до 0,01 мм, виділеної з прошарку бентонітової глини яменської світи (потік Святославчик), Å.

Зокрема, у верхньомелітовій підсвіті Берегової скиби по р. Чечва наявний потужний (70 м) горизонт туфів, туфітів і туфогенних аргілітів та алевролітів. Однак загалом кількість вулканічного попелу, що надходила в морський седиментаційний басейн Карпат, була незначна, попіл “розсіювався” у величезній масі теригенного матеріалу, відповідно, його самостійних прошарків чи пластів нема.

Унаслідок хімічного звітрювання вулканічного попелу формувалася монтморилоніт. Цим зумовлена домішка аутигенного монтморилоніту в основній масі теригенних гідрослюд і хлоритів у флішових аргілітах. Таке змішане походження, імовірно, мають тонкодисперсні шаруваті силікати чорних бітумінозних аргілітів менілітової світи, про що вже зазначено вище (див. рис. 7).

Значний інтерес для пізнання умов формування флішу Скибової зони становить сколіт, який 1936 р. відшукав і описав К. Смуліковський у кар'єрі ямненських пісковиків (зернисті агрегати зеленого кольору). Детальніше мінерал вивчала У. Феношина [22]. Сколіт наявний у пісковиках у вигляді прожилків, плям і лінзочок, а також у цементі (рис. 10). Структура зернистих виділень тонкоагрегатна. На дебаєграмі сколіту зафіксовано лінії слюди (1,06 нм), монтморилоніту (1,5–1,6) і змішаношаруватої фази (1,18–1,21 нм) [22]. За Є. Лазаренком [16], сколіт належить до групи глауконіту. Походження сколіту остаточно не з'ясовано.

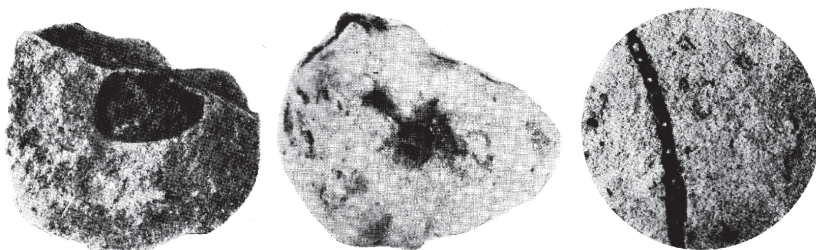


Рис. 10. Форми виділення сколіту в пісковиках ямненської світи [22].

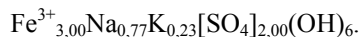
На нашу думку, прожилки та інші форми виділення сколіту в ямненських пісковиках з'явилися внаслідок проникнення у фліш гідротермальних розчинів. На підставі хімічного аналізу сколіту [22] обчислено кристалохімічну формулу мінералу методом зарядів:



У пісковиках флішу іноді трапляються окремі зерна глауконіту [1].

У зоні гіпергенезу породи флішу зазнають звітрювання. Зокрема, під впливом атмосферних опадів у місцях їхнього виходу на денну поверхню конкреційний сидерит окиснюється до гематиту, а по розсіяному піриту утворюється ярозит. Нальоти й кірочки жовтого, вохристо-жовтого ярозиту найбільше поширені на поверхні аргілітів менілітової світи Карпат, а його скупчення – у тріщинах туфів і на контакті з перекривним прошарком бентонітової глини у верхньотаврійській світі Криму [7]. Під час хімічного звітрювання піриту Fe^{2+} окиснюється до Fe^{3+} , а сульфідна сірки – до сульфатної. Під впливом утвореної H_2SO_4 частина йонів калію вилугується з гідрослюди. Отже, ярозит формувалася з продуктів окиснення піриту і калію, винесеного з гідрослюди.

Ми дослідили ярозит із флішової формації Криму [7]. Його кристалохімічна формула така:



Для з'ясування структурних особливостей ярозиту обчислено параметри його елементарної комірки, нм: $a = 0,731$; $c = 1,695$. Теоретичні параметри елементарної комірки ярозиту такі, нм: $a = 0,729$; $c = 1,716$, а натроярозиту – $a = 0,734$;

$c = 1,672$. Отже, параметри елементарної комірки досліджуваного ярозиту є проміжними між параметрами ярозиту і натроярозиту. Оскільки йонний ізоморфізм між K^+ і Na^+ у мінералах, що утворилися в зоні звітрювання, неможливий, то, імовірно, у досліджуваному ярозиті є доменний (блоковий) ізоморфізм ярозиту–натроярозиту. До речі, блоковий ізоморфізм (синоніми доменний, аномальний ізоморфізм, ізоморфізм особливого роду) поширений у багатьох мінералах [3], та чомусь мінералоги на це явище мало звертають увагу.

Отже, на підставі виконаних досліджень флішових формацій Криму та Українських Карпат можна зробити такі висновки.

Флішові формації обох регіонів утворювалися в геосинклінальних поясах у зонах глибинних розломів. Відбувалося поступове опускання дна морського басейну й одночасне підняття прилеглої території суходолу, з якої зносився теригенний піщано-глинистий матеріал. Склад і зовнішні ознаки породоутворювальних та акцесорних мінералів свідчать про те, що вони неодноразово перевідкладалися. Це характерна ознака всіх флішових формацій.

У седиментаційні флішові басейни потоки повітря привносили пірокласичний матеріал, головню вулканічний попід, унаслідок підводного звітрювання якого утворилися прошарки бентонітових глин, складені, зазвичай, монтморилонітом.

Під впливом гідротермальних розчинів, які надходили в басейни седиментації по конседиментаційних розломах, формувалися скупчення і вкраплення в пісковиках сколіту й глауконіту, а також прошарки й лінзи кременів і скременілих мергелів. У мулистих осадах флішового басейну Криму, збагачених органікою, на стадії раннього діагенезу сформувалися конкреції сидериту.

Глинисті мінерали флішових порід зазнали суттєвих післяседиментаційних змін унаслідок проникнення по розривних порушеннях у вже сформовану товщу гідротермальних розчинів та підвищеної температури в зонах укорінення магматичних тіл.

У зонах розломів утворилися жильні мінерали – кварц, кальцит, дикіт і накрит. Детально досліджено їхню структуру і параметри елементарної комірки. Накрит у геологічних утвореннях України вірогідно визначено вперше.

Серед гіпергенних мінералів флішу вивчено ярозит. З'ясовано, що параметри його елементарної комірки є проміжними між ярозитом і натроярозитом. Це може бути зумовлено наявністю в його структурі доменного (блокового) ізоморфізму.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Азарська О. Дикіт і накрит із флішової формації Криму / О. Азарська, Л. Скакун, П. Білоніжка // Мінерал. зб. – 2010. – № 60, вип. 2. – С. 97–105.
2. Афанасьєва И. М. Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Украинских Карпат / И. М. Афанасьєва. – Киев : Наук. думка, 1983. – 183 с.
3. Білоніжка П. Володимир Соболев про ізоморфізм особливого роду і стан його вивчення / П. Білоніжка // Мінерал. зб. – 2008. – № 58, вип. 1–2. – С. 19–24.

4. Білоніжка П. Гідрослюди в осадових породах Карпатського регіону / П. Білоніжка // Мінерал. зб. – 2009. – № 59, вип. 2. – С. 24–41.
5. Білоніжка П. Вплив вулканізму на аутигенне силікатоутворення у фліші Українських Карпат / П. Білоніжка, І. Попп // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2011. – Вип. 25. – С. 46–62.
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. М. Ярозит із флішової формації Криму / П. М. Білоніжка, К. Е. Янчук // Мінерал. зб. – 1999. – № 49, вип. 1. – С. 142–145.
8. Бобровник Д. П. Ярозит Прикарпаття / Д. П. Бобровник // Мінерал. сб. – 1951. – № 5. – С. 329–334.
9. Вассоевич Н. Б. Флиш и методы его изучения / Н. Б. Вассоевич. – Л. ; М. : Гостоптехиздат, 1948. – 216 с.
10. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша / Н. Б. Вассоевич. – Л. ; М. : Гостехиздат, 1951. – 240 с.
11. Габинет М. П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат / М. П. Габинет. – Киев : Наук. думка, 1985. – 148 с.
12. Габинет М. П. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Ч. 1 / М. П. Габинет, Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский. – Львов : Вища школа, 1976. – 200 с.
13. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / [Под ред. О. А. Мазаровича и В. С. Милеева]. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1989. – 167 с.
14. Данилович Л. Г. Кислый вулканизм Карпат / Л. Г. Данилович. – Киев : Наук. думка, 1976. – 147 с.
15. Дриц В. А. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1999. – 206 с.
16. Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконитов / Е. К. Лазаренко // Вопросы минералогии осад. образований. – 1956. – Кн. 3–4. – С. 345–379.
17. Лазаренко Е. К. Опыт генетической классификации минералов / Е. К. Лазаренко. – Киев : Наук. думка, 1979. – 316 с.
18. Логвиненко Н. В. Литология и генезис Таврической формации Крыма / Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, Д. П. Шапошников. – Харьков : Изд-во ХГУ, 1961. – 404 с.
19. Мінерали Українських Карпат. Силікати / [Гол. ред. О. Матковський]. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 520 с.
20. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова / М. В. Муратов. – М. : Госгеолтехиздат, 1960. – 206 с.
21. Попов С. П. Минералогия Крыма / С. П. Попов. – М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1938. – 352 с.
22. Феношина У. И. Новые данные о сколите / У. И. Феношина // Вопросы минералогии осад. образований. – 1961. – Кн. 6. – С. 283–295.

23. Шапошников Д. П. Особенности минерального состава Таврической свиты Крыма / Д. П. Шапошников // Докл. АН СССР. – 1959. – Т. 128, № 2. – С. 319–382.

*Стаття: надійшла до редакції 11.10.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

THE ROLE OF MINERALOGICAL RESEARCHES IN STUDYING OF THE FORMATION CONDITIONS OF THE CRIMEA AND THE UKRAINIAN CARPATHIANS FLYSCH ROCKS

P. Bilonizhka

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Flysch formations are the kind of thick complexes of terrigenous sandy-clay rocks, sometimes with layers and lenses of cherts, silicified marls and limestones. They are confined to geosynclinal zones of the Earth. A characteristic feature of the flysch – numerous rhythmic interstratification of sandstones, siltstones and mudstones. Relatively monotonous flysch series are folding, contain thrusts and are depleted of fossil fauna. That is why it is extremely difficult to study the stratigraphic sequence of sedimentary rocks strata and their capacity.

We studied the mineralogical features of flysch formations of the Crimea and the Ukrainian Carpathians. In general, these formations have been investigated by many scientists; however, many important questions about their stratigraphy, formation conditions and post-depositional changes are still not completely understood.

Composition of rock-forming and accessory minerals is fairly stable over the entire transect of the Tauride flysch in the Crimea, which is generally the case for flysch strata. Appearance and typomorphic features of the most common flysch minerals indicate that they have been repeatedly redeposited. Clay minerals of the Taurida flysch are represented mainly by hydromica and chlorite, with an admixture of kaolinite and disordered mixed-layered formations of hydromica–montmorillonite and hydromica–chlorite (hydromica component largely prevails). It has been concluded that clay minerals of the Taurida flysch are of terrigenous origin. Due to post-depositional changes the clay minerals have been changed, montmorillonite in the free phase appeared in the rocks, and hydromica turned into sericite.

Researchers have given considerable attention to the study of the geological structure, lithological-facial peculiarities and mineral composition of flysch formations (*K, P*) of Skybova zone in the Ukrainian Carpathians. Among rock-forming minerals in sandstones and aleurolites, the most common is quartz, less feldspar (albite, oligoclase, andesine and microcline) and sometimes there are muscovite and biotite. Among accessory minerals, zircon dominates, and also there are tourmaline, rutile, garnet, rarely apatite, spinel, xenotime, staurolite, monazite, titanite, ilmenite etc. Clay minerals of menillite argillites are represented by hydromica and magnesian-ferriiferous chlorite with an

admixture of disordered mixed-layered formations (hydromica–montmorillonite and hydromica–chlorite), montmorillonite, quartz, albite, calcite and zeolites.

Under the influence of hydrothermal solutions, which came to the sedimentation basins by consedimentational faults, the accumulations and disseminations of skolate and glauconite in sandstones have been formed, as well as interlayers and lenses of cherts and silicified marls. In the muddy sediments of the Crimean flysch basin, rich in organic matter, the nodules of siderite have been formed during early diagenesis. Air flows brought in sedimentary flysch basins the pyroclastic material (mainly volcanic ash); due to its underwater weathering (halmyrolysis) the layers of bentonite clays, composed, as a rule, of montmorillonite, have been formed. Vein minerals – quartz, calcite, dickite and nacrite – have been formed in the fault zones. Their structure and unit cell parameters have been studied in details. Nacrite in geological formations of Ukraine has been reliably identified for the first time. Among the supergene minerals of flysch, the jarosite has been studied. It is found that the parameters of its unit cell are intermediate between jarosite and natrojarosite. This may be due to the presence in its structure of a domain (block) isomorphism.

Key words: flysch, rock-forming minerals, accessory minerals, clay minerals, vein minerals, supergene minerals, halmyrolysis, hydrothermal solutions, Crimea, Ukrainian Carpathians.

УДК 549.742.1:549.322:549.514.51(477.87)

ПІЗНЯ СУЛЬФІДНО-КВАРЦ-КАРБОНАТНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В ПОРОДАХ КРОСНЕНСЬКОЇ ЗОНИ В МЕЖАХ ТРАСИ НОВОГО БЕСКИДСЬКОГО ТУНЕЛЮ

В. Гулій¹, С. Кріль¹, І. Ємельянов², Я. Куземко³, В. Степанов¹

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: vgul@ukr.net

²Державний гемологічний центр України,
вул. Дегтярівська, 38-44, 04119 м. Київ, Україна

³ЗАТ “Інтербудтунель”,
вул. Промислова, 1, 01013 м. Київ, Україна
E-mail: ibt@kbi.com.ua

У породах кросненської світи виділено декілька типів пізньої мінералізації, які відрізняються за морфологією мінеральних агрегатів та співвідношеннями з вмісними породами: власне мономінеральні карбонатні (головно, кальцитові), кварцові й сульфідні друзи і жили. Вони складені кварц-карбонатними і сульфідно-кварц-карбонатними агрегатами й окремими індивідами зазначених мінералів у різних кількісних співвідношеннях. Сульфідна мінералізація представлена двома морфогенетичними різновидами: зони на контакті вмісних порід і жил складені розсіяними в пісковиках дрібними кубічними кристалами піриту; пізніші сульфідні мають характерні риси утворень відкритих порожнин. Просторовий зв'язок між вкрапленою сульфідною і друзовою мінералізацією свідчить про їхнє близько-одночасне формування з генетично пов'язаних мінералоутворювальних розчинів.

Кристали кварцу типу мармароських “діамантів” містять численні вclusions вуглеводнів, які іноді масово розкриваються з виділенням рідких вуглеводнів уже під час перенесення з гірничої виробки в приміщення. Вони можуть бути своєрідними індикаторами як утворення, що зазнали мінімальної природної декрепітації порівняно з кристалами, відібраними в природних відслоненнях.

Ключові слова: кварц, мармароські “діаманти”, кальцит, пірит, вclusions вуглеводнів, кросненська світа, Бескидський тунель, Українські Карпати.

Мармароські “діаманти”, перша згадка про які належить І. Фігтелю (1791), – типовий продукт пізньої мінералізації в карпатських породах; уже протягом століть вони є об'єктом пошуку колекціонерів та дослідження вчених. Наразі відкрито їхні численні прояви й у Передкарпатті, і на вододільних частинах Карпат, досліджено їхні кристаломорфологічні, фізичні властивості, хімічний і фазовий склад твердих та вуглеводневих рідких і газоподібних вclusions [3, 26]. Водночас з'ясовано, що особливий різновид гірського кристалу, відомий у Карпатському регіоні як *мармароські “діаманти”*, достатньо поширений: його

описано в Західних Карпатах [24], Альпах [25], Аппалачах [23], Великому Балхані (Західний Туркменістан) [2], Кримських горах, на Кавказі та в багатьох інших місцях світу, де їх називають *ломбардські “алмази”*, *геркімерські “алмази”* тощо й вважають, що вони мають, головню, вторинне походження.

Мінералоги й колекціонери каменю захоплюються особливими формами кристалів мармароських “діамантів” та їхнім алмазним блиском. Останнім часом ці утворення зацікавили й геологів, які провадять розшуки родовищ вуглеводнів, оскільки переважний вуглеводневий склад включень у “діамантах” [3, 26] свідчить про їхню можливу роль як індикатора глибинних вуглеводневих потоків. Однак мармароські “діаманти” з природних відслонень і невеликих штучних виробок зазнали звітрювання, і первинні включення в них збереглися тільки частково.

Дослідники кварц-карбонатної жильної мінералізації з вуглеводнями в поривах Українських Карпат (М. Братусь, М. Вітик, Д. Возняк, Ю. Галабурда, І. Дудок, Б. Заціха, В. Калюжний, В. Квасниця, С. Ломов, О. Матковський, І. Наумко, В. Павлишин, М. Рипун та ін.) вивчали кварц-карбонатні жили у флішових відкладах у зв’язку з нафтогазоносністю та міграцією вуглеводнів; увагу акцентовано на вивченні генезису кварцу (мармароських “діамантів”) та флюїдних і твердих включень вуглеводнів [1–3, 5, 7–10, 13–21, 26]. Водночас недостатньо досліджено зміни складу вмісних порід та особливості жильних мінералів – кварцу, карбонатів і сульфідів.

Звичайно першим мінералом, який виповнює типові для флішових утворень Карпат карбонатні та кварц-карбонатні жили, є кальцит. Виділено [1] дві генерації кальциту: ранню (ромбоедричний кальцит) і пізню (скаленоедричний). Центральні частини жил виповнені кварцом (зазвичай, двоголові кристали мармароських “діамантів”), індивіди якого гранями призми або ромбоедра “прикріплені” до кристалів кальциту в асоціації з бітумами різного складу (антраксоліт, елькерит, асфальтин та ін.). Загалом у кварц-карбонатних жилах послідовно кристалізуються такі мінеральні асоціації: кальцит-I + антраксоліт; мармароські “діаманти” + антраксоліт; кальцит-II + керит. Кристали “діамантів” починають формуватися після кальциту-I на наступному етапі мінералоутворення під час інтенсивної міграції вуглеводнів [1, 3, 10, 14].

Будівництво нового Бескидського тунелю на вододілі Карпат відкрило нові можливості для геологічного вивчення та відбирання й дослідження мінералогічного матеріалу.

Геолого-структурні й речовинні особливості порід Кросненської зони в районі траси нового Бескидського тунелю. Завдяки будівництву нового Бескидського тунелю на ділянці розвитку порід флішової формації в межах Кросненської зони з’явився прямий доступ до штучних відслонень, де можна виконувати геологічні дослідження й відбирати мінералогічні проби для вивчення мармароських “діамантів” і супутніх їм пізніх мінералів, у яких первинні включення змінені мінімально [4, 12]. Відібрані кристали кварцу містять численні включення вуглеводнів, які іноді масово розкриваються з виділенням рідких вуглеводнів уже під час перенесення з гірничої виробки до приміщення. Вони можуть слугувати своєрідними індикаторами як утворення, що зазнали мінімальної природної

декрепітації (порівняно з кристалами, відібраними раніше у природних відслоненнях).

Бескидський тунель прокладають на межі Львівської й Закарпатської областей між залізничними станціями Бескид і Скотарське. Траса тунелю проходить через комплекс флішових порід нижньокросненської підсвіти кросненської світи олігоцену (P_3kr_1) у межах Кросненської зони – центральної структури в Українських Карпатах. Загальна будова зони особливо не відрізняється від покривної структури суміжних структурних одиниць Карпат, а внутрішні субзони Кросненської зони, як і інші покриви Українських Карпат, насунуті в північно-східному напрямі. Територіальні та структурні межі цієї зони чітко не визначено, що можна простежити на різних тектонічних схемах Карпат [6]. Західним продовженням Кросненської зони є Сілезька зона Західних Карпат на території Польщі. На схід від українсько-польського кордону відклади, давніші від олігоценових, на поверхні майже цілком виклинюються, а Сілезька зона в Українських Карпатах переходить у внутрішню частину Кросненської зони (Турківська підзона) і виклинюється в районі р. Чорна Тиса [22].

Породам Кросненської зони притаманні літофаціальні заміщення: найдавніші, верхньокрейдові (коньяк–маастрихт) відклади, які представлені 200-метровою товщею темних середньосаруватих кварцових пісковиків і темних сланців, переходять у товщу темних середньо- до товстошаруватих пісковиків і темно-зелених сланців (нерозчленовані відклади) середньоєоценового віку потужністю 400–500 м. Молодші відклади верхнього еоцену й олігоцену–нижнього міоцену в межах Кросненської зони аналогічні до одновікових відкладів внутрішньої частини Сілезької зони [6, 22].

Кросненська світа в досліджуваному регіоні складена різноритмічним перешаруванням сірих пісковиків, аргілітів, алевролітів з прошарками темних алевролітів і вапняків олігоценового–нижньоміоценового віку. Нижньокросненська підсвіта складена, головню, пісковиками, а в її підшві виділяють малопотужний регіональний маркувальний горизонт – головоцькі смугасті вапняки. Пісковики масивні, сірі, з прошарками темних аргілітів [6].

Виконані нами роботи засвідчили [4], що макроскопічно основними породами трикомпонентної флішової товщі в районі Бескидського тунелю є ясно-сірі масивні пісковики потужністю до 10 м (до 90 % об'єму розрізу), наявні темні до чорних аргіліти й алевроліти потужністю до перших метрів (до 10 %), спорадично трапляються вапняки. Усі ці породи закономірно перешаровані у звичній для флішових утворень послідовності й мають генеральне південно-західне падіння, подекуди воно досить круте (кут падіння $\sim 60^\circ$) або полого (30°), наявні також флексуроподібні вигини товщі. Породи розбиті ортогональними чи (рідше) перпендикулярними тріщинами, по яких розвинуті дзеркала ковзання. Тріщини часто виповнені пізними жилами протяжністю перші метри й потужністю до 50 см, а також друзами новоутворених мінералів.

Пісковики мають псамітову структуру, масивну текстуру і звичайно представлені кварц-карбонатними літокристалокластичними різновидами з кварцовими (до 50 % об'єму породи) і карбонатними (> 50 %) уламками та головню плівковим глинисто-карбонатним цементом (близько 5 %). Склад аргілітів і

алевролітів подібний до складу пісковиків, однак у них більше вуглисто-глинистих виділень, іноді – рудних мінералів; цемент глинисто-карбонатний.

Особливості мінерального складу вторинних утворень. За мінеральним складом у жилах і друзах можна виділити декілька типів мінералізації, які відрізняються також за морфологією мінеральних агрегатів і співвідношеннями з вмісними породами: власне мономінеральні карбонатні (головно кальцитові), кварцові й сульфідні друзи та жили, складені кварц-карбонатними і сульфідно-кварц-карбонатними агрегатами й окремими індивідами зазначених мінералів у різних співвідношеннях.

Переважають власне кальцитові друзи і жили, що повсюдно містять хоч би дрібненькі кристалики кварцу, яким притаманні всі риси мармароських “діамантів”. Вони поширені у вигляді поодиноких кристалів розміром 0,1–0,4 см і друз, трапляються зростки. У жилах і друзах різного складу поряд із “діамантами” часто наявні землісті й зернисті агрегати твердих вуглеводнів у вигляді кірок, нальотів на поверхні вмісних порід, а також окремих зерен на поверхні кварцу й карбонатів.

Сульфідна мінералізація представлена двома морфогенетичними різновидами. Більш рання мінералізація звичайно виявлена на контакті вмісних порід, жил і друз різного мінерального складу – це асиметричні за формою зони розміром 3×5 см з підвищеним вмістом сульфідів. Сульфіди представлені розсіяними в пісковиках дрібними (0,01–0,05 мм) кристалами піриту кубічного габітусу. У межах таких зон кількість кристалів у вмісних породах збільшується з наближенням до контакту з жилою чи субстратом друз (рис. 1), де розвинені пізніші сульфіди другого морфогенетичного різновиду з характерними рисами утворень відкритих порожнин. Просторовий зв'язок між вкрапленою сульфідною і друзовою мінералізацією може свідчити про близько-одночасне їхнє формування з генетично пов'язаних мінералоутворювальних розчинів.

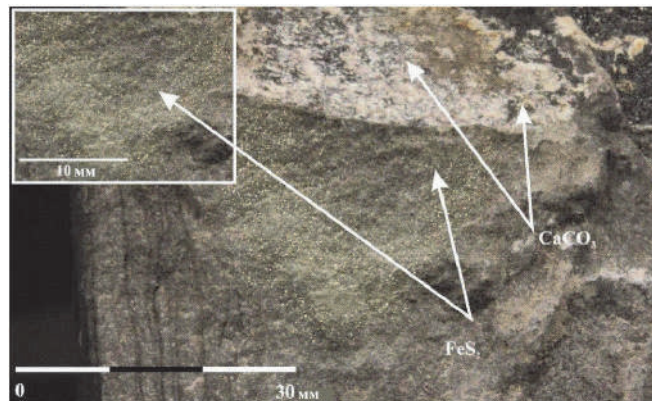


Рис. 1. Вкраплена сульфідна мінералізація та її співвідношення з друзовою мінералізацією в пісковиках кросненської світи.

Карбонатна мінералізація. Кальцит виповнює тріщини у вмісних породах і формує друзи й жили потужністю від декількох міліметрів до 1–2 см. Жили, виповнені тільки карбонатами, – це основна частина жильної мінералізації в

породах кросненської світи в межах траси Бескидського тунелю. Карбонати представлені кальцитом білого, інколи сіруватого кольору. Найчастіше мінерал утворює масивні агрегати блокової будови, що виповнюють весь простір тріщини. Зазвичай такі жили мають неправильну форму, нерівний контакт із вмисними породами, часто заміщують або перерізають одна одну (рис. 2). Рідше трапляються агрегати кальциту у формі друз і щіток дрібних (до 1–2 мм) кристалів ромбоedrничного габітусу, причому іноді розмір таких кристалів досягає 5–10 мм.

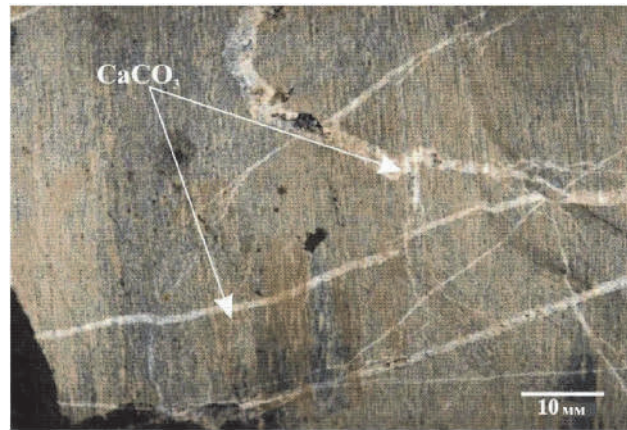


Рис. 2. Жильна кальцитова мінералізація в пісковиках кросненської світи.

Кварцова мінералізація з вуглеводнями. Власне кварцова мінералізація представлена двоголовими кристалами кварцу, які за морфологією подібні до мармароських “діамантів”. Кристали кварцу “прикріплені” гранями призми безпосередньо до субстрату – стінок тріщин у вмисних пісковиках. Часто на поверхні тріщини спочатку формувались тверді вуглеводні, а вже потім – кварц (рис. 3, а).

