

ISSN 2078-6220

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ  
ЗБІРНИК**

**№ 65**

**Випуск 1**

**2015**

**MINERALOGICAL  
REVIEW**

**N 65**

**Issue 1**

*Published since 1947*

**МІНЕРАЛОГІЧНИЙ  
ЗБІРНИК**

**№ 65**

**Випуск 1**

*Виходить з 1947 р.*

**Ivan Franko  
National University of Lviv**

**Львівський національний  
університет імені Івана Франка**

**2015**

Друкується за ухвалою Вченої Ради  
Львівського національного університету  
імені Івана Франка  
(протокол № 6/9  
від 17.09.2015 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, петрографічного спрямування. Висвітлено окремі аспекти алмазності кимберлітів, космічної мінералогії, генетичні особливості породоутворювальних, акцесорних і рудних мінералів Українського щита й Карпатського регіону. Наведено також розділи “Історія науки” та “Хроніка”.

The articles of mineralogical, geochemical, petrographic orientation are published in the Review. Certain aspects of kimberlite's diamond potential, cosmic mineralogy, genetic features of rock-forming, accessory and ore minerals of the Ukrainian shield and the Carpathian region are considered. See also the sections “History of Science” and “Chronicle”.

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, ст. наук. співроб. *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*; габілітований 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. Чепіжко*; 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

**Editorial office address:**

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

E-mail: emslivko@i.ua; slivko.55@mail.ru

Редактор М. МАРТИНЯК

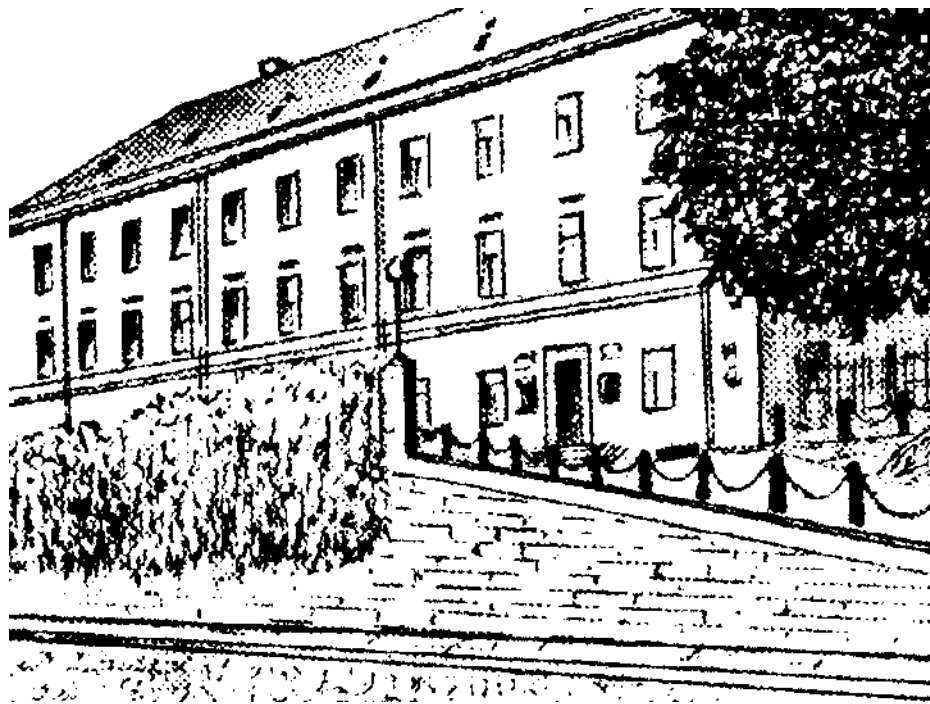
Комп'ютерна верстка Є. СЛИВКО

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. 18,8.  
Тираж 120 прим. Зам. ....

© Львівський національний університет  
імені Івана Франка, 2015



***Збірник присвячено  
70-річчю геологічного факультету  
Львівського національного університету  
імені Івана Франка***



УДК 378.096:549(477.83)

## ДІЯЛЬНІСТЬ КАФЕДРИ МІНЕРАЛОГІЇ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА ПРОТЯГОМ 2005–2014 рр.

**О. Матковський, Л. Скакун, П. Білоніжка**

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

Стисло висвітлено діяльність кафедри мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка протягом 2005–2014 рр. У цей період кафедра продовжувала активну навчально-методичну, науково-дослідну, науково-організаційну й виховну роботу відповідно до нових вимог часу. У навчально-методичному плані на бакалаврському рівні читали фахові дисципліни, вели підготовку спеціалістів і магістрів з геохімії й мінералогії, опубліковано два підручники з генезису мінералів і основ мінералогії України, цикли лекцій з методів мінералогічних досліджень і методичні рекомендації до лабораторних занять з різних дисциплін. Продовжували підготовку кадрів вищої кваліфікації через аспірантуру. Захищено дві дисертації онтогенічного спрямування і на завершених ще дві дисертаційні праці.

Активною була науково-дослідна робота і науково-організаційна діяльність кафедри. Завершено виконання чотирьох держбюджетних тем, опубліковано дві монографічні праці, два словники, одне довідково-інформаційне і два літературно-публіцистичні видання; численними є статейні публікації різного спрямування (з загальної мінералогії, топомінералогії, кристалохімії, генетичної мінералогії, геохімії, розшуків корисних копалин, геоекології, історії науки). Проведено близько десяти наукових форумів, у тім числі наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, присвячені різним проблемам мінералогії. Останніми роками активізувалася співпраця кафедри з міжнародними установами Словаччини й Польщі. Виконано цікаві дослідження за міжнародним проектом “Гео-Карпати – створення польсько-українського туристичного шляху”.

*Ключові слова:* кафедра мінералогії, Львівський національний університет імені Івана Франка, науково-дослідні роботи, публікації, наукові форуми, Мінералогічний музей імені акад. Є. Лазаренка, Мінералогічний збірник.

Протягом останніх десяти років кафедра мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка продовжувала активну навчально-методичну, науково-дослідну, науково-організаційну і виховну роботу відповідно до нових умов і вимог початку ХХІ ст. Діяльність кафедри до 2005 р. досить детально висвітлено в спеціальному довідково-інформаційному виданні “Кафедра мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка (1864–2004)” (Львів: Видав. центр Львів. ун-ту, 2004, автори О. Матковський, П. Білоніжка, Л. Скакун, Є. Сливко).

Кафедра забезпечувала підготовку фахівців різного рівня (бакалаврів, спеціалістів і магістрів) з трьох спеціальностей: геологія; геохімія і мінералогія; екологія та охорона

навколишнього середовища. На бакалаврському рівні перших двох спеціальностей читали три фахові дисципліни – кристалографію, мінералогію та геохімію, а для третьої спеціальності – дві: загальну геохімію та геохімію докільця. Для бакалаврів другої спеціальності ще читають такі курси, як методи мінералогічних досліджень, геоінформаційні технології, шліховий аналіз, геологія і мінералогія родовищ діамантів.

За другою спеціальністю готують спеціалістів і магістрів з геохімії і мінералогії. Для них організовано навчально-виробничі практики на найбільш доступних і важливих геологічних об'єктах Українського щита, Волино-Поділля та Українських Карпат; читають такі профільні дисципліни, як прикладна мінералогія, генетична мінералогія, мінералогія України, мінералогія осадових порід, геохімія рудоутворення, геохімія ізотопів, гемологія, флюїдні включення в мінералах, рудна мінералогія, фізико-хімічне моделювання геохімічних процесів. Протягом 2005–2014 рр. на кафедрі спеціалізувалося 54 магістри і 82 спеціалісти, деякі з них стали аспірантами.

Навчальний процес у цей період забезпечували проф. О. Матковський, доценти П. Білоніжка, І. Бакуменко (до 2013 р.), С. Бекеша (з 2013 р.), Л. Скакун, асистенти Н. Білик, Т. Винниченко (до 2009 р.), Б. Манчур (до 2013 р.), Н. Словотенко (з 2013 р., з 2014 – доцент кафедри). Крім читання лекцій та проведення лабораторних занять, вони керували навчальними й навчально-виробничими практиками, курсовими, дипломними і магістерськими працями.

Велику увагу приділяють навчально-методичній роботі і комп'ютеризації навчального процесу, підготовці підручників, навчальних посібників і навчально-методичних розробок. Значно зросло на кафедрі комп'ютерне забезпечення. З усіх дисциплін, відповідно до вимог МОН України, складено навчальні й робочі програми, які охоплюють дані про рівень сформованих вмій та знань, вимоги до них, інформаційний обсяг дисциплін, перелік рекомендованої літератури. З кожної профільної дисципліни сформовано тестові завдання, які використовують під час складання іспитів, заліків і перевірки залишкових знань.

Видано два підручники: “Генезис мінералів” (друге видання, 2007, автори В. І. Павлишин, О. І. Матковський, С. О. Довгий), “Основи мінералогії України” (2009, автори О. Матковський, В. Павлишин, Є. Сливко), а також цикли лекцій з курсу “Методи мінералогічних досліджень” (у двох частинах, 2013, укладачі С. М. Бекеша, Є. М. Сливко, Н. Т. Білик), методичні рекомендації до лабораторних занять з методів мінералогічних досліджень “Розрахунок формул мінералів” (2014, укладачі С. М. Бекеша, Н. Т. Білик), в електронному варіанті підготовлено підручник з мінералогії (автор Л. Скакун). Завершують підготовку підручника “Кристалографія” (автори І. Бакуменко, Н. Словотенко).

На кафедрі триває підготовка кадрів вищої кваліфікації через аспірантуру з двох спеціальностей: 04.00.20 – мінералогія, кристалографія, 04.00.02 – геохімія. Захищено дві дисертації онтогенічного спрямування. У дисертації Н. Словотенко “Онтогенез флюорит-барит-кварцових жил Березівського рудного поля” (2007, науковий керівник Л. Скакун) на підставі комплексних методів дослідження (катодолюмінесценції, мікрозондового й рентгеноспектрального аналізів, ІЧ-спектроскопії, термобарогеохімії тощо) схарактеризовано особливості внутрішньої будови мінеральних агрегатів та індивідів, уперше з'ясовано, що флюорит-барит-кварцові жили формувалися в середовищі гелю кремнезему і в ході його розкристалізації. У дисертаційній праці У. Борняк “Біомінералогічні фактори стійкості жовчних камінців” (2008, науковий керівник О. Матковський) доведено можливість агрегації полімерних конкрементів і те, що еволюція мінерального

складу текстурно-структурних особливостей та морфології визначають різну стійкість жовчних камінців на різних етапах онтогенезу. Нині завершують роботу над дисертаціями аспіранти О. Цільмак та І. Мисяк.

Досить активною протягом останніх десяти років була на кафедрі науково-дослідна робота й науково-організаційна діяльність, які провадили в тісній співпраці з науковцями Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (м. Львів) та Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені акад. М. П. Семененка НАН України (м. Київ), деякими установами Польщі та Словаччини. Наукові дослідження вели в рамках мінералогічної школи акад. Є. Лазаренка. Вони були пов'язані з виконанням чотирьох держбюджетних тем (наукові керівники О. Матковський, Л. Скакун, відповідальний виконавець Н. Словотенко, виконавець Л. Яриш). До досліджень залучали доктора геологічних наук І. Наумка (ІГГК НАН України), співробітників та аспірантів кафедри мінералогії й інших (Н. Білик, Б. Манчур, І. Мисяк, К. Сасюк, Р. Серкіз, Ю. Сушко, О. Цільмак).

У 2005 р. завершено тему “Динаміка мінералоутворення на геохімічних бар'єрах у гідротермальних рудоутворювальних системах”, головні результати якої такі: визначено просторово-часові закономірності зміни мінеральних парагенезисів, типоморфних особливостей окремих мінералів та структурних парагенезисів мінеральних агрегатів у процесі становлення й руйнування геохімічних бар'єрів у гідротермальних палеотермальних системах золоторудних родовищ Закарпаття, Нагольного кряжа й Побужжя та міднорудних об'єктів Волині.

Упродовж 2006–2008 рр. виконували тему “Фізико-хімічні та онтогенічні моделі в рудоутворюючих системах епітермального, стратиформного та орогенного типів”, яка стосувалася комплексу мінералогічних і геохімічних досліджень продуктів гідротермальної діяльності на низці родовищ та рудопроявів Транскарпатської вулканічної зони, трапових товщ Західної Волині, метаморфічних утворень Побузького блока Українського щита і складчастої споруди Нагольного кряжа в Донбасі.

Протягом 2009–2011 рр. провадили дослідження за темою “Мінералого-генетичні моделі гідротермальних процесів, що сприяють формуванню деяких родовищ України”. За результатами цих досліджень створено модель гідротермального режиму палеогідротермальної системи Берегівського рудного поля Закарпаття, уточнено мінералого-генетичну модель формування самородної міді у трапах Волині, завершено складання фактологічної моделі графіт-сульфідної мінералізації Завалівського родовища і створено базову мінералого-генетичну модель формування цих утворень за умов гідротермального процесу.

У 2014 р. завершено тему “Онтогенічні та фізико-хімічні моделі мінеральних агрегатів як відображення динаміки гідротермальних рудоутворювальних систем”. Досліджено особливості мінералогії та умови утворення жильної мінералізації на родовищі Банська Штавниця (Словаччина) порівняно з епітермальними родовищами Закарпаття, виконано числове комп'ютерне моделювання гідротермального мінералоутворення міді в трапах Волині в програмних пакетах GEM S та COMAGMAT. У межах Українського щита досліджено мінералогічні особливості гранітоїдів бердичівського комплексу, розпочато вивчення рідкіснометалевої й рідкісноземельної мінералізації вознесенських гранітів, визначено *PT*-умови формування магматичних і метаморфічних порід капітанівського комплексу.

На кафедрі також провадять дослідження, пов'язані з виконанням алмазної тематики (С. Бекеша, Н. Білик) і вивченням соляних руд Передкарпаття (П. Білоніжка, І. Манчур), у сфері уваги співробітників кафедри постійно є питання історії науки.

Результати досліджень із зазначених тем висвітлені у наукових звітах та низці публікацій, серед яких важливе значення мають дві завершальні книги із серії “Мінерали Українських Карпат”, що їх видають по лінії Комісії мінералогії і геохімії Карпато-Балканської геологічної асоціації (головний редактор проф. О. Матковський): “Силікати” (2011) і “Процеси мінералоутворення” (2014). Авторами цих книг є співробітники кафедри мінералогії (П. Білоніжка, Б. Манчур, О. Матковський, Л. Скаун, Н. Словотенко) та інших кафедр (В. Дяків, С. Кріль, Є. Сливко, В. Степанов, С. Ціхонь) геологічного факультету, а також науковці Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (Р. Бондар, З. Матвійшин, І. Наумко, І. Попп), Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені акад. М. П. Семененка НАН України (Д. Возняк, О. Гречановська, В. Квасниця, В. Мельников), Інституту геологічних наук НАН України (М. Ковальчук) та Інституту геохімії навколишнього середовища НАН України (В. Семененко, Т. Шем'якіна).

Перша книга містить узагальнені дані з мінералогії силікатів Українських Карпат. У ній стисло висвітлено геологічну будову й рудоносність регіону, наведено характеристику силікатовмісних комплексів, описано поширення, форми прояву, морфологію, хімічний склад, структуру, фізичні властивості та генезис майже 120 мінералів класу силікатів (серед них понад 20 мінералів виявлено у другій половині ХХ ст.). Описано вперше знайдені в Україні сколіт як новий мінерал змішаносаруватої структури і новий мінеральний різновид стильномелану – Mn-феростильномелан, а також низку мінералів, які належать до перших знахідок в Україні: зуніт, ільвайт, піжоніт, піроксманіт, данеморит та ін.

У другій книзі вперше узагальнено матеріали з відтворення надзвичайно складних і різноманітних процесів мінералоутворення: магматичного, гідротермально-метасоматичного, осадового й осадово-вулканогенного, метаморфічного, гіпергенного, космогенного, сучасного (травертинового й геотехногенного). Матеріал висвітлено головно за результатами вивчення типоморфізму мінералів, термобарогеохімічних та ізотопно-геохімічних досліджень, а також з використанням даних про петро- і рудогенез, петрографічних, петрохімічних, літологічних, металогенічних і експериментальних досліджень. Найдетальніше схарактеризовано гідротермально-метасоматичне й осадове мінералоутворення.

Науковці кафедри мінералогії є співавторами двох словників: “Словник-довідник ювелірного і коштовного каміння” (автори Р. Вовченко, О. Матковський, І. Бакуменко, Л. Бохорська, О. Полубічко. Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2006. 165 с.) і “Російсько-український геологічний словник” (автори Р. Вовченко, О. Матковський, Л. Бохорська, О. Полубічко. Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2011. 704 с.); довідково-інформаційного видання “Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945–2005)” і “Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945–2010)” (автори й упорядники П. Білоніжка, О. Матковський, М. Павлуць, Є. Сливко. Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. 375 с.; 2010. 520 с., відповідно); двох літературно-публіцистичних видань: “Академік Євген Лазаренко. Нарис про життєвий і творчий шлях, спогади, фотоальбом” (автори нарису й упорядники

О. І. Матковський, П. М. Білоніжка, В. І. Павлишин. Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2005. 303 с.) та “Свген Лазаренко – видатна постать ХХ століття (до 100-річчя від дня народження)” (автори доповідей й упорядники О. Матковський, П. Білоніжка, В. Павлишин. Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. 242 с.).

Протягом останнього десятиліття науковці кафедри мінералогії опублікували численні наукові статті, що стосуються загальномінералогічних питань, топомінералогії, кристалохімії, генезису мінералів, геохімії, розшуків корисних копалин, геоecологічної тематики й історії науки. Важливими є узагальнювальні праці стосовно деяких породо-, рудоутворювальних та акцесорних мінералів Українських Карпат: циркону, альмандинового гранату, рогової обманки, мусковітових слюд (О. Матковський, 2006, 2008–2010), гідрослюд і змішаношаруватих силікатів (П. Білоніжка, 2009, 2010), смектитів (П. Білоніжка, О. Матковський, 2010), телур-бісмутової та бісмут-молібденової мінералізації (О. Матковський, 2013) та мінералоутворення в корах звітрювання (О. Матковський, Є. Сливко, 2013), алуніту з геологічних утворень України (О. Матковський, 2014), стану і перспектив вивчення мінералогії Українських Карпат (О. Матковський, І. Наумко, П. Білоніжка, Л. Скакун, 2014) та ін. Схарактеризовано поширення мінералів, форми прояву, морфологію, хімічний склад, фізичні властивості й умови утворення, наведено дані щодо перспектив подальших мінералогічних досліджень. Прецизійними є дослідження перетворень деяких сульфатних мінералів (шеніт, астраханіт, сингеніт (калушит), каїніт, леоніт, карналіт, гіпс та ін.) соляних родовищ Передкарпаття під час нагрівання, продукти якого вивчали рентгенівським і термічним аналізами. З'ясовано, що в післяседиментаційний період, на стадіях пізнього діагенезу й катагенезу, поклади калійних солей зазнали суттєвих змін. Відбулися перекристалізація безводних мінералів (галіту, сильвіну), новоутворення астраханіту, каїніту, чемберситу, фазові перетворення кристалогідратів. Визначено, що прожилки і гнізда карналіту, галіту, епсоміту в зонах розривних порушень сформувалися із “солянок”, які з'являлися внаслідок виділення води з кристалогідратів у разі термодинамометаморфізму (П. Білоніжка, 2001–2007; П. Білоніжка, І. Манчур, М. Яцишин, 2005; П. Білоніжка, І. Манчур, 2006). За експериментальними даними по-новому висвітлено генезис лангбейніту з покладів калійно-магнієвих солей Передкарпаття; основна його маса сформувалася внаслідок післяседиментаційних перетворень каїніту, шеніту й леоніту за умов підвищення температури й тиску (П. Білоніжка, 2014).