Розмір кристалів кварцу за видовженням коливається від 3 до 15 мм. Звичайно індивіди двоголові, на них по-різному розвинуті грані тригональної призми й ромбоedrнів. Обрис кристалів короткостовпчастий, рідше стовпчастий. За габітусом розрізняють призматичні й ромбоedrничні індивіди. Серед призматичних виділено короткопризматичні кристали, на яких три головні форми – призма та позитивний і негативний ромбоedrні – розвинуті більш-менш рівномірно (рис. 4, а), та призматичні, на яких грані ромбоedrнів розвинуті неоднаково й мають другорядне значення. На кристалах ромбоedrничного габітусу порівняно рівномірно розвинуті грані ромбоedrнів і слабко – грані призми (див. рис. 4, б). Розмір таких індивідів за головною кристалографічною віссю досягає 15 мм.

Серед досліджених кристалів кварцу поширені зростки (див. рис. 4, в). Подекуди на гранях призми й ромбоedrнів трапляються індукційні поверхні, наявність яких свідчить про одночасний ріст обох індивідів. На гранях призми деяких кристалів розвинуте неперервне штрихування (наслідок різниці у швидкості росту кристалів паралельно та перпендикулярно до головної кристалографічної осі), є сліди механічного руйнування.

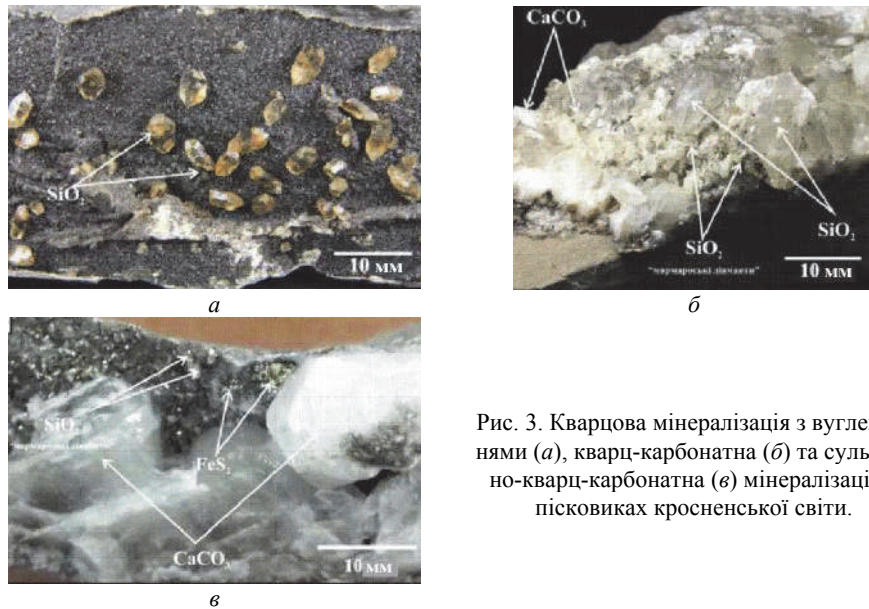


Рис. 3. Кварцова мінералізація з вуглеводнями (а), кварц-карбонатна (б) та сульфідно-кварц-карбонатна (в) мінералізація в пісковиках кросненської світи.



Рис. 4. Кристали кварцу з порід Бескидського тунелю:

а – кристал короткопризматичного обрису з рівномірно розвинутими гранями призми, позитивного і негативного ромбоєдрів; б – кристал ромбоєдричного габітусу з порівняно рівномірним розвитком граней ромбоєдрів і слабкими гранями призми, містить ознаки реберного скелетного росту; в – зросток кристалів кварцу.

Більшість кристалів має ознаки скелетного росту (див. рис. 4, б), наявні реберні скелетні кристали, що є доказом незначного пересичення мінералоутворювального розчину [11].

Кристали кварцу прозорі, жовтого або бурого кольору, інколи безбарвні. Забарвлення зумовлене наявністю великої кількості одно- та двофазових включень рідких і твердих вуглеводнів (рис. 5, а).

Включення у кварці досліджували методом флуоресценції (прилад “Diamond-View™”, розробка компанії “Де Бірс”) за опромінювання об’єктів УФ-хвилями довжиною 225 нм і потужністю УФ-лампи 20 Вт. Флюїдні включення мають різний колір флуоресценції, що залежить від їхнього фазового складу, агрегатного стану й, імовірно, компонентного складу вуглеводнів (див. рис. 5, б).

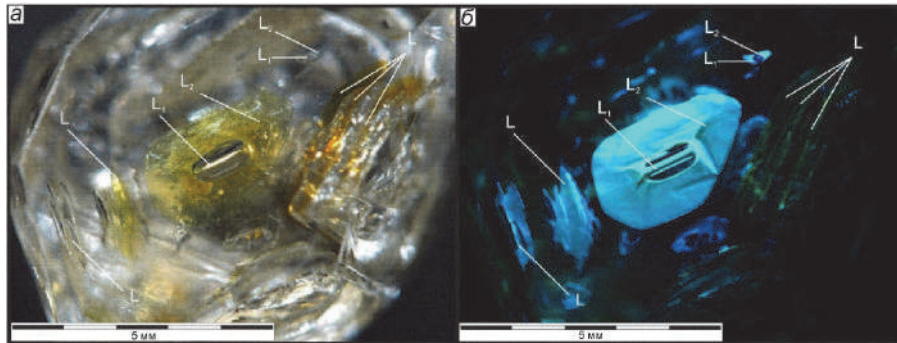


Рис. 5. Флуоресценція одно- і двофазових включень рідких вуглеводнів у кристалах кварцу.

Зокрема, однофазові прозорі (метанові?) та рідкі жовтуваті (нафтові?), а також двофазові прозорі (див. рис. 5, *a*: L_1 і L_2 прозорі) або жовтуваті (див. рис. 5, *a*: L_1 – прозора, L_2 – жовтувата) включення мають люмінесцентне голубувато-синє забарвлення. Вірогідно, воно зумовлене наявністю у складі включень ароматичних вуглеводнів [3]. Однофазові (нафтові?) включення, заповнені щільнішим флюїдом бурого або коричневого кольору, мають люмінесцентне зелене забарвлення.

Прикметно, що виявлені особливості флуоресценції найчіткіші в кристалах, відібраних оперативно під час проходження Бескидського тунелю, тоді як кристали, відібрані у природних відслоненнях, слабо реагують на УФ-опромінення. Отже, запропоновану методику можна використовувати як перший крок у разі оцінки тривалості змін первинних включень за умов звітрювання та для виявлення специфічних незмінених ділянок з активними глибинними вуглеводневими потоками.

Кварц-карбонатна мінералізація. Друзи й жили, виповнені кварц-карбонатним матеріалом, достатньо рідкісні. Звичайно в зальбандах жил на контакт з вмісними породами утворюються друзи кристалів білого або безбарвного прозорого кальциту розміром від декількох до 10 мм. На кальцит нарастають порівняно великі (до 10 мм) прозорі кристали кварцу. Часто в такій ситуації наявні і двоголові мармароські “діаманти” різного габітусу, однак значно меншого розміру (до 1–2 мм), а також тверді вуглеводні (див. рис. 3, *б*). У поодиноких друзах описуваного складу фіксують кристали кальциту, які росли на крупнокристалічний кварц. У цих утвореннях мінерали формувалися в такій послідовності: кальцит ромбодричного габітусу → крупнокристалічний кварц → кварц (мармароські “діаманти”) + вуглеводні → кальцит другої генерації.

Сульфідно-кварц-карбонатна мінералізація найменше поширена серед жильних утворень. З’ясовано, що в зальбандах жили у просторі відкритої тріщини спочатку кристалізувався кальцит, а на його поверхні – кварц, інколи мармароські “діаманти” з вуглеводнями та сульфіди (імовірно, пірит) (див. рис. 3, *в*). Найпізнішим мінералом є кальцит другої генерації, яким складені крупнокристалічні агрегати, сформовані прозорими, іноді сіруватими ромбодричними кристалами кальциту розміром до 10–15 мм.

Отже, у більшості праць наших попередників, що стосуються жильної карбонатної, кварц-карбонатної та кварцової мінералізації в породах Українських Карпат, описано, головню, карбонатні або кварц-карбонатні жили з мармароськими “діамантами” і вуглеводнями. Ми дослідили особливості пізньої сульфідно-кварц-карбонатної мінералізації в олігоценових пісковиках кросненської світи, що, на наш погляд, має важливе прикладне значення, оскільки такі утворення не змінені екзогенними процесами. Вони зазнали мінімального впливу звітрювання та природної декрепітації включень, зокрема вуглеводневих, порівняно з численними кристалами, відібраними й описаними в окремих природних карпатських відслоненнях, тому містять первинну генетичну інформацію.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Братусь М. Д. Умови мінералоутворення та ізотопна природа компонентів флюїдів у жилах серед осадочних порід Складчастих Карпат / М. Д. Братусь, С. Б. Ломов // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 1–2 (94–95). – С. 85–95.
2. Братусь М. Д. Генетические особенности кристаллизации горного хрустала Большого Балхана / М. Д. Братусь, И. Н. Погребняк // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 286, № 1. – С. 189–194.
3. Возняк Д. К. Мікровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення / Д. К. Возняк. – К. : Наук. думка, 2007. – 279 с.
4. Геолого-структурні особливості та речовинний склад порід Кросненської зони в районі нового Бескидського тунелю / В. Гулій, Я. Куземко, В. Степанов [та ін.] // Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки : міжнарод. наук. конф. : матеріали. – Львів, 2015. – С. 69–71.
5. Головченко Д. Особливості мінерального складу гідротермальних жил у пісковиках з околиць с. Кваси (Рахівський рудний район, Закарпаття) / Д. Головченко, І. Попівняк // Мінерал. зб. – 2009. – Вип. 59, № 2. – С. 143–148.
6. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія / Уклад. : Б. В. Мацьків, Б. Д. Пукач, В. М. Воробканич, С. В. Пастуханова, О. М. Гнилко. – К. : УкрДГРІ, 2009.
7. Дудок І. В. Газовий склад включень у жильних мінералах з флішу Українських Карпат / І. В. Дудок // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 3–4 (96–97). – С. 98–104.
8. Зациха Б. В. Включения углеводородов в гидротермальном кварце Закарпатской металлогенической провинции / Б. В. Зациха // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по данным изучения флюидных включений в минералах) : республ. совещ. : тез. докл. – Львов, 1975. – С. 62–64.
9. Зациха Б. В. О кварце с углеводородными включениями / Б. В. Зациха, Б. С. Панов // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 285, № 5. – С. 1186–1189.

10. Калюжный В. А. Флюидные включения и среда кристаллизации кварца из Кобылецкой Поляны в Закарпатье (аспекты эволюции) / В. А. Калюжный, С. Б. Ломов // *Минерал. сб.* – 1990. – № 44, вып. 2. – С. 73–80.
11. Краснова Н. И. Генезис минеральных индивидов и агрегатов / Н. И. Краснова, Т. Г. Петров. – СПб. : Невский курьер, 1997. – 228 с.
12. Кросненская зона / Г. Д. Досин, В. В. Кузовенко, Я. В. Совчик, В. А. Шакин // *Тектоника Украинских Карпат.* – Киев : Изд-во Мингео УССР, 1986. – С. 80–84.
13. Матковский О. И. О так называемых мармарошских диамантах / О. И. Матковский // *Материалы Комиссии минералогии и геохимии КБГА.* – 1961. – № 1. – С. 149–158.
14. Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутворення / [О. Матковський, П. Білоніжка, Д. Возняк та ін.]. – Львів : Видавн. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – 583 с.
15. Наумко І. Вуглеводні флюїдних включень у мінералах нафтогазоносних породних комплексів Кросненської зони Українських Карпат (стан і пріоритети досліджень) / І. Наумко, Г. Занкович // *Мінерал. зб.* – 2014. – № 64, вип. 1. – С. 134–154.
16. Наумко І. М. Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук / Наумко Ігор Михайлович. – Львів, 2006. – 52 с.
17. Павлышин В. И. Кристаллохимия и генетические особенности “мармарошских диамантов” / В. И. Павлышин, Д. К. Возняк // 14 конгресс КБГА : тез. докл. – София, 1989. – С. 149–158.
18. Післяседиментаційні перетворення крейдово-палеогенових відкладів Флішових Карпат / К. Деревська, І. Бубняк, А. Субботін [та ін.] // *Мінерал. зб.* – 2009. – № 59, вип. 1. – С. 95–104.
19. Про включення нафти в мармароських діамантах / Д. К. Возняк, В. В. Грицик, В. М. Квасниця, Ю. А. Галабурда // *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* – 1973. – № 12. – С. 1059–1062.
20. Рипун М. Б. Об ориентировке, времени образования и связи с нефтеносностью минеральных прожилков из флишевых отложений Карпат / М. Б. Рипун // *Геология и геохимия горючих ископаемых.* – 1970. – Вып. 23. – С. 71–78.
21. Флюїдний режим формування жильних утворень у різновікових відкладах української частини Складчастих Карпат / О. Д. Матвієнко, І. М. Наумко, А. М. Бубняк [та ін.] // *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* – 2004. – Вип. 18. – С. 239–246.
22. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: general geology / A. Slaczka, S. Kruglov, J. Golonka [et al.] // *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources : AAPG Memoir.* – Tulsa, Oklahoma, USA, 2006. – N 84. – P. 221–258.
23. Jones B. The new image of Herkimer, New York / B. Jones // *Rock & Jem.* – 2012. – June. – P. 72–73.

24. Origin of methane in quartz crystals from the Tertiary accretionary wedge and fore-arc basin of the Western Carpathians / V. Hurai, J. Kihle, V. Kotulova [et al.] // *Applied Geochemistry*. – 2002. – Vol. 17. – P. 1259–1271.
25. Rottenmanner G. “Lombardische Diamanten” – von schonen Quarz kristallen aus Selvino in Italien / G. Rottenmanner // *Der Steirische Mineralog.* – 2014. – Bd. 28. – S. 30–34.
26. Vityk M. O. Fluid inclusions in “Marmarosh Diamonds” – evidence for tectonic history of the Folded Carpathian Mountains, Ukraine / M. O. Vityk, R. J. Bodnar, I. V. Dudok // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 255. – P. 163–174.

*Стаття: надійшла до редакції 26.07.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

LATE SULPHIDE-QUARTZ-CARBONATE MINERALIZATION IN THE KROSNO ZONE ROCKS WITHIN THE ROUTE OF NEW BESKYDSKYI TUNNEL

V. Guliy¹, S. Kril¹, I. Yemelyanov², Ya. Kuzemko³, V. Stepanov¹

¹*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: vgul@ukr.net*

²*State Gemological Centre of Ukraine,
38-44, Dehtyarivska St., 04119 Kyiv, Ukraine*

³*Closed Joint-Stock Company “Interbudtunel”,
1, Promyslova St., 01013 Kyiv, Ukraine
E-mail: ibt@kbi.com.ua*

Construction of the new Beskydskiy tunnel at the Carpathians watershed opened new possibilities for geological study and sampling of mineralogical materials from flysch formation rocks of the Krosno zone. There is a direct access to the artificial outcrops where you can take mineral samples to explore Maramures “diamonds” and associated late mineral, in which the primary inclusions changed minimally.

The flysch series is composed of interstratification of light gray massive sandstones (up to 90 % of the cross section), and dark to black argillites and aleurolites, sporadically limestones. There are orthogonal or (rarely) perpendicular fractures in the rocks which are often filled with late veins and druses of the newly formed minerals.

Monomineral carbonate (mostly calcite), quartz and sulphide druses and veins have been identified; they are composed of quartz-carbonate and sulphide-quartz-carbonate aggregates and individuals of these minerals in different ratios. Calcite druses and veins dominate; they contain everywhere at least small crystals of quartz, which has all the features of Maramures “diamonds”. They are distributed in the form of single crystals with size of 0.1–0.4 cm, druses and, rarely, growths.

Sulphide mineralization is represented by two morphogenetic varieties. Earlier are cubic pyrite crystals with a size of 0.01–0.05 mm, which are usually scattered in the sandstones. The number of crystals in rocks increases as approaching the contact with

vein or druse substrate, where the sulphides of the second morphogenetic variety are developed; they have the characteristics of the open cavities formation. The spatial relationship between impregnated sulphide and druse mineralization indicates their near-simultaneous formation from genetically related mineral-forming solutions.

Quartz mineralization is represented by double-headed quartz crystals ranging in size from 3 to 15 mm, which morphology is similar to Maramures “diamonds”. They are “attached” by prism faces directly to the substrate – walls of the fractures in the host sandstones. The habit of the crystals is hexagonal-prismatic and rhomboedric, short-prismatic, rarely columnar. The crystals growths are common, as well as the crystals with signs of skeletal growth.

The quartz crystals are transparent, yellow or brown in colour, sometimes colourless. The colour is due to the presence of a large number of single- and two-phase inclusions of liquid and solid hydrocarbons. Discovered inclusions have different colour of fluorescence depends on their phase composition, state of aggregation and composition of hydrocarbons. It is noteworthy that the identified features of the fluorescence are the most clear in the crystals we were sampled quickly during the tunnelling, whereas the crystals that were sampled from the average natural outcrops are poorly responsive to UV-irradiation. The proposed technique can be used as a first step to assess the duration of changes of primary inclusions in the conditions of volatilization and to identify specific unmodified areas with active deep hydrocarbon flows.

Key words: quartz, Maramures “diamonds”, calcite, pyrite, inclusions of hydrocarbons, Krosno zone, Beskydskyi tunnel, Ukrainian Carpathians.

УДК 549.74:762.3(477.8)

ОСОБЛИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ КАРБОНАТНИХ ПОРІД ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ЗА ДАНИМИ КОМПЛЕКСНОГО ТЕРМІЧНОГО АНАЛІЗУ

М. Мороз, Я. Яремчук

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

На підставі результатів комплексного термічного (диференціально-термічного та термогравіметричного) аналізу деталізовано мінеральний склад верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Визначено, що головними породотворювальними мінералами карбонатних порід є кальцит і доломіт, однак трапляються породи змішаного складу, які містять кальцит із домішкою доломіту (доломітисті й доломітові вапняки) та доломіт із домішкою кальциту (вапнисті й вапнякові доломіти). Вапняки переважають у північно-західній частині Зовнішньої зони прогину, а в його південно-східній частині поряд з вапняками поширені доломіти й породи змішаного складу. Серед мінералів-домішок наявні пірит, гідроксиди заліза та глинисті мінерали, які, за даними термічного аналізу, представлені головно хлоритом і монтморилонітом (переважають у північно-західній частині прогину), зрідка – каолінітом (у південно-східній частині). Такий мінеральний склад карбонатних порід зумовлений різними палеоокеанографічними умовами (батиметрія басейну, біоценози породотворювальних організмів, солоність і температура вод тощо) під час утворення карбонатних осадів (пізня юра) у Карпатському сегменті Мезотетису, а також різною інтенсивністю й умовами перебігу процесів літифікації.

Ключові слова: карбонатні породи, кальцит, доломіт, глинисті мінерали, термічний аналіз, верхня юра, Зовнішня зона Передкарпатського прогину.

Відклади верхньої юри значно поширені в межах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

У північно-західній частині прогину на теригенних породах келовею узгоджено залягають відклади рудківської світи оксфорду – пелітоморфні, спікулові, органогенні й біогермові вапняки. Їх трансгресивно перекривають породи опарської світи кімериджу–титону. Ці відклади сформували потужну полібіогенну рифову споруду – так званий опарський риф.

У південно-східній частині Зовнішньої зони осадові породи оксфордського віку об'єднано в сокальську світу, яка складена глинами, алевролітами, пісковиками, гравелітами, зрідка конгломератами. У її верхній частині наявні лінзи і включення ангідритів та прошарки доломітів. Подекуди ці породи незгідно заля-

гають на палеозойських утвореннях і нормально або незгідно перекриті кімериджськими відкладами рава-руської світи (доломіти, ангідрити й вапняки). Нашарування титонського віку, що їх виокремлено в нижнівську світу, представлені вапняками з підпорядкованою кількістю доломітів, які догори за розрізом переходять у пелітоморфні, псевдооолітові, органогенно-уламкові, оолітові, органогенні вапняки. Відклади нижнівської світи поширені в межах розвитку порід рава-руської світи [8].

Для з'ясування мінерального складу верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони прогину ми застосували термічні дослідження, зокрема диференційно-термічний (ДТА) і термогравіметричний (ТГ) аналізи. Термограми проб порід записували на дериватографі марки Q1500D у динамічному режимі зі швидкістю нагрівання $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{хв}$ в атмосфері повітря (аналітик В. Гаєвський, лабораторія ІГГГК НАН України). Маса проб – 600–610 мг; чутливість втрати маси за шкалою ТГ – до 200–500 мг. Мінерали визначали порівнянням одержаних термограм з кривими нагрівання еталонних мінералів [4, 5, 9].

Проби для аналізу відбирали з порід оксфордського, кімериджського й титонського віку зі свердловин 2-Гаї (проби 1–4), 1-Лановичі (5, 6) (північно-західна частина прогину), 3-Петровецька (7–9) та 2-Сегівська (10, 11) (південно-східна частина прогину) (рис. 1).

За даними термічних досліджень, вивчені карбонатні породи складені кальцитом і доломітом з домішкою глинистих мінералів, зрідка піриту й сидериту. Трапляються оксиди й гідроксиди заліза та розсіяна органічна речовина (РОР).

Кальцит на термограмах визначено за характерним глибоким ендотермічним ефектом у ділянці температури $900\text{--}930\text{ }^{\circ}\text{C}$ (наслідок дисоціації мінералу з утворенням CaO і виділенням газової фази). Доломіт ідентифіковано за двома властивими йому ендоефектами в інтервалах $750\text{--}830$ і $900\text{--}930\text{ }^{\circ}\text{C}$. Перший ефект, зумовлений дисоціацією MgCO_3 , менш інтенсивний. На термограмах окремих проб він ускладнений – ніби розділений термографічно на два етапи, що є ознакою залістості відміни доломіту чи, менш вірогідно, у пробі є сидерит. Другий ендоефект, який відповідає дисоціації CaCO_3 , глибокий. Підвищена його інтенсивність в окремих пробах свідчить про механічну домішку кальциту.

Екзотермічні ефекти на кривій ДТА у ділянці $350\text{--}490\text{ }^{\circ}\text{C}$ можуть свідчити про наявність у карбонатній породі як тонкодисперсної ОР, так і незначної кількості піриту та/чи оксидів і гідроксидів заліза. За даними термогравіметрії, процесам термоокисної деструкції ОР відповідає втрата маси. Якщо ж екзоефекти в зазначеному температурному інтервалі не супроводжуються втратою маси на кривих ТГ (або ця втрата незначна), то вони характеризують процес окиснення заліза, яке є в породі у вигляді оксидів чи гідроксидів заліза. Однак у цьому разі не виключена домішка РОР.

Глинисту складову в пробах визначали на кривих диференційного нагрівання за ендоефектом у ділянці низьких температур (до $210\text{ }^{\circ}\text{C}$) та у високотемпературному інтервалі ($500\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$). Низькотемпературні ефекти фіксують виділення води з міжшарових проміжків глинистих мінералів (дегідратація), а високотемпературні ендоефекти – втрату конституційної води (ОН-груп) з їхньої структури (дегідроксилація). У досліджених пробах процес виділення залишків ОН-груп, зафіксований в інтервалі $850\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$, збігається з дисоціацією карбонатів.

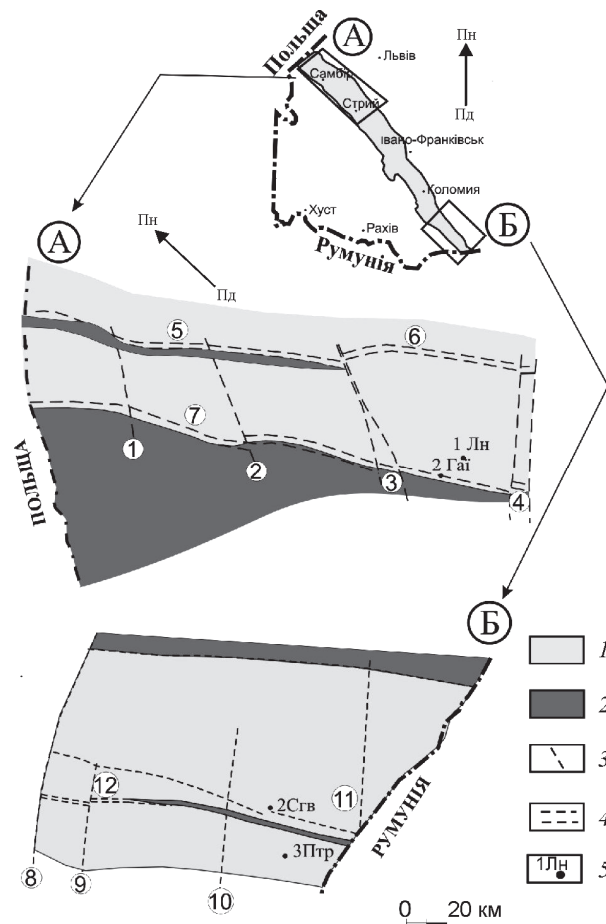


Рис. 1. Геологічна схема поширення верхньоюрських відкладів Зовнішньої зони

Передкарпатського прогину (тектонічна основа І. Кіліна, О. Щерби, 1999):

1 – відклади верхньої юри; 2 – ділянки, де юрських відкладів нема; 3 – поперечні розломи та їхні назви (цифри в кружечках): А – 1 – Стрв'язький, 2 – Дністровсько-Монастирецький, 3 – Дрогобицько-Щирецький, 4 – Стрийський; Б – 8 – Покутський, 9 – Пістинський, 10 – Черemoський, 11 – Сучавський; 4 – поздовжні розломи та їхні назви (цифри в кружечках): А – 5 – Городоцький, 6 – Калуський, 7 – Краковецький; Б – 6 – Калуський, 12 – Ковалівський; 5 – свердловини, з керн яких відбирали проби для термічних досліджень: 1 Лн – 1-Лановичі, 2 Гаї – 2-Гаї, 2Сгв – 2-Сегівська, 3Птр – 3-Петровецька.

Карбонатні породи оксфордського віку досліджували за свердловинами 2-Гаї (проба 4) та 1-Лановичі (проби 5, 6) (рис. 2). З'ясовано, що їхнім головним породоутворювальним мінералом є кальцит; виявлено домішку глинистих мінералів, головно монтморилоніту.

За даними ТГ, під час дисоціації кальциту відбувається втрата основної маси проби (див. таблицю). Глинисту складову зафіксовано на кривих ДТА за двома слабкими ендотермічними зниженнями з максимумами за 200 і 610 °С (проба 4), 155 і 610 (проба 5) та 155 і 627 °С (проба 6).

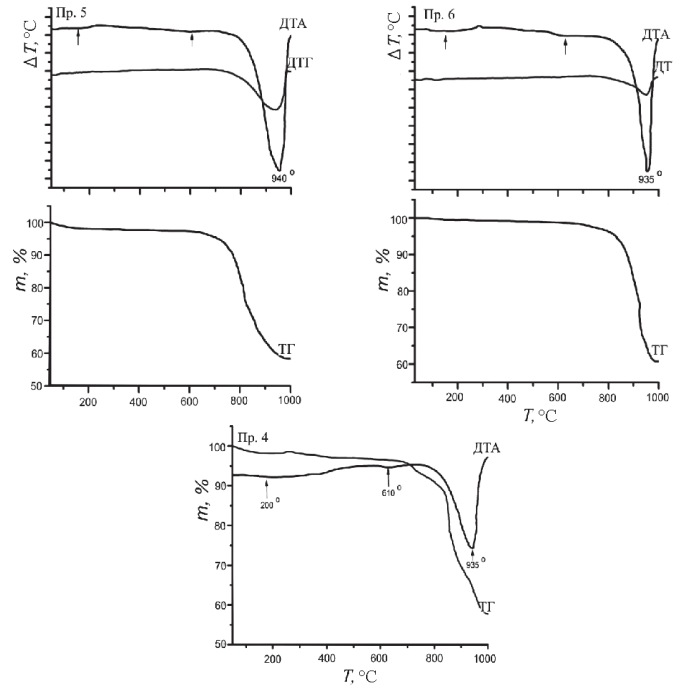


Рис. 2. Криві комплексного термічного аналізу карбонатних порід оксфордського віку Зовнішньої зони Передкарпатського прогину:

ДТА – диференційний термічний аналіз; ТГ – термогравіметричний аналіз; ДТГ – диференційний термогравіметричний аналіз; ↑ – ендотермічне зниження без вираженого максимуму ефекту; проба 4 – св. 2-Гаї, інт. 2 610–2 618 м, водоростевий строматолітовий вапняк; проба 5 – св. 1-Лановичі, інт. 2 036–2 041 м, тонкозернистий вапняк; проба 6 – св. 1-Лановичі, інт. 2 286–2 293 м, глинистий вапняк.