Новими є дані щодо катодолюмінесцентного імідж-аналізу як методу онтогенічних досліджень, який дає змогу розкрити анатомію мінеральних індивідів, з'ясувати походження флюїдних включень, характер росту, діагностику подій розчинення й регенерації тощо. З використанням цього аналізу та методів термобарогеохімії визначено послідовність мінералоутворення в агрегатах флюорит-барит-кварцових і алуніт-барит-кварцових жил на золото-поліметалевих родовищах Березівського рудного поля. Методами гомогенізації і кріометрії флюїдних включень з'ясовано температурні межі утворення досліджуваного парагенезису (230–270 °С) за низької солоності флюїдів (0–12,5 мол. % NaCl-екв.); уперше за допомогою числового фізико-хімічного моделювання доведено роль змішаності розчинів різного складу (глибинних та формаційних) і температури на геохімічному бар'єрі під час формування зазначених жильних утворень; висвітлено процес розкристалізації гелю кремнезему під впливом кислих розчинів (Л. Скакун, Н. Словотенко, Р. Серкіз, К. Сасюк, 2005–2013). На прикладі вивчення співвідношень алуніту й бариту в гідротермальних жилах Березівського рудного району

визначено такі головні фізико-хімічні чинники, які визначають механізм та черговість їхнього формування: хімічний склад мінералоутворювальних розчинів, сформований у ході реакції породи й води; кислотність–лужність розчинів; окиснювальний потенціал; температура; співвідношення маси розчинів, що реагують. Важливими є дослідження сульфат-сульфідної рівноваги в системі мінералоутворення епітермальних родовищ (Н. Словотенко, 2014; Н. Словотенко, Л. Скакун, 2014). На підставі цих досліджень доведено, що для сумісного осадження зазначених мінералів потрібний механізм змішування розчинів з одночасним охолодженням. Визначено поведінку некогерентних елементів під час алунізації ріолітів Берегівського рудного поля (К. Сасюк, Н. Словотенко, Л. Скакун, 2014).

Досить загадковими є нові дані щодо термометрії розплавних включень у кварці алунізованих туфів Берегівського району (І. Бакуменко, М. Медвідь, Н. Словотенко, 2011): визначено достатньо низьку температуру солідуса (600 °С) і температуру гомогенізації герметичних включень (825–860 °С), що на сотні градусів нижче від значень температури (940–1 355 °С), що їх одержали попередні дослідники.

Співробітники кафедри активно провадять дослідження геологічних утворень не тільки Карпатського регіону, а й Волино-Поділля, Українського щита, Донбасу і Криму. Зокрема, вивчають мінералогічні особливості базальтів трапової формації волинської серії та природу пов'язаного з ними мідного зруденіння, цеолітоутворення та інших гідротермально-метасоматичних перетворень (Л. Скакун, В. Мельничук, І. Мисяк, Р. Серкіз, А. Ткачук, О. Цільмак, 2003–2014). Досліджено мінеральний склад і генезис тонкодисперсних силікатів, мінералогію, мікроструктуру й умови утворення фосфоритів, глауконіту і кременів з осадових відкладів Гірського Криму (П. Білоніжка зі співавт., 2002–2014); мінералогію та генетичні особливості золотого зруденіння Бобриківського родовища на Донбасі (О. Цабан (Цільмак), Л. Скакун, 2006, 2014); мінеральні асоціації графіту Завалівського родовища (К. Шакіна, Л. Скакун, 2010); мінеральні парагенезиси та *PT*-еволюцію гранат-біотитових порід Хашувато-Завалівської структури Середнього Побужжя (Н. Білик, К. Шакіна, Л. Скакун, О. Скакун, 2010); особливості апатиту з кварц-плагіоклазових пегматитів Українського щита (Н. Білик, К. Шакіна (Бурбан), О. Азарська, Л. Скакун, 2010, 2011); особливості ендегенних Ti-Fe-силікатних сферул з експлозивних структур та різних вулканогенно-осадових формацій України (С. Бекеша, І. Яценко, 2010; І. Яценко, Г. Яценко, С. Бекеша, Н. Білик та ін., 2012); кристаломорфологію, фізичні властивості та походження діамантів з прибережних пісків озера на Західній Волині (І. Яценко, С. Бекеша, А. Волошиновський, 2011); селадоніт із кварц-халцедонових жил та гідротермальний сепіоліт із карбонатних утворень Завалівського родовища графіту (Б. Манчур, Л. Скакун, 2011, 2012); еволюцію рідкіснометалевої мінералізації в гранітах Голованівської шовної зони Українського щита (Ю. Сушко, Л. Скакун, 2014). Співробітники кафедри є співавторами статей, присвячених особливостям мінерагенії південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (Г. Яценко, С. Бекеша, О. Гайовський, І. Яценко, 2014), уперше виявленому на теренах України карбиду вольфраму – кусонгіту в експлозивних утвореннях (Н. Білик, І. Яценко, І. Побережська, В. Степанов, 2014) та вірогідно визначеному у флішових відкладах Криму накриту (О. Азарська, Л. Скакун, П. Білоніжка, 2010).

Численними є публікації науковців кафедри мінералогії з історії науки. З нагоди ювілейних дат схарактеризовано діяльність і внесок у розвиток мінералогії видатних осіб світового значення та відомих вітчизняних учених: М. Ломоносова (до 300-річчя від

народження), В. Вернадського (до 150-річчя), П. Тутковського (до 150-річчя), М. Белова (до 120-річчя), В. Соболева (до 100-річчя), Є. Лазаренка (до 100-річчя), О. Поваренних (до 100-річчя), М. Юшкіна (до 75-річчя), професорів Д. Бобровника (до 100-річчя), Д. Григор'єва (до 100-річчя), М. Єрмакова (до 100-річчя), Г. Піотровського (до 100-річчя), І. Шафрановського (до 100-річчя), В. Калюжного (до 90-річчя), З. Бартошинського (до 80- і 85-річчя), О. Бобрієвича (до 80-річчя). Авторами цих публікацій є професор О. Матковський, доценти І. Бакуменко, С. Бекеша, П. Білоніжка, Л. Скакун, Є. Сливко. Спеціальну публікацію з нагоди 150-річчя кафедри мінералогії Львівського університету наведено в матеріалах міжнародної конференції “Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології (до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка)” (О. Матковський, 2014). Відзначенню ювілею кафедри мінералогії присвячено Восьмі наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка на тему “Мінералогія: сьогодні і майбуття”, які проведено 11–14 вересня 2014 р. на базі спортивно-оздоровчого табору “Карпати” Львівського національного університету імені Івана Франка (статті Г. Кульчицької, О. Матковського, І. Мисяк, Є. Сливко у “Мінералогічному журналі” та “Мінералогічному збірнику” за 2014 р.). На читаннях заслухано 28 усних доповідей і продемонстровано 17 стендових. Їхня тематика була досить різноманітною – від глобальних до локальних проблем мінералогії. До початку роботи читань опубліковано їхні матеріали (Львів, 2014); їм присвячено і перший випуск “Мінералогічного збірника” № 64 (2014). Висвітлено внесок кафедри мінералогії у підготовку фахівців-мінералогів і геохіміків та важливі наукові розробки, наведено нові дані з мінералогії, кристалохімії та біогеохімії, петрології й літології, флюїдного режиму (головно за включеннями в мінералах), формування різноманітної мінералізації у магматичних, гідротермально-метасоматичних, осадових, метаморфічних комплексах та у відходах гірничорудного виробництва.

Проблемам регіонально-мінералогічних досліджень в Україні присвячено праці О. Матковського у збірнику матеріалів міжнародної наукової конференції “Актуальні проблеми геохімії, мінералогії, петрографії та рудоутворення” (Київ, 2009) та 11 з’їзду Російського мінералогічного товариства (Санкт-Петербург, 2010), у Геологічному збірнику Наукового товариства імені Тараса Шевченка (Львів, 2012).

П. Білоніжка та О. Матковський є авторами низки статей в “Енциклопедія Львівського національного університету імені Івана Франка” (Львів: ЛНУ імені Івана Франка, у 2 т., 2011, 2014), зокрема: Лазаренко Євген Костянтинович; Мінералогії кафедра; Мінералогічна школа академіка Євгена Лазаренка; Мінералогічний музей імені академіка Євгена Лазаренка; Мінералогічний збірник та ін.

Завідувач кафедри Л. Скакун є співавтором декількох публікацій, присвячених геотуризму: 1) Українсько-польський геотуристичний шлях “Гео-Карпати” // Географія і туризм: міжнародні виклики українському туризму : 5 міжнар. наук. конф. : матеріали. – Львів, 2011; 2) Розробка українсько-польського геотуристичного шляху “Гео-Карпати” // Рекреаційний потенціал Прикарпаття: Історія, сучасний стан, перспективи : міжнар. наук. конф. “Туризм і розвиток регіону” : матеріали. – Івано-Франківськ, 2011; 3) Обґрунтування української частини транскоординаційного геотуристичного шляху “Гео-Карпати” // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : [Зб. наук. праць]. – Львів, 2012.

Важливими є підсумкові публікації про геохімічні та мінералогічні дослідження у Львівському університеті на сторінках “Мінералогічного збірника” № 61, вип. 1–2

(2011), присвяченому 350-літньому ювілею університету. Зокрема, П. Білоніжка у статті “Геохімічні дослідження у Львівському університеті” досить детально проаналізував основні результати геохімічних досліджень, які провадили на геологічному факультеті протягом 1948–2010 рр. Ці дослідження стосувалися кристалохімії мінералів, геохімії рідкісних і розсіяних елементів та стабільних ізотопів вуглецю й сірки, визначення абсолютного віку гірських порід мінералів К-Аг методом, геохімічних умов утворення й післяседиментаційного перетворення покладів калійних солей Передкарпаття та деяких інших аспектів теоретичної і прикладної геохімії. У публікації О. Матковського “Мінералогія у Львівському університеті” висвітлено розвиток мінералогії в університеті за його 350-літню історію. Зазначено, що найвагоміші здобутки пов’язані з другою половиною ХХ ст. Саме на цей період припадають багатопрофільні мінералогічні дослідження за такими головними напрямками: проблеми загальної мінералогії, регіональна мінералогія, генетична мінералогія, мінералогічна кристалографія, космічна мінералогія, прикладна мінералогія, історія науки. У другій публікації О. Матковського “Нові дані з мінералогії Українських Карпат у першому десятилітті ХХІ століття” наголошено, що найбільше даних та узагальнень є щодо самородних елементів, особливо золота, сульфідів (пірит, галеніт, бляклі руди тощо), сульфатів (сингеніт, волнін, гіпс), силікатів (гранати, кварц, польові шпати, цеоліти, гідрослюди, смектити тощо). Чимало даних отримано стосовно магматичного, гідротермально-метасоматичного, осадового та сучасного мінералоутворення.

Останніми роками активізувалася співпраця кафедри мінералогії з міжнародними установами: Вроцлавським університетом, Краківською гірничою академією та Державною вищою професійною школою імені Станіслава Погоня в м. Кросно (Польща), Інститутом геологічних наук Словацької АН та ін. З 2011 р. Л. Скакун брав участь у виконанні проекту “Геологія та еволюція Au–Ag–Te–Se асоціацій родовищ та рудопроявів України та Словаччини” у рамках двосторонньої співпраці між Національною Академією наук України та Словацькою академією наук. У 2013 р. він пройшов тижневе стажування в Інституті геологічних наук Словацької АН, став співавтором публікації Yelen S., Ponomarenko O., Micus T., Skakun L., Bondarenko O., Grinchenko J., Pzsek Y. The occurrence and distribution features of bismuth in Neogene volcanites of Slovakian and Ukrainian Carpathians // *Acta Mineralogica-Petrographica. Abstr. Ser.* – Szeged, 2012. – Vol. 7.

Цікаві дослідження виконано за міжнародним грантом, що його виграв за конкурсом Л. Скакун, “Гео-Карпати – створення польсько-українського туристичного шляху” (головний партнер – Державна вища професійна школа імені Станіслава Погоня, м. Кросно, Польща; партнер – Львівський національний університет імені Івана Франка, Україна). Нині створено спільну польсько-українську базу даних цікавих геологічних об’єктів, окреслено геотуристичний шлях, організовано польові виїзди, семінари, навчання провідників, студентські поїздки та конференції, видано карту й путівник, інформаційну брошуру, навчальні матеріали для провідників шляху. Підсумкам досліджень з геотуризму присвячено міжнародну наукову конференцію “Геотуризм. Практика і досвід”, яку провели у Львівському національному університеті 28–30 березня 2014 р. Учасникам конференції презентували низку опублікованих матеріалів: Геотуризм: практика і досвід: Матеріали конференції (ред. Л. З. Скакун, І. М. Бубняк); Геотуристичний путівник по шляху Гео-Карпат. Кросно–Борислав–Яремча: Зб. наук. праць (за редакцією І. М. Бубняка А. Т. Солецького); навчальні матеріали “Гео-Карпати для провідників по



шляху”, фотоальбом “Гео-Карпати” та ін. Авторами і співавторами цих видань є Л. Скакун, О. Яцожинський, А. Бучинська.

Протягом 2005–2014 рр. кафедра мінералогії разом з іншими установами (Львівське відділення Українського мінералогічного товариства, ІГГК НАН України, Наукове товариство імені Тараса Шевченка) була організатором низки наукових форумів. Це П’яті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, присвячені проблемам мінералогічної кристалографії та приурочені до 100-річчя від дня народження професора І. Шафрановського і 95-річчя від народження академіка Є. Лазаренка (2007); міжнародна наукова конференція на тему “Мінералогія і металогенія Карпатського регіону” (2009); Сьомі наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, присвячені 100-річчю від дня його народження, на тему “Розвиток ідей Є. К. Лазаренка в сучасній мінералогії” (2012); міжнародна наукова конференція “Геотуризм: практика і досвід” (2014); Восьмі наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка на тему “Мінералогія: сьогодні і майбуття”, присвячені 150-річчю кафедри мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка (2014).

Науковці кафедри брали активну участь у роботі різних наукових форумів. Серед них Восьмий з’їзд Українського мінералогічного товариства (2011); міжнародні наукові конференції “Геологічна освіта та наука у XXI столітті. Проблеми викладання геологічних дисциплін” (Київ, 2006), “Біомінералогія” (Луцьк, 2008), “Актуальні проблеми мінералогії і петрології” (присвячена 100-річчю від народження акад. В. Соболева, Львів, 2008), “Актуальні проблеми геохімії, мінералогії, петрографії та рудоутворення” (Київ, 2009), “Туризм і розвиток регіону” (Івано-Франківськ, 2011), “Географія туризму” (Львів, 2011), “Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології” (присвячена 70-річчю геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, 2014), Четверта міжнародна конференція “Польові практики в системі вищої професійної освіти (СПб., Трудолюбівка, 2012) та Всеросійська нарада з міжнародною участю “Геохімія літогенезу” (Сиктивкар, 2014); наукові конференції “Стан і перспективи сучасної геологічної освіти і науки” (присвячена 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, 2010), “Такий різний світ мінералогії” (присвячена 100-річчю від народження акад. Є. Лазаренка, Київ, 2012); урочиста й ювілейна наукова конференція, присвячена 140-річчю наукового товариства імені Тараса Шевченка (2013); урочисті академії, присвячені 350-літньому ювілею Львівського університету (2011) і 100-річчю від народження акад. Є. Лазаренка у Львівському національному університеті імені Івана Франка та Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення імені академіка М. П. Семененка НАН України (2012).

Кафедра мінералогії курує наукове видання “Мінералогічний збірник” та Мінералогічний музей імені академіка Євгена Лазаренка. З 2005 по 2014 рр. вийшло 16 випусків “Мінералогічного збірника” (№ 55–64). Збірник є фаховим виданням, у ньому висвітлено багатопрофільні питання мінералогії та суміжних наук; крім наукових статей, він містить розділи “Хроніка”, “Історія науки”, “Критика і дискусія”, “Втрати науки”. На сторінках “Мінералогічного збірника” надруковано матеріали, присвячені 60-річчю геологічного факультету (2005, № 55, вип. 1–2), 100-річчю професора І. Шафрановського та 95-річчю академіка Є. Лазаренка (2007, № 57, вип. 1 і 2), 350-річчю Львівського національного університету імені Івана Франка (2011, № 61, вип. 1–2), 150-річчю академіка В. Вернадського (2013, № 63, вип. 1), 100-річчю професора М. Єрмакова (2013, № 63, вип. 2); опубліковано праці Шостих наукових читань імені академіка Євгена Лаза-

ренка, присвячених 100-річчю академіка В. Соболева (2008, № 58, вип. 1–2), міжнародної наукової конференції “Мінералогія і мінерагенія Карпатського регіону” (2009, № 59, вип. 1–2), Сьомих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка, присвячених 100-річчю Є. Лазаренка (2012, № 62, вип. 1 і 2), Восьмих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка, присвячених 150-річчю кафедри мінералогії Львівського університету (2014, № 64, вип. 1).

Останніми роками дещо змінилися експозиції Мінералогічного музею. Зокрема, окремо виділено й розширено розділ, присвячений онтогенії мінералів. У коридорній частині музею розміщено експозицію за процесами мінералоутворення: магматичним, пегматитовим, низько-, середньо- і високотемпературним гідротермальним, скарновим, осадовим і метаморфічним. В окремих вітринах виставлено мінерали евапоритів і грейзенів, друзи кварцу, флюорит, мармури України, мінерали з родовищ Тетюхе (Приморський край), Слюдянка (Прибайкалля), Кольського півострова. Серед останніх поповнень музейної колекції – взірці мінералів з родовищ Далекого Сходу, які презентував випускник геологічного факультету, а нині академік РАН\* О. Ханчук; взірці дуже рідкісних мінералів (опурит, волконськоїт, хризосола) з Ізраїльського університету; І. Бакуменко подарував музею рідкісні взірці космічного походження – хондрити й тектити, а Л. Скакун – унікальні кристали піриту з родовищ Іспанії.

Мінералогічний музей слугує постійною базою навчального процесу. На його матеріалах виконують курсові, дипломні й магістерські роботи, кандидатські дисертації. Музей також широко використовують для популяризації геологічних і мінералогічних знань серед різних верств населення. У 2007 р. виготовлено буклет-рекламу зі стислою інформацією про музей та кольоровими фотографіями унікальних експонатів (друза індивідів азуриту на малахіті, друза кубічних кристалів фіолетового флюориту, чароїт з егірином та альбітом, голчасті агрегати гетиту й гідрогетиту та ін.).

*Стаття: надійшла до редакції 31.03.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

---

\*Колекцію привезли з Далекого Сходу О. Матковський, М. Павлунь та А. Сіворонов, яких запросили у Владивосток для участі в міжнародній науковій конференції “Геологічні процеси в обстановках субдукції, колізії і ковзання літосферних плит”, присвяченій 60-річчю від дня народження акад. РАН О. Ханчука (2011).

## THE ACTIVITIES OF THE MINERALOGY DEPARTMENT OF IVAN FRANKO NATIONAL UNIVERSITY OF LVIV DURING 2005–2014

**O. Matkovskiy, L. Skakun, P. Bilonizhka**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: lzkakun@gmail.com*

The activity of the Mineralogy Department of the Ivan Franko National University of Lviv during the period of 2005–2014 is summarized. The activities of the Department until 2005 have been described in detail in the special reference edition “The Department of Mineralogy of the Ivan Franko National University of Lviv (1864–2004)” (Lviv: Publishing Centre of Lviv University, 2004, authors O. Matkovskiy, P. Bilonizhka, L. Skakun, Ye. Slyvko).

During 2005–2014, the Department continued active educational-methodical, scientific-research, scientific-organizational and educational work in accordance with the new requirements of the time. Bachelors studied such professional disciplines as Crystallography, Mineralogy and Geochemistry; specialists and masters in Geochemistry and Mineralogy studied such disciplines as Applied Mineralogy, Genetic Mineralogy, Mineralogy of Ukraine, Mineralogy of Sedimentary Rocks, Geochemistry of Ore Formation, Geochemistry of Isotopes, Gemmology, Fluid Inclusions in Minerals, Ore Mineralogy, Physical-Chemical Modelling of Geochemical Processes, etc. Two textbooks on genesis of minerals (2007, second edition) and mineralogy of Ukraine (2009), lectures on methods of mineralogical research (2013) and methodical instructions to laboratory works on various disciplines have been published. The training of highly qualified personnel through graduate school continued; two theses on Candidate's degree have been defended (N. Slovotenko. Ontogeny of Fluorite-Barite-Quartz Veins of Berehove Ore Field, 2007; U. Bornyak. Biomineralogical Factors of Gallstones Sustainability, 2008). Currently two students of the Department are completing their theses.

Research and scientific-organizational activity of the Department was also active. Four state budget projects have been finished, in particular, “Mineral Formation Dynamics on Geochemical Barriers in Hydrothermal Ore-Forming Systems”; “Physical-Chemical and Ontogenic Models in Ore-Forming Systems of Epithermal, Stratiform and Orogenic Types”; “Mineralogical-Genetic Models of Hydrothermal Processes Which Contribute to the Formation of Some Deposits in Ukraine”; “Ontogenetic and Physical-Chemical Models of Mineral Aggregates as the Reflection of the Hydrothermal Ore-Forming Systems Dynamics”.

Two monographs of the series “Minerals of the Ukrainian Carpathians” edited by O. Matkovskiy – “Silicates” (Lviv, 2011. 520 p.) and “Processes of Mineral Formation” (Lviv, 2014. 584 p.) have been published, as well as two dictionaries: “Dictionary-Directory of Jewelry and Precious Stones” (by R. Vovchenko, O. Matkovskiy, I. Bakumenko, L. Bohorska, O. Polubichko. Lviv, 2006. 165 p.); “The Russian-Ukrainian Geological Dictionary” (by R. Vovchenko, O. Matkovskiy, L. Bohorska, O. Polubichko. Lviv, 2011. 704 p.), one reference and two literary-journalistic publications, numerous articles in different directions – general and topomineralogical, crystallochemical, genetic, prospecting, geoenvironmental, works on the history of science.

The Department organized nearly ten scientific forums, among them, the Fifth, Seventh and Eighth Scientific Readings named after acad. Yevhen Lazarenko, devoted to various mineralogical problems.

In recent years, the Department intensified cooperation with international institutions in Slovakia and Poland. Interesting researches in the international project “Geo-Carpathians – the Creation of the Polish-Ukrainian Tourist Route” have been conducted. International scientific conference “Geo-Tourism. Practice and Experience”, dedicated to the results of these researches, was held at the National University of Lviv in March 2014.

*Key words:* Department of Mineralogy, Ivan Franko National University of Lviv, scientific-research works, publications, scientific forums, Mineralogical Museum named after acad. Yevhen Lazarenko, “Mineralogical Review”.

## **ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ КАФЕДРЫ МИНЕРАЛОГИИ ЛЬВОВСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО УНИВЕРСИТЕТА ИМЕНИ ИВАНА ФРАНКО В 2005–2014 гг.**

**О. Матковский, Л. Скакун, П. Білоніжка**

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,  
ул. Грушевского, 4, 79005 г. Львов, Украина  
E-mail: lzsakun@gmail.com*

Коротко освещено деятельность кафедры минералогии Львовского национального университета имени Ивана Франко в 2005–2014 годах. Отмечено, что в этот период кафедра продолжала активную учебно-методическую, научно-исследовательскую, научно-организационную и воспитательную работу соответственно новым требованиям времени. В учебно-исследовательском плане на бакалаврском уровне обеспечивали чтение профилирующих дисциплин, осуществляли подготовку специалистов и магистров геохимии и минералогии, опубликовано два учебника, посвященных генезису минералов и основам минералогии Украины, циклы лекций по методам минералогических исследований и методические указания к лабораторным занятиям. На кафедре продолжалась подготовка кадров высшей квалификации через аспирантуру. Защищено две диссертации онтогенического направления и подготовлено к защите еще две диссертационные работы.

Активной была научно-исследовательская и научно-организационная деятельность. Завершено выполнение четырех госбюджетных тем, опубликовано две монографические работы, два словаря, одно справочно-информационное издание и два литературно-публицистических, многочисленные статьи различного направления (общеминералогические, топо-минералогические, генетические, геохимические, поискового и геоэкологического характера, истории науки). Проведено около десяти научных форумов, в том числе научные чтения имени академика Евгения Лазаренко, посвященные различным проблемам минералогии. В последние годы активизировалось сотрудничество кафедры с международными организациями Словакии и Польши. Осуществлено интересные исследования по международному проекту “Гео-Карпаты. Создание польско-украинского пути”.

*Ключевые слова:* кафедра минералогии, Львовский национальный университет имени Ивана Франко, научно-исследовательские работы, публикации, научные форумы, Минералогический музей имени акад. Е. Лазаренко, Минералогический сборник.

УДК 553.81:552.323.6

## ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

**Н. Зинчук**

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

Проведенные исследования геологического строения и вещественного состава кимберлитов Сибирской платформы свидетельствуют о сложности и многообразии геолого-минералогических и палеогеографических обстановок, что нужно учитывать при постановке прогнозно-поисковых работ на алмазы в каждом конкретном регионе. Особенности прогнозирования и поисков алмазов зависят от геолого-минералогической и геоморфологической обстановки залегания кимберлитовых диатрем. Важным критерием для поисков кимберлитовых тел в различных геолого-тектонических условиях является знание вещественного состава искомым диатрем, вмещающих и перекрывающих их осадочных и магматических образований. Рекомендовано максимально использовать для этого типоморфные особенности первичных и новообразованных в диатремах минералов. Показано, что каждый алмазоносный район имеет определенный комплекс типоморфных ассоциаций первичных и вторичных минералов кимберлитов. В преобладающем большинстве алмазоносных кимберлитовых трубок преобладают алмазы с ультраосновной ассоциацией включений твердых фаз (оливин, хромит, пироп и др.).

*Ключевые слова:* кимберлитовая трубка, алмаз, типоморфизм минералов, алмазоносный район, вмещающие породы, кора выветривания, геолого-минералогическая модель, прогнозно-поисковые работы, Сибирская платформа.

Многие исследователи отмечают приуроченность коренных месторождений алмазов мантийного происхождения к древним кратонам, консолидация которых завершилась в архее [4, 5, 11–15, 18–20]. В целом это отражено в известном правиле Клиффорда, согласно которому кимберлиты могут быть распространены и в пределах протерозойских подвижных поясов, но их алмазоносность должна быть весьма ограниченной или же эти породы могут вовсе не содержать алмазы. В последние годы открыто коренные месторождения алмазов и в периферийных частях древних кратонов (лампроитовая трубка Аргайл в Западной Австралии, алмазоносные кимберлитовые диатремы Восточно-Европейской платформы и др.). Такие коренные месторождения алмазов имеют целый ряд особенностей, на основании которых можно выделить самостоятельные алмазоносные зоны, обрамляющие центральные районы практически всех алмазоносных провинций Мира. Особенности локализации коренных месторождений алмазов в пределах таких зон наглядно просматриваются на примере Сибирской платформы и, особенно, её северной части – Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП).

Провинция охватывает территорию с юга на север на 1 500 км (от Малоботуобинского алмазоносного района до моря Лаптевых) и с запада на восток на 1 000 км (от Харамайского кимберлитового поля в Красноярском крае до р. Лена). На севере и востоке границами ЯКП являются Лено-Анабарский и Ангаро-Виллюйский прогибы, а на юго-востоке – Ангаро-Виллюйский прогиб и Виллюйская синеклиза. На западе граница проходит по восточному борту Тунгусской синеклизы. В пределах ЯКП на площади свыше 800 000 км<sup>2</sup> открыто более тысячи неравномерно распределенных кимберлитовых трубок и дайкоподобных тел. Тут выделено девять алмазоносных районов, а в них – более 25 кимберлитовых полей. По комплексу геологических и вещественных признаков некоторые исследователи [2, 3, 10, 16, 18, 19] разделяют ЯКП на две субпровинции: Виллюйскую и Анабаро-Оленёкскую. Понятие *субпровинция* предложили [8, 9, 20] из-за очевидной неравномерности внедрения глубинных магматитов в другие образования платформы. Практически на всех древних платформах Мира фиксируют скученность групп кимберлитовых полей в одних частях при полной амагматичности других территорий. В пределах субпровинции ультраосновные и щелочные магматические породы группируются в поля, объединяющие десятки, а иногда и сотни магматических тел. Обычно эти магматические тела вследствие различной фациальной принадлежности локализованы в своих полях: кимберлиты – в кимберлитовых, карбонатиты – в карбонатитовых, лампроиты – в лампроитовых и т. д. В пределах алмазоносных районов выделяют кимберлитовые поля, образованные скоплением трубок, даек, силлов и жил.

**Виллюйская кимберлитовая субпровинция** охватывает территорию, южной границей которой являются контуры Малоботуобинского алмазоносного района. Северная граница совпадает с северным ограничением Верхнемунского района, её условно проводят на широте излучины р. Оленёк. Территория Виллюйской субпровинции вытянута с юга на север на 800 км. В её составе выделено четыре алмазоносных района: Малоботуобинский, Далдыно-Алакитский, Верхнемунский и Среднемархинский, в которых обособлены шесть кимберлитовых полей; три из них – Далдынское, Алакит-Мархинское и Моркокинское – находятся в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе.

**Анабаро-Оленёкская кимберлитовая провинция** охватывает большую территорию северной части ЯКП, располагающуюся в бассейне рек Оленёк и Анабар. Восточной границей условно можно считать р. Лена, западной – Анабарский щит, а на севере она протягивается до Ледовитого океана. В пределах субпровинции выделено пять алмазоносных районов: Среднеоленьский, Нижнеоленьский, Приленский, Анабарский (или Куонапский) и Котуй-Меймечинский. Каждый из них содержит отдельные кимберлитовые поля с многочисленными трубками, дайками, силлами и жилами. Примером линейного расположения групп кимберлитовых полей является северо-восточная часть Якутской минерагенической провинции, в пределах которой принято выделять две зоны: Оленёкскую и Куонамскую. *Оленьская зона* объединяет Чомурдахское, Восточно-Укукитское, Западно-Укукитское, Мерчимденское, Толоупское, Молодинское и Куойское кимберлитовые поля в полосе северо-восточного простирания размером 350 × 80 км. Магматические комплексы представлены тут кимберлитами двух возрастных генераций – среднепалеозойской ( $D_3-C_1$ ) и мезозойской ( $J_3-K_1$ ). Находки парагенетических индикаторных минералов-спутников алмаза в терригенных отложениях верхнего докембрия не исключают обнаружение и более ранних, протерозойских магматических кимберлитовых комплексов [11, 20]. В северо-восточной части этой зоны распространен полихронный магматизм (с учетом пространственного совместного нахождения разно-

возрастных комплексов). *Куонапская зона* расположена вдоль флангов Анабарского щита, огибая его восточные границы. В её пределах (300 × 30 км) расположены Старореченское, Орто-Ыаргинское, Ары-Мастахское, Лучаканское и Дьюкенское кимберлитовые поля. Они объединяют группы широкой формационной принадлежности, чем существенно отличаются от Оленёкской зоны. В составе магматического комплекса здесь развиты кимберлиты, карбонатиты, альнеиты и другие трудно диагностируемые разновидности пород, которые большинство исследователей относит к щелочным пикритам [19, 20]. Обычно возраст кимберлитового магматизма Куонапской зоны считают мезозойским ( $T_3-J_1$ ), однако есть мнение [13, 19] и о более широком возрастном диапазоне внедрения магматических пород.

Особенности вещественного состава кимберлитовых диатрем во многом зависят от геолого-геофизических аспектов залегания, что в конечном итоге определяет методологию их прогнозирования и поисков. Это можно проиллюстрировать на примере основных районов Якутской алмазонасной провинции. Среди них выделено несколько модельных типов площадей, на которых кимберлитовые трубки:

- полностью перекрыты верхнепалеозойскими отложениями или траппами;
- частично перекрыты верхнепалеозойскими отложениями или траппами;
- полностью перекрыты мезозойскими отложениями;
- интродуцированы траппами без существенного перемещения отторгнутых блоков;
- интродуцированы траппами с отторжением и перемещением блоков кимберлитов;
- представляют протрузии кимберлитовых тел в верхнепалеозойские отложения и траппы;
- сохранили в верхних частях кратерные фации;
- характеризуются взрывной камерой закрытого типа;
- покрыты маломощными элювиальными и делювиальными образованиями.

С учетом степени изученности территории ЯКП наиболее эффективные поисковые работы здесь проведены [1, 3, 14, 20] на открытых площадях и в областях развития протерозойских, нижнепалеозойских и четвертичных отложений. Результативность этих работ во многом зависит от чёткого представления о типовых моделях [2, 7, 12] основных объектов поисков – кимберлитовых трубок. Очень важными при выделении моделей для известных кимберлитовых тел являются характер взаимоотношения их с перекрывающими породами и геолого-структурные условия формирования самих диатрем. Поэтому основными типами таких поисковых моделей можно считать кимберлитовые трубки, перекрытые верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, а также выходящие непосредственно на дневную поверхность. Поскольку модельными и наиболее изученными являются кимберлитовые диатремы Сибирской платформы, которые могут встречаться и на других древних платформах Мира, то целесообразно дать геологическую характеристику всех отмеченных типов поисковых площадей.

***Кимберлитовые трубки, полностью перекрытые верхнепалеозойскими отложениями и траппами***, составляют около 40 % диатрем, открытых в Алакит-Мархинском поле. Практически все кимберлитовые трубки этого поля (за исключением трубки Лира), перекрытые более молодыми отложениями, были зафиксированы с помощью площадного бурения по сети различной плотности и проводимого при этом шлихо-минералогического опробования перекрывающих отложений. Сравнительно низкая эффективность применяющихся здесь при поисках геофизических и геохимических методов поисков обусловлена отсутствием надежных прогнозно-поисковых критериев, а

также сложностью расшифровки геофизических полей на площадях развития пород трапповой формации. Поэтому в таких сложных геолого-структурных ситуациях основным методом поисков алмазных месторождений является шлихо-минералогический. Главная задача этого метода – выделение древних ореолов рассеяния продуктов дезинтеграции кимберлитов, далее – локализация таких образований бурением скважин, сопровождающимся шлиховым опробованием вскрываемых разрезов и комплексными геолого-геофизическими исследованиями скважин. В целом эффективность применения такого комплекса методов значительно зависит от условий осадконакопления в посткимберлитовую эпоху (благодаря которым сохранились следы размыва кимберлитовых тел и их природное разнообразие), условий формирования и строения верхних (крайтерных) их частей, взаимоотношения с перекрывающими и интродуцирующими их породами и др. Нередко поверхность кимберлитовых трубок на таких участках перекрыта верхнепалеозойскими терригенными, а иногда и туфогенными отложениями, в различной степени интродуцированными силами траппов. Иногда непосредственно на поверхности кимберлитовых тел и вмещающих пород залегают интрузии траппов [14, 20]. Мощности перекрывающих трубки верхнепалеозойских отложений в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе колеблется от первых метров до 130 м. От 5 до 100 м на этой территории меняется и мощность интродуцирующих кимберлитовые трубки трапповых образований. Есть также трапповые интрузии мощностью до 100 м и более, они непосредственно бронируют поверхность кимберлитовых тел. Севернее фиксируют такие взаимоотношения кимберлитовых трубок с полностью перекрытыми верхнепалеозойскими отложениями и траппами:

- траппы в виде маломощных силлов (иногда апофиз от них) интродуцируют верхние горизонты перекрывающих трубки отложений, будучи приуроченными к краевым частям диатрем (трубки Восток, Байтахская и др.);

- в перекрывающих трубки породах траппы расположены на двух уровнях: верхний силл в виде мощного (до 70 м) траппового тела бронируют с поверхности осадочные породы  $PZ_3$ , а нижний (сравнительно маломощный) – внедряется по контакту этих пород с кимберлитовмещающими отложениями  $PZ_1$  или интродуцирует верхнюю часть кимберлитовых тел (трубки Краснопресненская, Подтрапповая и др.);

- трапповые интрузии, бронирующие отложения  $P-C$ , которые с приближением к кимберлитовым трубкам существенно изменяют свою мощность, расщепляются на серию мелких апофиз, создавая над поверхностью погребенных тел своеобразные окна (трубки Юбилейная, Кыллахская и др.);

- трапповый силл внедряется по границе между верхне- и нижнепалеозойскими отложениями (трубка Алакитская и др.), в таких случаях в краевой части диатремы благодаря силлу отслаиваются и перемещаются в горизонтальном направлении блоки кимберлитов вместе с вмещающими их карбонатными и терригенно-карбонатными породами;

- силлы траппов, внедряясь в отложения  $PZ_1$ , налегают на палеоперверхность кимберлитов, уничтожая при этом следы их размыва и ограничивая тем самым возможность применения шлихо-минералогического метода для поисков алмазных месторождений.

На практике фиксируют несколько характерных типов отторжений кимберлитовых тел силами долеритов, когда их целостность нарушается путём перемещения блоков кимберлитов от первоначального залегания до нескольких сотен метров [11]. Известны случаи, когда кимберлиты образуют “протрузию” в породы  $PZ_3$  и траппы. В этом случае



они иногда оказываются на современной поверхности и находятся на одном гипсометрическом уровне с траппами и породами  $PZ_3$  (трубка Москвичка и др.).

Типичным модельным объектом кимберлитов, перекрытых терригенными отложениями  $PZ_3$  и частично траппами, можно считать *трубку Восток*. В разрезе перекрывающих эту трубку пород  $P-C$  преобладают песчаники, алевролиты и углистоглинистые сланцы, которые интродуцированы несколькими горизонтально-секущими интрузиями траппов. Средняя суммарная мощность перекрывающих трубку отложений – 33 м. Трапповые тела распространены над трубкой неповсеместно, приурочены в основном к её северо-восточной и юго-западной частям. В перекрывающих породах северо-западного фланга трубки вскрыто до четырех маломощных (0,4–8,0 м) трапповых тел. По данным колонкового бурения, поверхность трубки образует овал субширотного простирания. Учитывая, что по петрофизическим свойствам кимберлитовые породы значительно уступают вмещающим терригенно-карбонатным породам  $PZ_1$ , такая положительная форма поверхности диатремы имеет важное прогнозно-поисковое значение [11, 20]. Подобные формы поверхности диатрем обнаружены в других трубках района – Сытыканской, Победа и др.