Втрата маси в разі дегідратації глинистих мінералів коливається в широкому діапазоні (від 0,6 до 2,0 %) та пропорційна до виділення конституційної води з їхньої структури. Різна кількість води, що її виділяють проби, зумовлена неоднаковим вмістом у них глинистої фракції. Зокрема, за даними ТГ, у пробі 5 вміст глинистої фракції найвищий серед досліджених карбонатних порід оксфорду.

Карбонатні породи кімериджського віку вивчали за свердловинами 2-Гаї (проба 3) і 3-Петровецька (проба 9) (рис. 3). Виявилось, що проба 3 складена кальцитом (ендоефект за 945 °С на кривій ДТА) з домішкою глинистих мінералів, а проба 9 – доломітом (ендоефекти за 808 і 906 °С) і глинистими мінералами (гідрослюда, хлорит, монтморилоніт) з домішкою піриту.

На термограмі проби 9 у низькотемпературній ділянці наявні два ендоефекти: перший (за 60 °С) відповідає виділенню адсорбційної вологи глинистими мінералами, а другий (за 150 °С) – виділенню міжшарової води монтморилонітом. У температурному інтервалі дисоціації доломіту відбувається виділення залишків конституційної води зі структури глинистих мінералів. Сумарна втрата маси протягом цих процесів, за даними ТГ, досягає 37,5 %.

Результати комплексного термічного аналізу верхньоюрських карбонатних відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

Вік порід	Номер проби	Температура максимуму теплового ефекту, °С та втрата маси, %				
		Дегідратація, ендоефект	Згорання ОР, екзоефект	Окиснення заліза, екзоефект	Дегідроксилація, ендоефект	Дисоціація карбонатів, ендоефект
Оксфорд	4	200; 1,7	Нв; 1,7	–	610; 3,3	935; 35,8
	5	155; 2,0	–	–	610; 5,8	940; 34,0
	6	155; 0,6	–	–	627; 2,45	935; 36,2
Кіме-ридж	3	Нв; 2,4	–	–	Нв; 1,2	945; 40,5
	9	60, 150; 2,31	–	445; +0	575; 5,7	808, 906; 37,5
Титон	1	118; 5,0	485; 2,0	–	600; →	830, 910; 28,0
	2	200; 1,7	–	–	605; 2,4	940; 38,0
	7	205; 0,6	–	Нв; +0,16	Нв; 0,8	935; 26,4
	8	Нв; 0,7	–	490; +0	600; 19,4	780, 922; 25,23
	10	135; 1,25	–	450, 485; +0	Нв; →	805, 918; 32,7
	11	Нв; 1,27	–	Нв; +0	600; 3,6	805, 925; 39,8

П р и м і т к а. Нв – температура максимуму теплового ефекту не виражена; “+” – збільшення маси; “–” – процес не зафіксовано; → – втрату маси враховано в наступному процесі.

Сукупність екзотермічних ефектів у температурному інтервалі 350–490 °С на кривій ДТА не супроводжується втратою маси (за даними ТГ). Чіткий екзоефект за 445 °С характеризує процес окиснення піриту, а слабкі ефекти, очевидно, пов’язані з окисненням заліза, яке є в породі у вигляді оксидів чи гідроксидів. У цьому разі також можлива незначна домішка РОР (див. таблицю, рис. 3).

Карбонатні породи титонського віку досліджували за свердловинами 2-Гаї (проби 1, 2), 3-Петровецька (7, 8), 2-Сегівська (10, 11) (рис. 4). За результатами термічного аналізу визначено, що в більшості проб (1, 2, 7, 10) породоутворювальним мінералом є кальцит, подекуди з домішкою доломіту й сидериту (1, 7, 10), спорадично – піриту. У пробах 8 та 11 переважає доломіт з домішкою кальциту, причому в пробі 8 – зі слідами піриту. В усіх пробах зафіксовано незначний вміст РОР та домішку глинистих мінералів, які представлені, головню, гідрослюдою та хлоритом, в окремих пробах – монтморилонітом і каолінітом.

Втрата маси під час дисоціації карбонатів змінюється від 25 до 40 % (див. таблицю, рис. 4). Виділенню води глинистими мінералами відповідають два ендотермічні зниження на кривих ДТА. У ділянці низьких температур, за даними ТГ, відбувається втрата міжшарової води – від 0,6 до 5,0 %. Максимальне значення зафіксовано у пробі 1, на підставі чого можна зробити висновок про переважний вміст монтморилоніту в її глинистій фракції.

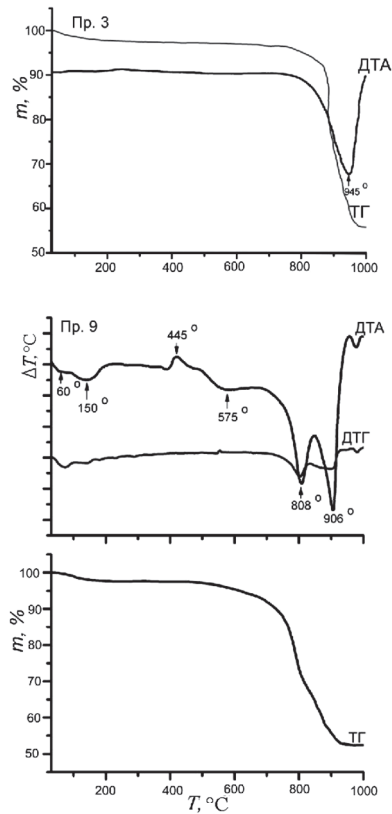


Рис. 3. Криві комплексного термічного аналізу карбонатних порід кімериджського віку Зовнішньої зони Передкарпатського прогину:

проба 3 – св. 2-Гаї, інт. 2 392–2 499 м, грудкувато-згустковий вапняк; проба 9 – св. 3-Петровецька, інт. 5 287–5 290 м, дрібнозернистий доломіт.

Виділення конституційної води зі структури глинистих мінералів частково “накладене” на процес дисоціації карбонатів. У пробах 1 і 10 втрати маси під час цих процесів не розділені. В інших пробах (2, 7, 8, 11) значення втрат конституційної води змінюється в широких межах – від 0,80 до 19,41 %. Екзоэффект з максимумом за 480 °C на кривій ДТА проби 1, що супроводжується втратою маси, характеризує наявність у вапняку тонкодисперсної ОР.

У пробі 8, де переважає доломіт, глинисті мінерали визначено тільки за широким ендоефектом на кривій ДТА у ділянці 580–680 °C. Цей високотемпературний ефект відповідає виділенню ОН-груп зі структури глинистих мінералів, що супроводжується, за даними ТГ, значною втратою маси (див. таблицю). Інтенсивне виділення конституційної води за практичної відсутності міжшарової зумовлене дегідроксилацією хлориту й каолініту, у цьому разі структура каолініту цілком руйнується.

Термограми проб 7, 8 засвідчили наявність незначної домішки сидериту (слабкі ендоефекти в ділянці 550–600 °C та екзоэффект ~ 700 °C). Екзотермічний ефект у температурному інтервалі 420–490 °C на кривій ДТА відповідає процесу окиснення піриту. Зазначимо, що в цьому ж діапазоні на термограмі проби 7 слабкі екзоэффекти супроводжуються збільшенням маси на кривій ТГ, що пов’язано з окисненням заліза.

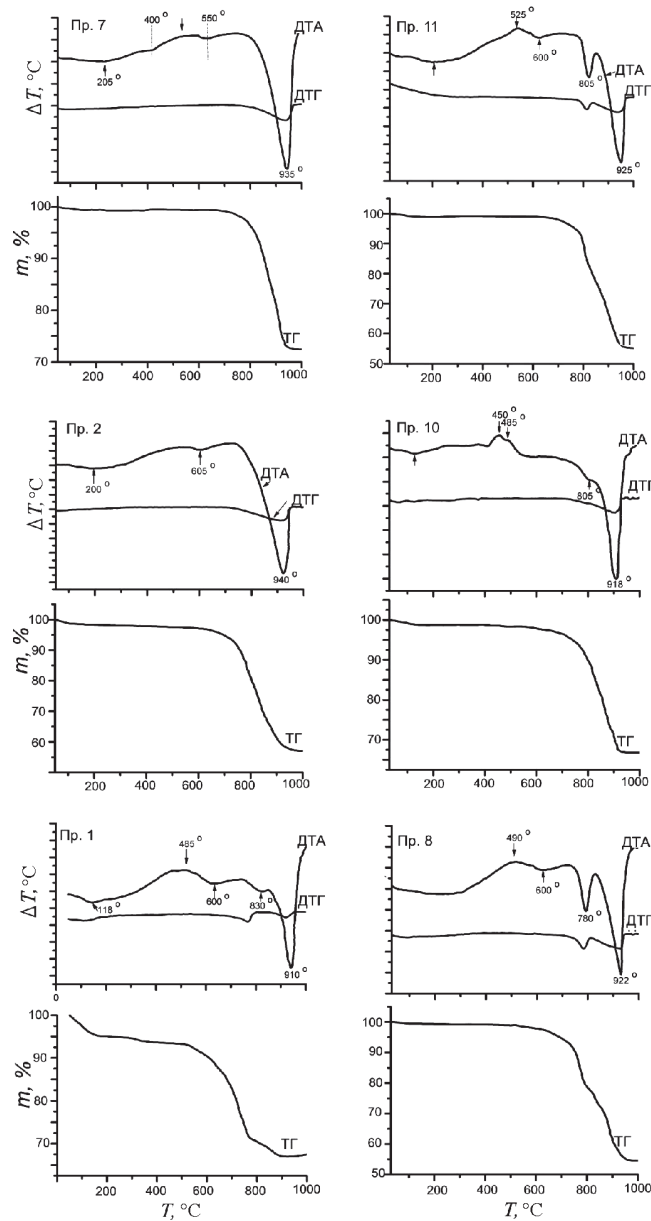


Рис. 4. Криві комплексного термічного аналізу карбонатних порід титонського віку Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Проби: 1 – св. 2-Гаї, інт. 1 890–1 898 м, середньо-дрібнозернистий вапняковий пісковик; 2 – св. 2-Гаї, інт. 1 940–1 944 м, органогенно-уламковий вапняк; 7 – св. 3-Петровецька, інт. 5 154–5 161 м, пелітоморфний вапняк; 8 – св. 3-Петровецька, інт. 5 240–5 243 м, дрібнозернистий доломіт; 10 – св. 2-Сегівська, інт. 2 391–2 398 м, органогенно-детритовий глинистий вапняк; 11 – св. 2-Сегівська, інт. 2 570–2 580 м, дрібнозернистий доломіт.

Комплексними термічними дослідженнями проб 10 і 11 визначено змішаний мінеральний склад порід, а саме: проба 10 представлена кальцитом з домішкою доломіту, а проба 11 – доломітом з домішкою кальциту. Втрата маси внаслідок дисоціації карбонатів сягає 40 % (див. таблицю). У пробі 10 є також пірит, що визначено за двома екзоефектами – за 450 і 485 °С (див. рис. 4). Домішку глинистого матеріалу в обох пробах фіксують за низькотемпературним ендотермічним зниженням до 210 °С. У пробі 11 розширений екзоефект з перегином за 525 °С пов'язаний зі згорянням РОР.

Під час термічного дослідження верхньоюрських карбонатних порід були певні труднощі з ідентифікацією окремих складових – піриту, оксидів/гідроксидів заліза у вільній формі й тонкодисперсної ОР. Наявність цих компонентів у пробах фіксували за екзотермічними ефектами на кривих ДТА у температурному інтервалі 320–520 °С. Тому однозначно важко з'ясувати, чим зумовлені екзоефекти за 420 і 480 °С, які не супроводжуються втратою маси на кривій ТГ (а теоретично можливе навіть незначне збільшення маси), – окисненням піриту чи вільними сполуками оксидів/гідроксидів заліза, які є продуктами розкладання піриту. Також важко виявити РОР за наявності в пробі високозалізистих сполук.

Результати комплексного термічного аналізу карбонатних порід оксфордського, кімериджського й титонського віку добре узгоджуються з даними петрографічних і рентгенофазових досліджень та доповнюють їх. З'ясовано, що в північно-західній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину породи оксфордського віку (рудківська світа) складені кальцитом, а серед глинистих мінералів-домішок виявлено хлорит і монтморилоніт; утворення кімериджського віку (опарська світа) представлені кальцитом; відклади титонського віку (опарська світа) складені кальцитом, зрідка з незначною домішкою доломіту й монтморилоніту.

У південно-східній частині прогину нашарування кімериджського віку (раваруська світа) мають доломітовий склад. Доломіт містить домішку піриту, а глинисті мінерали представлені монтморилонітом.

Головним породоутворювальним мінералом титонських карбонатних порід південно-східної частини прогину (нижнівська світа) є доломіт і тільки зрідка – кальцит. Виявлено також породи змішаного складу: кальцит + домішка доломіту (доломітисті й доломітові вапняки) та доломіт + домішка кальциту (вапнякові доломіти). У породах є незначна кількість сидериту, спорадично трапляються пірит, гідроксиди заліза і глинисті мінерали (гідрослюда, хлорит, монтморилоніт, каолінит).

У карбонатних породах кімериджського й титонського віку виявлено тонкодисперсну РОР.

Отже, у північно-західній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину домінують вапняки, тоді як у його південно-східній частині поряд з ними поширені доломіти й породи змішаного складу. Попередні літолого-геохімічні дослідження засвідчили [3], що карбонатним породам кімериджу притаманний більший ступінь доломітизації, ніж літологічним аналогам титонського віку. Виконані нами літофаціальні дослідження дають підстави стверджувати, що в мальмі карбонатні осади північно-західної частини відклались у рифовій зоні

шельфу Карпатського сегмента океану Тетис, тоді як синхронні утворення південно-східної частини були осадами зарифової лагуни [6].

Очевидно, визначений мінеральний склад карбонатних порід зумовлений дещо відмінними палеоокеанографічними умовами (батиметрія басейну, біоценози породоутворювальних організмів, солоність і температура вод, геодинамічна активність середовища, надходження теригенного матеріалу тощо) під час утворення карбонатних і сульфатних осадів (пізня юра) у Карпатському сегменті Мезотетису, а також різною інтенсивністю й умовами перебігу процесів літифікації.

Для верхньоюрських карбонатних порід визначити джерело знесення уламкового матеріалу в басейн седиментації складно, оскільки на пізньоюрській суші не виявлено слідів розвитку річкових систем [10]. Проблему можна з'ясувати тільки на прикладі порід середньоюрського віку, які поширені в північно-західній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину і складені теригенними утвореннями. Аналіз акумульованого осадового матеріалу прибережних районів морського палеобасейну дає підстави припускати, що у догері теригенний матеріал надходив з кори звітрювання кислих магматичних порід Українського щита [7], а також метаморфічних порід Скандинавсько-Прибалтійського суходолу. За даними [12], у середній юрі переважне транспортування теригенного матеріалу на прилеглих теренах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну відбувалось за палеогідрографічною системою (так звана Горохово-Кам'яно-Бузька палеоріка) з суходолу, розташованого на північному сході (західний схил Українського щита). У тоарський час у північно-західній частині сучасної Зовнішньої зони Передкарпатського прогину існувала надводна частина дельти зазначеної ріки, яка в південно-східному напрямі була підводним продовженням її гирла в зоні літоралі [13]. Уламковий матеріал із суходолу приносили енергетично слабкі водні потоки [7].

У південно-східній, Покутсько-Буковинській частині прогину, за матеріалами детальних гравіметричних досліджень, добре фіксоване глибоко врізане палеоруслло – воно тягнеться від с. Ворвулинці на платформі, обминає Коломийське підняття в межах частини шельфу й по палеоврізу входить у зону крутого схилу в районі Отині. Значно менше палеоруслло зафіксовано за геотраверсом Сторожинець–Новоселиця [1].

У мальмі на території сучасної Зовнішньої зони Передкарпатського прогину панували морські умови осадонагромадження з низькою гідродинамічною активністю середовища, що свідчить про зниження активності палеопотоків з прилеглого суходолу в седиментаційному басейні.

Як відомо, мінерали глинистої фракції є одним із індикаторів процесів седиментації. Ми з'ясували, що в північно-західній частині прогину (свердловини 2-Гаї, 1-Лановичі) глинисті мінерали представлені головню монтморилонітом і хлоритом, а в південно-східній (свердловини 2-Сегівська, 3-Петровецька) – каолінітом. Хлорит – достатньо поширений мінерал, тому слабо інформативний щодо особливостей літогенезу. Каолініт звичайно утворюється під час звітрювання гранітоїдів. Його формування характерне для умов континентальної седиментації за сприятливого кислого середовища [2]. Згодом на стадії діагенезу в

морському лужному середовищі відбувається перетворення каолініту через зміну двошарових пакетів типу 1:1 на тришарові монтморилонітові 2:1 [11].

Оксиди й гідроксиди заліза формувалися за окиснювальних умов на стадії седиментогенезу. На стадії раннього діагенезу за сірководнево-відновлювальних умов, які притаманні солонуватим водоймам з порушеним гідрологічним режимом, окисне залізо перетворювалось на закисне, й утворювався пірит.

З'ясування особливостей мінерального складу верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину важливе для висвітлення питань трансформації осадових порід на різних етапах літогенезу в межах Карпатського сегмента Мезотетису.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Біліченко В. Я. Структурно-тектонічні особливості параавтохтона Українських Карпат та прилеглих територій за матеріалами детальної гравіметрії / В. Я. Біліченко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1999. – № 3. – С. 131–138.
2. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза / [Под ред. Е. П. Акульшина]. – М. : Наука, 1976. – 189 с.
3. Граб М. В. Літолого-хімічна характеристика верхньоюрських карбонатних порід Передкарпатського прогину / М. В. Граб // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 3. – С. 42–57.
4. Лазаренко Є. К. Мінералогія осадових утворень Прикарпаття / Є. К. Лазаренко, М. П. Габінет, О. П. Сливко. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 481 с.
5. Логвиненко Н. В. Петрографія осадових порід / Н. В. Логвиненко. – М. : Высшая школа, 1967. – 416 с.
6. Мороз М. В. Літологія верхньоюрських відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину : дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / Мороз Марта Василівна. – Львів, 2012. – 217 с.
7. Огороднік М. Є. Палеогеографічні умови нагромадження тоар-батських відкладів у межах Карпатського сегмента Мезо-Тетису (Передкарпатський прогин) / М. Є. Огороднік, Г. В. Яремко, Н. М. Жабіна // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1995. – № 3–4. – С. 109–115.
8. Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в мезозое / [Под ред. Р. Г. Гарецкого]. – Минск : Наука и техника, 1985. – 216 с.
9. Термический анализ минералов и горных пород / В. П. Иванова, Б. К. Косатов, Т. И. Красавина, Е. Л. Розина – Л. : Недра, 1974. – 399 с.
10. Тесленко Ю. В. К палеогеографии территории Украины в юрском периоде / Ю. В. Тесленко, Г. Г. Яновская // Геол. журн. – 1999. – № 1. – С. 77–80.
11. Франк-Каменецкий В. А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов / В. А. Франк-Каменецкий, Н. В. Котов, Э. Л. Гойло. – Л. : Недра, 1983. – 152 с.

12. Шульга В. Ф. О юрском палеорельефе Львовско-Волинского угольного бассейна / В. Ф. Шульга, Я. Г. Степаненко // Доп. НАН України. – 1998. – № 12. – С. 138–141.
13. Яремко Г. В. Літологічні особливості нижньо-середньоюрських теригенних відкладів юри в межах Карпатського сегмента Мезо-Тетісу / Г. В. Яремко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1999. – № 4. – С. 125–128.

*Стаття: надійшла до редакції 02.08.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

FEATURES OF MINERAL COMPOSITION OF UPPER JURASSIC CARBONATE ROCKS OF THE PRE-CARPATHIAN FOREDEEP OUTER ZONE ACCORDING TO COMPLEX THERMAL ANALYSIS

M. Moroz, Ya. Yaremchuk

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

Mineral composition of Upper Jurassic carbonate rocks of the Pre-Carpathian foredeep Outer zone has been investigated on the basis of thermal (differential-thermal and thermogravimetric) method. For the analysis, we took the rock samples of Oxfordian, Kimmeridgian and Tithonian age from the wells that were drilled in the North-Western and South-Eastern parts of the foredeep.

It turned out that the studied carbonate rocks are composed of calcite and dolomite with admixture of clay minerals, rarely pyrite and siderite; there are also iron oxides and hydroxides and dispersed organic matter.

In the North-Western part of the Outer zone of Pre-Carpathian foredeep, the Oxford rocks (Rudkivska suite) are composed of calcite, and among clay minerals-impurities chlorite and montmorillonite have been detected. Rocks of Kimmeridgian age (Oparska suite) are composed of calcite. Tithonian deposits (Oparska suite) are composed of calcite, occasionally with minor dolomite and montmorillonite.

In the South-Eastern part of the foredeep, the sediments of Kimmeridgian age (Rava-Ruska suite) have dolomitic composition. Dolomite contains an admixture of pyrite; clay minerals are represented by montmorillonite. The main rock-forming mineral of Tithonian carbonate rocks (Nyzhnivska suite) is dolomite and sometimes calcite. Also the rocks of mixed composition have been identified: calcite + admixture of dolomite (dolomitic and dolomitized limestones) and dolomite + calcite admixture (calcareous dolomites). There is a minor amount of siderite, sporadically pyrite, iron hydroxides, and clay minerals (hydromica, chlorite, montmorillonite, kaolinite) in the rocks.

Lithofacies investigations give grounds to assert that in Late Jurassic time the carbonate sediments of the North-Western part have been deposited in the shelf reef zone of the Tethys ocean Carpathian segment, whereas the simultaneous formations of the South-Eastern part were the sediments of behind-reef lagoon. Determined mineral composition of carbonate rocks is due to few different paleoceanographic conditions

(bathymetry of the basin, biological communities of rock-forming organisms, the salinity and temperature of waters, geodynamical activity of the environment, delivery of terrigenous material etc.) during the formation of carbonate and sulphate sediments in the Carpathian segment of Mesotethys, and various intensity and conditions of lithification processes.

Key words: carbonate rocks, calcite, dolomite, clay minerals, thermal analysis, Upper Jurassic, Outer zone of the Pre-Carpathian foredeep.

УДК 551.763:552.14 + 551.35

РАНЬОКРЕЙДОВИЙ БЕЗКИСНЕВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ У МЕЖАХ КАРПАТСЬКОГО СЕГМЕНТА МЕЗОТЕТИСУ

Н. Радковець

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, 79060 м. Львів, Україна
E-mail: radkov_n@ukr.net*

Глобальна барем-альбська безкиснева подія в Світовому океані спричинила нагромадження збагачених розсіяною речовиною відкладів цього віку в межах Карпатського сегмента океану Тетис. Потужний шар кисневого мінімуму контролював формування широкого спектра фацій – від мілководних шельфових відкладів до глибоководних дистальних частин підводних конусів винесення. Геохімічні й петрографічні дослідження порід дали змогу визначити, що органічна речовина барем-аптських порід автохтона Карпат має, головню, наземне походження, тоді як флішові відклади спаської й шипотської світ містять органічну речовину наземного та морського походження. Палеоокеанографічна реконструкція засвідчує, що основна частина барем-аптського розрізу поширена під насувом Карпат аж до давньої брівки шельфу; вірогідне збільшення в цьому напрямі потужності відкладів, вмісту органічної речовини, її генераційного потенціалу й термальної зрілості. На цій підставі зроблено висновок про ймовірне існування там низки нафтових і газових покладів та, відповідно, перспективність їхніх подальших розшуків у межах автохтона Карпат.

Ключові слова: седиментогенез, геохімія, океанічна безкиснева подія, чорносланцева товща, автохтон, фліш, нафтогазові поклади, верхня крейда, Мезотетис, Карпати.

Протягом останніх десятиліть важливого значення у визначенні подальших напрямів розшуково-розвідувальних робіт на нафту й газ набули седиментологічні аспекти вивчення нафтогазоносних провінцій. Такі дослідження використовують під час вивчення не тільки нових територій, перспективних на нафту і газ, а й зрілих нафтогазоносних басейнів (де тривалий час провадять інтенсивні розвідувальні й видобувні роботи), зокрема, найдавнішої нафтогазоносної провінції світу – Карпатської. Розроблена [1, 3, 6] концепція седиментогенезу в межах давньої Карпато-Подоло-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетис дає змогу застосувати до вивчення процесів осадонагромадження в регіоні нові підходи. Умови седиментації, зокрема чинники, які сприяють ефективній фосилізації органічної речовини (ОР) у морських осадах, відіграють ключову роль в утворенні чорносланцевих товщ – основоположного елемента у формуванні нафтогазових систем. Тому важливого значення набуває палеоокеанографічне вивчення нафтогазоносних товщ в аспекті давніх безкисневих подій, що дає змогу на підставі дослідження умов седиментації відкладів робити висновки

про масштаби розвитку в просторі й часі в межах певного седиментаційного басейну потенційно нафтогазогенерувальних товщ.

Наша мета – вивчити палеоокеанографічні умови седиментації в межах Карпатського сегмента Тетису під час однієї з найбільших глобальних безкисневих подій, яка відбувалась у Світовому океані в барем-альбський час.

Формування чорносланцевих товщ за умов глобальних безкисневих подій. Головними чинниками збагачення осадів розсіяною органічною речовиною (РОР) за умов морського басейну [10, 13] є інтенсивне надходження в осади ОР та її ефективне захоронення в товщі осадів. Якщо внаслідок постачання на дно великої кількості ОР споживання кисню переважає над його надходженням, то виникають безкисневі умови, сприятливі для збагачення осадів органікою. Саме такі умови в глобальному масштабі були в Світовому океані під час безкисневих подій.

Термін *океанічні безкисневі події* з'явився в літературі на підставі аналізу даних глибоководного буріння в Світовому океані (Deep Sea Drilling Project) за допомогою платформи глибоководного буріння “Гломар Челленджер”, завдяки чому визначили глобальне поширення одновікових крейдових відкладів, збагачених РОР [13]. Зокрема, виявили значне поширення осадових товщ, збагачених РОР, барем-альбського віку. Результати цих досліджень стали підґрунтям для створення С. Шлангером та Х. Дженкінсом концепції про існування в Світовому океані у певні геологічні епохи крейдового періоду великих зон кисневого мінімуму (Oxygen minimum zones (OMZ)). Утворені в цей час відклади, збагачені РОР, за визначенням цих авторів, стали наслідком так званих океанічних безкисневих подій (oceanic anoxic events (OAE)) [13]. Зазначимо, що раніше причини утворення відкладів, збагачених РОР, пояснювали, головню, локальними топографічними особливостями та замкнутою геометрією басейну. У концепції океанічних безкисневих подій запропоновано більш універсальне пояснення цього явища.

Барем-альбська глобальна безкиснева подія є однією з найпотужніших в історії Світового океану. Одним із головних глобальних чинників, які в комплексі спричинили феномен глобальних безкисневих подій у баремі-альбі, є значне підвищення рівня Світового океану [3]. Існуванню глобальних безкисневих подій сприяли кліматичні особливості зазначеного часу. Неконтрастність клімату (незначна різниця значень температури між полюсами й екватором), танення льодових шапок на полюсах, глобальна трансгресія – усі ці чинники зумовили відсутність глибоководної циркуляції в Світовому океані та, як наслідок, формування потужного шару кисневого мінімуму. Отже, у глибоких шарах океанічних вод були умови стагнації незалежно від топографії й геометрії морського дна. За [13], шар кисневого мінімуму в барем-альбський час був поширений у більшій частині Світового океану й охоплював глибинний діапазон від 300 м до 2–3 км.