Трубка Восток сложена двумя генетическими разновидностями кимберлитовых пород – резко доминирующей автолитовой кимберлитовой брекчией и порфировым кимберлитом. В верхней части диатремы залегает кора выветривания кимберлитов мощностью 15–20 м. Непосредственно под перекрывающими трубку породами вскрыт выветрелый рассланцованный кимберлит – рыхлая глинистая порода, содержащая повышенное количество измененных ксенолитов карбонатных пород. Иногда здесь встречаются раздробленные зёрна ильменита, пиропы и измененные слюдистые чешуйки. Породы в этой части разреза пропитаны гидроксидами железа, придающими им бурую окраску. Кратерная и частично диатремовая части трубки сильно эродированы, что привело к её размыванию и переотложению кимберлитового материала в бассейны накопления прилегающих к диатреме отложений  $C-P$ . Трубку открыли при изучении гравийного базального слоя верхнепалеозойского разреза, обогащенного зернами ильменита, пиропы и чешуйками по-разному измененного флогопита.

С использованием этих же индикаторных минералов в подобной поисковой обстановке открыта в 1955 г. *трубка Сытыканская*. Первоначально предполагали, что трубка представляет собой незначительное по размерам выходящее на дневную поверхность тело, расположенное непосредственно у самого уступа траппового плато. Однако в процессе дальнейших поисково-оценочных работ оказалось, что большая часть трубки перекрыта терригенными породами перми, бронированными мощной интрузией траппов. После этого в алмазоносном районе начались систематические поиски погребенных кимберлитовых трубок, в том числе и на площадях развития пород трапповой формации. Трубка Сытыканская (рис. 1) состоит из двух самостоятельных тел – основного северо-восточного и юго-западного. По форме и условиям залегания это сдвоенное тело, сильно втянутое с юго-запада на северо-восток. Расстояние по поверхности между обоими телами составляет 30 м, причем с глубиной оно существенно увеличивается. Некоторые исследователи предполагают, что до эрозии верхние части кимберлитовых тел соприкасались друг с другом. Северо-восточное тело в плане имеет неправильную четковидную форму, с пережимами и выступами. В разрезе это крутопадающее тело с закономерным сужением на глубину. Юго-западное тело диатремы имеет форму вытянутого эллипса и по размерам значительно уступает северо-восточному. С поверхности

юго-западное тело и преобладающая часть северо-восточного перекрыты терригенными отложениями  $P-C$ , залегающими на размытой поверхности самих тел, и мощным трапповым силлом, представляющим собой краевую часть огромного траппового плато [2, 20]. Лишь небольшой участок (площадью первые проценты трубки) был выведен эрозией на дневную поверхность и перекрыт маломощными элювиально-делювиальными осадками.

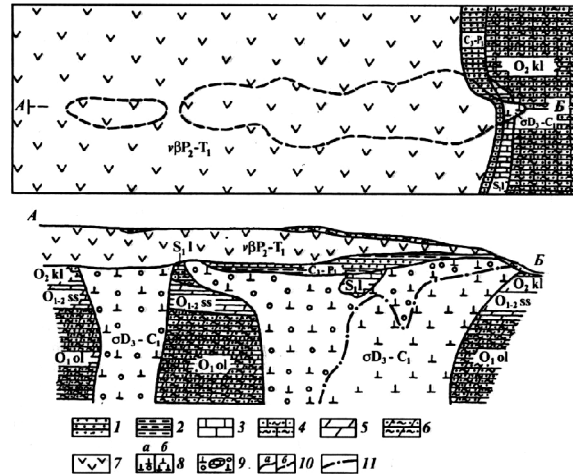


Рис. 1. Схематический план и продольный разрез кимберлитовой трубки Сытыканская:

1–6 – вмещающие и перекрывающие осадочные породы  $PZ$ : 1 – мелко- и среднезернистые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – известняки, 4 – пестроцветные глинистые известняки и мергели, 5 – доломитовые известняки, известковистые песчаники, 6 – глинистые доломиты, песчаные известняки; 7 – перекрывающие долериты; 8 – кимберлиты: *a* – автолитовая брекчия, *б* – брекчия с массивной текстурой цемента; 9 – ксенолиты вмещающих пород (“плавающие рифы”); 10 – контуры трубки на плане: *a* – на дневной поверхности, *б* – под перекрывающими породами; 11 – границы между кимберлитами разных фаз внедрения.

В кимберлитовых породах промышленно алмазоносного центрального “рудного столба” обнаружено повышенное содержание кристаллов октаэдрического и комбинационного габитусов (до 43 %) при очень низком содержании додекаэдровидов уральского (бразильского) типа (3), максимально высокое содержание поликристаллических сростков (до 15) и малое количество окрашенных алмазов (менее 1 %) (рис. 2).

Мощность перекрывающих трубку терригенных  $P-C$  пород озерно-болотной фации – 9–16 м. Выше них над большей частью трубки залегают долериты. В юго-западной части диаграммы, где терригенные отложения выклиниваются, долериты залегают непосредственно на поверхности кимберлитов и вмещающих их терригенно-карбонатных пород  $PZ_1$ . Мощность траппов непосредственно в районе трубки Сытыканская варьирует от 5 (на северо-восточном фланге) до 87 м (на юго-западе и в центральной части). За контуром трубки она резко возрастает, достигая в отдельных участках 125 м.

Оба тела трубки сложены типичной кимберлитовой брекчией, в которой большинство исследователей выделяет три разновидности [4, 16, 20]. Северо-восточное тело представлено породами двух фаз внедрения, образующими два самостоятельных рудных столба – центральный и северо-восточный; они сочленяются через переходную зону [2,

11]. Юго-западное тело относительно простого строения сложено породами одной фазы внедрения.



Рис. 2. Алмазы из кимберлитов трубки Сытыканская (Алакит-Мархинское поле).

В пределах основного тела трубки различают кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента первой фазы внедрения и автолитовые кимберлитовые брекчии второй, завершающей фазы. Непосредственно под толщей перекрывающих трубку терригенно-карбонатных отложений  $P-C$  залегает кимберлитовая брекчия, участками сильно выветрелая. Это типичная остаточная кора выветривания. Вмещающий трубку разрез представлен (в пределах верхней изученной части) карбонатными и терригенно-карбонатными породами  $E_3$ ,  $O_{1-2}$ ,  $S_1$  (на отдельных участках). Контакты кимберлитовых пород с вмещающими образованиями обычно резкие и чёткие. На отдельных участках вмещающие породы на контактах с кимберлитами раздроблены и брекчированы. Мощность таких зон колеблется от 0,5 до 5,0 м, достигая изредка 12 м. Иногда фиксируют чётко выраженные участки термального воздействия кимберлитового расплава и его гидротермальных растворов на вмещающие породы, что проявлено в заметном их уплотнении, частичном ороговикании и изменении окраски.

**Кимберлитовые трубки, полностью перекрытые мезозойскими отложениями**, обнаружены в Малоботуобинском и Среднемархинском алмазоносных районах, хотя большинство исследователей датирует возраст самих кимберлитов этих территорий как  $PZ_{2-3}$ . В Малоботуобинском районе это трубки Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС и Дачная, открытые с помощью комплекса геолого-геофизических методов. Диаметры небольшого размера, но содержат алмазы высокого качества (большая часть ювелирных).

*Трубка Интернациональная*, расположенная в 16 км к юго-западу от трубки Мир на правом берегу р. Ирелях (в верхнем течении её правых притоков Маччоба-Салаа и Улаах-Юрях), тяготеет к Западному региональному разлому [16, 20]. Трубка внедрилась в осевую зону Кюэляхского разлома, и её сопровождает система даек, ориентированных в северо-восточном, северо-западном и почти меридиональном направлениях [10, 11]. На

поверхности она имеет форму неправильного овала, вытянутого на северо-запад. В результате разведки диатремы до 955 м установлено [20], что в среднепалеозойское и мезозойское время около 470 м верхней части диатремы было уничтожено вследствие длительной эрозии, поэтому от раструба сохранилась только его нижняя 120-метровая часть (рис. 3).

Ниже остатки раструба переходят в цилиндрический канал. До разведанной глубины размер трубки существенно не уменьшается, стабильной остаётся и продуктивность руд [19, 20]. Диатрема прорывает горизонтально залегающие терригенно-карбонатные породы нижнего ордовика и кембрия, а её перекрывают отложения  $J_1$  мощностью 2,1–9,2 м. В верхней части трубки характерно чередование прослоев (до 5 см) мелко- и крупнопорфирового кимберлита с различными по размеру зёрнами измененного оливина, пирропа и пикроильменита. В мелкопорфировых кимберлитах количество псевдоморфоз серпентина и кальцита по оливину не превышает 20 %, тогда как в крупнопорфировых оно достигает 50–60 % объема породы. Размер минералов в мелкопорфировых слоях составляет 0,3–0,8 мм, в крупнопорфировых – до 7–8 мм. Верхние горизонты трубки сложены породами двух типов – кимберлитовыми брекчиями (до 99 %) и массивными кимберлитами. Из ксенолитов наиболее распространены (5–15 %) обломки терригенно-карбонатных пород. Есть также единичные обломки траппов и кристаллических сланцев фундамента платформы. Повышенное (40–60 %) количество ксенолитов терригенно-карбонатных пород фиксируют в приконтактной зоне, особенно на участках пологого залегания контактов кимберлитов с вмещающими образованиями.

До глубины 370 м в породах относительно высокое содержание примеси терригенного материала вмещающих пород; песчаная, алевритовая и глинистая фракции состоят из кварца, полевых шпатов, турмалина, ставролита, титанита и других устойчивых минералов. Глубже их количество резко снижается вплоть до полного исчезновения в самых глубоких частях трубки.

Кимберлиты трубки Интернациональная уникальны по содержанию алмазов [10, 20]. Среди кристаллов алмаза доминируют (рис. 4) октаэдры (до 65 %), ромбододекаэдры составляют до 9 %, комбинационные формы – до 28 %. До 71 % алмазов бесцветны. Преобладает ультраосновной тип парагенезисов (до 99 %) при резко подчиненной роли эглогитового.

Относящаяся к этому же геолого-поисковому типу *кимберлитовая трубка имени XXIII съезда КПСС* расположена в 14 км к юго-западу от трубки Мир и приурочена к Западному региональному разлому.

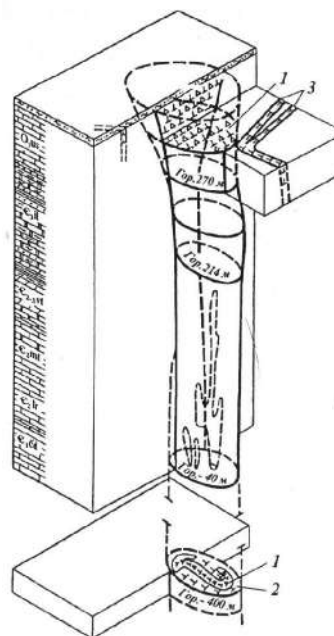


Рис. 3. Блок-диаграмма кимберлитовой трубки Интернациональная:

- 1 – кимберлитовая брекчия;
- 2 – порфировый кимберлит;
- 3 – кимберлитовые дайки.



Рис. 4. Алмазы из кимберлитов трубки Интернациональная (Мирнинское поле).

Она полностью перекрыта 12–20-метровой толщей терригенных отложений  $J_1$ , в которых выделяют две пачки: нижнюю (укугутская свита) и верхнюю (домерский ярус). На поверхности трубка имеет размер  $120 \times 80$  м; форма овальная, длинная ось ориентирована в северо-западном направлении. В верхней части трубка имеет крутопадающие контакты, которые на глубине 100 м заметно выполаживаются, на глубине 150 м трубка уже имеет дайкообразную форму. Рельеф трубки под осадками  $J_1$  неровный. В южной части фиксируют отчетливо выраженную возвышенность с превышением кимберлитов над поверхностью вмещающих пород  $PZ_1$  на 10–12 м. Перекрывающие трубку породы слагают своеобразную антиклинальную складку. Сама диаметр прорывает горизонтально залегающие терригенно-карбонатные отложения  $O_1$  и  $C$ .

В северо-восточной части трубки под отложениями  $J_1$  сохранилась древняя кора выветривания кимберлитов мощностью 8–12 м. В её глинистой части преобладает монтмориллонит с примесью каолинита, гидрослюда, хлорита и серпентина [6, 8, 9, 11, 20]. Из первичных минералов в выветрелом кимберлите обнаружено пироп, пикроильменит и хромит. Отмечено характерную особенность: увеличение в коре выветривания, по сравнению с плотным кимберлитом, концентраций алмаза, пикроильменита и хромшпинелидов. Количество пироба в измененном кимберлите несколько меньше, чем в плотной породе, что связано с растворением минерала под действием гипергенных процессов. Выявлено сильную химическую коррозию зерен пироба (наличие на поверхности зерен правильных структур, а также каверн и каналов травления). Часть зёрен приобрела не свойственную им огранку в виде своеобразных кубоидов, которых нет в неизменённой породе. Пикроильменит и хромшпинелиды в гипергенных условиях более устойчивы, но и на них иногда видны следы коррозии.

Алмазоносность кимберлитов трубки исключительно высокая, причём в пределах плотного кимберлита она распределена относительно равномерно. В то же время содержание алмазов в коре выветривания кимберлитов более, чем в шесть раз выше, по сравнению с плотной породой. Среди алмазов преобладают [7, 10] октаэдры (> 75 %), более 6 % составляют ромбододекаэдры и около 20 % – комбинационные формы; кубические кристаллы редки. Подавляющее большинство зерен алмазов в плотных кимберлитах

относится к бесцветным разностям, а в коре выветривания преобладают кристаллы цвета морской волны, что может быть связано с постмагматическими изменениями минерала.

Недалеко от описанной диатремы находится *кимберлитовая трубка Дачная*, приуроченная к Параллельному разлому. Она перекрыта осадочными толщами  $J_1$  мощностью 15–21 м. Рельеф под этими отложениями неровный, с превышением до 6 м. Размеры трубки на поверхности –  $120 \times 100$  м. Форма её близка к овалу, длинная ось которого ориентирована в северо-западном направлении. На глубине 105 м от поверхности площадь горизонтального сечения трубки уменьшается примерно в два раза. Самая верхняя часть представлена сильно измененной породой коры выветривания, практически лишённой первичной материнской структуры. Глубже залегает выветрелый кимберлит, полностью сохранивший структуру исходной породы. Среди продуктов выветривания преобладает монтмориллонит, ассоциирующий с каолинитом, гидрослюда, хлоритом и серпентином. С глубины 65 м и ниже развиты сравнительно менее изменённые кимберлитовые брекчии. Они содержат обломки терригенно-карбонатных пород, отдельные зерна кварца, полевых шпатов и других в различной степени изменённых минералов. Редко встречаются обломки траппов и кристаллических сланцев фундамента платформ, сцементированные кимберлитовым материалом, который состоит из псевдоморфоз монтмориллонита, серпентина и карбонатов по оливину, относительно редких зерен пирропа, пикроильменита и хромшпинелидов, заключённых в агрегате серпентин-монтмориллонит-карбонатного состава. В целом распределение алмазов в диатреме почти равномерное, лишь в приконтактных частях трубки их содержание несколько снижается. Среди кристаллов преобладают октаэдры (47 %) и комбинационные формы (~ 40) при подчиненной роли ромбододекаэдров (~ 12 %).

К этому же геолого-поисковому типу относятся диатремы *Накынского кимберлитового поля* в пределах Среднемархинского алмазоносного района, который охватывает территорию среднего течения р. Марха и верхнего течения р. Тюкян (левого притока Вилюя). Геолого-структурные особенности района определены его приуроченностью к зоне сочленения кратонной и депрессионно-деструктивной областей центральной части Сибирской платформы [11, 12, 18]. Основные структуры кратонной области, в пределах которой открыты кимберлитовые трубки Ботуобинская, Нюрбинская и тело Майское, таковы: на севере – южная оконечность Анабаро-Оленёкской антеклизы, на северо-западе – Сюгджерская седловина, на юго-востоке – северная часть Вилюйской синеклизы. Как таксон этого поля принято тектонический блок ( $20 \times 30$  км), разделённый разломами на две примерно одинаковые по площади части. Они ограничены относительно крупными зонами ортогональных разломов, которые хорошо выделяются по результатам интерпретации магнитного и гравитационного наземных полей, а также по аэромагнитным данным. Разломы имеют северо-восточное и северо-западное простирание. Первые более протяженные и прямолинейные, вторые – часто прерывистые, в плане – дуго- и кулисообразные. Разломы обоих направлений выполнены крутопадающими дайками долеритов. Нарушения северо-восточного простирания – это отдельные ветви гигантской системы разломов Вилюйско-Мархинского пояса  $PZ_2$ . Рассматриваемый тектонический блок поля расположен в осевой части пояса. Для структуры рудного узла трубок Ботуобинская и Нюрбинская характерны проявления локальных разрывных дислокаций, которые картируют во вмещающих их осадочных толщах в пределах околотрубочного пространства.

*Трубка Ботуобинская* расположена в истоках ручья Дьяхтар-Юрэгэ (левый приток р. Марха) в поле сплошного развития осадочных толщ  $J_1$  мощностью до 80 м. Это полностью погребенное кимберлитовое тело. Фактически это сложное, сдвоенное кимберлитовое тело, южная часть которого – дайкоподобное образование северо-восточного простирания, а северо-восточная имеет форму овала. На месторождении развиты кимберлиты двух фаз, ранняя из которых представлена порфировым кимберлитом, слагающим дайковую часть трубки и не выходящим на дневную поверхность. Более поздняя фаза взрывных кимберлитовых брекчий связана с верхней частью дайкоподобного образования и вертикальным каналом трубчатого тела. В верхней части этого тела сохранились породы кратерных фаций, известные на некоторых диатремах Далдыно-Алаkitского алмазодносного района [3, 10, 11, 20]. Наличие кратерных построек, выполненных кимберлитовыми туфобрекчиями, свидетельствует о незначительном эрозионном срезе трубки. Туфобрекчии верхних горизонтов кратера (северо-восточная часть трубки) – это бескорневые кимберлитовые породы начальной взрывной стадии формирования диатремы. Их материнской породой являются подстилающие автолитовые кимберлитовые брекчии. В верхних горизонтах трубки выявлено остаточную кору выветривания, мощность которой в отдельных местах достигает 15–20 м.

Трубка Ботуобинская принадлежит к кимберлитовым телам со средним содержанием глубинных индикаторных минералов, среди которых доминирует хромшпинелид-гранатовая ассоциация. По комплексу типоморфных признаков и характеру их связи с крупностью алмазы этой трубки не имеют аналогов среди известных кимберлитовых тел Якутской алмазодносной провинции и Мира [10, 20]. Одной из типоморфных особенностей алмазов является низкое содержание ламинарных ромбододекаэдров и отсутствие типичных округлых алмазов “уральского” типа. В значительном количестве есть псевдоромбододекаэдры “мархинского” типа, псевдокубического габитуса первой разновидности [18], а также алмазы с оболочкой четвертой разновидности.

К этой же геолого-поисковой обстановке относится *кимберлитовая трубка Нюрбинская*, расположенная в Накынском кимберлитовом поле в верховье ручья Дюлюнг-Оту (правый приток р. Накын), в 3,3 км к северо-востоку от трубки Ботуобинская. Трубка приурочена к осевой линии Дьяхтарского разлома. Она прорывает алевритисто-глинисто-карбонатные отложения  $E_3$  и  $O_1$ , а перекрывает её чехол из терригенных отложений  $J_{1-2}$  (укугутская, тюнгская и сунтарская свиты) и дезинтегрированных продуктов коры выветривания  $T_{2-3}$  общей мощностью 55–60 м (рис. 5). Погребенная поверхность трубки неровная, с небольшой выпуклостью вдоль юго-западного борта и чашеобразным углублением в центральной части. На одном из таких участков трубки зафиксировано сложный структурно-тектонический план, поскольку на глубине 124,0–126,5 м в пределах юго-западного фланга выявлено жильное тело кимберлитов [11, 20]. Вблизи юго-западного и восточного бортов вскрыты карстовые полости, заполненные делювиально-оползневыми образованиями мощностью до 20–42 м и обогащенные продуктами коры выветривания кимберлитов. Существенным структурным элементом трубки является нарушение целостности рудного тела вследствие его прорыва мощной интрузией субщелочных траппов (секущее тело мощностью более 250 м, сложенное мелко- и среднезернистыми долеритами от темно-серого до черного цвета).

Трубка Нюрбинская сложена автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, среди которых выделяются мелко-среднеобломочные брекчии центральной части рудного тела и

карбонатная кимберлитовая брекчия приконтактовой зоны северо-восточного и юго-западного флангов диатремы. Автолитовые брекчии центральной части трубки – это мелко-среднепорфировые породы зеленовато- или голубовато-серого цвета с автолитовой структурой цемента.

В тяжелой фракции кимберлитовых пород преобладают пироп и хромшпинелиды, реже встречаются пикроильменит, оливин и клинопироксен.

Алмазы из кимберлитов трубки Нюрбинская близки к таковым из Ботубинской с некоторыми отличиями (рис. 6).

В целом алмазы трубки Нюрбинская имеют [10, 11] комплекс типоморфных особенностей, свойственных алмазам из наиболее продуктивных диатрем ЯКП. Характерно, что установленное соотношение ассоциации октаэдрических кристаллов первой разновидности (“мирнинского” типа) и алмазов, окрашенных оболочкой, четвертой разновидности (“айхальского” типа) впервые обнаружено именно на данной территории. Это свидетельствует о широком диапазоне условий образования алмазов из кимберлитовых тел Накынского поля, по сравнению с другими регионами ЯКП, и присутствию среди них повышенного количества кристаллов эклогитового парагенезиса.

Для обеих изученных диатрем Накынского поля характерна слабая намагниченность кимберлитов, что затрудняет поиски таких диатрем геофизическими методами.

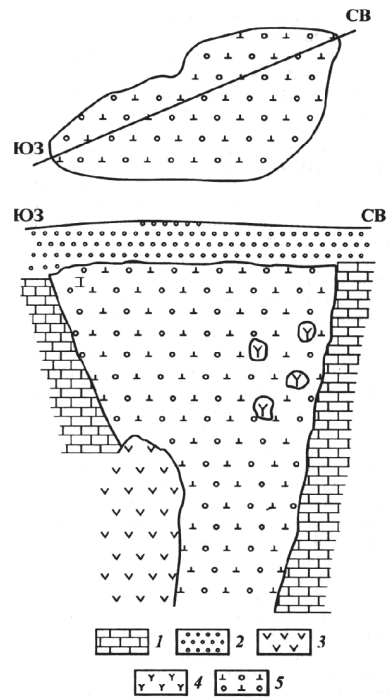


Рис. 5. Схематический план и разрез трубки Нюрбинская:

1 – карбонатные и терригенно-карбонатные породы палеозоя; 2 – терригенно-карбонатные породы юры; 3 – интрузии долеритов; 4 – порфировые кимберлиты; 5 – автолитовые кимберлитовые брекчии.



Рис. 6. Алмазы из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Накынское поле).



В Далдыно-Алакитском алмазодобивающем районе открыто ряд **кимберлитовых трубок, интродуцированных траппами без существенного перемещения отторгнутых блоков**. Примером таких модельных поисковых объектов являются кимберлитовые трубки Комсомольская, Ленинградская, Сытыканская, Краснопресненская и др. Показательным модельным объектом можно считать *трубку Краснопресненская*. Она расположена в верховье р. Алакит, приурочена к юго-западному флангу центральной рудоконтролирующей зоны, которая вмещает более трети всех известных диатрем в Алакит-Мархинском поле. С поверхности трубка полностью перекрыта терригенно-карбонатными толщами перми-карбона, туфогенными отложениями триаса и интродуцированными породами трапповой формации мощностью в среднем до 78 м (рис. 7).

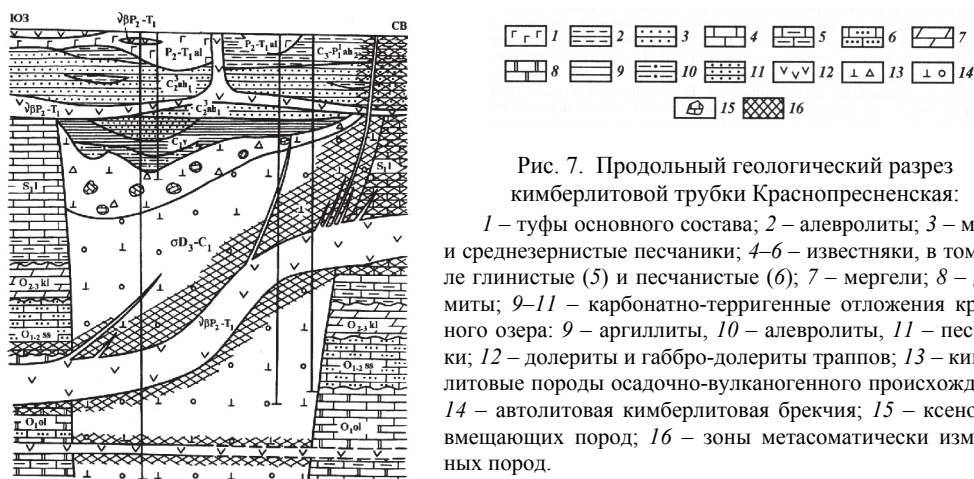


Рис. 7. Продольный геологический разрез кимберлитовой трубки Краснопресненская:

1 – туфы основного состава; 2 – алевролиты; 3 – мелко- и среднезернистые песчаники; 4–6 – известняки, в том числе глинистые (5) и песчаные (6); 7 – мергели; 8 – доломиты; 9–11 – карбонатно-терригенные отложения кратерного озера: 9 – аргиллиты, 10 – алевролиты, 11 – песчаники; 12 – долериты и габбро-долериты траппов; 13 – кимберлитовые породы осадочно-вулканогенного происхождения; 14 – автолитовая кимберлитовая брекчия; 15 – ксенолиты вмещающих пород; 16 – зоны метасоматически измененных пород.

В плане под перекрывающими отложениями трубка имеет форму овала. В разрезе это асимметричное воронкообразное тело с четко выраженным раструбом в верхней части. Характерным структурным элементом одного из участков трубки является компенсационное погружение над- и околотрубчатого субстрата, связанное с воздействием на осадочные породы гидротермальных растворов; это обусловило формирование обширной мульды проседания, что можно считать надежным поисковым признаком на погребенные кимберлиты. Погребенная поверхность трубки неровная, с чашеобразным углублением в её центральной части, заполненным кратерными отложениями. Существенную роль в формировании рельефа поверхности трубки сыграли внедрившиеся в позднепермское–раннетриасовое время секущие тела траппов, интродуцировавшие не только перекрывающие породы, но и саму трубку.

В составе слагающих трубку пород выделяются две основные разновидности кимберлитов: туфогенные образования и автолитовые кимберлитовые брекчии, различающиеся по генезису, составу и алмазодобивающей способности. Порфиоровые кимберлиты встречаются в виде отдельных блоков. В верхней части трубки развиты породы кратерной фации. Установлено глубокое физико-химическое превращение кимберлитов под воздействием на них дифференцированных интрузий субщелочного состава [9, 11, 20]. В ходе гидротермально-метасоматических процессов кимберлиты диатремы изменились, утратили текстурно-структурные признаки материнских пород. Отсутствие в таких частях основных

макропризнаков кимберлитов существенно затрудняет интерпретацию подобных разрезов в процессе документации керна (особенно в его мерзлом виде). Идентификация таких пород сложна даже при микроскопическом изучении их в шлифах. Существенно различаются они и по химическому составу [4, 9]. Воздействие трапповых гидротерм привело также к значительному преобразованию основных реликтовых минералов кимберлитов, вплоть до полного их уничтожения в отдельных, наиболее измененных участках, поскольку характер таких изменений во многом идентичен преобразованиям индикаторных минералов-спутников алмаза из коры выветривания кимберлитов [7, 9, 11]. На контакте с долеритами выполняющие кимберлитовую трубку породы претерпели изменения, более интенсивные в висячем боку силла, где от него отходил ряд мелких апофиз, и сравнительно незначительные – в лежащем боку. Наличие зоны закалки и мелкозернистость долерита у контакта с вмещающими породами свидетельствуют о слабом их преобразовании в процессе магматической стадии становления силла. На интенсивность изменения выполняющих до внедрения основной массы пород трубки оказывали такие факторы, как степень неоднородности и место расположения их по отношению к контакту с вмещающими терригенно-карбонатными породами  $PZ_1$ . Возникшая под влиянием внедрившейся магмы зональность не является стабильной для отдельных участков. Среди алмазов трубки (рис. 8) много ромбододекаэдров (43 %) и мало октаэдров (10 %). Около трети алмазов представлено бесформенными осколками, более половины уплощенные, со скульптурированными протоматматическими сколами.



Рис. 8. Алмазы из кимберлитов трубки Краснопресненская (Алакит-Мархинское поле).

**Кимберлитовые трубки, интродуцированные траппами с отторжением и перемещением блоков кимберлитов**, установлены в Алакит-Мархинском поле. Здесь перемещение блоков осадочных пород нижнего и верхнего палеозоя отмечено как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Дальность таких перемещений зависит от морфологии трапповых тел и их мощности. Иногда по вертикали она сопоставима с полной мощностью силлов (до 180 м), а по горизонтали может составлять несколько сотен метров. Для материнских кимберлитовых пород, отчленённых и механически отторгнутых от трубок, обычно применяют [3, 14, 20] термин “кимберлитовый отторже-

нец”. В пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля обнаружено три крупных отторженца, материнскими породами для которых являются трубки Подтрапповая, Юбилейная и Алакитская. Все блоки отторгнутых кимберлитов – это пластообразные тела, размер которых обусловлен [14, 20] разной энергетической мощностью внедрившихся трапповых силлов, она определила и разный характер смещения отторгнутых тел.

**Протрузии кимберлитовых тел в верхнепалеозойские породы и траппы** отмечены в некоторых алмазоносных районах ЯКП (трубки Москвичка, Восток, Сытыканская и др.). Примером “диапиризма” в перекрывающие их терригенно-осадочные породы может служить трубка Москвичка в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле. Трубка открыта в 1956 г. по индикаторным минералам-спутникам алмаза (пироп и пикроильменит) при прослеживании их ореола на поверхности траппового плато. Установлено [14, 20], что между двумя жёсткими массивами (кимберлитовым телом и силлом долеритов) зажата пачка осадочных пород *C-P*, слои которых залегают вертикально по отношению к современной поверхности. Вблизи контакта и непосредственно на самом контакте верхнепалеозойские отложения сильно разрушены и ожелезнены, а местами даже рассланцованы. Мощность этой зоны колеблется от 0,5 до 2,0 м.

В целом кимберлиты трубки Москвичка “проткнули” маломощную толщу верхнепалеозойских отложений с интродуцировавшим её трапповым силлом. Она оказалась на одном гипсометрическом уровне с упомянутыми породами, которые сегодня по отношению к кимберлитам являются вмещающими. Причину такого “протыкания” верхнепалеозойских осадочных толщ и траппов можно объяснить [9, 20] увеличением объёма кимберлитов после их перекрытия более молодыми породами. Здесь мы имеем дело с эффектом “диапиризма”, который сопровождался “задиrom” каменноугольно-пермских пород и возникновением своеобразной складки протыкания диапирового типа. Залегание слоёв на крыльях этой “складки” по мере удаления от её “ядра”, сложенного кимберлитами, постепенно выволаживается, а мощность их заметно возрастает.

На территории алмазоносных районов Сибирской платформы открыто также кимберлитовые трубки с сохранившимися **кратерными фациями**, яркими представителями которых являются трубки Юбилейная, Краснопресненская, Айхал и др. В частности, *трубка Юбилейная* прорывает толщу субгоризонтально залегающих пород осадочного чехла (кембрий–силур). Она полностью перекрыта эффузивно-терригенными образованиями *PZ<sub>3</sub>-MZ<sub>1</sub>*, интродуцированными межпластовыми телами долеритов (рис. 9). Мощность перекрывающих трубку обложений составляет в среднем 66 м, в том числе трапповых интрузий – от 0,5 до 33,9 м. Погребённая поверхность огромной (69 га) трубки неровная, относительное превышение северной её части над южной – 44–48 м. Породы кратерной фации трубки Юбилейная представлены двумя толщами: верхней осадочно-вулканогенной и нижней туфогенной. В пределах верхних горизонтов чашеобразного расширения кратерной части развиты в основном субгоризонтально залегающие осадочно-вулканогенные слабо литифицированные породы; они почти полностью слагают приповерхностную часть центрального рудного ствола (до 85 % площади трубки). Мощность их колеблется от нескольких метров в краевых частях “чаши” до 150 м в её центральной части. Содержание обломочного материала вмещающих трубку обложений колеблется от первых процентов до 60 % их объёма. Изредка в них встречаются ксенолиты глубинных пород и обломки порфировых кимберлитов, слагающих западный и восточный рудные столбы.

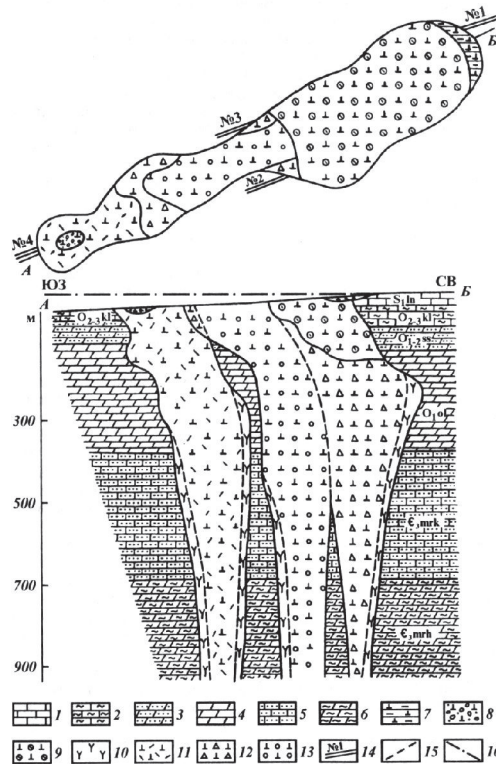


Рис. 9. Геолого-структурный план и разрез трубки Юбилейная:

1–6 – вмещающие породы: 1 – известняки лландоверийского яруса меикской свиты, 2 – мергели и глинистые известняки кылахской свиты, 3 – доломиты и песчанистые известняки сохсолоохской свиты, 4 – доломиты, глинистые доломиты и доломитистые известняки олдондинской свиты, 5 – терригенно-карбонатные породы моркокинской свиты, 6 – глинисто-карбонатные породы мархинской свиты; 7 – стратифицированные породы осадочно-вулканогенного происхождения; 8 – линзы переотложенных галечников; 9 – кимберлитовые туфы и туфобрекчии; 10 – порфириновые кимберлиты интрузивной стадии формирования (первая фаза); 11–13 – кимберлитовые брекчии взрывной стадии внедрения: 11 – мелкообломочные юго-западного тела, 12 – туффизитовые восточной части северо-восточного тела (третья фаза), 13 – автолитовые центральной части трубки; 14 – кимберлитовые дайки; 15 – предполагаемая граница между кимберлитовыми породами различных фаз внедрения; 16 – палеоперекресток трубки после высвобождения из-под траппов.

Кратерные отложения залегают на размытой поверхности автолитовых кимберлитовых брекчий центрального рудного столба. Контакты между этими породами нечеткие и расплывчатые. В основании туфогенной толщи на контакте с подстилающими эруптивными брекчиями расположена зона, сложенная крупными (до 10 м) ксенолитами вмещающих пород (так называемый ксенолитовый пояс). В разрезе верхней части кратерных образований стратифицированные породы чередуются с нестратифицированными. Слоистые породы здесь имеют форму полос и линз, которые достигают в длину нескольких десятков метров. Окраска пелитоморфных прослоев полностью зависит от цветового облика переотложенного материала. В этой части разреза часто наблюдаются зеркала скольжения, плоскость которых наклонена под острым углом к оси керна. Тол-

щу вулканогенно-осадочних порід підстиляють туфи – гетерогенні породи, складені дезинтегрованим матеріалом більш ранніх фаз внедрення кимберлитів і лапілли, виброс яких відбувався синхронно або декількох раніше по відношенню до часу утворення самої туфогенної товщі.

По морфологічним особливостям і речовинному складу складових порід трубка Ювілейна представляє типову воронку вибуха (центральна частина) і ряд дайкообразних тіл (на флангах), які формують в її структурі три обособлених “рудних стовбів”. Центральний “стовб” в розрізі має характерну трубчасту форму з чашеобразним розширенням в межах верхньої кратерної частини; форма горизонтальних сечень близька до округлої. Західний і східний “рудні стовби” – це дайкообразні тіла з извилистими очертаннями як в плані, так і в вертикальних сеченнях.

В структурі трубки виділяють [11, 20] породи двох головних фаз внедрення: фланги складені масивними порфіровими кимберлитами першої фази, а центральний канал, починаючи від основи чашеобразного розширення (з глибини 300 м і нижче), містить автолітові брекчії другої фази. По текстурно-структурним особливостям, речовинному складу і алмазності породи близькі між собою: вони, переважно, щільні, окрашені в сіро-зелений до темно-зеленого кольору, мають чітку порфірову структуру основної маси. В складі порід є велика кількість псевдоморфоз по оливину, рідкі зерна піропа і пікроїльменіта, які склеєні карбонат-серпентинним агрегатом. Переходи між кимберлитовими породами першої і другої фаз внедрення поступові, через зону зміщення матеріалу потужністю від 0,5 до 30 м. Характерна і неоднорідна алмазність. Найбільш високе вміст алмазів притаманно кимберлитовим породам, залягаючим під “чашей”. В “чаші” вміст алмазів низький, причому багато малих кристалів, особливо в верхній частині, де переважає неалмазний ксеногенний матеріал, що утворює мелкозернисті породи. По габітусу кристалів алмази трубки Ювілейна (рис. 10) розподілені так, %: октаедри – 27, ромбододекаедри – 22, комбінаційні форми – 16, округлі – до 10, кубоїди – до 1. Фіксують підвищену кількість алмазів з оболочкою (до 4 %) і полікристалічних агрегатів (до 8 %).



Рис. 10. Алмази из кимберлитов трубки Юбилейная.