Барем-альбські чорносланцеві відклади виявили в багатьох частинах Світового океану [13]: у західній та східній частинах Центральної Атлантики [9], у західній частині південної Атлантики, у Карибському басейні, Північній Атлантиці, Індійському океані, у північній, центральній та південній частинах Тихого океану. Відшукали їх і на континентах у відкладах давніх континентальних

окраїн, зокрема, в Альпійсько-Середземноморському регіоні. Усі ці відклади збагачені РОР як наземного, так і морського походження.

Геологічна та літолого-геохімічна характеристика нижньокрейдових чорносланцевих відкладів автохтона і флішу Карпат. Барем-альбські відклади *Східноєвропейської платформи* в межах форленду Карпат представлені тонкошаруватими чорними аргілітами, вміст C_{org} у яких досягає 1,6 %. Їх розкрито свердловинами на площах Святославська і Черногузи (потужність становить 0,5–3,5 м) та в Буковинських Карпатах на площі Лопушна (до 6–7 м). Вірогідно, ці відклади поширені на значно більшій території автохтона Карпат; припускають збільшення їхньої потужності в південно-західному напрямі під насувом Карпат, де наявні свердловини їх не досягнули. На рис. 1 показано карту поширення чорних аргілітів K_1 , що їх досягнуто бурінням у межах автохтона Карпат, на рис. 2 – літологічні профілі основних свердловин, якими пробурено чорносланцеві відклади барему–альбу, та кореляцію між ними в межах різних тектонічних блоків автохтона Карпат.

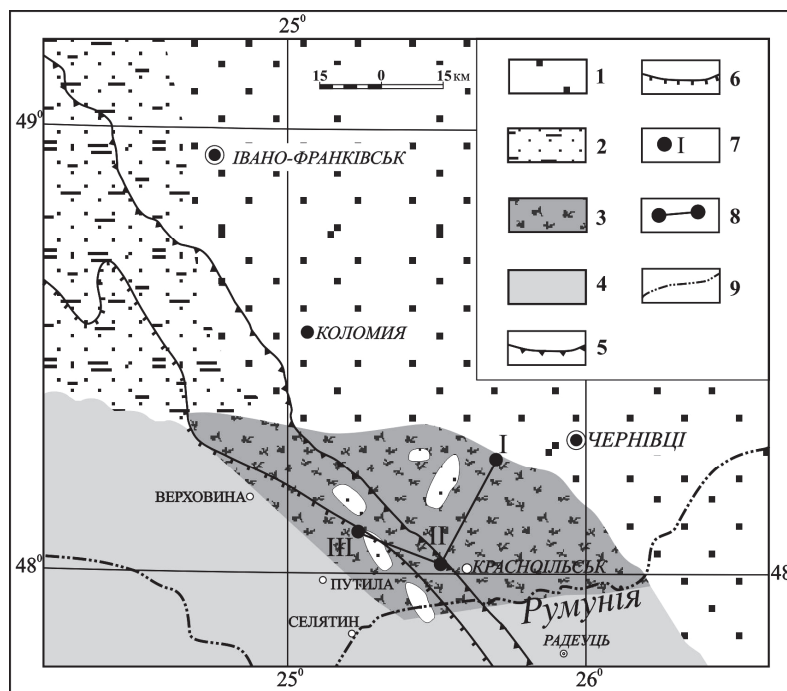


Рис. 1. Поширення барем-аптських чорних аргілітів в автохтоні Східних Карпат.

Відклади: 1 – докрейдові (PZ, J); 2, 3 – нижньокрейдові: 2 – глинисто-теригенні (K_{1vl-hl}), 3 – чорні аргіліти (K_{1br-ap}); 4 – територія ймовірного поширення чорних аргілітів; 5 – лінія Стебницького насуву; 6 – лінія Берегового насуву; 7 – свердловини; 8 – лінія літологічного профілю; 9 – державний кордон України.

Петрографічні й рентгенометричні дослідження за нашою участю [4] засвідчили, що глиниста складова порід представлена хлорит-каолініт-гідрослюдистою мінеральною асоціацією.

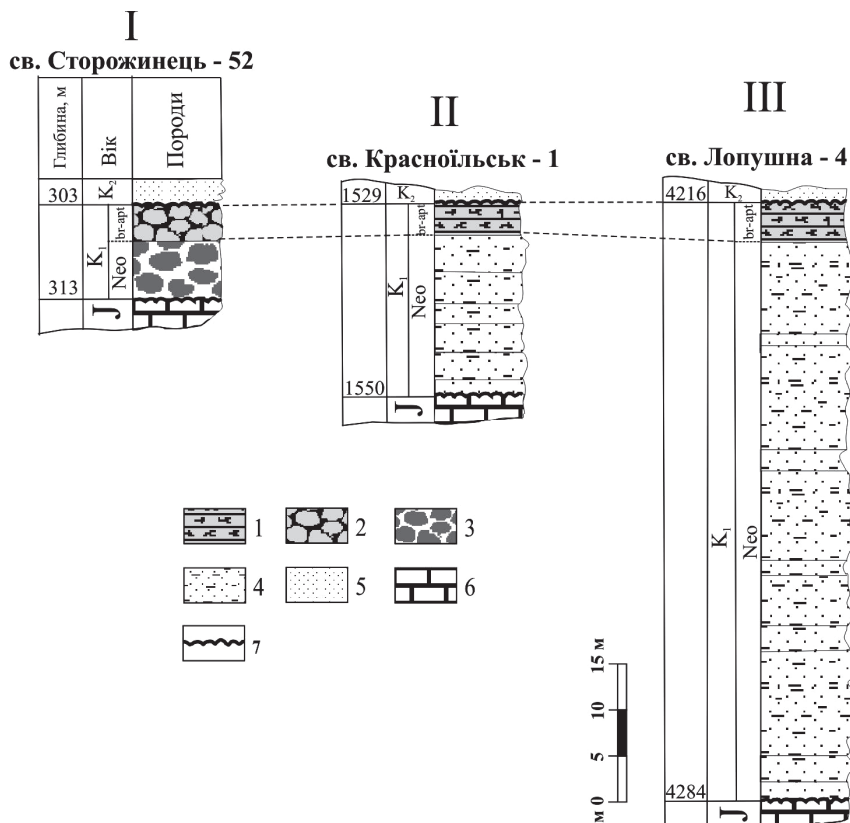


Рис. 2. Літологічна кореляція крейдових відкладів автохтона Східних Карпат за свердловинами, які розкрили нижньокрейдіві вуглецевмісні аргіліти:

1 – аргіліти, збагачені ОР; 2 – гравеліти, збагачені ОР; 3 – гравеліти; 4 – глинисто-теригена товща; 5 – відклади верхньої крейди; 6 – відклади юри; 7 – перерва в осадонагромадженні.

Розсіяна органічна речовина представлена таким комплексом мікрокомпонентів наземного генезису: гумусові (фузенізовані фрагменти рослинних тканин з різним ступенем збереженості первинної клітинної структури) – до 95 % (рис. 3); ліпоїди (мікрокомпоненти, що утворилися внаслідок нагромадження найстійкіших біохімічних речовин вищих рослин – смоли, воску тощо) – 5–7 %; мікрокомпоненти планктоногенного походження (рештки водоростей – альгіно-таломіт) – від поодиноких фрагментів до 1 %. Підвищена кількість C_{org} (понад 1 %) у чорних аргілітах зумовлена акумуляцією алохтонних і автохтонних фіто-решток.

Про те, що органічна речовина барем-аптських порід має, головню, наземне походження, свідчать і результати піролізу методом Rock-Eval. З діаграми температура піролізу– водневий індекс (рис. 4, а) для порід, відібраних зі св. Свято-славська-1 до глибини 1,5 км, випливає, що породи містять кероген типу III, ступінь термального перетворення якого близький до верхньої межі зони утворення нафти.

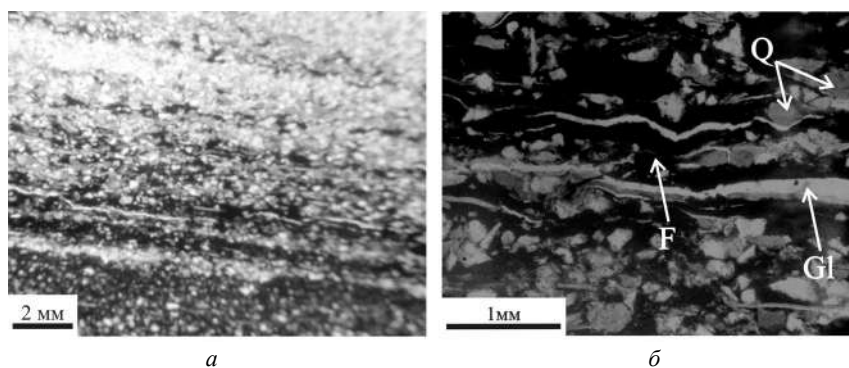


Рис. 3. Мікрофотографії нижньокрейдових відкладів автохтона Східних Карпат.
Барем–апт, св. Святославська-3, гл. 1 612–1 617 м:

a – алевритистий аргіліт з рослинним детритом; *б* – фюзенізовані фрагменти рослинних тканин: F – фюзеніто-тельніт (чорний), Q – кварц, G1 – глиниста речовина. Прозорий шліф, без аналізатора.

Результати літолого-геохімічних досліджень дають підстави для висновку, що седиментація барем-альбських чорносланцевих відкладів автохтона Карпат відбувалась за умов дефіциту кисню в придонних водах і осаді, а це забезпечувало ефективну фосилізацію в осадах ОР, значна частина якої надходила з прилеглого суходолу Східноєвропейської платформи. Нафтогенераційний потенціал барем-альбських відкладів, розкритих наявними свердловинами, незначний через термальну незрілість порід у межах досліджених нами глибин. Однак ми припускаємо значне поширення цих відкладів під насувом Карпат, про що свідчать наведені нижче палеоокеанографічні побудови. Досліджуваними відкладами може бути складена масштабна потенційно генерувальна товща, доказом чого є дані стосовно потужності й умісту ОР, які, імовірно, збільшувались у бік брівки шельфу, та стосовно ступеня термального перетворення завдяки зануренню під насувом Карпат.

У підшві розрізу *флішу Скибової зони* залягають нижньокрейдіві відклади спаської й шипотської світ. Вони відповідають часовому діапазону пізній барем–альб [7] і є, на нашу думку, фаціальними аналогами. Відклади спаської світ поширені в межах Скибової зони, а шипотської – у Кросненській, Черногірській та Дулянській зонах. Суттєво чорносланцеві товщі, якими складена нижня підсвіта, досягають потужності 150–250 м.

Об'єми порід, збагачених РОР, у межах цих світ дають підстави трактувати їх як важливі потенційно нафтогазогенерувальні товщі, що підтверджено геохімічними дослідженнями. Вміст C_{org} у чорних аргілітах становить, зазвичай, 2–4 %, в окремих взірцях – до 8 %. Вивчення їх методом Rock-Eval [11] засвідчило, що ці породи містять кероген генетичних типів II і III (суміш керогену морського походження та залишків вищої наземної рослинності) з середнім до високого нафтогенерувальним потенціалом (див. рис. 4, б).

За літолого-геохімічними характеристиками породи шипотської й спаської світ – це типові чорносланцеві відклади, сформовані за умов дефіциту кисню в седиментаційному басейні.

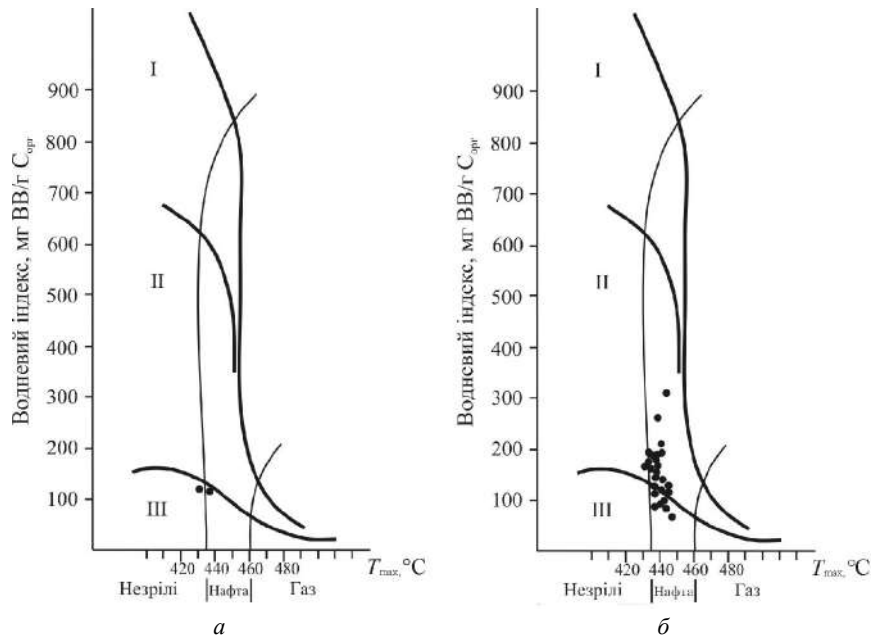


Рис. 4. Діаграма температура піролізу–водневий індекс для порід нижньої крейди автохтона Карпат, відібраних до глибини 1,5 км (а), і спаської та шипотської світ флішу Карпат, відібраних з природних відслонень (б).

Барем-альбська безкиснева подія в межах Карпатської континентальної окраїни Тетису. Східнокарпатський басейн у ранній крейді був розташований на північно-західній окраїні Центрального Тетису в північних широтах 33–36° (рис. 5). Середньодобова температура поверхневих вод сягала 28 °С. На суходолі переважала субтропічна рослинність [2, 5]. Ранньокрейдний шельфовий Східнокарпатський басейн формувався у валанжині після беріаської регресії. Чергова трансгресія глобального характеру зумовила розширення Східнокарпатського басейну внаслідок затоплення значної частини Європейського континенту. Сформувався епіконтинентальний – палеошельфовий басейн (рис. 6), який у багатьох рисах успадкував тектонічний план пізньоюрського басейну. Водночас, починаючи з барему, у підніжжі континентального схилу карпатського сегмента океану Тетис уже був сформований Карпатський флішовий басейн.

Ефективне збагачення осадів органічною речовиною відбувалося з глибини близько 300 м, оскільки саме на цій глибині у крейдний час була верхня межа кисневого мінімуму [13]. Під час потужної крейдової трансгресії глибини в районі брівки шельфу суттєво перевищували сучасні, тому зона кисневого мінімуму, вочевидь, охоплювала значну частину зовнішнього шельфу. Це дає підстави передбачати наявність у межах великої частини зовнішнього палеошельфу карпатської частини континентальної окраїни Тетису (нині розташована під насувом Карпат) осадових товщ барем-альбського віку, які збагачені ОР морського й континентального походження. Тому там можливі потенційно нафтогенувальні товщі.

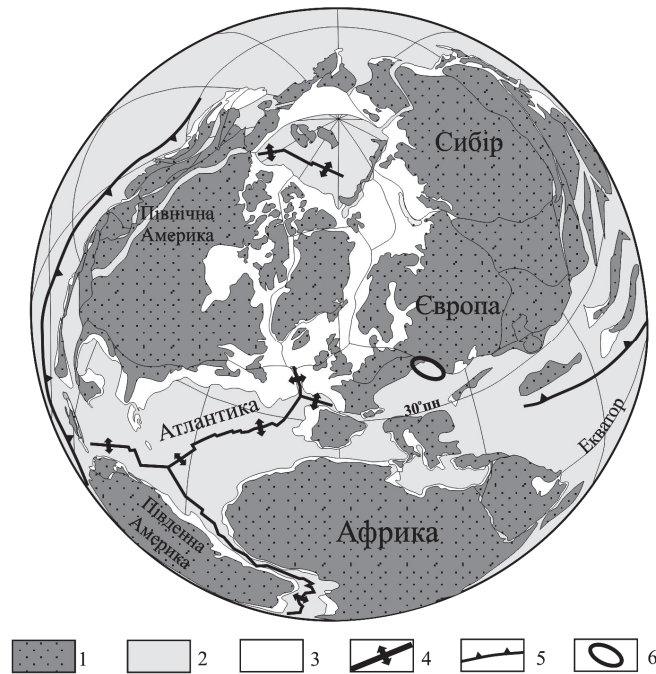


Рис. 5. Схема реконструкції континентів і океанів у крейдовий час, за [14]:

1 – континенти; 2, 3 – океанічний басейн: 2 – глибоководна частина, 3 – шельф; 4 – зони спредингу; 5 – зона субдукції; 6 – положення Східнокарпатської континентальної окраїни.

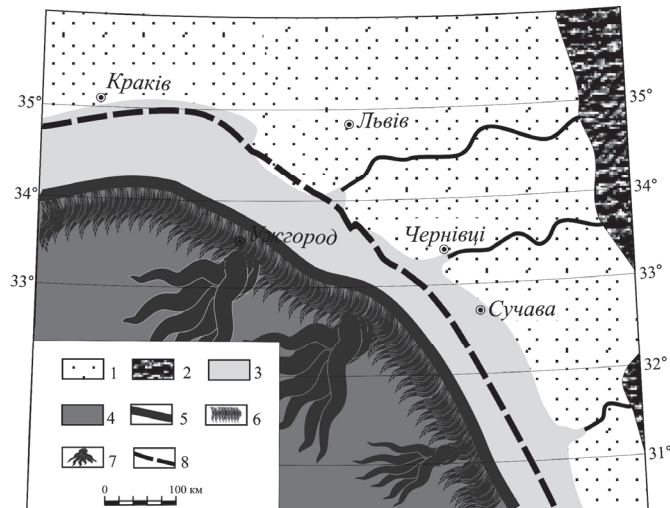


Рис. 6. Палеоокеанографічна модель Східнокарпатського сегмента океану Тетис (неоком). Складено за матеріалами [8]:

1 – суходіл; 2 – ділянка знесення теригенного матеріалу; 3 – шельф; 4 – континентальне підніжжя; 5 – брівка шельфу; 6 – континентальний схил; 7 – фени; 8 – Береговий насув.

Модель формування барем-альбських чорносланцевих товщ. На нашу думку, саме в межах Карпатської континентальної окраїни Тетису можна простежити певні закономірності впливу шару кисневого мінімуму на седиментогенез, які не вдалося вивчити в інших регіонах світу. У досліджуваному регіоні наявний увесь спектр фацій – від мілководних шельфових відкладів до глибоководних дистальних частин підводних конусів винесення, що дає змогу дослідити особливості й закономірності просторово-часового поширення шару кисневого мінімуму та пов'язаних з ним процесів безкисневого седиментогенезу в різних частинах давньої континентальної окраїни.

Завдяки порівнянню двох одновікових товщ, седиментація яких відбувалася в зовсім різних частинах одного й того ж седиментаційного басейну, можна оцінити вплив різних седиментологічних чинників на формування осадових товщ, збагачених РОР. Платформні відклади автохтона Карпат нагромаджувались у межах шельфу, тоді як флішові відклади шипотської й спаської світ формувалися внаслідок дії гравітаційних потоків, які “скидали” теригенний матеріал до підніжжя континентального схилу. Отже, природа досліджуваних осадових товщ суттєво різна. Різними також є тектонічні й батиметричні умови осадонагромадження. Якщо шельфові осади відкладались на глибині, яка не перевищувала перші сотні метрів, то батиметричні умови континентального підніжжя передбачають глибину перші тисячі метрів. Флішові відклади за потужністю багаторазово перевищують одновікові платформні. Суттєвими є й літологічні відмінності між флішовими ритмами з градаційною шаруватістю шипотської й спаської світ та нормальними шельфовими осадами платформи.

Однак дві важливі спільні риси – вікова кореляція та збагачення РОР – свідчать про важливість виконаного порівняння для розуміння умов седиментації в межах Карпатської континентальної окраїни Тетису.

Палеоокеанографічна ситуація в Карпатському сегменті континентальної окраїни Мезотетису в баремі–альбі значно нагадувала ситуацію в прото-Атлантиці. У межах розширеного внаслідок трансгресії шельфу нагромаджувалися морські платформні відклади, а на щойно сформованому континентальному підніжжі відбувалася седиментація осадів спаської й шипотської світ. Завдяки наявності потужного шару кисневого мінімуму були умови для ефективного захоронення ОР в осадах на глибинах широкого діапазону. Наземна ОР потрапляла в морські осади внаслідок затоплення значних районів суходолу під час апт-альбської трансгресії. Морська ОР (планктонного походження) потрапляла в осади, проходячи через шар кисневого мінімуму під високопродуктивними поверхневими водами.

На рис. 7 показано модель карпатського сегмента континентальної окраїни Тетису в баремі–альбі. Потужний шар кисневого мінімуму, який у цей час був поширений у всьому Світовому океані, у карпатській частині Мезотетису, вочевидь, охоплював практично весь спектр глибин, і відклади цього віку – платформні (автохтон) та всіх сучасних структурно-фаціальних зон Карпат – формувалися під його впливом. Вірогідно, саме цим зумовлене поширення чорносланцевих товщ барем-альбського віку в масштабах усього Карпатського басейну як уздовж, так і впоперек простягання Карпат. У межах глибоководних конусів винесення безкисневий седиментогенез відбувався і в більш периферійних час-

тинах басейну (спаська світа), і в його внутрішній частині (шипотська світа). Шельфові відклади, які були в межах того ж потужного шару кисневого мінімуму, були поширені в межах значної частини зовнішнього та всього внутрішнього шельфу, досягаючи брівки шельфу. Цей факт важливий з погляду оцінки масштабів можливого поширення чорносланцевих відкладів барем-аптського віку під сучасним насупом Карпат.

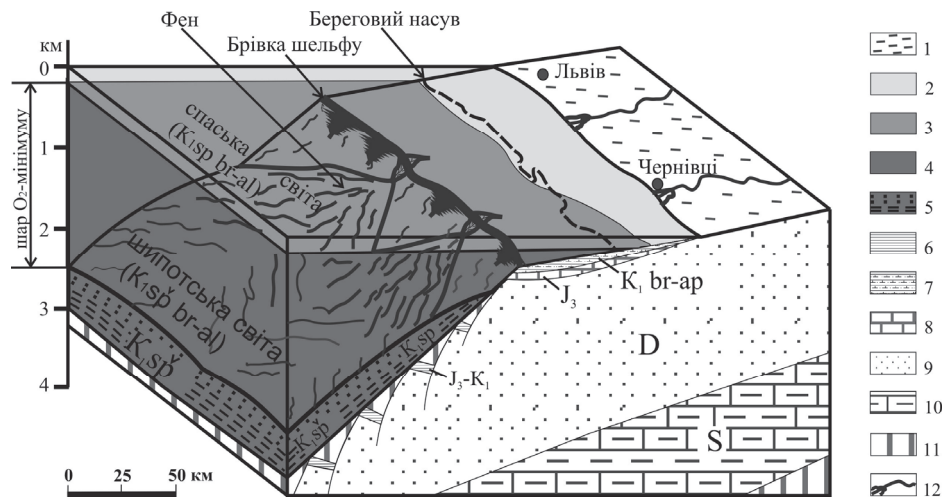


Рис. 7. Модель безкисневої седиментації в межах Карпатського сегмента континентальної окраїни Тетису в баремі-альбі:

1 – суходіл; 2 – внутрішній шельф (зона фотосинтезу); 3 – зовнішній шельф (шар кисневого мінімуму); 4 – континентальне підніжжя; 5 – відклади J_3-K_1 рифтового етапу розвитку Карпатської континентальної окраїни; 6 – теригенно-глинисті осади спаської та шипотської світи; 7–11 – відклади: 7 – K_1 (барем-апт), 8 – J_3 , 9 – D, 10 – S, 11 – C; 12 – ріка.

Запропонована модель дає підстави зробити певні припущення щодо перспектив нафтогазоносності досліджуваних відкладів. Зазначимо, що високий генераційний потенціал порід шипотської та спаської світи і можливість їхньої участі в формуванні нафтогазових покладів у межах Карпатського флішового поясу вже обґрунтовано [11]. А потенціал більшої частини барем-альбських відкладів автохтона Карпат (занурені під насупом флішового поясу) досі невідомий, і палеоокеанографічні реконструкції є наразі єдиним методом його передбачення. Лопушнянське нафтове родовище свідчить про можливість подальшого розкриття в межах відповідної геологічної структури серії нових покладів вуглеводнів, а наявність цілої низки антиклінальних структур це підтверджує. У мезозойській товщі автохтона Карпат тільки барем-аптські відклади збагачені POP. Проте, як засвідчують наведені вище результати геохімічних досліджень, у межах розкритої бурінням території ці породи навряд чи можна трактувати як потенційно нафтогенерувальні з огляду на невисокий вміст у них органічного вуглецю, керогену типу III, термальну незрілість порід і незначну потужність. Однак палеоокеанографічні реконструкції дали змогу виявити, що основна частина барем-аптського розрізу поширена під насупом Карпат аж до давньої брівки шельфу. У цьому напрямі вірогідні, по-перше, збільшення потужності цих від-

кладів (порівняно з дослідженою мілководною частиною палеошельфу) та вмісту ОР в породах завдяки глибшому їх заляганню в шарі кисневого мінімуму, по-друге, – більша частка морської ОР завдяки віддаленості від берега, що різко підвищує нафтогенераційний потенціал керогену, по-третє, – збільшення термальної зрілості порід з досягненням нафтового і навіть газового вікна завдяки зануренню під насувом Карпат. Згідно з нашими даними [12], основною генерувальною товщею для Лопушнянського нафтового родовища були відклади менілітової світи флішу Карпат. Однак можна припустити, що зазначені вище платформні барем-аптські відклади могли бути додатковим джерелом вуглеводнів для цього родовища, а ймовірне значне поширення цих порід під насувом Карпат є ознакою наявності там низки нафтових і газових покладів.

Отже, виконані дослідження дали змогу зробити такі висновки.

Збагачення органічною речовиною нижньокрейдових відкладів Карпатського сегмента океану Тетис – це наслідок глобальної безкисневої події в Світовому океані.

Поширення одновікових чорносланцевих відкладів як у межах автохтона, так і в товщі карпатського флішу свідчить, що зона кисневого мінімуму у водній колонії седиментаційного басейну охоплювала значний діапазон глибин від палеошельфу до дистальних турбідитів карпатського флішу.

У мезозойському розрізі автохтона Карпат барем-аптські відклади – це єдина товща, збагачена ОР. Виконані побудови доводять, що ця товща поширена під насувом Карпат у межах усього палеошельфу. Поряд з основною генерувальною товщею менілітової світи карпатського флішу вона могла бути додатковим джерелом вуглеводнів у регіоні.

Можливість існування такого значного обсягу потенційно генерувальних порід, що досягли необхідного ступеня термальної зрілості, під насувом Карпат дає підстави припускати значні перспективи нафтогазоносності автохтона, яку нині розкрито тільки на Лопушнянському нафтовому родовищі.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Безкисневі події океану Тетис / Ю. М. Сеньковський, Ю. В. Колтун, К. Г. Григорчук [та ін.]. – К. : Наук. думка, 2012. – 184 с.
2. Вахрамеев В. А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли / В. А. Вахрамеев. – М. : Наука, 1988. – 214 с.
3. Геологічна палеоокеанографія океану Тетис / Ю. Сеньковський, К. Григорчук, В. Гнідець [та ін.]. – К. : Наук. думка, 2004. – 172 с.
4. Радковець Н. Я. Літогенетичні особливості нижньокрейдової верстви “чорних глин” автохтона Покутсько-Буковинських Карпат / Н. Я. Радковець, Н. І. Манжар // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2003. – № 3. – С. 10–19.
5. Радковець Н. Я. Седиментолого-палеоокеанографічні особливості формування крейдових відкладів Покутсько-Буковинського сегмента океану Тетис (неоком, альб–сеноман) / Н. Я. Радковець, Ю. М. Сеньковський // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2002. – № 2. – С. 3–12.