**Кимберлитовые трубки с взрывной камерой закрытого типа** обнаружены в Далдыно-Алаки́тском алмазоносном районе (трубки Одинцова, Рот-Фронт, Якутская, обособленные мелкие тела около трубки Удачная и др.). Такого типа диатремы не имеют обычного открытого подводящего канала, достигавшего соответствующей палеоповерхности, а поэтому представляют собой “полузакрытые” геологические образования. В частности, кимберлитовая трубка Одинцова по форме приближается к дайкообразному телу, что связано с сопряженностью её с ослабленной тектонической зоной, существовавшей при внедрении кимберлитовой магмы. Диатрема приурочена к западному борту небольшого куполовидного поднятия, имеющего общую площадь несколько квадратных километров и амплитуду порядка 30–45 м. Тело перекрыто взрывными карбонатными брекчиями, маломощными осадочными образованиями *P–C* и интрузией долеритов мощностью до 80 м. Трубка Одинцова имеет двухъярусное строение. Верхняя часть диатремы, получившая название “карбонатной шапки” [11, 20], – это переработанный взрывными процессами кимберлитовмещающий субстрат (карбонатные породы низов  $S_1$ ), превращенный в разнообломочные карбонатные брекчии. Ниже “карбонатной шапки” залегает собственно кимберлитовое тело, для которого характерна общая удлиненность, наличие расширяющегося кверху раструба с размером  $140 \times 150$  м по вертикали и быстрый переход с глубиной сначала в подводящий канал в виде дайкообразного тела, а затем в серию тонких субпараллельных жил.

**Кимберлитовые трубки, перекрытые маломощными элювиальными или делювиальными отложениями**, открыты на Сибирской платформе на первых этапах прогнозно-поисковых работ. Яркими поисковыми объектами такого типа могут служить трубки Мир, Удачная и др. В зависимости от размеров кимберлитовых тел, особенностей их вещественного состава и геологического развития территории такие диатремы могут по-разному выражаться в геофизических полях и формировать ореолы рассеяния в различной степени измененного кимберлитового материала. Трубки Мир и Удачная, имеющие крупный размер и высокие концентрации индикаторных минералов-спутников, при размывании давали чётко выраженные ореолы рассеяния, позволившие сравнительно легко направить геологов-исследователей на выявление материнских пород.

Так, *кимберлитовая трубка Мир* вместе с *трубкой Спутник* и системой даек (рис. 11) приурочена к Параллельному глубинному разлому. На поверхности она имеет форму овала со слабым пережимом примерно в средней части. Её размер по длинной оси, ориентированной в северо-западном направлении, – 490 м, по короткой – 320 м. До глубины 200 м это типичная воронка, глубже (до 900 м) – цилиндрическое тело с незначительным сужением книзу, а еще глубже (900–1 000 м от поверхности) она переходит в серию подводящих даек. Трубка прорывает терригенно-карбонатные и галогенно-карбонатные породы ордовика и кембрия, два силла (на глубине 500 м – мощностью 12–34 м, в интервале 1 100–1 200 м – 70 м) и дайку диабазов  $D_3$ . Терригенно-карбонатные породы представлены известняками, доломитами, мергелями, алевритами и их переходными разностями. Сверху кору выветривания кимберлитов трубки перекрывали маломощные четвертичные отложения.

Верхние горизонты диатремы образовались [3–5, 7–9, 13, 14, 16, 17, 20] в результате трёхфазного внедрения кимберлитового расплава.

Кимберлитовые брекчии первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубки, в то время как аналогичные породы второй фазы на уровне современного



эрозионного среза локализованы в её юго-западной части и инъецируют брекчии северо-западной половины диатремы. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубки вытянутое в северо-западном направлении дайкоподобное тело размером  $30 \times 120$  м. Его контакты с вмещающими кимберлитовыми брекчиями секущие, а в самой зоне контакта широко развита сульфидная минерализация. В 131 м на северо-восток от трубки Мир открыта трубка Спутник размером в плане  $140 \times 90$  м. По степени выветрелости и постмагматических изменений среди кимберлитовых пород трубки выделяется несколько разновидностей.

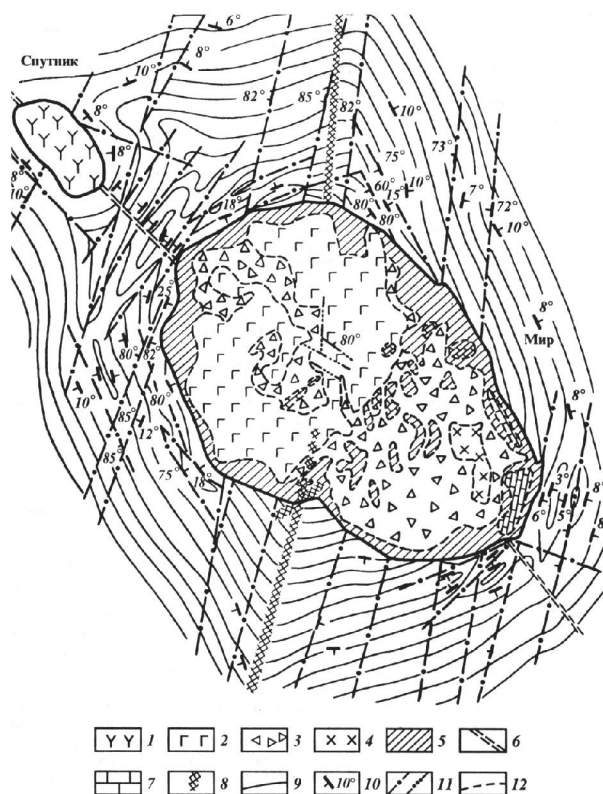


Рис. 11. Геолого-структурная схема трубок Мир и Спутник:

1 – трубка Спутник; 2–4 – трубка Мир, кимберлиты, соответственно, первой–третьей фаз внедрения; 5 – зона эндоконтакта; 6 – кимберлитовая дайка; 7 – ксенолиты осадочных пород; 8 – зона дробления с галенитовой и сфалеритовой минерализацией; 9 – вскрытые карьером пласты вмещающих карбонатных пород; 10 – элементы залегания осадочных пород и разрывных нарушений; 11 – разрывные нарушения; 12 – границы разновидностей кимберлитовых пород.

Кимберлиты трубки Мир богаты индикаторными минералами-спутниками и алмазами. Эрозионный срез верхних частей месторождения большой: по данным разным исследователей – до 350–400 м, поэтому отдельные разности древних осадочных толщ верхнего палеозоя, мезозоя и современные отложения Малоботуобинской кимберлитовой провинции содержат повышенные концентрации индикаторных минералов-спутников, а иногда и самих алмазов.

Алмазы трубки Мир (рис. 12) представлены октаэдрами (до 61 %), комбинационными кристаллами (до 29), ромбододекаэдрами (до 10 %), кубов меньше 1 %. Преобладают бесцветные индивиды (до 75 %), но встречаются также дымчато-серые (до 14 %), буровато-коричневые (до 7), желтые (0,9), голубовато-зеленые (0,6 %). Общая доля сростков достигает 18 %, шпинелевых двойников – до 10 %. Включения других минералов в алмазах из трубки Мир относятся к двум парагенезисам [10, 20]: ультраосновному (99,4 %) и эклогитовому (0,6 %).



Рис. 12. Алмазы из кимберлитовой трубки Мир (Мирнинское поле).

Таким образом, несмотря на индивидуальность различных геолого-поисковых обстановок и каждого кимберлитового тела, между ними существует много общего. Это дало возможность создать обобщенную модель алмазоносной трубки Якутской кимберлитовой провинции, в которой отражены и переход вертикального канала диатремы в подводную дайку, и особенности взаимоотношения этих объектов с древними (*D*) и молодыми (*P-T*) траппами, то есть можно проследить характер сопряженности системы тел главная трубка–сателлит–подводящая и дотрубочная дайки. На разведанную глубину трубок вмещающими породами являются терригенно-карбонатные образования нижне-го–верхнего кембрия и нижнего силура, представленные известняками, доломитами, мергелями, алевролитами и промежуточными разностями этих пород. В южной части Сибирской платформы (Мирнинское кимберлитовое поле) среди вмещающих пород значительно развиты пласты и линзы каменной соли, особенно много их в нижнекембрийских отложениях на глубине 900–1 200 м. Довольно часты прослои и линзы гипса и ангидрита. В Малоботубинском алмазоносном районе некоторые кимберлитовые тела перекрыты осадочными толщами  $J_1$  (песчаники, алевролиты, слабо сцементированные гравийные и галечные образования), современная мощность которых колеблется от первых метров до 20 м. Севернее, в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе, над частью кимберлитовых тел залегают терригенные образования *P-C* мощностью от первых метров до 100 м и более; это сложное чередование алевролитов, песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов. Верхнепалеозойский комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных пород интродуцирован многочисленными пластовыми и секущими телами траппов.



В диатремовых структурах различают (сверху вниз): раструб, венчающийся в неэродированных аппаратах кольцевым валом, вулканический (вертикальный) канал и корневую часть – подводный канал в виде дайкового тела. Каждая из этих частей трубки сложена породами с определенными минералогическими и текстурно-структурными особенностями. Существенные закономерности в смене пород создают своеобразную вертикальную зональность коренных месторождений алмазов на каждой древней платформе.

Ксенолиты кимберлитовых трубок Сибирской платформы разделяют на четыре группы: 1) осадочные породы платформенного чехла, являющиеся вмещающими для диатрем; 2) изверженные – траппы, внедрившиеся в осадочный чехол до образования диатрем; 3) метаморфические, слагающие фундамент платформы; 4) глубинные, преимущественно мантийного происхождения.

Содержание индикаторных минералов-спутников алмаза – пирропа, пикроильменита и хромшпинелидов – на глубоких уровнях выше, чем в верхних частях, хотя в разных трубках оно неодинаково. В наиболее полных разрезах верхов диатрем для осадочно-вулканогенных пород характерны выделения вторичных минералов (крупные жилы, жеоды, гнезда и т. п.). В туфах и верхних горизонтах брекчий есть скопления крупных друз и прожилков кварца (в основном аметиста), кальцита и магнетита. Степень карбонатизации кимберлитов (как и в целом развития вторичных минералов) с глубиной значительно снижается. Существенное влияние на направленность и интенсивность развития вторичной минерализации в кимберлитах имеют состав и характер вмещающих трубки пород.

Приведенный материал подтверждает сложность геолого-структурных условий, которые нужно учитывать при прогнозно-поисковых работах на алмазы. Нередко поиски диатрем являются сложной задачей, особенно в случае отсутствия продуктов дезинтеграции этих пород, что снижает результативность применяемого шлихо-минералогического метода. Существенно снижается и результативность геофизических методов поисков из-за низкой намагниченности пород, слагающих диатремы, и перекрытия их мощными толщами магматических/осадочных образований. Надёжным критерием при поисках в таком случае являются структурно-текстурные особенности и вещественный состав вмещающих пород, самих диатрем и перекрывающих их отложений, особенно в случае образования в них алмазоносных россыпей. Пристальное внимание следует уделять диагностике и определению типоморфных особенностей первичных и вторичных минералов кимберлитов, особенно с учетом того, что основная часть вторичных минералов малоустойчива при транспортировке в водной среде, однако даже в случае существенных их изменений указывает на близкие расстояния перемещения от областей размыва.

Важнейшую поисковую информацию получают при изучении типоморфных особенностей самих алмазов и их парагенетических ассоциаций, характерных для конкретных кимберлитовых полей и диатрем. Обычно распространение отдельных минеральных ассоциаций в древних и современных осадочных образованиях ограничено пределами конкретных алмазоносных районов. Анализируя распределение типоморфных особенностей минералов и их парагенетических ассоциаций по площади и в разрезе, можно определять источники их сноса в разновозрастные верхнепалеозойские и мезозойские отложения алмазоперспективных территорий. Особо отметим полигенность минералогических ассоциаций алмазов из разновозрастных россыпей в пределах отдельных алма-

зоносных районов (особенно Малоботуобинского и Средне-Мархинского), причем россыпная алмазоносность достигает иногда промышленной концентрации. Локальный прогноз коренных источников алмаза возможен при более крупномасштабных исследованиях с использованием электронной базы данных с геологической привязкой, привлечением и анализом всех имеющихся литолого-минералогических материалов.

Надо обращать внимание на возможность развития в отдельных геолого-поисковых обстановках в верхних горизонтах кимберлитовых диатрем продуктов древних кор выветривания; они существенно меняют петрофизические свойства исходных пород, что затрудняет их поиски с применением геофизических методов. На примере комплексного изучения диатрем Накынского поля подчеркнута важность задач по совершенствованию методик прогнозирования и поисков немагнитных кимберлитовых диатрем, особенно перекрытых другими магматическими и осадочными породами. Определять приуроченность отторженцев к материнским телам наиболее уверенно и четко можно на основании сопоставления их петрологических и минералогических особенностей.

#### 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. Богатых М. М. Вещественный состав и условия формирования кимберлитовых пород трубки Сытыканская / М. М. Богатых, Г. А. Пономаренко, В. П. Серенко // Бюлл. науч.-техн. информации. – Якутск, 1979. – С. 3–13.
3. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и Мира (Основы прогнозирования) / В. И. Ваганов. – М. : Геоинформмарк, 2000. – 371 с.
4. Василенко В. Б. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии / В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, Л. Г. Кузнецова. – Новосибирск : Наука, 1997. – 568 с.
5. Вторичные минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, Ю. М. Мельник, Н. П. Мовчан. – Киев : Наук. думка, 1987. – 282 с.
6. Геология, вещественный состав и алмазоносность кимберлитов Накынского поля Якутии / Н. Н. Зинчук, С. Г. Алябьев, В. И. Банзерук [и др.] // Геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России. – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 807–824.
7. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитов / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, В. Н. Соколов // Минерагения зоны гипергенеза. – М. : Наука, 1980. – С. 45–54.
8. Зинчук Н. Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений) / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.
9. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук. – М. : Недра, 2000. – 538 с.
10. Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
11. Зинчук Н. Н. Кимберлиты в истории Земли : [Учеб. пособие] / Н. Н. Зинчук, А. Д. Савко, А. В. Крайнов // Тр. НИИ геологии ВГУ. – 2013. – Вып. 68. – 100 с.

12. Кимберлитовая трубка Удачная (вещественный состав и условия формирования) / Н. Н. Зинчук, З. В. Специус, В. В. Зуенко, В. М. Зуев. – Новосибирск : НГУ, 1993. – 147 с.
13. Маршинцев В. К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии / В. К. Маршинцев. – Новосибирск : Наука, 1986. – 239 с.
14. Никишов В. А. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса / В. А. Никишов. – М. : Наука, 1984. – 212 с.
15. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза / Ю. Л. Орлов. – М. : Наука, 1984. – 264 с.
16. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / А. П. Бобриевич, И. П. Илупин, И. Т. Козлов [и др.]. – М. : Недра, 1964. – 190 с.
17. 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.
18. 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.
19. Францессон Е. В. Кимберлитовый магматизм древних платформ / Е. В. Францессон, В. Г. Лутц. – М. : Недра, 1995. – 342 с.
20. 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 10.12.2014  
прийнята до друку 04.09. 2015*

## **ГЕОЛОГО-МІНЕРАЛОГІЧНІ МОДЕЛІ У ЗВ'ЯЗКУ З РОЗШУКАМИ АЛМАЗОНОСНИХ КІМБЕРЛІТІВ**

**М. Зінчук**

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

Виконані дослідження геологічної будови та речовинного складу кимберлітів Сибірської платформи засвідчили складність і багатоманітність геолого-мінералогічних і палео-географічних умов, що потрібно брати до уваги під час організації прогнозно-розшукових робіт на алмази в кожному конкретному районі. Особливості прогнозування та розшуків алмазів залежать від геолого-мінералогічної та геоморфологічної обстановки залягання кимберлітових діатрем.

Важливим критерієм для розшуків кимберлітових тіл за різних геолого-тектонічних умов є знання про речовинний склад розшукуваних діатрем, вмисних і перекривних осадових і магматичних утворень. Рекомендовано максимально використовувати для цього типоморфні особливості первинних і новоутворених у діатремах мінералів.

Доведено, що кожному алмазоносному району притаманний певний комплекс типоморфних асоціацій первинних і вторинних мінералів кимберлітів. У більшості алмазоносних

кімберлітових трубок переважають алмази з ультраосновною асоціацією включень твердих фаз (олівін, хроміт, піроп та ін.).

*Ключові слова:* кімберлітова трубка, алмаз, типоморфізм мінералів, алмазоносний район, вмісні породи, кора звітрювання, прогнозно-розшукові роботи, Сибірська платформа.

## **GEOLOGICAL-MINERALOGICAL MODELS IN CONNECTION WITH PROSPECTING OF DIAMONDIFEROUS KIMBERLITES**

**N. Zinchuk**

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

The conducted research of the geological structure and material composition of kimberlites of the Siberian platform demonstrated the complexity and diversity of geological-mineralogical and paleogeographic environments that should be considered during the organization of forecasting and prospecting works for diamonds in each specific region.

We have created a generalized model of the diamond-bearing pipe of the Yakut kimberlite province; it traced the nature of the conjugation system of bodies “main pipe–satellite–incurrent and pre-pipe dykes”. The host rocks (at the explored depth of the pipes) are terrigenous-carbonate formations of the Lower–Upper Cambrian and Lower Silurian – limestones, dolomites, marls, aleurolites and intermediate species of these rocks. Layers and lenses of rock salt, and interlayers and lenses of gypsum and anhydrite are significantly developed among the host rocks in the southern part of the Siberian platform. Some kimberlite bodies are covered with sedimentary strata of  $J_1$ , the present capacity of which varies from a few meters to 20 m, and some – with terrigenous rocks of  $P-C$  (up to 100 m and more). Upper Palaeozoic complex of sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks is intruded by numerous bed and cross-cutting trap bodies.

Such parts one can distinguish in diatreme kimberlite structures (top to bottom): a bell, which in non-eroded apparatus crowns a ring bank; volcanic (vertical) channel; the root part – incurrent channel in the form of the dike body. Each of these parts of the pipe is composed of rocks with certain mineralogical and textural-structural features. Certain regularities in the change of rocks create a unique vertical zoning of primary diamond deposits at each of the ancient platform.

The kimberlite xenoliths from the Siberian platform are divided into four groups: 1) sedimentary rocks of the platform cover, which are host for diatremes; 2) igneous rocks – traps, intruded the sedimentary cover before the formation of diatremes; 3) metamorphic rocks that form the platform basement; 4) hypogene rocks, mainly of mantle origin.

The content of indicator minerals-satellites of diamond – pyrope, picroilmenite and chrome spinel – on deep levels is higher than in the upper parts of the section, although in different pipes it differs. The degree of secondary minerals development in general, and carbonatization of kimberlites, in particular, greatly decreases with the depth. The composition and nature of the host rocks are of great importance for the direction and intensity of secondary mineralization development in kimberlites.

Prospecting of kimberlitic diatremes is the difficult task in the case of rock disintegration products absence, which reduces the effectiveness of heavy-concentrate-mineralogical method of prospecting. The effectiveness of geophysical methods of prospecting is significantly reduced due to the low magnetization of the rocks composing the diatreme, and because of their overlapping

by thick series of magmatic or sedimentary rocks. The reliable criterion for finding such diatremes are structural-textural characteristics and material composition of host substrate rocks, of diatremes and overlying sediments, especially in the case of diamondiferous placers formation. Close attention should be paid to the diagnosis and definition of typomorphic features of primary and secondary kimberlite minerals, especially considering the fact that the main part of the secondary minerals is unstable during transport in the aquatic environment, however, even in case of substantial changes it points the close distance of migration from erosion areas.

The most important prospecting information one can obtain by the study of typomorphic features of diamonds themselves and their paragenetic associations, characteristic for specific kimberlite fields and diatremes. Usually the distribution of certain mineral associations in ancient and modern sedimentary formations is confined within specific diamondiferous areas. Analyzing the distribution of typomorphic features of minerals and their paragenetic associations in the area and in the section, you can define the sources of their removal in mixed-age Upper Palaeozoic and Mesozoic sediments. Local prediction of the diamond primary sources is possible due to larger-scale studies using electronic databases. It is necessary to pay attention to the possibility of the ancient crusts of weathering development in the upper horizons of the diatremes, because they significantly alter the petrophysical properties of source rocks, and this greatly hampers their prospecting with the use of geophysical methods.

*Key words:* kimberlite pipe, diamond, typomorphism of minerals, diamondiferous region, host rocks, crust of weathering, geological-mineralogical model, forecast-prospecting works, Siberian platform.

UDC 552.323.6

## POSTMAGMATIC FACTORS OF KIMBERLITES DIAMOND CONTENT

V. Vasilenko<sup>1</sup>, L. Kuznetsova<sup>1</sup>, V. Minin<sup>1</sup>, M. Zinchuk<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS,  
3, Acad. Koptyug Av., 630090 Novosibirsk, RF  
E-mail: vasilenko@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*West-Yakut Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences,  
4/1, Lenin St., 678170 Myrnyi, RF  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

The results of comparative analysis of data about kimberlite composition and kimberlites' diamond potential are presented. The quantity and size of diamond crystals associate with grade of kimberlite postmagmatic transformations. The model of diamond hydrothermal-metasomatic dissolution or recrystallization is proposed.

*Key words:* kimberlite, diamond, normative quartz, postmagmatic transformations, hydrothermal-metasomatic dissolution, recrystallization.

This article follows the studies of diamond potential factors of kimberlites started in our previous papers (see Mineralogical Review. 2014. N 64. Is. 1, 2). Most of geologists and mineralogists interpret the terms “diamond” and “armor” as synonyms. According to their opinion, a diamond armours the inclusions of mineral forming medium and delivers them to us in a state of nature. The subject matter experts dealing with diamonds have a thorough knowledge of the fact that diamonds undergo disintegration and recrystallization at the magmatic stage. Aim of this work is to demonstrate that the processes of diamond interaction with the enclosing rocks go on at the post-magmatic stage of kimberlite formation.

Secondary changes of kimberlite bodies under the near-surface conditions were previously characterized in the papers of E. Shamshina [23] and N. Zinchuk et al. [4, 6, 11]. V. Vasilenko et al. focused their attention on the changes of kimberlites in deep-seated parts of the pipes due to the influence of post-magmatic hydrothermal solutions [2, 3, 9, 17–19].

It is critical to emphasize that E. Shamshina [23] defined the most important petrochemical trend of post-magmatic change in the kimberlites – reverse correlation of SiO<sub>2</sub> and MgO – for the first time. In her opinion, accumulation of SiO<sub>2</sub> and loss MgO took place over the whole period of kimberlites hydration. The relation of SiO<sub>2</sub> to MgO indicates the rate of secondary change in kimberlites. This feature in the petrochemical interpretation is expressed as a well-defined negative dependence between MgO and excess silicic acid. The amount of excess silicic acid (defined as normative secondary quartz Q) has been calculated by formula  $Q = \text{SiO}_2 - 0.81 \text{ MgO} - 2.8 \text{ K}_2\text{O}$  [9].

Based on the empirical distribution of Q, the following groups of altered rocks can be distinguished: dolomitized rocks ( $Q < 1.0\%$ ); unaltered rocks ( $1.0\% < Q < 4.0\%$ ); quartz con-

taining (4.0 % > Q < 12.0 %) and quartzous rocks (Q > 12.0 %) in the general aggregate of compositions of the Yakut province kimberlites [12].

Let us present the mean compositions of the pipes separated by the rate of rock change (Table 1) using the mean compositions of the Yakut kimberlites (see [25]) in relation to the levels of post-magmatic changes in kimberlites presented above.

Table 1  
Mean compositions of unaltered, quartz containing and quartzous kimberlites of the Yakut diamond deposits

Components	Kimberlites-I, pipes					
	Aykhil			Udachnaya-West		
	U*	QC	Q	U	QC	Q
SiO <sub>2</sub>	<u>23.84</u> ** 5.04	<u>26.01</u> 4.06	<u>36.31</u> 7.71	<u>25.36</u> 3.66	<u>26.57</u> 3.72	<u>20.37</u> 10.38
TiO <sub>2</sub>	<u>0.42</u> 0.15	<u>0.43</u> 0.17	<u>0.32</u> 0.14	<u>0.89</u> 0.28	<u>0.80</u> 0.23	<u>0.73</u> 0.274
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>2.29</u> 0.82	<u>2.66</u> 1.43	<u>4.49</u> 2.83	<u>2.28</u> 0.49	<u>2.39</u> 0.58	<u>3.76</u> 4.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>4.50</u> 1.35	<u>4.63</u> 1.36	<u>3.64</u> 1.90	<u>6.27</u> 2.19	<u>5.83</u> 1.93	<u>2.87</u> 1.742
MgO	<u>24.15</u> 6.15	<u>21.89</u> 5.78	<u>15.89</u> 5.92	<u>26.02</u> 4.69	<u>23.91</u> 5.47	<u>24.28</u> 9.14
CaO	<u>16.30</u> 8.29	<u>17.55</u> 6.44	<u>14.92</u> 8.07	<u>15.10</u> 5.40	<u>15.70</u> 5.77	<u>9.55</u> 6.99
Na <sub>2</sub> O	<u>0.18</u> 0.21	<u>0.12</u> 0.18	<u>0.19</u> 0.13	<u>0.80</u> 0.27	<u>0.17</u> 0.16	<u>0.37</u> 0.58
K <sub>2</sub> O	<u>0.95</u> 0.62	<u>0.80</u> 0.38	<u>1.06</u> 0.25	<u>0.65</u> 0.35	<u>0.71</u> 0.47	<u>1.29</u> 1.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.69</u> 0.29	<u>0.88</u> 0.22	<u>1.07</u> 0.24	<u>0.31</u> 0.16	<u>0.27</u> 0.15	<u>0.34</u> 0.174
LOI	<u>27.46</u> 5.52	<u>25.42</u> 4.39	<u>27.03</u> 6.86	<u>23.16</u> 4.15	<u>23.80</u> 4.55	<u>26.26</u> 7.74
n	113	91	7	488	432	24

Components	Kimberlites-I, pipes					
	Udachnaya-East			Yubileynaya		
	U	QC	Q	U	QC	Q
SiO <sub>2</sub>	<u>25.87</u> 2.82	<u>27.39</u> 3.58	<u>31.38</u> 9.98	<u>28.17</u> 3.73	<u>28.97</u> 4.77	<u>42.62</u> 13.35
TiO <sub>2</sub>	<u>1.17</u> 0.41	<u>1.09</u> 0.40	<u>1.11</u> 0.57	<u>1.07</u> 0.33	<u>0.95</u> 0.37	<u>0.87</u> 1.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>2.10</u> 0.43	<u>2.33</u> 0.86	<u>6.78</u> 6.44	<u>1.68</u> 0.55	<u>2.09</u> 0.90	<u>3.52</u> 1.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>7.10</u> 1.69	<u>69.35</u> 1.90	<u>9.00</u> 9.55	<u>7.53</u> 1.78	<u>6.79</u> 1.65	<u>6.99</u> 2.51
MgO	<u>27.99</u> 3.83	<u>24.75</u> 5.46	<u>17.57</u> 11.08	<u>30.07</u> 4.90	<u>26.24</u> 6.46	<u>18.44</u> 7.32

\* Here and below the type of kimberlite: U – unaltered, QC – quartz containing, Q – quartzous.

\*\* Here and below the average value is in the numerator and the standard deviation – in the denominator.

Continuation of Table 1

Components	Kimberlites-I, pipes					
	Udachnaya-East			Yubileynaya		
	U	QC	Q	U	QC	Q
CaO	<u>13.38</u> 4.33	<u>14.89</u> 6.04	<u>10.78</u> 4.67	<u>9.39</u> 6.01	<u>13.24</u> 7.58	<u>8.25</u> 8.56
Na <sub>2</sub> O	<u>0.28</u> 0.47	<u>0.18</u> 0.36	<u>0.84</u> 1.02	<u>0.09</u> 0.09	<u>0.09</u> 0.10	<u>0.34</u> 0.49
K <sub>2</sub> O	<u>0.57</u> 0.30	<u>0.65</u> 0.50	<u>1.48</u> 0.88	<u>0.28</u> 0.21	<u>0.34</u> 0.28	<u>0.62</u> 0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.32</u> 0.15	<u>0.354</u> 0.16	<u>0.42</u> 0.26	<u>0.41</u> 0.15	<u>0.36</u> 0.15	<u>0.26</u> 0.24
LOI	<u>21.40</u> 3.48	<u>22.23</u> 4.14	<u>17.70</u> 11.20	<u>20.54</u> 3.17	<u>21.20</u> 4.41	<u>17.99</u> 5.79
n	470	122	10	346	554	111

Components	Kimberlites-I, pipes			Kimberlites-II, pipes		
	Sytykanskaya			Botuobinskaya		
	U	QC	Q	U	QC	Q
SiO <sub>2</sub>	<u>28.28</u> 3.90	<u>28.83</u> 3.35	<u>31.40</u> 7.73	<u>27.12</u> 5.39	<u>30.13</u> 3.65	<u>47.49</u> 16.07
TiO <sub>2</sub>	<u>1.81</u> 0.50	<u>1.77</u> 0.48	<u>1.44</u> 0.57	<u>0.52</u> 0.16	<u>0.40</u> 0.13	<u>0.69</u> 0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>1.83</u> 0.63	<u>1.87</u> 0.79	<u>2.54</u> 1.92	<u>3.36</u> 0.72	<u>3.65</u> 0.77	<u>9.70</u> 5.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>9.07</u> 3.17	<u>7.94</u> 2.14	<u>10.93</u> 11.90	<u>5.78</u> 3.36	<u>5.29</u> 1.11	<u>7.14</u> 4.89
MgO	<u>31.12</u> 5.22	<u>26.89</u> 5.02	<u>17.43</u> 6.67	<u>26.24</u> 7.22	<u>24.14</u> 5.26	<u>7.59</u> 7.86
CaO	<u>7.60</u> 6.75	<u>12.04</u> 5.75	<u>14.73</u> 6.04	<u>13.22</u> 7.30	<u>14.00</u> 5.20	<u>9.59</u> 10.76
Na <sub>2</sub> O	<u>0.10</u> 0.05	<u>0.11</u> 0.08	<u>0.13</u> 0.03	<u>0.01</u> 0.01	<u>0.01</u> 0.02	<u>0.00</u> –
K <sub>2</sub> O	<u>0.26</u> 0.15	<u>0.20</u> 0.19	<u>0.32</u> 0.60	<u>1.13</u> 0.51	<u>1.19</u> 0.52	<u>1.85</u> 1.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.27</u> 0.11	<u>0.24</u> 0.19	<u>0.22</u> 0.12	<u>0.54</u> 0.16	<u>0.44</u> 0.12	<u>0.24</u> 0.22
LOI	<u>25.56</u> 10.40	<u>29.41</u> 8.29	<u>32.44</u> 10.08	<u>21.96</u> 6.43	<u>20.81</u> 3.79	<u>15.38</u> 8.36
n	102	395	21	104	831	36

Components	Kimberlites-II, pipes					
	Internatsionalnaya			Mir		
	U	QC	Q	U	QC	Q
SiO <sub>2</sub>	<u>29.53</u> 2.36	<u>33.51</u> 1.91	<u>39.10</u> 3.93	<u>27.80</u> 2.97	<u>32.53</u> 2.83	<u>37.18</u> 2.91
TiO <sub>2</sub>	<u>0.41</u> 0.13	<u>0.40</u> 0.06	<u>0.42</u> 0.20	<u>1.68</u> 0.53	<u>1.42</u> 0.45	<u>1.08</u> 0.43



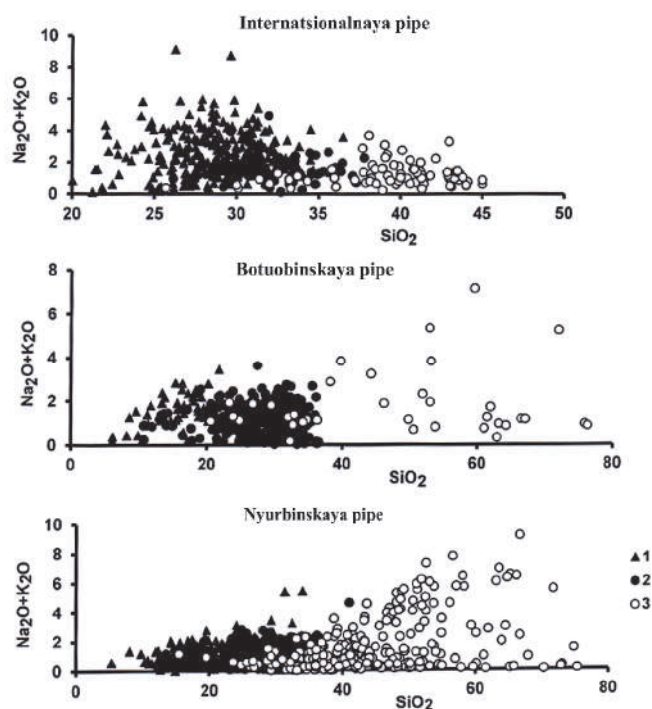
The end of Table 1

Components	Kimberlites-I, pipes					
	Udachnaya-East			Yubileynaya		
	U	QC	Q	U	QC	Q
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>2.53</u> 0.90	<u>2.77</u> 0.98	<u>3.77</u> 1.28	<u>2.08</u> 0.57	<u>2.41</u> 0.71	<u>3.15</u> 1.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>6.00</u> 1.48	<u>6.26</u> 1.13	<u>5.63</u> 0.99	<u>8.98</u> 1.74	<u>17.29</u> 0.09	<u>7.64</u> 1.38
MgO	<u>30.75</u> 2.22	<u>28.45</u> 1.89	<u>22.88</u> 3.34	<u>28.29</u> 3.55	<u>27.18</u> 3.15	<u>24.18</u> 3.61
CaO	<u>6.19</u> 2.49	<u>7.30</u> 2.79	<u>9.57</u> 4.45	<u>10.51</u> 4.77	<u>8.16</u> 3.25	<u>7.86</u> 3.01
Na <sub>2</sub> O	<u>1.48</u> 1.28	<u>0.85</u> 1.05	<u>0.37</u> 0.47	<u>0.26</u> 0.39	<u>0.23</u> 0.43	<u>0.50</u> 1.05
K <sub>2</sub> O	<u>1.02</u> 0.51	<u>0.97</u> 0.43	<u>0.85</u> 0.40	<u>0.90</u> 0.50	<u>0.61</u> 0.51	<u>0.80</u> 0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.41</u> 0.13	<u>0.43</u> 0.14	<u>0.33</u> 0.16	<u>0.55</u> 0.20	<u>0.32</u> 0.14	<u>0.26</u> 0.09
LOI	<u>21.34</u> 2.87	<u>20.51</u> 2.35	<u>17.75</u> 3.60	<u>19.13</u> 3.09	<u>17.81</u> 2.62	<u>17.29</u> 0.09
<i>n</i>	237	31	87	104	453	147

Components	Kimberlites-II, pipes					
	Nyurbinskaya			Maiskaya		
	U	QC	Q	U	QC	Q
SiO <sub>2</sub>	<u>23.11</u> 4.51	<u>29.54</u> 5.63	<u>44.90</u> 11.03	<u>19.97</u> 5.65	<u>28.72</u> 4.87	<u>34.10</u> 9.71
TiO <sub>2</sub>	<u>0.42</u> 0.26	<u>0.43</u> 0.15	<u>0.82</u> 0.59	<u>0.33</u> 0.13	<u>0.39</u> 0.10	<u>0.43</u> 0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>3.79</u> 1.02	<u>3.79</u> 0.73	<u>8.84</u> 5.53	<u>3.68</u> 1.21	<u>3.69</u> 1.12	<u>6.75</u> 4.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>4.97</u> 1.80	<u>6.04</u> 1.58	<u>8.88</u> 4.66	<u>3.10</u> 1.49	<u>5.24</u> 2.11	<u>6.48</u> 5.72
MgO	<u>21.52</u> 4.00	<u>24.31</u> 5.02	<u>14.21</u> 7.24	<u>16.15</u> 7.28	<u>22.31</u> 7.09	<u>13.40</u> 6.61
CaO	<u>17.48</u> 5.52	<u>13.25</u> 5.97	<u>6.81</u> 5.94	<u>24.67</u> 9.01	<u>15.89</u> 7.13	<u>14.32</u> 8.50
Na <sub>2</sub> O	<u>0.01</u> 0.01	<u>0.01</u> 0.05	<u>0.37</u> 0.77	0.09 0.14	0.10 0.17	0.03 0.06
K <sub>2</sub> O	<u>1.20</u> 0.85	<u>0.93</u> 0.69	<u>1.24</u> 1.22	1.48 0.81	1.09 0.80	1.53 1.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.49</u> 0.22	<u>0.47</u> 0.18	<u>0.39</u> 0.59	0.45 0.14	0.46 0.14	0.32 0.17
LOI	<u>27.03</u> 4.78	<u>21.25</u> 5.38	<u>13.45</u> 6.82	29.55 5.34	22.17 5.52	21.62 6.85
<i>n</i>	124	552	271	14	117	18

Table 1 presented clearly distinguishes the main feature of post-magmatically altered rocks – an increase of the silicic acid content in rocks and a reduction of MgO with growth of the

rate of the post-magmatic change. In most cases, this process is accompanied by the increase of  $Al_2O_3$  and  $K_2O$  contents in the changed rocks and the reduction of  $TiO_2$ ,  $CaO$  and  $P_2O_5$  contents. The gross increase of alkaline amount in quartzous kimberlites demonstrates the distributions of alkaline amount contents in single analyses quite effectively (see Figure). An increase in the alkalinity of altered rocks calls attention, which enables to consider the origin of averaged alkaline character of these rocks due to the secondary processes. An increase in the alkaline amount contents of Internatsionalnaya pipe seems perceived, since the changed kimberlites of this pipe are enriched with  $Na_2O$  due to evaporates of enclosing carbonate thicknesses.



Distribution of imaging points of alkaline amount contents and silicic acid of single analyses of kimberlite pipe rocks:

1 – unaltered; 2 – quartz containing; 3 – quartzous kimberlites.

The processes of secondary change in diamond field kimberlites also affect their diamond potential (Table 2).

In moderately alkaline kimberlites–I, the diamond potential of rocks reduces, as the rate of the secondary change increases. In a number of pipes (group A) of more alkaline kimberlites – II, the diamond potential reduces in the same way, and in other pipes (group B) it increases gradually.

The process of diamond potential increase in the changed kimberlites can be characterized with more detail by the data on fractional composition of diamonds from the pipes of Nakyn field being changed by the secondary processes to the greater extent. Let us elaborate the features of obtaining the initial data on fractional composition of core sampling intervals of the drill holes.