6. Сеньковский Ю. Н. Палеоокеанография Карпатского мелового апвеллинга / Ю. Н. Сеньковский // Геол. журн. – 1978. – № 6. – С. 54–64.
7. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш [и др.] – Киев : Наук. думка, 1988. – 203 с.
8. Atlas paleotransportu osadów detrytycznych w łuku Karpacko-Bałkańskim. Cz. 1 – Tuton i kreda dolna. 1 : 2 000 000 / [Red. nauk. Andrzej Ślaczka]. – Warszawa : Instytut geologiczny, 1976.
9. Berger W. H. Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic ocean / W. H. Berger, U. von Rad // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. – 1972. – Vol. 14 – P. 787–954.
10. Demaison G. J. Anoxic environments and oil source bed genesis / G. J. Demaison, G. T. Moore // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. – 1980. – Vol. 64, N 8. – P. 1179–1209.
11. Koltun Y. V. Source rock potential of the black shale formations of the Ukrainian Carpathians / Y. V. Koltun // Acta Geologica Hungarica. – 1993. – Vol. 36/2. – P. 251–261.
12. Origin and migration of oil from the Ukrainian Outer Carpathians to their Mesozoic basement: a case of Lopushna traps / N. Y. Radkovets, M. J. Kotarba, Y. V. Koltun [et al.] // Geological Quarterly. – 2016. – Vol. 60, N 1. – P. 133–148.
13. Schlanger S. O. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences / S. O. Schlanger H. C. Jenkyns // Geologie en Mijnbouw (Netherlands Journal of Geosciences). – 1976. – Vol. 55, N 3–4. – P. 179–184.
14. Torsvik T. H. Global plate motion frames: Toward an unified model / T. H. Torsvik, R. D. Müller, R. Van Der Voo // Reviews of Geophysics. – 2008. – N 46. – P. 1–44.

*Стаття: надійшла до редакції 08.10.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

EARLY CRETACEOUS ANOXIC SEDIMENTOGENESIS WITHIN THE CARPATHIAN SEGMENT OF MESO-TETHYS

N. Radkovets

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU,
3a, Naukova St., 79060 Lviv, Ukraine
E-mail: radkov_n@ukr.net*

Global Barremian–Albian oceanic anoxic event caused, in particular, a deposition of organic-rich sediments within the Carpathian segment of Tethys. A thick oxygen minimum layer, which was spread over the entire World Ocean, in the Carpathian part of Meso-Tethys evidently covered a wide range of depths, and the sediments of this age, including both platform (autochthon) and the deposits of all the present-day Carpathian

structural-facial units, were formed under its control. This explains the occurrence of organic-rich sediments of Barremian-Albian age within the entire Carpathian basin, both along and across the Carpathian Arc. This region allows studying the features of the influence of the oxygen minimum layer on sedimentogenesis, as within the Ukrainian part of the Carpathian continental margin of Tethys there is a possibility of tracing the spectrum of facies from the shallow-water shelf deposits to the deep-water distal parts of submarine fans, and, correspondingly, investigating the spatial-temporal extent of the oxygen minimum layer and the related processes of anoxic sedimentogenesis in different parts of the ancient continental margin.

A comparison of two coeval sedimentary successions, which deposition occurred in essentially different parts of the same continental margin, allows estimating the influence of different sedimentological factors on formation of organic-rich facies. The platform sediments of the Carpathian autochthon have been deposited within the shelf, while the flysch sediments of the Spaska and Shypotska formations have been formed as a result of gravity flows, which have transported the terrigenous material to the base of the continental slope. Hence, the two sedimentary successions, which are the subject of our study, are essentially different by their nature. However, the two important common features, namely their age correlation and the enrichment with the dispersed organic matter, make their comparative study important for understanding of the depositional environments within the Carpathian continental margin of Tethys.

Geochemical and petrographic investigations showed that the organic-rich rocks of the Carpathian autochthon, being 0.5 to 7.0 m thick, contain up to 1.6 % of total organic carbon (TOC) and kerogen is mainly of terrestrial origin. Lithological and geochemical data allow stating that the deposition of Barremian-Aptian organic-rich sediments of the Carpathian autochthon occurred in oxygen deficit environments in bottom water and sediments, which provided an efficient fossilization of organic matter in sediments. The greater part of the organic matter was derived from the adjacent dryland of the East-European platform. Oil-generative potential of Barremian-Aptian rocks, penetrated by the existing wells, is insignificant because the rocks are immature within the investigated depths range. The 150 to 250 m thick flysch deposits of Spaska and Shypotska formations with TOC content of up to 8 % contain mixed terrestrial and marine kerogen with a high generative potential. They occur within a wide depth range and are considered to be one of the potential source rocks in the region.

Paleoceanographic reconstruction shows that the main part of the Barremian-Albian succession spreads under the Carpathian overthrust up to the ancient shelf break. We expect in this direction the increase of thickness of the organic-rich rocks comparing to the shallow part of the paleo-shelf, increase of organic matter content due to the deeper occurrence of sediments within the oxygen-minimum layer, higher share of the marine kerogen due to the greater distance from the shore, which significantly increases its generative potential, and the increase of thermal maturity of rocks, reaching the oil or even the gas window as a result of the deep occurrence under the Carpathian overthrust.

Based on these considerations we assume, that the Barremian-Albian rocks of the Carpathian autochthon, occurring deeper under the Carpathian overthrust, along with the main generating Menilite Beds of Carpathian flysch could be an additional source of hydrocarbons for both Lopushna oil field and possibly existing other similar petroleum accumulations, and this confirms the prospects of the further exploration works in this region.

Key words: sedimentogenesis, geochemistry, oceanic anoxic event, black shale strata, autochthon, flysch, oil and gas deposits, Early Cretaceous, Meso-Tethys, Carpathians.

УДК 549:552.122:552.553(477-924.52)

МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД І МІКРОСТРУКТУРА КРЕМЕНІВ МЕНІЛІТОВОЇ СВІТИ СКИБОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

П. Білоніжка, Ю. Дацюк

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

Вивчено мінеральний склад і мікроструктуру ясно-сірих, чорних і коричневих відмін кременів з менілітової світи Скибової зони Українських Карпат із застосуванням дифрактометричного і сканувального електронно-мікроскопічного аналізу. З'ясовано, що коричневі кремені представлені слабо скристалізованим халцедоном зі значним вмістом кальциту, а ясно-сірі й чорні – халцедоном з упорядкованою структурою, близькою до кварцу. У чорних кременях виявлено залишки радіолярій і коколітів, що є доказом біогенного походження порід.

Ключові слова: кремень, халцедон, радіолярії, коколіти, біогенез, менілітова світа, Українські Карпати.

Кремені (силіцити) поширені в багатьох структурно-фаціальних зонах Українських Карпат. Результати їхнього вивчення опубліковано в монографії та численних статтях [2, 3–8 та ін.]. У Скибовій зоні Карпат найбільше кременів у менілітовій світі. Вони залягають у вигляді горизонтів в основі (4–12 м) та покрівлі (0,5–1,0 м) нижньоменілітової підсвіти і в основі (4–6 м) верхньоменілітової [4]. Мінеральний склад та умови утворення кременів вивчено слабо. Ми дослідили їх детальніше під час проведення навчальної практики студентів з геологічного картування в околицях с. Гребенів і смт Верхнє Синьовидне. Взірці кременів відібрано з утворень обох підсвіт (взірці 3, 5 – нижньоменілітова, 4, 7 – верхньоменілітова) для вивчення їхнього мінерального складу й мікроструктури із застосуванням рентгенівського та електронно-мікроскопічного аналізу.

На дифрактограмах силіцитів (рис. 1) наявні інтенсивні рефлекси 0,425, 0,334, 0,245, 0,228, 0,223 нм та інші, які можуть належати як кварцу, так і його прихованокристалічній відміні – халцедону. Згідно з дослідженнями М. Яковлевої зі співавт. [11], в інтенсивностях рефлексів цих мінералів є певна різниця. Для конкретної діагностики кварцу й халцедону дослідники рекомендують використовувати рефлекси 0,245, 0,228 і 0,223 нм, оскільки на рентгенограмах халцедону рефлекс 0,245 нм завжди слабший, ніж 0,228 нм (вони однакові тільки в рідкісних випадках), а на рентгенограмах кварцу рефлекс 0,245 сильніший, ніж 0,228 нм. Найслабший серед зазначених рефлекс 0,223 нм. У халцедоні він або зовсім слабо виявлений, або значно слабший від 0,228 нм (його висота менша від половини висоти рефлексу 0,228 нм).

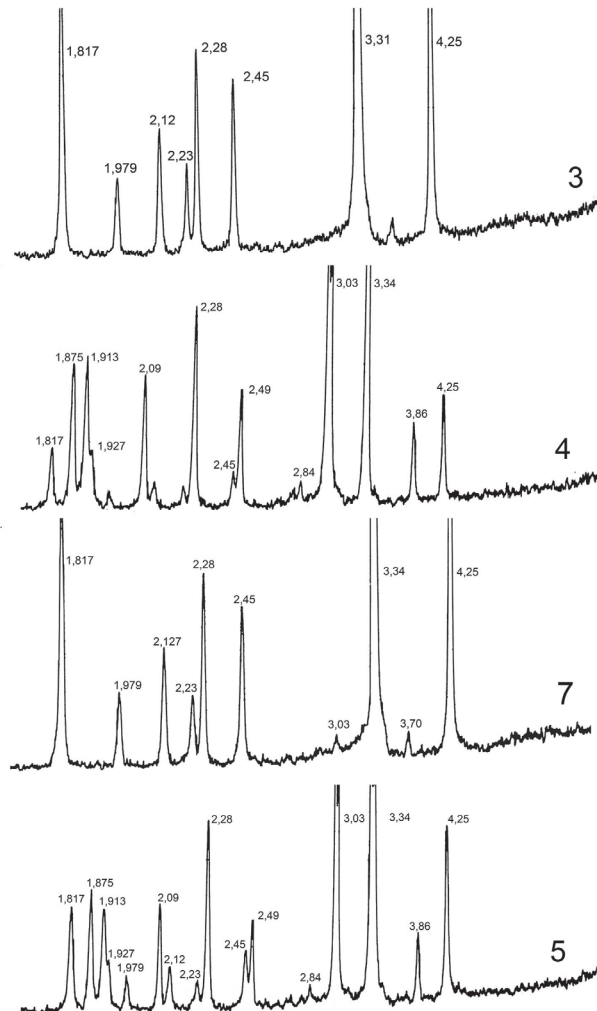


Рис. 1. Дифрактограми кременів із менілітової світи Скибової зони Українських Карпат: чорного (3) і коричневого (5) з борту р. Орява в околицях с. Коростів, коричневого (4) та ясно-сірого (7) із заплави р. Опір в околицях смт Верхнє Синьовидне.

Для кварцу різниця в інтенсивностях рефлексів 0,223 і 0,228 нм менша (висота піка 0,223 нм переважно більша від половини висоти піка 0,228 нм).

На дифрактограмах коричневих кременів (взірці 4, 5) співвідношення інтенсивностей рефлексів 0,245:0,228 коливається в межах 0,20–0,32, тоді як у кременях ясно-сірого й чорного кольору (взірці 3, 7) воно значно більше – 0,83–0,86. У коричневій відміні також дуже низьке співвідношення інтенсивностей рефлексів 0,223:0,228 – 0,12–0,16, а в інших відмінах воно значно вище – 0,37–0,38.

Крім того, у коричневих кременях є чимало кальциту (відбиття 0,386, 0,303, 0,249 нм), тоді як у ясно-сірих і чорних відмінах його нема (див. рис. 1).

Згідно з наведеними даними, кремені коричневого кольору складені слабо скристалізованим халцедоном, а ясно-сірі й чорні – халцедоном з упорядкованою структурою, близькою до кварцу.

Важливу інформацію щодо структурних особливостей і умов утворення кременів менілітової світи одержано в процесі їхнього вивчення за допомогою сканувального електронного мікроскопа JEOL-T220A. Особливо це стосується виявлення в них залишків мікроорганізмів.

Нині панують два погляди на походження кременів у відкладах осадових порід: хемогенний і біогенний [9]. Щодо можливого хемогенного походження кременів зазначимо, що вміст Si у морській воді дуже низький – 3 мг/л. Для хемогенного осадження кремнезему концентрація його у воді повинна бути не менше 100 мг/л.

Отже, хемогенно кремнезем міг формуватися в донних осадах морських басейнів та осадових відкладах лише тоді, коли в седиментаційні басейни або товщі гірських порід по конседиментаційних розломах і розривних порушеннях надходила значна кількість гідротермальних розчинів. У такому разі решток нанопланктону в кременях нема.

Відомо, що в сучасних донних осадах морів і океанів містяться кремнієві організми (діатомеї, радіолярії, кремнієві губки), а в кременях серед осадових порід – їхні рештки [1, 10, 12].

На стадії раннього діагенезу в процесі перетворення донних осадів в осадові породи відбувається перекристалізація та руйнування первинних структур. Ці процеси інтенсифікуються під час пізнього діагенезу й катагенезу. Однак залишки структур подекуди зберігаються. Тому знахідки решток мікроорганізмів у кременях є доказом їхнього біогенного походження.

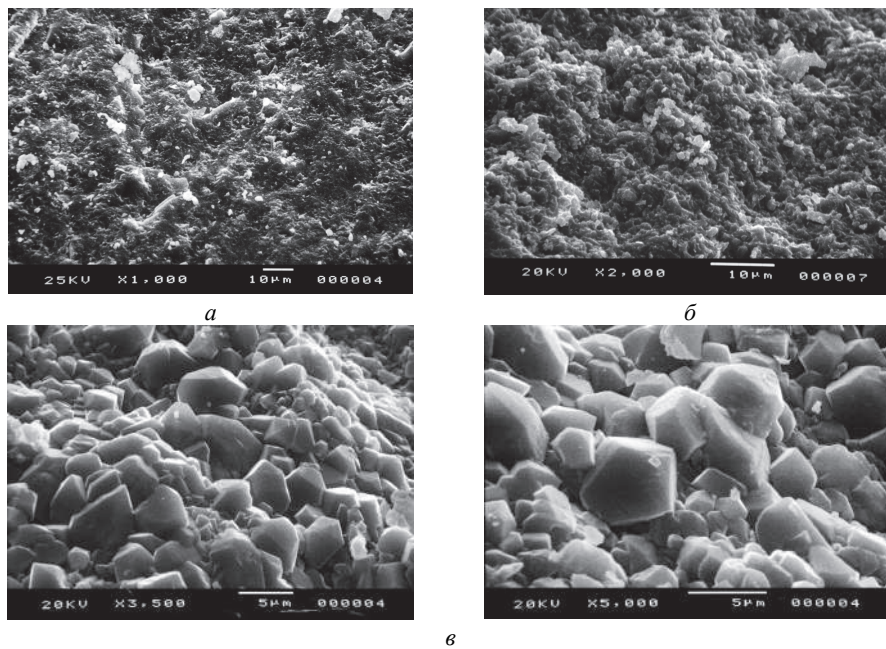
Зазначимо, що конкреції й горизонти кременів в осадових породах, у тім числі в менілітовій світі Скибової зони, поширені не по всьому розрізу флішу, а тільки в окремих його інтервалах. Це зумовлено тим, що кремнієві організми розвивалися тільки в разі підвищеного вмісту Si в морській воді, а він міг надходити у вигляді пірокластичного матеріалу, головно вулканічного попелу, і з гідротермами. Кремнієві організми здатні вилучати кремнезем для своїх потреб з навколишнього середовища й концентрувати його у сотні–тисячі разів. Це своєрідна сила живих організмів.

Електронно-мікроскопічне вивчення кременів з менілітової світи засвідчило, що вони мають переважно гранулярну і глобулярну внутрішню структуру (рис. 2, а, б).

У взірцях коричневих кременів дуже рельєфно виявлена кристаломорфна структура, наявні добре огранені мікрочастинки кальциту і подекуди – кварцу (див. рис. 2, в).

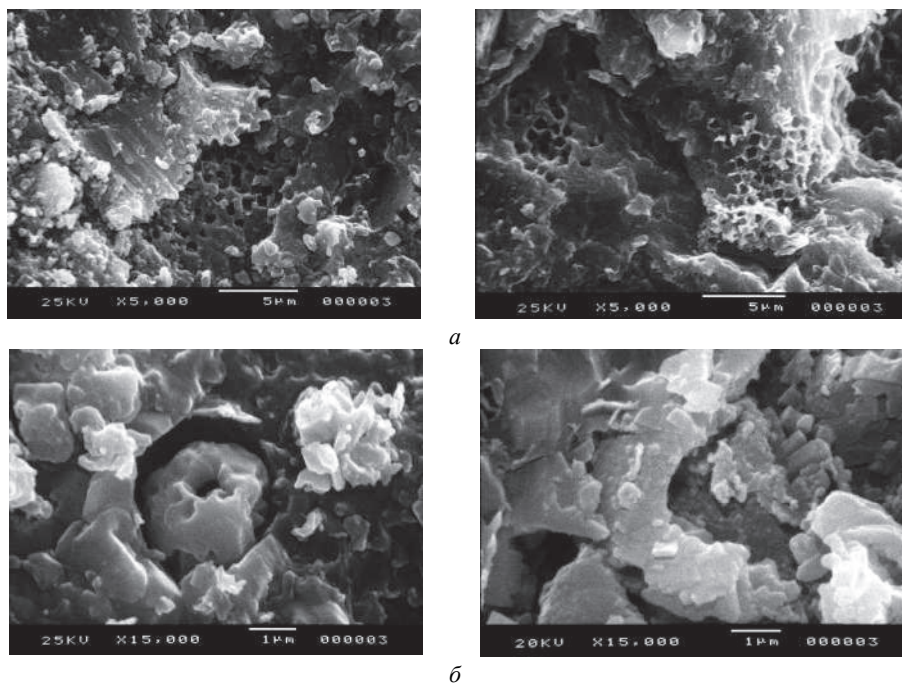
Важливе значення має виявлення в чорному кремені залишків радіолярій (рис. 3, а) і коколів (див. рис. 3, б). Трапляються і сліди розчинення коколів. Особливо багато коколів містить ясно-сірий кремень (рис. 4).

Отже, в утвореннях менілітової світи Скибової зони Українських Карпат виявлено кремені ясно-сірого, коричневого і чорного кольорів. Породи відрізняються за мінеральним складом і мікроструктурою.



6

Рис. 2. Гранулярна і глобулярна мікроструктура коричневого (а, взірець 4) і ясно-сірого (б, взірець 7) кременів та кристаломорфна структура коричневого кременя (в).



б

Рис. 3. Залишки радіолярій (а) і коколтів (б) у чорному кремені.

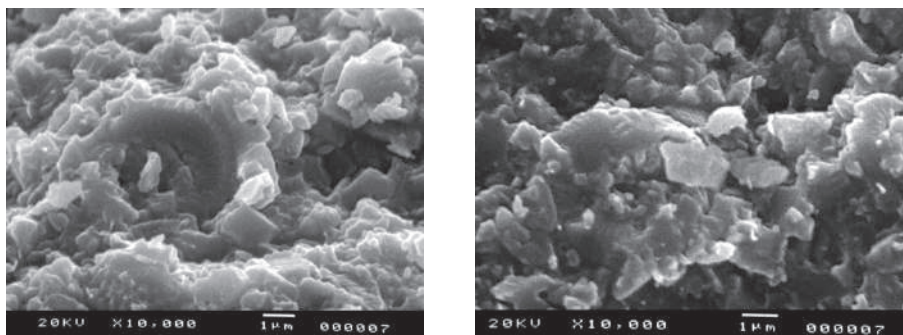


Рис. 4. Залишки коколітів у ясно-сірому кремені.

Коричневі кремені складені слабо скристалізованим халцедоном зі значним вмістом кальциту у вигляді добре індивідуалізованих мікрочастин. Кремені ясно-сірого й чорного кольору також складені халцедоном, проте його структура впорядкована ліпше (близька до кварцу). Ці кремені містять залишки радіолярій і коколітів. Наявність у кременях менілітової світи мікрофауни є доказом їхнього біогенного походження.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Батурин Г. Н. Микроструктури океанских фосфоритов. Атлас микрофотографий // Г. Н. Батурин, В. Т. Дубинчук. – М. : Наука, 1979. – 200 с.
2. Білоніжка П. Вплив вулканізму на аутигенне силікатоутворення у фліші Українських Карпат / П. Білоніжка, І. Попп // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2011. – Вип. 25. – С. 46–62.
3. Габинет М. П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат / М. П. Габинет. – Киев : Наук. думка, 1985. – 148 с.
4. Габинет М. П. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Ч. 1. Стратиграфия и литология / М. П. Габинет, Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский. – Львов : Вища школа, 1976. – 200 с.
5. Мінерали Українських Карпат. Силікати / [Гол. ред. О. Матковський]. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 2011. – 520 с.
6. Попп І. Аутигенне мінералоутворення в карбонатно-кременистих відкладах мезозой-кайнозою Українських Карпат / І. Попп // Мінерал. зб. – 2002. – № 52, вип. 2. – С. 119–126.
7. Попп І. Аутигенне мінералоутворення в бігумінозних скременілих відкладах нижньої крейди й олігоцену Українських Карпат / І. Попп // Мінерал. зб. – 2007. – № 57, вип. 1. – С. 108–115.
8. Попп І. Т. Постседиментаційні перетворення біогенних силіцитів Українських Карпат / І. Т. Попп, Ю. М. Сеньковський // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 3–4. – С. 40–51.
9. Сеньковський Ю. М. Силіцити крейди південно-західного схилу Східно-Європейської платформи / Ю. М. Сеньковський. – К. : Наук. думка, 1973. – 155 с.

10. Хворова И. В. Микроструктуры кремнистых пород / И. В. Хворова, А. Л. Дмитрик. – М. : Наука, 1972. – 102 с.
11. Яковлева М. Е. О рентгеновской диагностике кварца и халцедона / М. Е. Яковлева, О. Л. Свешникова, Т. С. Бут // Новые данные о минералах СССР. – М. : Наука, 1976. – С. 234–237.
12. Van de Paverd P. J. Recent Polycystine Radiolaria from the Snellius-II Expedition : Ph. D. thesis / P. J. Van de Paverd. – Center for Marine Earth Science (the Netherlands) and Paleontological Museum in Oslo (Norway), 1995. – 351 p.

*Стаття: надійшла до редакції 26.10.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

MINERAL COMPOSITION AND MICROSTRUCTURE OF FLINTS FROM MENILITE FORMATION OF UKRAINIAN CARPATHIANS SKYBOVA ZONE

P. Bilonizhka, Yu. Datsyuk

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Flints (silicites) are common in many structural-facies zones of the Ukrainian Carpathians. In Skybova zone of the Carpathians, most of flints are in the Menilite suite. They occur in the horizons of the basement (4 to 12 m) and roof (0.5–1.0 m) of Lower Menilite member and in the basement (4.6 m) of Upper Menilite member.

The mineral composition and microstructures of gray, brown and black flints from the Menilite formation of Skybova zone have been studied on the basis of X-ray and electron microscopic analysis.

It has been found that brown flints mainly consist of low crystallized chalcedony with a high content of calcite in the form of well-individualized microcrystals and light gray and black flints – of chalcedony with the ordered structure similar to quartz. Flints have mainly globular and granular inner structure. Brown flints have clearly crystallo-morphic structure.

The remains of radiolarians and coccoliths have been discovered in the black flints. Especially a lot of coccoliths are in the light gray flints. Presence of microfauna in flints confirms their biogenic origin.

Key words: flint, chalcedony, radiolarians, coccoliths, biogenesis, Menilite suite, Ukrainian Carpathians.

UDC 558.493.5.041:552.33(510)

PECULIARITIES OF DISTRIBUTION, COMPOSITION AND ORIGIN OF GLAUCOPHANE FROM DABIE-SHAN (CHINA)

V. Guliy¹, I. Poberezhska¹, O. Kovtun²

¹*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: vgul@ukr.net*

²*Ukrainian State Geological Research Institute,
78a, Avtozavodska St., 04114 Kyiv, Ukraine
E-mail: ukrdgri@ukrdgri.gov.ua*

Peculiarities of distribution of glaucophane in the Precambrian rocks of the Dabie-Shan area (China) and its composition are described. Glaucophane is the main mineral of the Upper Proterozoic Mulanshan–Zhangbaking blue schist belt. Glaucophane is unevenly distributed in the leucocratic rocks of the belt, and in melanocratic units it is concentrated in glaucophane schists. Appearance of glaucophane is determined by primary composition of initial rocks. Chemical composition of glaucophane from the blue schists belts in different regions and from the Dabie-Shan region is similar, but with some local variations. Isotopic composition of C and O from the different types of carbonates is variable, but in general it indicates the absence of large-scale processes of recrystallization with participation of mobile CO₂. Main characteristics of investigated rocks and minerals are connected with initial composition of the rocks.

Key words: glaucophane, blue schists, high- and ultrahigh pressure, petrogenesis, isotopes of O and C, Upper Proterozoic, Dabie-Shan, China.

After the pioneer work of O. Leypunskiy [13] on pressure and temperature limits of stable phases of graphite–diamond transitions, petrologists regarded conditions of the upper mantle and lower Earth crust as suitable for formation of diamond from magmatic sources.

Similar pressure and temperature conditions have been supposed for mineral assemblages of the regional metamorphic rocks which include diamond-bearing varieties and specific diamond-bearing eclogite subfacie (eclogite facie in opinion of P. Eskola [10]) has been proposed for them. Beside of diamond, presence of coesite, glaucophane, rutile, lawsonite, cornerupine, kyanite etc. have been suggested as an indicator of high pressure regime under regional metamorphism for some large-scale folding structures and big areas within the Precambrian blocks. N. Dobretsov [4] generalized a great material on distribution of the Phanerozoic glaucophane-bearing rocks and established of the blue schists belts in association with eclogites. Among granulites of the Aldan Precambrian Shield, the Sutam subfacie of regional metamorphism with extremely pressure conditions has been determined after sapphirine finds [5].

This list of places with very specific conditions of regional metamorphism can be continued due to a great success of geologists during last decades in investigations of collision regimes with common high (HP) and ultrahigh pressure (UHP) tectonic structures. Among of them, the most famous structures are Dabie-Shan and Dabie-Sulu, China [18, 20, 23], the Western Gneiss region, Norway [6, 7, 15], the Precambrian Kokchetav massif, Kazakhstan [8, 16, 24] etc.

According to modern scheme of metamorphic rocks mineral facies, proposed by S. Bushmin and V. Glebovitsky [2], which is suitable to use for these structures and estimate relationships between their mineral associations, there are not clear evidences for dividing rich in diamond rocks varieties and without it. Similar situation there is for HP and UHP segments of the scheme [1], where can't be determine scale of diamonds enrichment of glaucophane- and kyanite-bearing rocks.

Paradoxical irregular appearance of unusual minerals which have commonly regarded as indicators of special pressure conditions lead us to conclusion about absent of pressure controlling factor for their formation. Most clear evidences for this conclusion can be obtain from analysis of diamond distribution in the rocks of the Kumdykol deposit and the Barchy diamond-bearing zone at the Kokchetav massif, Kazakhstan, as well as assemblages diamond with graphite, diamond locations in quartz, chlorite, sericite, feldspar, clinopyroxene etc. [8, 16, 24].

In addition to these facts we should note also about inclusions of carbonates, barite and ferro-oxydes in diamonds [9], and diamond inclusions in apatite [22] etc. in different rocks from other regions.

Taking into account suggestions on relationships of diamond enrichment and composition of diamond-bearing rocks in the Kumdykol deposit and the Barchy diamond-bearing zone [16] we attempted to determine the distribution, composition and origin of glaucophane in connection with composition variations of the host rocks in the Dabie-Shan area as the etalon of high pressure region.

Geological setting and main rocks types. The Dabie-Shan region of Hubei, Henan and Anhui Provinces and the Lianyungang area of Jiangsu Province (Fig. 1) is located on the south-eastern margin of the North China Platform [3, 23].

Geological structure of the Dabie-Shan is complicated due to a number of tectonic events since formation of the Archean up to modern time, when collision processes reworked and moved previously stable blocks.

Upper Archean gneisses-migmatites complex is the oldest. It is covered by the Lower Proterozoic Dawu-Susong-Lianyungang phosphate rocks and younger rocks of the Upper Proterozoic Mulanshan-Zhangbaking blue schists belt. Upper Proterozoic Sujiane-Foziling schists have sporadic distribution in the northern segments of the Dabie-Shan region [23].

The Upper Archean rocks are represented by tonalite-trondhjemite-granodiorite orthogneisses and banded iron ore formation [20, 23]; elongated bodies of eclogites have been described among them [3, 23]. Series of metasedimentary and volcano-sedimentary formations are typical for the Lower Proterozoic suite, which is rich in exotic combinations of the schists, gneisses, leucoplectenites, epidote amphibolites, marbles phosphate rocks with relic bedding. Blue schists, phyllite metamorphic sodium rich volcanic series are common components of the Upper Proterozoic sequences.

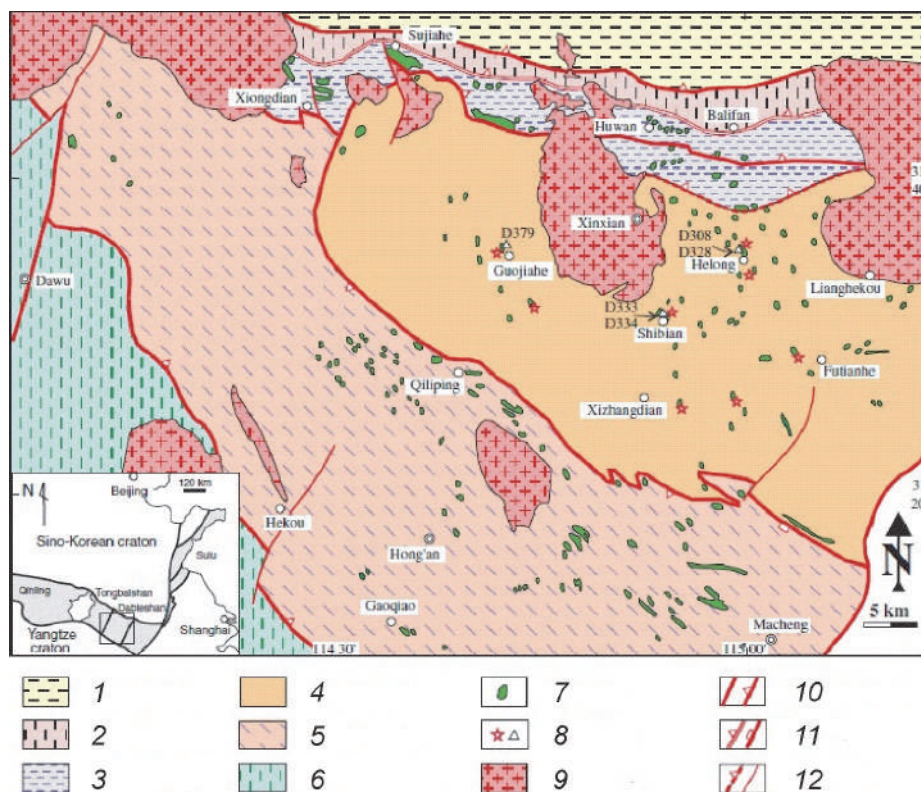


Fig. 1. Simplified geological map of the Dabie-Shan terrain showing the division of litho-structural units and distribution of eclogite blocks; inset to the map – location of the Dabie-Shan terrain in the Qinling–Dabie-Shan–Sulu orogen of China. Modified after [20]:

1–6 – units: 1 – Nawan flysch, 2 – Balifan melange, 3 – Huwan HP eclogite, 4 – Xinxian UHP eclogite, 5 – Hong'an HP eclogite, 6 – Mulanshan blue schist; 7 – eclogite block; 8 – coesite and sample localities; 9 – granites (*J–K*); 10 – major fault and thrust; 11 – suture and detachment faults; 12 – conjectured faults.

Among these suites, most pressure type facies of the regional metamorphism are suggested [18, 19] for the Upper Proterozoic rocks after appearance of glaucophane, phengite, albite, stilpnomelane, piemontite and spessartite [18, 19, 23]. The recognition of coesite- and diamond-bearing eclogites as well as systematic mineral parageneses of eclogites, marbles and gneisses in the Dabie Mountains has significantly advanced studies of UHP supracrustal rocks and their geodynamic bearing on plate subduction to mantle depths of more than 100 km [3].

Sampling and analytical methods. We have studied metamorphic rocks in Ynshan sector, eclogites and associated rocks in Shiankhudnan area, apatite-bearing and intercalated rocks of the Dau phosphates district, and the Mulanshan blue schists with related rocks during field trips to the Dabie-Shan region. We observed shape and field relationships between marbles, eclogites, and blue schists with host and associated rocks. Special attention has been paid to the determination of glaucophane distribu-

tions within poor and rich in glaucophane sectors of the host rocks. Beside field investigation of glaucophane, we also collected a set of the carbonate samples from different localities named above.

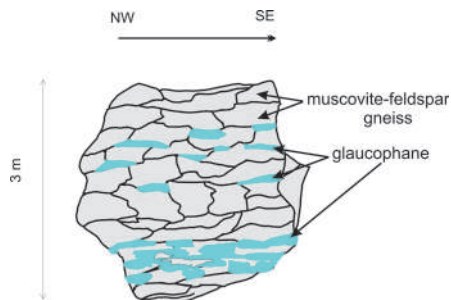
We also carried out petrographic studying of thin sections to determine the crystallization order of minerals in gneisses, schists, marbles etc., which are typical for the Dabie-Shan region, as well as to check heterogeneity of individual minerals.

Taking into consideration the results of thin sections observations, microbeam analyses of glaucophane grains were carried out using SEM 106I scanning electron microscope equipped with an energy-dispersive detector on the previously cleaning and prepared samples by carbon fine film decoration. Set of the glaucophane grains with fresh surfaces without crushing of origin shapes has been used to determine character of its crystal surfaces, inner heterogeneity and coexisting phases. Analyses included general investigations of chemical composition of separate phases and estimation of components variations within grains. To calculate mass balance of the chemical elements we used the "Magallanes" program with data base for fundamental parameters of 92 elements.

The oxygen and carbon isotopic compositions in the whole-rock carbonates were analyzed in the Laboratory of Stable Isotopes (Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Moscow). Carbon dioxide was released from carbonates using PbCl_2 . The 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 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ measurement in whole-rock samples was ± 0.1 and ± 0.2 ‰, respectively. The Craig correction was taken into consideration for the determination of $\delta^{13}\text{C}_{\text{samp}}$ (PDB) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{samp}}$ (SMOW). The oxygen correction was taken into account for $\delta^{13}\text{C}_{\text{samp}}$ (PDB).

Character of glaucophane distribution in the host rocks. Field observations indicate irregular development of glaucophane in leucocratic mica-feldspar gneisses and its concentrations in melanocratic schists with thickness up to a few of decimetres (Fig. 2). Linear orientation of single needle shape glaucophane crystals along structural elements of the host rocks is similar and subparallel to elongation directions of glaucophane crystals within the schists as well as to geological boundaries of different lithological varieties of the rocks in general.

Fig. 2. Character of glaucophane single crystals distribution in leucocratic mica gneisses and enrichment of its crystals in glaucophane schists of the Mulanshan area.



There is no difference in size, colour, and shape of glaucophane crystals in places of its disseminations and concentration (Fig. 3). Inner structures of the crystals in both cases are similar and homogenous also (Fig. 4).



Fig. 3. Glaucophane single crystals in leucocratic mica gneiss (*a*) and the concentrated crystals in glaucophane schist (*b*).

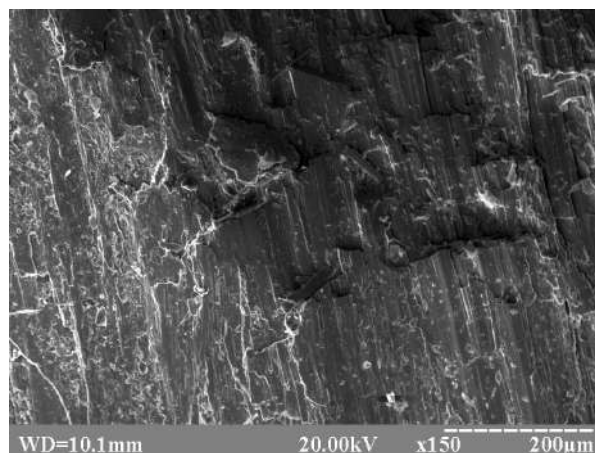


Fig. 4. Homogenous inner structures of the glaucophane crystals.

Chemical composition of glaucophane. Obtained data on chemical composition of the analyzed glaucophane have been calculated to get coefficients for K, Na and Ca to determine positions of the figurative points at the classification diagram for amphibole group according to recommendation of the IMA [17]. Actual K, Na and Ca values are located at the diagram very close to limits of the glaucophane field and some of them are out because of low Na concentrations.

To compare composition of glaucophane from the Dabie-Shan area and other regions of blue schists development [4, 5] we used a set of the compositional diagrams which take into account amount of SiO_2 , Al_2O_3 , MgO and Na_2O (Fig. 5).

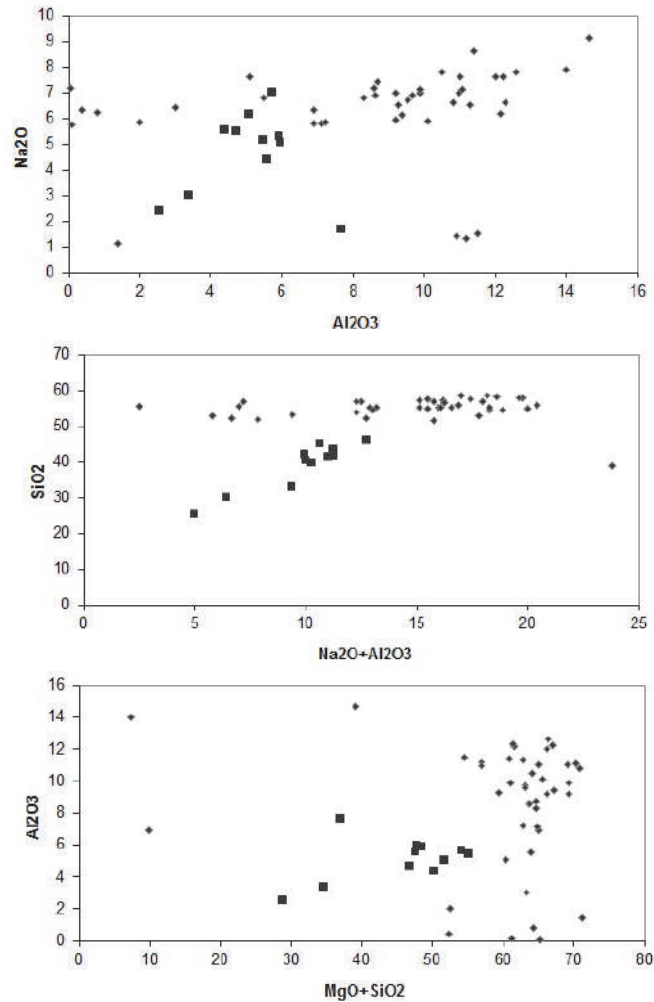


Fig. 5. Compositional diagrams for glaucophane after generalized data. Icons in the form of squares – our data, rhombus – by [4].

Figurative points of both data groups on the diagrams commonly have similar location, but a part of glaucophane data from the Dabie-Shan terns from general tendency suggesting on its specific compositions. At the same time, compositional fields of glaucophane figurative points from etalon regions [4] are much more elongated than from the Dabie-Shan.

Isotope signatures in carbonates of the region. In addition to previously published results of isotopic investigations [3, 19], we studied isotopic composition of Carbon and Oxygen in carbonates of the marbles and apatite-bearing rocks from the Dabie-Shan region in hope to estimate the differences for these so heterogeneous in geological sense formations. Note, that Sheng Y.-F. et al. [3] suggested unusual high $\delta^{13}\text{C}$ values up to +5.7 ‰ (PDB) for carbonates associated with UHP eclogites in the

Dabie Mountains. The isotopic compositions of carbonates from apatite-carbonate rocks of all apatite deposits of the Precambrian Aldan Shield yield a scatter of $\delta^{13}\text{C}$ value from -0.5 up to $+5.5$ ‰ (PDB) and $\delta^{18}\text{O}$ value from $+13.6$ up to 22.2 ‰ (SMOW) [11]. Relatively high data for isotopically heavy carbon ($\delta^{13}\text{C} = +4.1$ ‰, PDB) from the carbonates of the Dau apatite deposits are close to characteristics which we have found in carbonates formed in primary similar conditions [3]. So, isotopic evidences show preservation of the unusually high positive $\delta^{13}\text{C}$ values in the carbonates rocks. Similarly, there are not any indicators on significant oxygen isotopic difference in carbonate minerals since the time of their formation up to possible subduction of supracrustal rocks to mantle depths.

So, the character of glaucophane distribution within host rocks shows that the high pressure conditions could be not responsible for appearance of glaucophane among metamorphic rocks of the Dabie-Shane region. Concentration of the glaucophane in scales of a few of centimetres or even decimetres in separated lenses or layers we should observe unusually high gradients of pressure. Significant differences in chemical composition of poor and rich in glaucophane stratum support idea about important role in glaucophane crystallization suitable chemical composition of initial rocks. It is in accordance with origin of eclogites as primary sedimentary rocks [12, 21] in general, and in the Kokchetav region, particularly. We noted above about paradoxical distribution of diamond in the metamorphic rocks and presence here of eclogites as most poor in diamond rocks. Beside it, first publications on origin of Kazakhstan eclogites have been reported about their primary sedimentary nature [21]. So, even in this case the possible role of high pressures is minimal for appearance of diamond and similar indicator minerals.

Obtained isotopic data have been shown inert behaviour of CO_2 during minerals recrystallization and possibility to preserve of isotope marks on primary origin of carbonates in the Dabie-Shan region. Presence of quartz (or, as some authors indicated [18, 25], initial coesite) in association with dolomite in marbles and rich in carbonates rocks has been also indicated on low temperatures of their recrystallization and inert role of CO_2 in possible transformations. Abundance of different carbon-bearing mineral phases in assemblages with diamond, coesite, carbonates etc. is evidence for ideas about crystallization of minerals, which are determined as products of high pressure conditions, from other initial components and under less extreme limits of temperatures and pressures. Absent of diopside and relatively similar amounts of quartz and dolomite indicate much lower conditions of temperature than suggested (500–800 °C [14]) for retrograde recrystallization.

Sang Longkang (China University of Geosciences, Wuhan, China) is thanked for aid with the support for field trips to the Dabie-Shan region.

REFERENCES

1. Bushmin S. A. The scheme of mineral facies of metamorphic rocks / S. A. Bushmin, V. A. Glebovitsky // *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*. – 2008. – Pt. 137, N 2. – P. 1–15. (in Russian)
2. Bushmin S. A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to the Fennoscandian Shield with representative sites of orogenic gold mineraliza-

- tion / S. A. Bushmin, V. A. Glebovitsky // Transactions of Karelian Research Centre of Russian Academy of Sciences. – 2015. – December. – P. 1–25. (in Russian)
3. Carbon isotopic anomaly in marbles associated with eclogites from the Dabie Mountains in China / Zheng Y. F., Fu B., Gong B., Wang Z. // *J. of Geol.* – 1998. – Vol. 106, N 1. – P. 97–104.
 4. Dobretsov N. L. Glaucofane schist and eclogite-glaucofane schist complexes of USSR / N. L. Dobretsov // *Proceedings of the IGG SO AN SSSR.* – 1974. – Vol. 57. – 426 p. (in Russian)
 5. Dobretsov N. L. Glaucofane schists and eclogites in the folded systems of northern Asia / M. L. Dobretsov, N. V. Sobolev // *Ofioliti.* – 1984. – Vol. 9. – P. 401–423. (in Russian)
 6. Dobrzhinetskaya L. F. Frontiers of ultrahigh-pressure metamorphism: view from field and laboratory / L. F. Dobrzhinetskaya // *Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years after the Discovery of Coesite and Diamond* / [Ed. by L. F. Dobrzhinetskaya, S. W. Faryad, S. Wallis et al.]. – London : Elsevier, 2011. – P. 1–39.
 7. Dobrzhinetskaya L. F. Microdiamonds – Frontier of ultrahigh-pressure metamorphism. A review / L. F. Dobrzhinetskaya // *Gondwana Research.* – 2012. – Vol. 21. – P. 207–223.
 8. Dobrzhinetskaya L. F. Nanometric inclusions of carbonates in Kokchetav diamonds from Kazakhstan: A new constraint for the depth of metamorphic diamond crystallization / L. F. Dobrzhinetskaya, R. Wirth, H. W. Green II // *Earth and Planet. Sci. Letters.* – 2006. – Vol. 243. – P. 85–93.
 9. El-Shazly A. K. Interlayered eclogites, blueschists and epidote amphibolites from NE Oman: a record of protolith compositional control and limited fluid infiltration / A. K. El-Shazly, M. A. Worthing, J. G. Liou // *J. of Petrol.* – 1997. – Vol. 38, N 11. – P. 1461–1487.
 10. Eskola P. The mineral facies of rocks / P. Eskola // *Norsk Geologisk Tidsskrift.* – 1920. – Vol. 6. – P. 143–194.
 11. Guliy V. N. Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates from Precambrian apatite-bearing carbonate rocks of the Aldan shield / V. N. Guliy, H. Wada // *Lithology and Minerals Resources.* – 2004. – Vol. 39, N 3. – P. 243–253.
 12. Letnikov F. A. Formation of diamonds within deep-seated tectonic zones / F. A. Letnikov // *Doklady Akademii Nauk SSSR (Proceeding of USSR Academy of Sciences).* – 1983. – Vol. 371. – P. 433–435. (in Russian)
 13. Leypunskiy O. I. On synthetic diamonds / O. I. Leypunskiy // *Uspekhi Khimii (Progress Chemical).* – 1939. – Vol. 8, N 10. – P. 1519–1534. (in Russian)
 14. Low $\delta^{18}\text{O}$ eclogites from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // H. Masago, D. Rumble, W. G. Ernst [et al.] // *J. Metamorphic Geol.* – 2003. – N 21. – P. 579–587.
 15. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss region, Norway / L. F. Dobrzhinetskaya, E. A. Eide, R. B. Larsen [et al.] // *Geology.* – 1995. – Vol. 23, N 7. – P. 597–600.
 16. New genetic type of diamond deposits / L. D. Lavrova, V. A. Pechnikov, A. M. Pleshakov [et al.] // *Science World.* – Moscow, 1999. – 228 p. (in Russian)

17. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles and mineral names of the International Mineralogical Association (CNMMN IMA) / B. E. Leake, R. Woolley, W. D. Birch [et al.] // *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*. – 1997. – Pt. 137, N 6. – P. 82–102.
18. Okay A. I. Petrology of diamond and coesite-bearing metamorphic terrain Dabie Shan, China/ A. I. Okay // *Eur. J. Mineral.* – 1993. – Vol. 5. – P. 659–675.
19. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of gneisses associated with ultrahigh pressure eclogites at Shuanghe in the Dabie Mountains / Fu B., Zheng Y. F., Wang Z. [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1999. – N 34. – P. 52–66.
20. Phase equilibria and metamorphic evolution of glaucophane-bearing UHP eclogites from the Western Dabieshan Terrane, Central China / Wei C. J., Li Y. J., Yu Y., Zhang J. S. // *J. Metamorphic Geol.* – 2010 – Vol. 28. – P. 647–666.
21. Rozen O. M. Diamond occurrence related to eclogite in Precambrian of Kokchetav massif / O. M. Rozen, Y. M. Zorin // *Doklady Akademii Nauk SSSR (Proceeding of USSR Academy of Sciences)*. – 1972. – Vol. 203. – P. 674–676. (in Russian)
22. Ruiz-Cruz M. D. Geochemical signatures and inclusions in apatite as markers of a hidden ultrahigh-pressure event (Betic Cordillera, Spain) / M. D. Ruiz-Cruz, C. Sanz de Galdeano, A. Santamara // *J. of Geol.* – 2016. – Vol. 124, N 3. – P. 277–292.
23. Sang L. The petrochemistry of the Lower Proterozoic rocks from the Dabieshan–Lyianynggang area, the South Eastern margin of the North China Platform / Sang L. // *Precambrian Res.* – 1991. – Vol. 39. – P. 65–76.
24. Shumilova T. G. Mineralogy of native carbon / T. G. Shumilova. – Ekaterinburg : UB RAS, 2003. – 315 p. (in Russian)
25. Zhang R. Y. Coesite inclusions in dolomite from eclogite in the southern Dabie Mountains, China: The significance of carbonate minerals in UHPM rocks / Zhang R. Y., Liou J. G. // *Amer. Mineral.* – 1996. – Vol. 81. – P. 181–186.

*Стаття: надійшла до редакції 16.10.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ, СКЛАДУ ТА ПОХОДЖЕННЯ ГЛАУКОФАНУ З РАЙОНУ ДАБІ ШАН (КИТАЙ)

В. Гулій¹, І. Побережська¹, О. Ковтун²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: vgul@ukr.net

²Український державний геологорозвідувальний інститут,
вул. Автозаводська, 78а, 04114 м. Київ, Україна
E-mail: ukrdgri@ukrdgri.gov.ua

Наведено дані про характер розподілу глаукофану в докембрійських породах району Дабі Шан (Китай) та особливості його складу. Глаукофан є головним мінералом порід верхньопротерозойського поясу Муланшан–Шангбакинг, складеного головню блакитними сланцями. У лейкократових породах поясу глаукофан розподілений нерівномірно, а в меланократових утвореннях він сконцентрований у глаукофанових сланцях, валовий хімічний склад яких відрізняється від лейкократових різновидів порід. З'ясовано, що неоднорідний розподіл глаукофану в різних породах, у тім числі тих, потужність яких становить перші дециметри, – це не наслідок впливу високого тиску (за якого звичайно утворюється глаукофан), це свідчення первинної природи вихідних утворень. Наявність нереально високих градієнтів тиску зумовила б появу й інших, подібних до глаукофану мінералів – коеситу, рутилу, лаусоніту тощо, а польові й петрографічні дослідження цього не підтвердили. Хімічний склад глаукофану з порід району Дабі Шан та поясів блакитних сланців різних регіонів світу подібний, хоча, звичайно, є певні локальні варіації.

Ізотопний склад С і О в карбонатах з різних типів порід досліджуваного регіону неоднорідний, однак загалом він свідчить про відсутність великомасштабних процесів перекристалізації за участю мобільного CO₂. Наявність у мармурах та збагачених карбонатами породах кварцу (або первинного коеситу, як вважають окремі дослідники) в асоціації з доломітом за відсутності діопсиду є тільки свідченням низьких значень температури можливих перетворень. “Закритість” карбонатних порід (як термодинамічної системи) підтверджено також ізотопними даними: і в мармурах, і в апатитоносних карбонатних породах, що з ними асоціюють, наявний головню ізотопно важкий вуглець з аномальними значеннями $\delta^{13}\text{C}$ – до + 5.7 ‰ (PDB) у мармурах і до + 4.1 ‰ (PDB) в апатитоносних карбонатних породах.

Наявність різних вуглецевмісних мінералів в асоціації з діамантом, коеситом, карбонатами тощо свідчить про специфічну вихідну форму їхніх компонентів – для появи їхніх твердих фаз високий тиск не потрібен.

Ключові слова: глаукофан, блакитні сланці, високий і надвисокий тиск, петрогенезис, ізотопи кисню й вуглецю, верхній протерозой, Дабі Шан, Китай.

УДК 549.766+549.761(477.8)

МОДЕЛЬ РОЗВИТКУ ПРИБОРТОВОГО СОЛЯНОГО КАРСТУ І ЙОГО РОЛЬ У ФОРМУВАННІ СТІЙКОГО ГІДРОІЗОЛЯЦІЙНОГО ПРОФІЛЮ В ПРОЦЕСІ ЗАТОПЛЕННЯ ДОМБРОВСЬКОГО КАР'ЄРУ (м. КАЛУШ)

В. Дяків

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: dyakivw@yahoo.com*

Проаналізовано закономірності самозатоплення Домбровського кар'єру в межах Калуш-Голинського родовища калійних солей (Західна Україна). На підставі виконаних досліджень запропоновано модель активізації специфічного прибортового соляного карсту, визначальними чинниками якої є приповерхнева наземна та приповерхнева підводна деформація бортів. Першим важливим наслідком розвитку прибортового карсту є зменшення інтенсивності взаємодії соляних мінералів з водою, яке призвело до того, що за сім років мінералізація води на поверхні затоплюваного кар'єру зменшилася зі 165 до 36 г/л. Другим наслідком є формування стійкого гідроізоляційного прошарку, який унеможливує розчинення соляних бортів. Це привело до формування гравітаційно-диференційованого озера, вода якого, згідно з прогнозами, у верхній 17-метровій водній товщі повинна мати мінералізацію до 2–3 г/л.

Ключові слова: калійні солі, соляно-глинисті породи, розчинення, дезінтеграція, прибортовий соляний карст, моделювання, Домбровський кар'єр, Західна Україна.

Специфічною особливістю Калуш-Голинського родовища є моноклінальне, майже горизонтальне залягання калійних солей у межах зовнішньої зони Передкарпатського прогину з близько-поверхневим виходом покладів на ділянці Домброве (до 16 м від денної поверхні). Значні запаси калійних руд на цій ділянці та невелика глибина залягання калійних солей були тими чинниками, завдяки яким у 1950–1960-ті роки запроектували розробку родовища кар'єрним способом. Тоді Домбровський кар'єр був єдиним у світі кар'єром, де розробляли соляні поклади за умов гумідного клімату (переважання атмосферних опадів над їхнім випаровуванням).

Розробка калійних покладів відкритим способом зумовила низку гідрогеологічних та геоecологічних проблем, які доводилось вирішувати: відведення руслу р. Сивка за контур кар'єру через штучні канали; осушення четвертинного водонесного горизонту облаштуванням кільцевої дренажної траншеї навколо кар'єру; постійне збирання й відкачування атмосферних опадів, які в разі взає-

модії з солями перетворювались у насичену ропу; гідроізоляція берм і неробочих бортів кар'єру; постійна боротьба з соляним карстом та ерозією.

Критичними ці проблеми стали протягом двох останніх десятиліть, зокрема, після катастрофічної повені у липні 2008 р., коли почався невідворотний водопритік у Домбровський кар'єр. Були численні спроби врятувати кар'єр, оскільки в ньому ще залишилось понад 32 млн т калійної руди, яку можна видобути. Та через неналежне фінансування справу до кінця не довели, і нині фактично відбувається самозатоплення Домбровського кар'єру [9]. Осушення кар'єру практично неможливе, адже він заповнений розсолами, скидати які в гідрмережу не можна.

Техногенно-змінене геологічне середовище соленосних відкладів за умов взаємодії з агресивними прісними водами – це складна динамічна система, поведінку якої важко передбачити. Надходження води в соляний кар'єр та його затоплення супроводжується розвитком низки екзогенних геологічних процесів, насамперед таких цікавих феноменів, як дезінтеграція соляно-глинистих відкладів і прибортовий соляний карст. Протягом останніх десяти років ми простежували ці явища в процесі моніторингу за природних умов, детально їх досліджували, виконували відповідне моделювання.

Результатом досліджень стала розробка цілісної просторово-часової моделі розвитку прибортового карсту, яка дає змогу прогнозувати динаміку розвитку екзогенних процесів, оцінювати вплив постмайнінгових змін на формування хімічного складу води в майбутньому озері на місці Домбровського кар'єру (чи стане воно джерелом засолення четвертинного водоносного горизонту) та визначати, що невідкладно треба зробити для запобігання екологічним негараздам. Це має важливе геоекологічне значення, що й зумовлює актуальність виконаних досліджень.

Загальна характеристика Домбровського кар'єру. У геологічній будові Калуш-Голинського родовища виділяють нижній автохтонний теригенно-осадовий комплекс юрського і крейдового віку, на який по тектонічному розлому насунутий верхній алохтонний комплекс моласових відкладів міоцену, у яких і містяться розвідані калійні руди. На Домбровській ділянці пласти калійних солей нижньобалицької світи виходять під четвертинні відклади на глибині від 16 до 175 м. Саме тому протягом 1967–2005 рр. тут діяв кар'єр. Розкривні породи в контурі Домбровського кар'єру розробляли чотирма уступами заввишки до 10 м з організацією селективного виймання ґрунтового-рослинного шару, суглинків, галечників і гіпсоглинистої “шапки”, а скельні розкривні породи та рудний поклад розробляли уступами заввишки до 15 м буропідривною дезінтеграцією, після чого їх вивозили автотранспортом по кар'єрній дорозі на два відвали та збагачувальну фабрику.

Для забезпечення сприятливих гідрогеологічних умов природне русло Сивки відвели з кар'єрного поля через штучне русло (канал) та облаштували кільцеву дренажну траншею для перехоплення вод четвертинного водоносного горизонту. Умовно “чиста” вода з цієї траншеї потрапляла в Сивку через шостий і сьомий скиди. Атмосферні опади, які випадали на площу кар'єру, перекачували в акумулювальні ємності, а звідти подавали на збагачувальну фабрику або скидали в шахту через поглинальну свердловину (рис. 1).

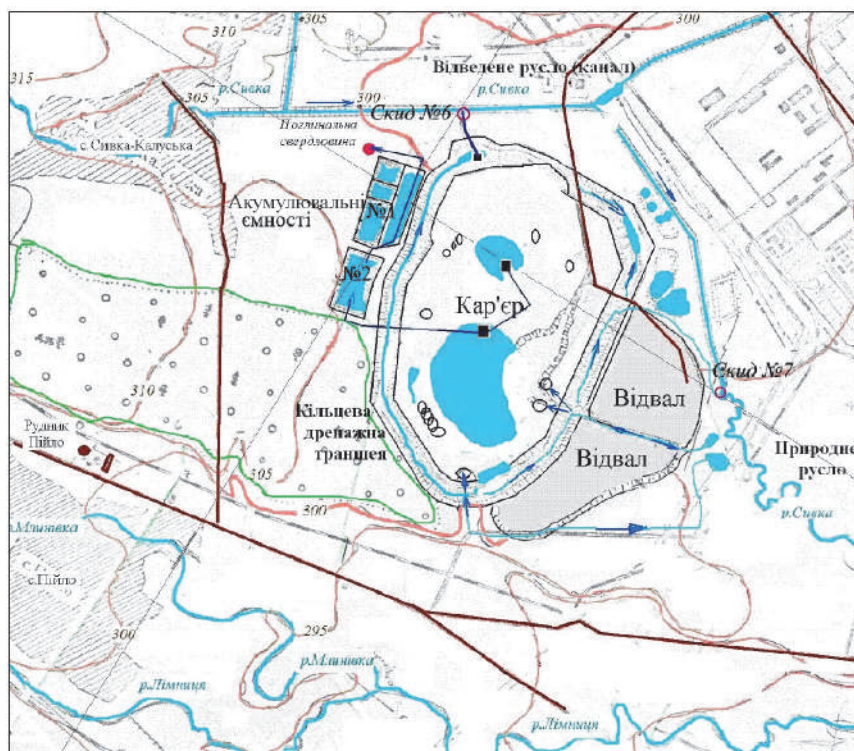


Рис. 1. Просторове розташування Домбровського кар'єру та об'єктів, які забезпечували його функціонування.

Об'єм Домбровського кар'єру – 52,5 млн м³. З південної частини видобуто 17,9 млн т руди і 20 млн м³ розкривних порід, у північній частині видобуто 14,6 млн т руди і залишилось 32 млн т. Глибина південної частини – 127 м, північної – 63 м. Генеральний кут укосу – 65°.

Головними рудними мінералами калійних покладів Калуш-Голинського родовища є каїніт і лангбейніт за високого вмісту галіту (до 35 %). Другорядні мінерали – полігаліт, епсоміт, кізерит, сільвін, шеніт та ін. Специфічною особливістю калійних покладів Передкарпаття загалом є високий вміст теригенних і глинистих мінералів (кварц, гідрокслюда, хлорит) – до 17 %.

Прояви і наслідки карстових процесів. Під карстом розуміють процес розчинення гірських порід, які містять водорозчинні мінерали, що призводить до утворення порожнин та деформації порід і, як наслідок, – до формування характерного карстового рельєфу. Карст, під час якого розчиняються соляні мінерали, називають соляним [1, 4]. Карст, який відбувається у бортах діючого чи затоплюваного кар'єру, прийнято називати прибортовим.

Найважливішою передумовою розвитку прибортового соляного карсту є наявність у геологічному розрізі моласової формації калійних покладів та висока розчинність соляних мінералів. Найбільш розчинними соляними мінералами є карналіт, сільвін, галіт і шеніт. Найпоширеніші мінерали калійних родовищ

Передкарпаття – каїніт і лангбейніт – хоч і розчиняються, однак не надто швидко. За експериментальними даними Я. Семчука [8], швидкість розчинення каїнітової породи в прісній воді становить 19 м/рік; А. Кривоусов унаслідок великомасштабних натурних досліджень визначив середню швидкість розчинення вертикального відслонення каїнітової руди 29,7 м/рік [5]; за даними, що їх отримала О. Палійчук [6, 7], швидкість розчинення соляних порід в укосі становить близько 35 м/рік.

Другою передумовою розвитку соляного карсту є рух підземних вод у місцях залягання соленосних відкладів та кут нахилу поверхні вилюговування до потоку агресивних вод. Швидкість розчинення солей залежить від положення поверхні, що розчиняється (рис. 2) [3]. На похилій поверхні солі утворюється шар насиченого розчину, який під впливом гравітації стікає вниз. Зі стелини розчин стікає у вигляді струменів, що призводить до турбулізації середовища.

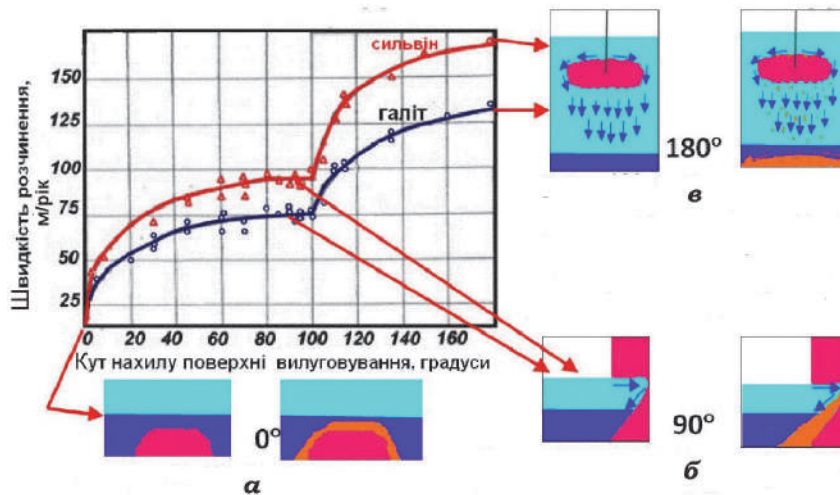


Рис. 2. Залежність швидкості розчинення сільвіну й галіту від нахилу поверхні розчинення за $T = 25\text{ }^{\circ}\text{C}$:

а – за кута 0° (дно печери або кар'єру) соляний карст швидко припиняється завдяки насиченню розчину та гідроізоляції поверхні солі нерозчинним осадом; *б* – за кута 90° (стінка печери, борт кар'єру) соляний карст розвивається в поверхневій частині ненасиченого розчину та суттєво обмежений на гідроізолюваних схилах поверхні солі; *в* – за кута 180° (стелина печери) соляний карст триває до цілковитого розчинення солі завдяки постійному гравітаційному відведенню насиченого розчину та неможливості формування гідроізоляційного прошарку нерозчинного осаду на поверхні солі через його обвалювання.

З рис. 2 випливає, що в разі затоплення гірничої виробки її стелина розчиняється приблизно вдвічі швидше, ніж бічні частини. Швидкість розчинення вертикальної стінки кам'яної солі в прісній воді становить 70 м/рік, а стелини – до 120 м/рік. Підшва виробок майже не розчиняється, оскільки на її поверхні нагромаджується насичений розчин.

Ще однією важливою особливістю процесу розчинення калійних руд є наявність у них нерозчинних включень. Завдяки неоднорідному складові руда розчиняється вздовж прошарків нерозчинних мінералів і руйнується. Суміш важко-

розчинних лангбейніту, кізериту й нерозчинних домішок осипається з вертикальних стінок і стелини та нагромаджується внизу, захищаючи нижню частину схилу від подальшого розчинення.

З 2005 р. у Домбровському кар'єрі фіксують водопритік із різних джерел і місце, завдяки чому почав розвиватися прибортовий соляний карст, який особливо активізувався після паводку в липні 2008 р. Головні джерела затоплення кар'єру – це атмосферні опади (70–80 %) та водопритік ґрунтових вод четвертинного водоносного горизонту (20–30 %). Ґрунтові води височують в місцях, де дренажна траншея перерізає старе русло Сивки та її приток, які було відведено з кар'єрного поля каналом р. Сивка.

На підставі виконаних досліджень запропоновано модель розвитку прибортового соляного карсту в процесі затоплення Домбровського кар'єру. Головні його прояви такі:

1) близькоповерхнева наземна деформація бортів Домбровського кар'єру, унаслідок чого з посиленням водопритоку на відстані від 10 до 50 м від краю борту кар'єру формуються карстові форми рельєфу (понори, кари, бедленд, колодязі, канали, лійки, провали, цирки), а також конуси винесення нерозчинного матеріалу на ділянках водопритоку (рис. 3, 4);



Рис. 3. Ланцюжок дрібних прибережних карстових лійок уздовж північно-східного борту Домбровського кар'єру навесні 2008 р.



Рис. 4. Карстовий цирк – з'єднані між собою карстові колодязі у солонській товщі західного борту Домбровського кар'єру.

2) близькоповерхнева підводна деформація бортів Домбровського кар'єру, унаслідок чого на відстані від 0 до 10 м від краю борту кар'єру з підняттям рівня затоплення відбувається таке:

- формуються “підрізані” борти, підводні ніші вилуговування та надводні консолі бортів солевмісних порід;
- утворюється шорстка поверхня вилуговування солевмісних порід;
- у надводних консолях бортів солевмісних порід з'являються заколи та тріщини;
- відбувається первинне обвалювання надводних консолей бортів солевмісних порід в агресивне середовище поверхневої водної товщі, їхнє дорозчинення й самоізоляція (рис. 5);

– у підводній частині первинних надводних консолей бортів формується пухка гідроізолювальна призма нерозчинного осаду (рис. 6);



Рис. 5. Первинне обвалювання надводних консолей бортів солевмісних порід в агресивне середовище поверхневої водної товщі, їхнє дорозчинення та самоізоляція (природна і змодельована ситуація).



а



б



в

Рис. 6. Формування пухкої гідроізолювальної призми нерозчинного осаду у підводній частині первинних надводних консолей північно-західного борту (а), фізична модель (б) та принципова схема процесу (в).

– утворюється ущільнена гідроізолювальна призма з нерозчиненого осаду зі стійким зчепленням із шорсткою поверхнею вилуговування.

Виконані дослідження засвідчили, що в разі взаємодії агресивних розчинів з легкокорозійними мінералами ці мінерали “захищає” специфічний динамічний механізм, який ми назвали мінералогічним протектором дезінтеграції соляно-глинистих порід у процесі мокрої консервації гірничих виробок калійних родовищ Передкарпаття. Він відіграє провідну роль у блокуванні руйнівних процесів, формуванні стійкого профілю та хімічного складу.

Процес підрізання нішею вилуговування свіжообваленого борту кар’єру починається з первинного контакту агресивних вод з соляними мінералами. Завдяки їхньому розчиненню, підвищенню мінералізації води, гравітаційному руху більш мінералізованих вод у глибші водні товщі, конвективному надходженню нових порцій агресивних вод ніша вилуговування у борті кар’єру заглиблюється від первинних 1–2 м до 5–6 м та аж до повної втрати стійкості надводної консолі соляно-глинистих відкладів і калійних руд.

Під час взаємодії агресивних вод з соляно-глинистими породами формується шорстка поверхня вилуговування, що відбувається внаслідок вибіркового розчинення галіту, збереження скелету лангбейніту, селективного вилуговування легкокорозійних мінералів та дезінтеграції глинистих мінералів.

Наслідками розчинення солевмісних порід до моменту втрати стійкості є формування заколів і тріщин у надводних консолях бортів солевмісних порід на відстані від нуля до 10 м від краю борту кар’єру (що відбувається внаслідок підняття рівня затоплення), обвалювання надводних консолей бортів, їхнє до-розчинення й самоізоляція підводного схилу (див. рис. 5).

Наявність у близькоповерхневих ділянках геологічного розрізу потужних піщаних верств і значна кількість опадів зумовлюють найсприятливіші умови для додаткової самоізоляції соленосних товщ. Її прояви є по всьому контуру Домбровського кар’єру, однак найінтенсивніше вони виявлені в північно-західному борті, де протягом десяти років можна було чітко простежувати формування пухкої гідроізолювальної призми нерозчинного осаду в підводній частині первинних надводних консолей бортів – подібно до того, що спостерігали на фізичних моделях у процесі експериментального моделювання, на підставі чого й запропоновано принципову схему процесу (див. рис. 6).

Наслідком вилуговування легкокорозійних мінералів, дезінтеграції та осадження глинистих мінералів є зародження й поглиблення ніші вилуговування із “зависанням” над рівнем водного дзеркала консолі соленосних товщ. Поглиблення ніші вилуговування зумовлює посилення гравітаційного навантаження на “завислу” консоль, що в певний момент спричиняє зародження субвертикальних заколів. Ці заколи порушують стійкість бортів та призводять до їхнього обвалення з різною інтенсивністю. Усе це чітко простежено як у бортах Домбровського кар’єру, так і особливо наочно в його експериментальній моделі. На цій підставі нижче від ніші вилуговування виділено зону транзиту глинистого матеріалу та зону самоізоляції солевмісних порід глинистим прошарком із врівноваженою слабко нахиленою поверхнею (рис. 7). Завдяки цьому нерозчинний теригенний глинистий матеріал під час осідання на шорстку поверхню підводного схилу утворює підпірну призму під кутом природного укосу.



Рис. 7. Розріз ущільненої гідроізолювальної призми з нерозчиненого осаду зі стійким зчепленням із шорсткою поверхнею вилуговування внаслідок армування та гравітаційного ущільнення вторинними обвалами осаджених мінералів (експериментальна модель).

Найважливішим наслідком фізико-хімічної й механічної дезінтеграції соляно-глинистих мінеральних асоціацій є їхня самоізоляція та консолідація гідроізолювального прошарку (коли нерозчинний осад утворив стійкий механічний бар'єр між водною товщею та корінними соленосними відкладами).

Унаслідок розчинення соляних мінералів, обвалів, зсувів, осадження тонкодисперсних глинистих мінералів у Домбровському кар'єрі сформувались зона деформацій соляних порід та зона акумулювання гідроізоляційного прошарку; їхня загальна потужність перевищує 20 м (рис. 8).

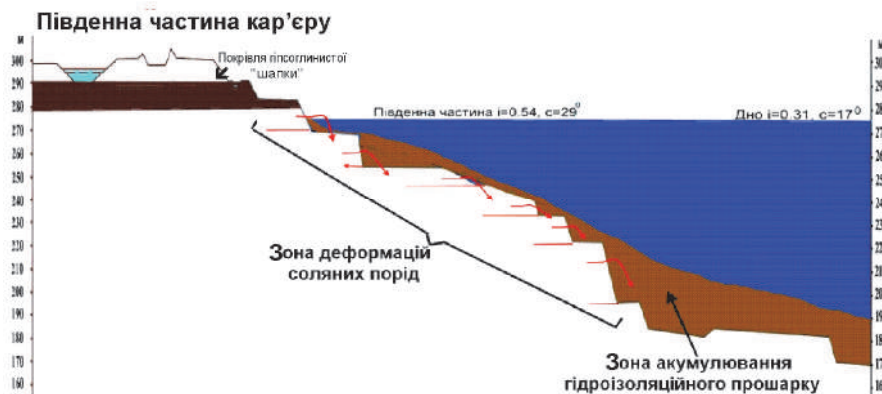


Рис. 8. Модель формування стійкого гідроізоляційного профілю у південній частині Домбровського кар'єру.

Важливим наслідком розвитку прибортового карсту в процесі затоплення Домбровського кар'єру є формування стійкого гідроізолювального прошарку, який унеможливує розчинення соляних бортів та зумовив формування гравітаційно-диференційованого озера (рис. 9). За прогнозами А. Гайдіна та В. Дяківа [2], вода цього озера у верхній 17-метровій водній товщі повинна мати мінералізацію до 2–3 г/л.

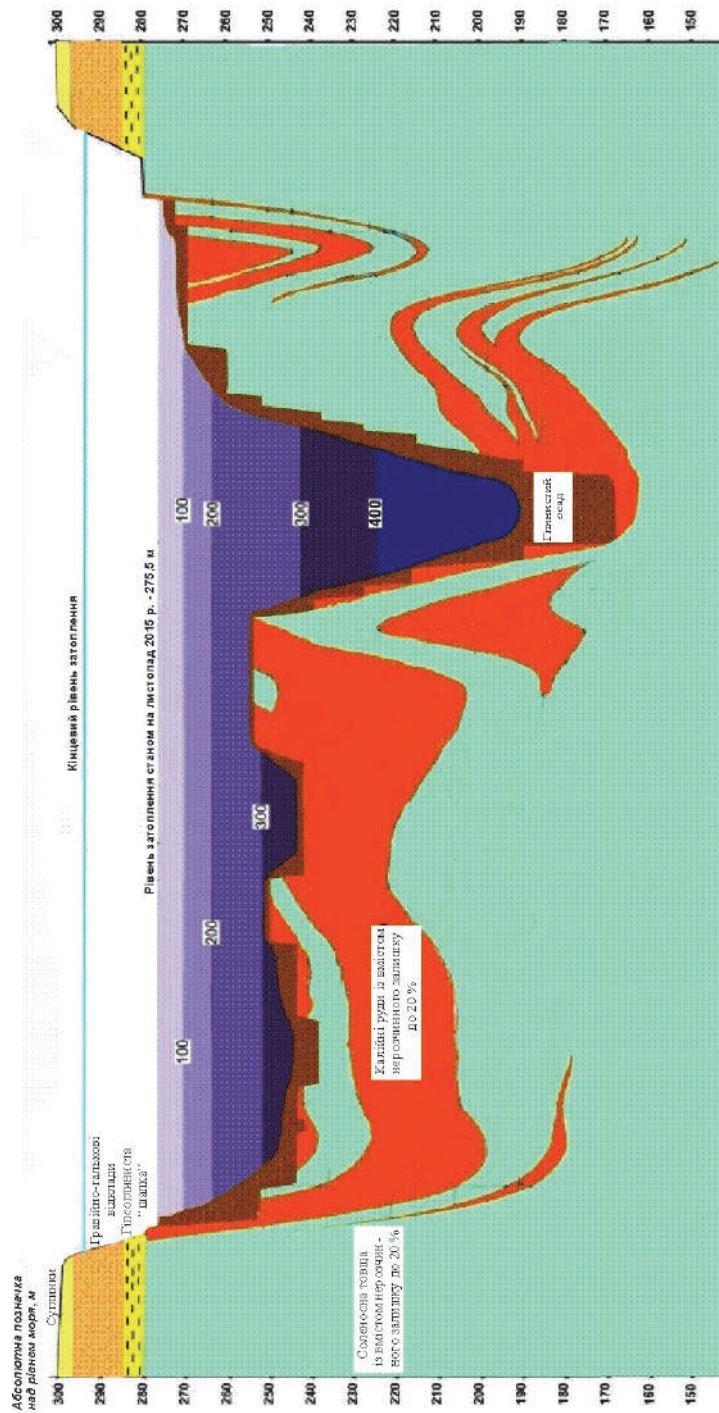


Рис. 9. Сучасний гідрогеохімічний розріз водної товщі Домбровського кар'єру.

Отже, на підставі виконаних досліджень запропоновано модель активізації специфічного прибортового соляного карсту, визначальними чинниками якої є близькоповерхнева наземна та близькоповерхнева підводна деформація бортів Домбровського кар'єру.

Важливими наслідками розвитку прибортового карсту в процесі затоплення Домбровського кар'єру є зменшення інтенсивності взаємодії соляних мінералів з водою, яке призвело до того, що за сім років мінералізація води на поверхні затоплюваного кар'єру зменшилася з 165 до 36 г/л, та формування стійкого гідроізолювального прошарку, який унеможливує розчинення соляних бортів і зумовив формування гравітаційно-диференційованого озера, мінералізація води якого, за нашими прогнозами, у верхній 17-метровій водній товщі повинна бути на рівні 2–3 г/л.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Апродов В. А. Об основных принципах классификации карстовых процессов / В. А. Апродов // Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста : [Информ. сб.]. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – № 1. – С. 67–70.
2. Гайдін А. М. Умови формування прісноводної товщі в озері на місці соляного кар'єру / А. М. Гайдін, В. О. Дяків // Природа Західного Полісся та прилеглих територій : зб. наук. праць Волин. нац. ун-ту імені Лесі Українки. – 2010. – № 7. – С. 50–64.
3. Дудко П. М. Подземное выщелачивание солей / П. М. Дудко. – М. : Недра, 1972. – 160 с.
4. Короткевич Г. В. Соляной карст / Г. В. Короткевич. – Л. : Недра, 1970. – 256 с.
5. Кривоусов А. Я. Результаты наблюдений за процессом выщелачивания и разрушения соляных пород в уступах карьера / А. Я. Кривоусов. – Л. : ВНИИГ, 1974. – 17 с.
6. Палійчук О. В. Аналітичні дослідження процесу розчинення і дифузії солей в гірничих виробках / О. В. Палійчук // Наук. вісн. ІФНТУНГ. – 2008. – № 2 (18). – С. 34–36.
7. Палійчук О. В. Експериментальні дослідження розчинення соляних уступів Домбровського кар'єру шляхом зрошування // Наук. вісн. ІФНТУНГ. – 2008. – № 1 (17). – С. 164–170.
8. Семчук Я. М. Наукові та методичні основи охорони геологічного середовища в районах розробки калійних родовищ (на прикладі Передкарпаття) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра техн. наук / Семчук Ярослав Михайлович. – Івано-Франківськ, 1995. – 46 с.
9. Техногенна ситуація в районі Калуського промислового вузла / Є. І. Крижанівський, Е. Д. Кузьменко, М. В. Палійчук, Б. Т. Бараненко // Наук. вісн. ІФНТУНГ. – 2008. – № 2 (18). – С. 3–9.

*Стаття: надійшла до редакції 20.07.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

**MODEL OF THE NEAR-BOARD SALT KARST
DEVELOPMENT AND ITS ROLE IN THE FORMATION
OF RESISTANT WATERPROOFING PROFILE
IN THE PROCESS OF DOMBROWSKI QUARRY FLOODING
(THE CITY OF KALUSH)**

V. Dyakiv

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: dyakivw@yahoo.com*

In the geological structure of Kalush-Holynske deposit, one can distinguish the lower autochthonous terrigenous-sedimentary complex (*J, C*) and the upper allochthonous complex of Miocene molassa sediments which contains explored potash ore. In Dombrowski area, the potash salt strata underlay the Quaternary sediments at a depth of 16–175 m. That is why the quarry functioned here during 1967–2005. Overlying rocks in the contour of Dombrowski quarry have been worked by four ledges up to 10 m (soil and topsoil, loam, gravel and gypsum-clay “cap” have been selectively removed), and solid rocks and ore bed – by scarps up to 15 m (drilling and blasting disintegration), after which they were taken to two dumps and concentrating factory.

The main ore minerals of the potash deposit are kainite and langbeinite; high (up to 35 %) is the content of halite. Polyhalite, epsomite, kieserite, sylvite, schoenite are of subordinate value. Specific feature of the potash deposits of the whole Precarpathians is the high content of terrigenous and clay minerals (quartz, hydromica, chlorite) – up to 17 %.

Karst processes are manifested in the following: karst landforms (swallow holes, sink holes, the Badlands, wells, channels, cones, dips, circuses etc.); alluvial fans of insoluble material in areas of water inflow; the “cut” sides, underwater niches of leaching and surface of the consoles of salt rocks sides; rough leaching surface of salt rocks; cracks in the surface of consoles of salt rocks sides; primary downfalls of the surface consoles of salt rocks sides in the aggressive environment of the near-surface water column, their dissolution and self-isolation; the formation of friable hydro-insulating prism of insoluble precipitate in the underwater part of the primary surface consoles of the boards; the formation of consolidated hydro-insulating prism from insoluble precipitate with a steady grip with a rough leaching surface.

The model of activation of specific near-board salt karst has been proposed on the basis of the research. Its determining factors are near-surface terrestrial and shallow submarine deformation of the boards. The first important result of the karst development is the decrease of intensity of salt minerals–water interaction. This led to the fact that for seven years the water salinity on the surface of flooded quarry has decreased from 165 to 36 g/l. The second consequence is the formation of a stable hydro-insulating layer, due to which the dissolution of salt boards is impossible. This led to the formation of a gravity-graded lake, the water of which, according to forecasts, in the upper 17-meter water column should have a salinity of 2–3 g/l.

Key words: potassium salts, salt-clay rocks, dissolution, disintegration, near-side salt karst, modelling, Dombrowski quarry, Western Ukraine.

ХРОНІКА

ДЕСЯТІ НАУКОВІ ЧИТАННЯ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА

О. Матковський, І. Мисяк

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: ivanna.misiak@yandex.ua*

Восьмого–одинадцятого вересня 2016 р. відбулися чергові Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, які започаткували 1997 р. з ініціативи його учнів кафедри мінералогії Львівського університету імені Івана Франка (Євген Лазаренко очолював цю кафедру 25 років) та Українське мінералогічне товариство (засноване Є. Лазаренком 1970 р.). Читання організував Львівський національний університет імені Івана Франка за участю Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, Українського мінералогічного товариства та Наукового товариства імені Шевченка.

Невипадково вже вчетверте Лазаренківські читання проведено на базі спортивно-оздоровчого табору “Карпати” Львівського університету (с. Карпати Мукачівського р-ну Закарпатської обл.), адже його було відкрито з ініціативи й активної участі Є. Лазаренка в часи його керівництва Львівським державним університетом (1951–1963).

Для участі в читаннях було заявлено 24 усні та 26 стендових доповідей. Серед їхніх авторів представники Київського, Львівського, Волинського та Криворізького національних університетів, Національного університету водного господарства та природокористування (м. Рівне), Донецького національного технічного університету, Інституту геологічних наук НАН України, Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України, Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, Інституту прикладної фізики НАН України, а також Московського державного університету імені Ломоносова, Західноякутського наукового центру АН Республіки Саха (Якутія), Інституту геології і мінералогії імені В. С. Соболева Сибірського відділення РАН, Варшавського університету і Геологічного інституту Норвегії.

У безпосередній роботі наукових читань узяло участь понад 40 учасників – науковців, педагогів, аспірантів і студентів, головно, ЛНУ імені Івана Франка та інститутів НАН України. На чотирьох засіданнях заслухано й обговорено 19 усних і 16 стендових доповідей. Вони стосувалися різних проблем мінералогії (генетичної, регіональної, космічної, типоморфізму тощо), частково геохімії, літології та рудоутворення.



Учасники Десятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка.



Засідання веде голова оргкомітету Десятих читань, декан геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка М. Павлунь.

Учасники Десятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка мали на меті, передусім, проаналізувати стан реалізації задумів ученого щодо створення монографічного зведення з мінералогії України, мінералогічного словника-довідника Карпато-Балканської гірської системи та новітні дані з мінералогічних досліджень.

У першій доповіді, яку виголосив *О. Матковський* (ЛНУ імені Івана Франка), – “Стан реалізації задуманих і розпочатих Євгеном Лазаренком праць з мінералогії України та Карпато-Балканської гірської системи” (співавтор *Є. Сливко*) – зазначено про часткову реалізацію задумів Євгена Костянтиновича, а саме: у підготовці та виданні книги “Мінерали України. Краткий справочник” (1990), у низці узагальнювальних публікацій під час тривалої роботи над підготовкою “Мінералогічної енциклопедії України” (МЕУ) (2006–2015), у виданні п’яти книг із серії “Мінерали Українських Карпат” (1990, 1995, 2003, 2011, 2014) та праці “Minerals of the Carpathians” (2002).



З доповіддю “Про стан реалізації задуманих і розпочатих Євгеном Лазаренком наукових праць з мінералогії України та Карпато-Балканської гірської системи” виступає *О. Матковський*.

Цьому ж питанню присвячена доповідь *Г. Кульчицької* (ІГМР імені М. П. Семенка НАНУ) “Мінералогія в інформаційному просторі” (співавтор *Д. Черниш*), у якій схарактеризовано труднощі у підготовці МЕУ, пов’язані з назвами мінералів, вимогами до них та затвердженням нових мінеральних видів відповідними комісіями Міжнародної мінералогічної асоціації.

Серед виголошених цікавими були доповіді *А. Вальтера* (Інститут прикладної фізики НАНУ) про новий практично важливий різновид монациту Побужжя (співавтори *В. Андреев*, *В. Павлюк*, *А. Пісанський*, *Н. Підберезька*), *О. Андреева* (Інститут прикладної фізики НАНУ) про досвід застосування рентгенофлуоресцентного методу для дослідження системи Rb–Sr калієвих мінералів (співавтори *А. Вальтер*, *О. Хлонь*), *П. Білоніжки* (ЛНУ імені Івана Франка) про роль мінералогічних досліджень у вивченні умов формування флішових формацій Криму й Карпат, *С. Кривдика* (ІГМР імені М. П. Семенка НАНУ) про нові дані

з мінералогії лужних порід України (співавтор В. Шаригін), *В. Прокопця* (Коледж геологорозвідувальних технологій КНУ імені Тараса Шевченка) про агати Іванчинського базальтового родовища (співавтор В. Сковороднєв), *М. Павлуня* (ЛНУ імені Івана Франка) про прогнозно-металогенічне значення термобарогеохімічних ендегенних рудних формацій, *Д. Возняка* (ІГМР імені М. П. Семененка НАНУ) про флюоцерит-(Ce) із камерних пегматитів Волині, *А. Гречановського* (ІГМР імені М. П. Семененка НАНУ) про модель аморфізації структури циркону за даними комп'ютерного моделювання (співавтор Н. Єрьомін), *Л. Шумлянсько-го* (ІГМР імені М. П. Семененка НАНУ) про геохімію ільменіту з українських анортозит-мангерит-чарнокіт-гранітоїдних формацій (співавтори А. Korneliusen, S. Øyvind з Геологічної служби Норвегії та В. Bagiński з Варшавського університету).



Виступ Г. Кульчицької з доповіддю “Мінералогія в інформаційному просторі”.

Космічній мінералогії були присвячені доповіді науковців ІГМР імені М. П. Семененка НАНУ: *В. Семененко*. Природа порфірового бітумовмісного ксеноліту в хондриті Кримка (співавтор Н. Гіріч); *А. Гіріч*. Структурно-мінералогічна характеристика порфірового бітумовмісного ксеноліту в хондриті Кримка (співавтор В. Семененко); *С. Ширінбекова*. Мікроскульптура звітрової поверхні зерен олівіну з паласитів.

Вражаючими були доповіді екологічного спрямування з показом катастрофічних явищ, пов'язаних з видобутком корисних копалин. Зокрема, *В. Мельничук* (Національний університет водного господарства та природокористування) у доповіді “Прогнозні чинники та розшукові ознаки локалізації бурштину в Прип'ятському басейні” (співавтор М. Криницька) навів жахливі картини, які виникають після видобутку бурштину, особливо несанкціонованим способом, у межах Волинської й Рівненської областей. У доповіді *В. Дяківа* (ЛНУ імені Івана Франка) “Розвиток прибортового соляного карсту як головний чинник формування стійкого гідроізоляційного прошарку в процесі затоплення Домбровського кар'єру” продемонстровано досить страшні наслідки недосконалої (хижацької) розробки соляних родовищ.



Перед початком засідань. Зліва направо: В. Кухарук, П. Білоніжка, М. Павлунь, О. Матковський.



Учасники конференції поспішають на ранкове засідання. На першому плані зліва направо: О. Гречанівський, О. Гречановська, Д. Возняк.

Серед молодих науковців заслухано доповіді *Г. Федчун* (ЛНУ імені Івана Франка) про імовірність алмазоносного магматизму в Передкарпатському прогині, *Ю. Череміського* (ІГТГК НАНУ) про структурно-літологічний контроль метасоматозу поверхневих сольових та вуглеводневих проявів у Скибовій зоні Карпат і Передкарпатському прогині (співавтори *Г. Петруняк*, *О. Череміська*, *М. Петруняк*), *С. Луньова* (ІГМР імені М. П. Семененка НАНУ) про геохімічні особливості слюд у малінітах Покрово-Кириївського масиву.

Досить багатою і різноманітною була інформація стендових доповідей, про які доповів їхній куратор *М. Ковальчук*. Найчисленнішими були доповіді, присвячені вивченню включень у мінералах різного генезису (*І. Наумко*, *Н. Бачевич*, *Т. Брилинський*, *Т. Занкович* та ін.), золотоносності (*М. Ковальчук*, *В. Сукач*,



Учасники читань на фоні палацу графів Шьонборнів (замок Береввар).
Зліва направо: О. Бучковська, М. Зубик, І. Мисяк, Г. Федчун.



Біля стендових доповідей Л. Фігура, Ю. Крошко, М. Ковальчук.

Л. Фігура та ін.), піроксенів, амфіболів і нефеліну з порід Покрово-Кириївського масиву у Приазов'ї (С. Кривдік, В. Гаценко, Є. Луньов, В. Шаригін), ільменітоносності кір звітрювання Українського щита (Ю. Крошко).

В обговореннях доповідей виступили Г. Кульчицька, Д. Возняк, П. Білоніжка, В. Мельничук, М. Петруняк, О. Матковський. Вони наголосили на важливос-

ті й актуальності розглянутих під час читань різних проблем мінералогії, зазначили про добру організацію і гарне перебування в Карпатському краї, висловили вдячність керівництву оргкомітету. Чергові читання запропоновано присвятити питанням стану підготовки мінералогічної енциклопедії України і, мабуть, провести їх у Києві.



З обговоренням стендових доповідей виступає М. Ковальчук.

До початку роботи читань опубліковано матеріали у вигляді окремого збірника “Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка” (відп. ред. О. Матковський. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2016. 116 с.). Збірник містить 48 доповідей, у яких висвітлено питання про стан реалізації задуманих і розпочатих Є. Лазаренком наукових праць з мінералогії України та Карпато-Балканської гірської системи, наведено новітні матеріали з теоретичної, генетичної, регіональної, експериментальної та космічної мінералогії, схарактеризовано різноманітні аспекти мінералогії, геохімії та флюїдного режиму процесів формування родовищ металевої й неметалевої сировини (алмаз, золото, мідь, залізо, титан, рідкісні й рідкісноземельні метали, калійні солі, вуглеводні та ін.).

В останній день наукових читань проведено геологічну екскурсію “Вулканічні структури долини р. Визниця” під керівництвом завідувача кафедри мінералогії Л. Скакуна. Учасники ознайомилися з лавовими потоками різної будови, відвідали Клочківське та Шелестівське родовища андезито-базальтів.

На завершення нашої інформації наведемо слушні й, мабуть, доцільні зауваження та побажання одного з учасників Десятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка В. Прокопця, завідувача геологічного музею Коледжу геологорозвідувальних технологій КНУ імені Тараса Шевченка, а саме: 1) відсутність на читаннях спеціалістів-геологів та вчених з найближчих зарубіжних країн (Угорщина, Польща та ін.); 2) відсутність викладачів Ужгородського й Мукачівського університетів – хоча б як слухачів; 3) глибоке здивування викликає той факт, що жоден з учасників (крім КГРТ) не мав із собою фактажу – взірців мінералів і гірських порід.



Учасники наукових читань на геологічній екскурсії у кар'єрі с. Кленовець
(Шелестівське родовище андезито-базальтів)

Науковець пропонує в інформаційних повідомленнях зазначати бажаний супровід доповідей фактичним (кам'яним) матеріалом; увести до програми читань *“годину обміну кам'яним матеріалом серед учасників читань”*, а також, оскільки в Закарпатті чимало цікавих з мінералогічного погляду об'єктів (Мужієвське родовище, Вишківське рудне поле, Солотвинський соляний шток та інші), обов'язково до кожного чергового Читання змінювати маршрут екскурсій; це дасть змогу зберегти “контингент” його учасників.

Доцільним, на думку В. Прокопця, було б за невеликих зусиль викладачів, аспірантів та студентів-геологів ЛНУ оформити кімнату (кабінет, музей та ін.) з розміщенням у ній не лише кам'яного матеріалу, а й яскравих постерів, таблиць, геологічних карт і розрізів. Доречною була б невеличка бібліотека науково-популярної літератури з мінералогії. Ознайомлення студентів ЛНУ з експозицією “мінералогічного кабінету” в період оздоровлення насатило б їхнє перебування в таборі цікавою геолого-мінералогічною інформацією. Бажаними гостями “кабінету” стали б гості з сусіднього санаторію “Карпати” – потенційні “постачальники” абітурієнтів. Геологічний музей Коледжу геологорозвідувальних технологій КНУ готовий надати допомогу колегам у цій важливій і благородній справі (мінерали, гірські породи, карти, схеми, фотографії тощо).

ІГОР ТИМОФІЙОВИЧ БАКУМЕНКО – ЗНАНИЙ УЧЕНИЙ І ПЕДАГОГ (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)

Дев'ятнадцятого листопада 2016 р. чергової ювілейної дати досягнув відомий учений і педагог, кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент Ігор Тимофійович Бакуменко: йому виповнилося 80 років!

Народився Ігор Бакуменко 1936 р. у м. Урумчі (тепер – Діхуа, провінція Сінцзян, Західний Китай), де в радянському консульстві старшим військовим радником працював його батько. Під час війни перебував в евакуації у Північно-Західному Казахстані. Після звільнення України від німецько-фашистських загартників навчався в початкових класах сільської Киселівської школи на Чернігівщині та школах м. Потсдам у Німеччині.

Разом з батьками 1949 р. Ігор переїхав до Львова, де 1954 р. закінчив середню школу № 6. Романтика геологічної професії цих уже далеких 1950-х років привела його на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка; після завершення навчання за спеціальністю “Геологічна зйомка і розвідка родовищ корисних копалин” він отримав кваліфікацію інженера-геолога (1959). А здобував ювіляр ази знань з майбутніми відомими вченими і педагогами: Г. Бачинським, В. Бордоном, Ю. Карпенчуком, В. Кирилюком, М. Лазаренком, Р. Лесняком, А. Медведєвим, В. Свиридовим, С. Синицею, В. Хлестовим. Під час навчання він додатково прослухав усі провідні геохімічні курси, які читали за ініціативи проф. В. С. Соболева для спеціально організованої на конкурсних засадах групи студентів.

У 1959 р. І. Бакуменко влаштувався на роботу в нещодавно створений (1957) Інститут геології і геофізики Сибірського відділення АН СРСР, куди його запросили В. Соболев та Ю. Долгов. Тут Ігор Тимофійович працював до 1993 р. на посадах старшого лаборанта (1959), молодшого (1961) і старшого (1966) наукового співробітника, з 1977 р. завідував лабораторією мінералогії. У 1989 р. він став провідним науковим співробітником та керівником лабораторії термобаро-геохімії Інституту мінералогії і петрографії, що ввійшов до складу Об'єднаного інституту геології, геофізики і мінералогії СВ РАН. Водночас працював за сумісництвом на посаді доцента і професора (1969–1993) кафедри мінералогії, петрографії і геохімії геолого-географічного факультету Новосибірського державного університету, де читав курси “Кристалографія” та “Мінералогія”, спецкурси “Ріст кристалів” і “Вступ до мінералогії і петрографії”, керував геологічними практиками, курсовими й дипломними роботами. У 1973 р. йому присвоєно вчене звання доцента.

У 1993 р. Ігор Тимофійович повернувся до Львова, де до виходу на заслужений відпочинок (2013) працював у Львівському національному університеті імені Івана Франка на посадах провідного наукового співробітника науководослідної частини, а також доцента кафедри корисних копалин і кафедри мінералогії (з 2000 р.). Він читав курси “Термобарогеохімія”, “Геохімічні методи розшуків”, “Кристалографія і кристалохімія”, “Онтогенія мінералів”, “Темоло-

гія”, керував магістерськими, дипломними й курсовими роботами, консультував викладачів, науковців, аспірантів і студентів з різних методів дослідження включень у мінералах. І нині Ігор Тимофійович не пориває зв’язків з рідною кафедрою, продовжує за можливості й потреби допомагати її колективу в навчальному процесі.



Л. Волкова, О. Матковський, В. Дяків та І. Бакуменко
в рудному кабінеті кафедри мінералогії, 2004.

Надзвичайно багатогранними й важливими є науково-дослідницькі досягнення І. Бакуменка, передусім – у галузі вивчення процесів пегматитоутворення, флюїдних режимів магматогенних і супутніх процесів мінералогенезу, кристаломорфологічних особливостей індукційних, скелетних та інших ускладнених форм кристалів тощо.

Серед них і досі неперевершеними є дослідження, пов’язані з вивченням включень, особливо розплавних, у мінералах, та з мінералогічної кристалографії. Уже 1963 р. на першій Всесоюзній нараді з термобарогеохімії молодий учений доповів про піонерні у світі дослідження з гомогенізації дрібних склуватих включень методом загартовування, а в 1967 р. експериментально довів правомірність використання методу гомогенізації розплавних включень для геологічних інтерпретацій завдяки дослідженню включень у штучно вирощених кристалах. Подальші дослідження І. Бакуменка, пов’язані з вивченням базальтоїдів андезитової формації та кислих продуктів їхньої диференціації, засвідчили, що фенокристали цих порід починають кристалізуватися за високої температури (інколи вище 1 300–1 350 °С) у разі інтрателуричних, а не поверхневих умов, як уважали деякі вулканологи.

Резонансними стали також перші дослідження класичних (індукційних) графічних і скелетно-графічних агрегатів у пегматитах. Новий підхід до вивчення морфології утворень скелетної графічної структури заперечив думку про роль якихось “проникних зон” у польовому шпаті в ході формування скелетного

кварцу. Розробка теорії динамічних вершинних, реберних і гранних форм росту дала змогу передбачити можливі форми скелетного росту будь-яких кристалів. Ці дослідження стали основою кандидатської дисертації на тему “Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис”, яку І. Бакуменко успішно захистив 1965 р.



І. Бакуменко (перший праворуч у другому ряду)
серед учасників святкування 80-річчя О. Матковського, 2009.

У Львівському університеті Ігор Тимофійович брав участь у виконанні науково-дослідних господарських робіт в Інституті геології та металогенії золота, кольорових металів і алмазів України. Вони стосувалися благороднометалевого зруденіння та різних породних комплексів Українського щита й Карпатського регіону; результати висвітлено в наукових звітах та низці публікацій. Зокрема, І. Бакуменку належать перші дослідження первинних розплавних включень у плагіоклазі з афанітових базальтів ратинської світи міденосної нижньовендської трапової формації Західної Волині, які гомогенізуються за температури 1 110–1 200 °С (Бакуменко, Федоришин, 2005), а також нові оригінальні дані щодо термометрії розплавних включень у кварці з алунітованих туфів Берегівського рудного району (Бакуменко, Медвідь, Словотенко, 2011). Термометричними дослідженнями визначено достатньо низьку температуру солідусу (~ 640 °С) і температуру гомогенізації герметичних розплавних включень (825–860 °С), що, на думку авторів, зумовлено втратою високотемпературними включеннями герметичності, а, отже, флюїдної складової. А через неврахування цього факту попередні дослідники одержали суттєво завищені значення температури гомогенізації включень розплавів під час нагрівання (940–1 350 °С).

Результати наукових досліджень І. Бакуменка викладені в понад 150 опублікованих працях, серед яких чотири монографії і словник: “Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис” (1966); “Минералогия и геохимия метаморфогенных сегрегационных пегматоидов” (1975, соавторы С. В. Мельгунов, Н. А. Кулик); “Магματοгенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов” (1975, соавторы Т. Ю. Базарова, В. П. Костюк и др.); “Магματοгенный этап формирования гранитных пегматитов” (1984, соав-

торы О. Н. Косухин, В. П. Чупин); “Словник-довідник ювелірного і коштовного каміння” (2006, співавтори Р. Вовченко, О. Матковський, О. Полубічко, Л. Борхорська). Останнім часом І. Бакуменко активно працював разом з Н. Словотенко над підготовкою навчального видання з кристалографії. Як підсумок – вийшов друком навчальний посібник “Геометрична кристалографія” у трьох частинах (2015. Ч. 1; 2016. Ч. 2, 3, укладачі Н. Словотенко, І. Бакуменко). Зазначимо, що Ігор Тимофійович зібрав унікальну колекцію природних ідіоморфних кристалів мінералів, яка є неперевершеною дидактичною збіркою для опанування курсу геометричної (мінералогічної) кристалографії.

Дуже плідними є дослідження І. Бакуменка з проблем петрогенезису нижньоархейського чарнокіт-гранулітового комплексу Українського щита і пов’язаного з ним Майського золоторудного родовища, яке зачислено до вперше виділеної у світі рудної формації золотоносних біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів. Результати викладено у статті “Флюїдний режим процесів петро-рудогенезу та термобарогеохімічні критерії золоторудних зон Майського родовища” (2001, співавтори О. Бобров, М. Павлунь, А. Сіворонов).

Досить активною була науково- і навчально-організаційна діяльність Ігоря Тимофійовича. У Новосибірському університеті він керував студентським науковим товариством “Кристалл”, був членом музейної ради геолого-геофізичного факультету. Він належить до засновників і організаторів авторитетної школи дослідників розплавних включень, яка є складовою всесвітньовідомої Новосибірської школи термобарогеохімії на чолі з Ю. Долгим та В. Соболевим. Був членом інститутської вченої ради, брав участь в організації геологічних олімпіад школярів Сибіру і Всесоюзних наукових студентських конференцій, а також був членом редколегії “Мінералогічного збірника”. За наукового керівництва І. Бакуменка захищено п’ять кандидатських дисертацій. Він брав участь у роботі декількох з’їздів Міжнародної мінералогічної асоціації, Міжнародного геологічного конгресу та інших міжнародних і всесоюзних форумів з проблем термобарогеохімії, петрології, мінералогії та геохімії. За активної участі Ігоря Тимофійовича організовано заходи з нагоди 90- і 100-річчя від народження акад. В. Соболева, матеріали яких опубліковано окремим виданням (“Матеріали наукової конференції, присвяченої 90-річчю від дня народження академіка В. С. Соболева”. Львів, 1998) та на сторінках “Мінералогічного журналу” і “Мінералогічного збірника”.

Ігор Бакуменко належить до знаних фахівців двох термобарогеохімічних шкіл: львівської М. Єрмакова і Новосибірської Ю. Долгова і В. Соболева, яку теж було започатковано у Львові. У становлення і розвиток цих шкіл ювіляр зробив немалий внесок, адже він провадив надзвичайно важливі в теоретичному і прикладному аспектах та дуже скрупульозні дослідження флюїдних включень у мінералах та вивчав кристаломорфологію цих мінералів.

Нам, друзям і колегам Ігоря Тимофійовича, пощастило багато років поспіль крокувати поряд із ним – Людиною, Ученим, Педагогом, Патріотом, Громадянином, Інтелігентом, спілкуватися й працювати, бути свідками його звершень, ділитися з ним творчими й науковими здобутками. Ігор Тимофійович має неперевершений моральний авторитет, який він здобув протягом тривалих і приєм-

них років праці в різних наукових і педагогічних колективах, насамперед, у колі студентської юні.

Вельмиповажний і дорогий Ігорю Тимофійовичу! Автори і редколегія “Мінералогічного збірника” щиро вінувають Вас з ювілеєм, зичать доброго здоров’я, гараздів та ще багато гарних літ у достатку, любові рідних та близьких, повазі друзів і колег, усіх, хто Вас знає і шанує.

З роси та води Вам! Многая і Благая Літа!

*О. Матковський, І. Наумко, М. Павлунь, Л. Скакун,
редколегія “Мінералогічного збірника”*

ЗМІСТ

<i>О. Матковський</i> МІНЕРАЛОГІЧНА ШКОЛА АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА ТА ЇЇ ВНЕСОК У РОЗВИТОК СУЧАСНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ.....	3
<i>Н. Зинчук</i> ОСОБЕННОСТИ СЛЮДЯНЫХ КИМБЕРЛИТОВ.....	24
<i>С. Кривдік, В. Шаригін, В. Гаценко, Є. Луньов</i> ВИСОКОМАНГАНОВИЙ І ВИСОКОТИТАНИСТИЙ МАГНЕТИТ ІЗ МАЛНЬІТІВ ПОКРОВО-КИРИЇВСЬКОГО МАСИВУ (ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНА).....	43
<i>Л. Фігура, М. Ковальчук</i> ЦИФРОВЕ СТРУКТУРНО-ЛІТОЛОГІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ЗОЛОТОНОСНОСТІ КІР ЗВІТРЮВАННЯ В МЕЖАХ РОДОВИЩ І РУДОПРОЯВІВ СЕРЕДНЬОГО ПОБУЖЖЯ.....	54
<i>П. Білоніжка</i> РОЛЬ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ У ВИВЧЕННІ УМОВ ФОРМУВАННЯ ФЛІШОВИХ ФОРМАЦІЙ КРИМУ ТА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ.....	63
<i>В. Гулій, С. Кріль, І. Ємельянов, Я. Куземко, В. Степанов</i> ПІЗНЯ СУЛЬФІДНО-КВАРЦ-КАРБОНАТНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В ПОРОДАХ КРОСНЕНСЬКОЇ ЗОНИ В МЕЖАХ ТРАСИ НОВОГО БЕСКИДСЬКОГО ТУНЕЛЮ.....	77
<i>М. Мороз, Я. Яремчук</i> ОСОБЛИВОСТІ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ КАРБОНАТНИХ ПОРІД ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ЗА ДАНИМИ КОМПЛЕКСНОГО ТЕРМІЧНОГО АНАЛІЗУ.....	88
<i>Н. Радковець</i> РАННЬОКРЕЙДОВИЙ БЕЗКИСНЕВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ У МЕЖАХ КАРПАТСЬКОГО СЕГМЕНТА МЕЗОТЕТИСУ.....	100
<i>П. Білоніжка, Ю. Дацюк</i> МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД І МІКРОСТРУКТУРА КРЕМЕНІВ МЕНЛІТОВОЇ СВІТИ СКИБОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ.....	112
<i>V. Guliy, I. Poberezhska, O. Kovtun</i> PECULIARITIES OF DISTRIBUTION, COMPOSITION AND ORIGIN OF GLAUCOPHANE FROM DABIE-SHAN (CHINA).....	118

В. Дяків

МОДЕЛЬ РОЗВИТКУ ПРИБОРТОВОГО СОЛЯНОГО КАРСТУ І ЙОГО РОЛЬ У ФОРМУВАННІ СТІЙКОГО ГІДРОІЗОЛЯЦІЙНОГО ПРОФІЛЮ В ПРОЦЕСІ ЗАТОПЛЕННЯ ДОМБРОВСЬКОГО КАР'ЄРУ (М. КАЛУШ).....	128
--	-----

ХРОНІКА

О. Матковський, І. Мисяк

ДЕСЯТИ НАУКОВІ ЧИТАННЯ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА.....	139
---	-----

ІГОР ТИМОФІЙОВИЧ БАКУМЕНКО – ЗНАНИЙ УЧЕНИЙ І ПЕДАГОГ (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ).....	148
---	-----

CONTENTS

<i>O. Matkovskyi</i> ACADEMICIAN YEUVHEN LAZARENKO MINERALOGICAL SCHOOL AND ITS CONTRIBUTION TO THE DEVELOPMENT OF MODERN MINERALOGY.....	3
<i>N. Zinchuk</i> FEATURES OF MICACEOUS KIMBERLITES.....	24
<i>S. Kryvdik, V. Sharygin, V. Hatsenko, Ye. Lunyov</i> Mn-Ti-RICH MAGNETITE FROM MALIGNITES OF POKROVO- KYRYIVSKYI MASSIF (AZOV SEA REGION, UKRAINIAN SHIELD).....	43
<i>L. Figura, M. Kovalchuk</i> DIGITAL STRUCTURAL-LITHOLOGICAL SIMULATION OF GOLD-BEARING CRUSTS OF WEATHERING WITHIN DEPOSITS AND OCCURRENCES OF MIDDLE-BUH REGION.....	54
<i>P. Bilonizhka</i> THE ROLE OF MINERALOGICAL RESEARCHES IN STUDYING OF THE FORMATION CONDITIONS OF THE CRIMEA AND THE UKRAINIAN CARPATHIANS FLYSCH ROCKS.....	63
<i>V. Guliy, S. Kril, I. Yemelyanov, Ya. Kuzemko, V. Stepanov</i> LATE SULPHIDE-QUARTZ-CARBONATE MINERALIZATION IN THE KROSNO ZONE ROCKS WITHIN THE ROUTE OF NEW BESKYDSKYI TUNNEL.....	77
<i>M. Moroz, Ya. Yaremchuk</i> FEATURES OF MINERAL COMPOSITION OF UPPER JURASSIC CARBONATE ROCKS OF THE PRE-CARPATHIAN FOREDEEP OUTER ZONE ACCORDING TO COMPLEX THERMAL ANALYSIS.....	88
<i>N. Radkovets</i> EARLY CRETACEOUS ANOXIC SEDIMENTOGENESIS WITHIN THE CARPATHIAN SEGMENT OF MESO-TETHYS.....	100
<i>P. Bilonizhka, Yu. Datsyuk</i> MINERAL COMPOSITION AND MICROSTRUCTURE OF FLINTS FROM MENILITE FORMATION OF UKRAINIAN CARPATHIANS SKYBOVA ZONE.....	112
<i>В. Гулій, І. Побережська, О. Ковтун</i> ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ, СКЛАДУ ТА ПОХОДЖЕННЯ ГЛАУКОФАНАУ З РАЙОНУ ДАБІ ШАН (КИТАЙ).....	118

V. Dyakiv

MODEL OF THE NEAR-BOARD SALT KARST DEVELOPMENT AND ITS ROLE IN THE FORMATION OF RESISTANT WATERPROOFING PROFILE IN THE PROCESS OF DOMBROWSKI QUARRY FLOODING (THE CITY OF KALUSH).....	128
---	-----

CHRONICLE

O. Matkovskiy, I. Mysyak

ACADEMICIAN YEVHEN LAZARENKO TENTH SCIENTIFIC READINGS.....	139
--	-----

IHOR TYMOFIYOVYCH BAKUMENKO – THE KNOWN SCIENTIST AND PEDAGOGUE (TO THE 80 th ANNIVERSARY FROM THE BIRTHDAY).....	148
--	-----