Table 2

## Diamond potential of unaltered and altered kimberlites

Pipe	Type of kimberlite						The percentage of altered rocks*
	Unaltered		Quartz containing		Quartzous		
	<i>n</i>	<i>D</i> , car/t	<i>n</i>	<i>D</i> , car/t	<i>n</i>	<i>D</i> , car/t	
Kimberlite-I							
Aykhal	55	$\frac{4.54}{2.36}$	22	$\frac{3.64}{2.57}$	2	$\frac{1.85}{0.35}$	46.4
Udachnaya-West	44	$\frac{1.53}{3.48}$	21	$\frac{0.93}{0.87}$	–	–	48.9
Udachnaya-East	106	$\frac{0.71}{0.66}$	10	$\frac{0.53}{0.42}$	2	$\frac{0.56}{0.47}$	21.9
Yubileynaya	59	$\frac{0.53}{0.37}$	135	$\frac{0.37}{0.93}$	7	$\frac{0.17}{0.22}$	65.8
Syktykanskaya	66	$\frac{0.56}{0.61}$	195	$\frac{0.26}{1.39}$	12	$\frac{0.23}{0.20}$	80.3
Kimberlite-II, group A							
Botuobinskaya	10	$\frac{8.59}{9.24}$	406	$\frac{7.51}{6.26}$	15	$\frac{3.87}{3.82}$	89.3
Internatsionalnaya	64	$\frac{4.33}{2.36}$	16	$\frac{4.29}{2.28}$	31	$\frac{3.42}{2.53}$	33.3
Kimberlite body-II, group B							
Mir	53	$\frac{2.02}{1.93}$	108	$\frac{1.96}{1.36}$	16	$\frac{2.60}{1.31}$	85.2
Nyurbinskaya	28	$\frac{5.55}{3.61}$	249	$\frac{6.99}{4.68}$	80	$\frac{7.98}{6.05}$	78.6
Maiskaya	8	$\frac{4.51}{5.89}$	42	$\frac{8.08}{4.77}$	10	$\frac{7.81}{8.13}$	90.6

\* Ratio of unaltered and altered rocks in the samples of Table 1.

For example, there is such fractional composition of diamonds from one of the sampling intervals of one pipe (depth interval – 221.4–228.0 m; sample weight – 82.1 kg; *D* – 18.12 car/t):

–8+4 mm: pcs – 1, fraction weight – 126.7 mg;

–4+2 mm: 1 and 51.3;

–2+1 mm: 14 and 62.3;

–1.0+0.5 mm: 77 and 53.9.

The data presented, if required, can be used for calculating the average crystal weight in each fraction. Using the descriptions from Table 2, it is possible to trace the trends of change in the grains of average size both in the unaltered and in altered (with various *Q*) to different extent kimberlites (Table 3) for 431 rock sampling intervals of Botuobinskaya pipe, 356 – of Nyurbinskaya pipe and 60 – of Maiskaya pipe.

The average grain sizes of a number of fractions change in the direction from the unaltered rocks to the changed ones in a different way. For example, in fractions –8+4 and –4+2 mm of Botuobinskaya pipe the grain sizes reduce, as the rate of rock change increases. Similarly, in the Nyurbinskaya pipe, the average grain sizes increase in two largest fractions and reduce in

two finest ones. In the Maiskaya pipe, on the contrary, the fractions  $-4+2$  and  $-2+1$  mm are counter-conjugated. These trends remind the interrelations of large and fine fractions of one mineral in a metasomatic process. D. Korzhynskiy remarked that “Growth of extra large crystals takes place under the opposite conditions – in dissolution and subtraction of the components of this mineral, which is possible both in the diffusion and infiltration metasomatism. As concentration of components in the solution reduces fine grains of this mineral would dissolve..., the largest and more perfect crystals would grow” [7].

Table 3

The average value and the standard deviation of diamond grains  
 in relation to fraction size in unaltered and altered kimberlites

Pipes and type of kimberlite		Fractions, mm							
		$-8+4$		$-4+2$		$-2+1$		$-1.0+0.5$	
		<i>n</i>	Grain weight	<i>n</i>	Grain weight	<i>n</i>	Grain weight	<i>n</i>	Grain weight
Botuobin- skaya	U	4	$\frac{434}{507}$	37	$\frac{34.6}{21.5}$	60	$\frac{4.30}{0.57}$	60	$\frac{0.75}{0.12}$
	CQ	29	$\frac{242}{136}$	291	$\frac{34.5}{16.4}$	395	$\frac{5.00}{1.73}$	400	$\frac{0.80}{0.13}$
	Q	–	–	7	$\frac{30.9}{12.6}$	11	$\frac{4.80}{1.11}$	15	$\frac{1.21}{1.26}$
Nyurbinskaya	U	3	$\frac{198.0}{100.9}$	23	$\frac{27.9}{8.5}$	26	$\frac{5.10}{0.54}$	28	$\frac{0.76}{0.08}$
	CQ	17	$\frac{236.0}{133.7}$	186	$\frac{36.3}{17.6}$	242	$\frac{5.00}{1.41}$	248	$\frac{0.75}{0.14}$
	Q	4	$\frac{235.0}{37.9}$	52	$\frac{34.5}{16.4}$	79	$\frac{4.90}{1.45}$	79	$\frac{0.74}{0.11}$
Maiskaya	U	–	–	3	$\frac{34.7}{8.5}$	5	$\frac{4.60}{0.24}$	8	$\frac{0.69}{0.08}$
	CQ	2	$\frac{157}{-}$	24	$\frac{28.6}{1.2}$	38	$\frac{4.00}{1.38}$	42	$\frac{0.73}{0.11}$
	Q	1	$\frac{1.38}{-}$	4	$\frac{32.4}{13.6}$	9	$\frac{4.60}{1.24}$	9	$\frac{0.66}{0.16}$

Based on the similarity of a metasomatic model to the mentioned regularities of change in grain sizes of diamonds from different fractions (see Table 3), it is possible to assume that the diamond recrystallization with formation of large grains takes place in the process of secondary change in kimberlites. The authors understand that the conclusion proposed contradicts to the traditional views on diamond crystallization at high values of thermodynamic parameters. However, we think that our hypothesis on diamond recrystallization at the post-magmatic stage explains the actual material more completely. If it is true, then the diamond grains formed due to the secondary processes should differ from the diamond grains formed under endogenous conditions. Anomalously high contents of diamonds and anomalously large sizes of their crystals in the places with high quartz should be considered as artifact for kimberlites, i.e. occurring under other thermodynamic conditions.

In this case, we can observe the phenomenon of increase in the volume of elementary cell of kimberlite secondary quartz, as compared to the quartz from the rocks of endogenous genesis [1, 2, 8], i.e., the morphology and other physical properties of the diamonds formed as a

result of secondary processes should differ from the same properties of endogenous diamonds. In fact, according to [5, p. 155], “the contents of crystals with the signs of natural etching in the Botuobinskaya pipe are increased in comparison with the same for the mined Yakutian fields”.

Outside the conditions defining the origin of kimberlites, for example, under the Earth's crust conditions, the diamond crystallization is reproduced in a number of experiments.

R. Dunin-Barkovskii et al. [15] implemented the growth of diamonds on diamond seeds using the mixture of sulphuric, nitric and acetic acids in aqueous solution medium under atmospheric pressure.

A new acicular shape of diamond has been discovered in natural rubies of one Vietnamese deposit [26]. The diamond formation under the Earth's crust conditions is also described in the works [10, 24]. The work of R. Dunin-Barkovskii et al. [15] deserves special attention, since from 20 to 60 % of strongly changed diamondiferous rocks described by them occur at the depths typical for the weathering crusts (less than 60 m). In this connection, let us remind that D. Korzhynskiy [7] considered sulphate argillization to be one of the manifestations of low-temperature stages of contact leaching. He associated the change of hydromicaceous zone by argillization zone with the increase in the acidity of solutions, when ascending post-magmatic waters mixed with the oxygen-rich surface waters. Later on, V. Razumova [14] used this model for constructing a hydrothermal-vadose hypothesis on formation of the weathering cores of local and areal type by the example of serpentinites from the Southern Urals. According to V. Razumova's representations, natrolitization of kerolitized serpentinites has been realized in the interaction between the hydrothermal solutions arriving from the depths and vadose waters. Similarly, it is possible to assume that weathering cores of kimberlites also formed in the interaction between post-magmatic hydrothermal solutions and oxygen-rich vadose waters. The neutral and acidic media arising at that moment could possibly favour to recrystallization and accumulation of diamonds.

The processes of eluvial change of rocks joined hydrothermal-metasomatic processes at the upper levels; these processes, mostly, took part in the secondary change of kimberlites and their diamond potential.

As is remarked above, in most kimberlite pipes of diamond fields, silicification of rocks causes the reduction of their diamond content. Interpretation of this phenomenon as the consequence of diamond dissolution process seems evident. However, we failed to find the mineralogical descriptions of the aftermath of dissolution process in the references. Therefore, let us address to the data on experimental dissolution of a diamond in kimberlite and basalt melts and in other media to confirm the reality of diamond dissolution in principle.

It is found that synthetic crystals of a diamond partially dissolved in water-containing silicate melts are morphological analogues of natural rounded and semi-rounded diamond crystals. The hypothesis of dissolution proposed by a number of scientists is confirmed experimentally. When the diamonds are carried out by kimberlite melts, the water and carbon dioxide containing in them interact actively with the diamond. The diamond crystals in water-containing silicate melts begin to dissolve, when pyramidal etching figures are formed on the faces. The dissolution layer is formed simultaneously with the etching figures, which results in formation of a round surface. The dissolution hummocks are specific elements of the microrelief [20].

In the  $\text{CaCO}_3$  melt, the octahedral crystals transform to trigon-trioctahedroids, and tetrahexahedroids in combination with the surfaces of tetragon-trioctahedroids are formed on the basis of cuboctahedrons [16].

The morphological characteristics of diamonds including the orientation of etching figures, the features of striaeing and crystallography of round surfaces are the indicators of oxidation-reduction conditions in the process of interaction between a diamond and melts or fluids of the upper mantle [22].

When the kimberlite melts are hoisted to the upper levels at the temperature 700–900 °C, catalytic dissolution of diamonds is possible, when the part of diamonds could be degraded and the remaining diamonds would have corrosion marks in the form of caverns. The caverns are developed predominantly on the round crystals of rhombic dodecahedral habitus. In diamond crystals dissolution, the weight loss can reach 80 %. The alternation of growth and dissolution processes both in magmatic and metasomatic processes can take place in different systems at *PT*-parameters of natural diamond formation [21]. Some investigators remark that the change of crystallographic shapes during the growth of diamonds has a reverse character, as related to the change of shapes in dissolution.

Thus, the dissolution of a diamond is a real process. The part of diamonds can be dissolved completely [13].

It is natural to assume that in case of post-magmatic change of kimberlites, the dissolution of crystals would take place, but considerably slower than at high thermodynamic parameters. The geological time levels the difference in the rates of growth and dissolution of crystals at high and low values of thermodynamic parameters.

The materials presented make it possible to ascertain confidently, that a diamond doesn't behave indifferently in relation to the actively changing rock-forming minerals. The diamond participates in the processes of hydrothermal-metasomatic change of rocks actively, which is expressed in its dissolution or recrystallization.

#### REFERENCES

1. Василенко В. Б. Параметры элементарной ячейки кварца разного генезиса / В. Б. Василенко, Л. Д. Холодова // Геология и геофизика. – 1973. – № 5. – С. 21–27.
2. Василенко В. Б. Об эффективности использования вторичного кварца кимберлитов при поиске алмазных месторождений / В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, Л. Г. Кузнецова // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный : Мирнинская городская типография, 1998. – С. 242–244.
3. Геохимические особенности коры выветривания кимберлитов трубки Нюрбинская (Якутия) и использование их в поисковых целях / Л. Г. Кузнецова, В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, В. А. Минин // Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей : 4 Междунар. науч.-практ. конф. : труды. – Симферополь, 2008. – С. 66–72.
4. Зинчук Н. Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.
5. Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра. Бизнесцентр, 2003. – 603 с.

6. Зинчук Н. Н. Некоторые закономерности распределения вторичных образований в кимберлитах Якутии (на примере трубки Удачная) / Н. Н. Зинчук, Ю. П. Мельник, А. Д. Харьков // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С. 95–101.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов / Д. С. Коржинский // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М. : Изд-во АН СССР, 1955. – С. 335–456.
8. Микровключения в темно-серых кристаллах алмаза октаэдрического габитуса из кимберлитов Якутии / С. В. Титков, А. И. Горшков, Н. Г. Зудин [и др.] // Геохимия. – 2006. – № 11. – С. 1209–1217.
9. Нормативный кварц как критерий интенсивности массопереноса при постмагматическом изменении кимберлитов трубки Ботуобинская / В. Б. Василенко, А. В. Толстов, В. А. Минин, Л. Г. Кузнецова // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 12. – С. 1189–1204.
10. Образование алмаза и алмазоподобных фаз из углеродсодержащего флюида при *PT*-параметрах, соответствующих процессам в земной коре / С. Л. Симаков, В. Т. Дубинчук, М. П. Новиков, И. А. Дроздова // Докл. РАН. – 2008. – Т. 421, № 1. – С. 98–100.
11. Опыт петрохимической типизации пород одной из кимберлитовых трубок Западной Африки / Н. Н. Зинчук, С. Ф. Носыко, В. Б. Василенко, А. Я. Ротман // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж : ВГУ, 2003. – С. 70–74.
12. Оценка потенциальной алмазоносности неизмененных кимберлитов на основе популяционных моделей их составов / В. Б. Василенко, Л. Г. Кузнецова, А. В. Толстов, В. А. Минин // Геохимия. – 2012. – № 12. – С. 1–20.
13. Признаки каталитического окисления при высокотемпературном воздействии кимберлитового расплава на алмазы / А. Д. Харьков, В. П. Афанасьев, В. Н. Квасница [и др.] // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 250, № 4. – С. 949–952.
14. Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород / В. Н. Разумова. – М. : Наука, 1967. – 117 с.
15. Рост кристаллов алмаза при атмосферном давлении / Р. Л. Дунин-Барковский, А. Р. Дунин-Барковская, А. В. Дроздова [и др.] // Кристаллы: рост, свойства, реальная структура, применение : 4 Междунар. конф. : труды. – Александров : ВНИИСИМС, 1999. – Т. 1. – С. 370–378.
16. Сокол А.Г. Кристаллизация алмаза во флюидных и карбонатно-флюидных системах при мантийных *P*, *T* параметрах. Ч. 2. Особенности процессов алмазообразования (аналитический обзор экспериментальных данных) / А. Г. Сокол, Ю. Н. Пальянов // Геохимия. – 2004. – № 11. – С. 1157–1172.
17. Сравнительная петрохимическая характеристика интенсивности постмагматического изменения кимберлитов Якутии и Африки / В. Б. Василенко, А. Я. Ротман, Л. Г. Кузнецова [и др.] // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. – 2008. – № 1. – С. 46–64.
18. Структура вторичного кварца из кимберлитов как индикаторный признак при поисках алмазоносных источников сноса / Н. Н. Зинчук, В. Б. Василенко, Л. Г. Кузнецова, О. Е. Ковальчук // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2000. – № 5. – С. 119–122.
19. Химический состав и алмазоносность кимберлитов трубки Нюрбинская (В. Сибирь) в процессе вторичного изменения / В. Б. Василенко, А. В. Толстов, Л. Г. Кузнецова, В. А. Минин // Геохимия. – 2009. – № 11. – С. 1075–1081.

20. Хохряков А. Ф. Морфология кристаллов алмаза, растворимых в водосодержащих силикатных расплавах / А. Ф. Хохряков, Ю. Н. Пальянов // Минерал. журн. – 1990. – Т. 12, № 1. – С. 14–23.
21. Хохряков А. Ф. Формы растворения кристаллов алмаза в расплаве  $\text{CaCO}_3$  при давлении 7 ГПа / А. Ф. Хохряков, Ю. Н. Пальянов // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 5. – С. 705–711.
22. Хохряков А. Ф. Кристалломорфологическая эволюция природного алмаза в процессах растворения: экспериментальные данные / А. Ф. Хохряков, Ю. Н. Пальянов, Н. В. Соболев // Докл. АН. Геология. – 2001. – Т. 380, № 5. – С. 1–5.
23. Шамшина Э. А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии / Э. А. Шамшина. – Новосибирск : Наука, 1979. – 150 с.
24. Hydrothermal formation of diamond from chlorinated organic compounds / S. Korablev, K. Tokozava, D. Korablev [et al.] // Mater. Lett. – 2006. – Vol. 60, N 25–26. – P. 3041–3044.
25. Magmatogene and volcanogenic factors of kimberlite diamond potential / V. Vasilenko, L. Kuznetsova, V. Minin, N. Zinchuk // Мінерал. зб. – 2014. – № 64, вип. 2. – С. 55–71.
26. Naturally formed epitax diamond crystals in rubies / Park G-S., Bae S. Ch., S. Granick [et al.] // Diamond and Retail Mate. – 2007. – Vol. 16, N 2. – P. 397–400.

*Стаття: надійшла до редакції 19.03.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

## **ПІСЛЯМАГМАТИЧНІ ЧИННИКИ АЛМАЗОНОСНОСТІ КІМБЕРЛІТІВ**

**В. Василенко<sup>1</sup>, Л. Кузнецова<sup>1</sup>, В. Мінін<sup>1</sup>, М. Зінчук<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*ФДБУН “Інститут геології і мінералогії ім. В. С. Соболева СВ РАН”,  
просп. акад. Коптюга, 3, 630090 м. Новосибірськ, РФ  
E-mail: vasilenko@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),  
вул. Леніна, 4/1, 678170 м. Мирний, РФ  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Наведено результати порівняльного аналізу даних щодо складу кимберлітів і вмісту в них алмазів. Доведено, що кількість і розмір кристалів алмазу залежать від ступеня післямагматичних змін кимберліту. Запропоновано модель гідротермально-метасоматичного розчинення або перекристалізації алмазу.

*Ключові слова:* кимберліт, алмаз, нормативний кварц, післямагматичні зміни, гідротермально-метасоматичне розчинення, перекристалізація.



## ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

**В. Василенко<sup>1</sup>, Л. Кузнецова<sup>1</sup>, В. Минин<sup>1</sup>, Н. Зинчук<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*ФГБУН “Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН”,  
просп. акад. Коптюга, 3, 630090 г. Новосибирск, РФ  
E-mail: vasilenko@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я),  
ул. Ленина, 4/1, 678170 г. Мирный, РФ  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Приведено результаты сравнительного анализа данных по составу кимберлитов и содержанию в них алмазов. Показано, что количество и размер кристаллов алмаза зависят от степени постмагматического изменения кимберлита. Предложено модель гидротермально-метасоматического растворения или перекристаллизации алмаза.

*Ключевые слова:* кимберлит, алмаз, нормативный кварц, постмагматические изменения, гидротермально-метасоматическое растворение, перекристаллизация.

УДК 523.681

## МІНЕРАЛОГІЯ ТОНКОЗЕРНИСТОЇ РЕЧОВИНИ ОБОЛОНОК ХОНДР З МЕТЕОРИТА *КРИМКА* (LL3.1)

**К. Шкуренко, В. Семененко**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України,  
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 м. Київ, Україна  
E-mail: cosmin@i.ua*

Наведено результати структурно-мінералогічних та хімічних досліджень тонкозернистих оболонок хондр метеорита *Кримка* (LL3.1). Валовий хімічний склад тонкозернистих оболонок коливається в широких межах і, згідно зі вмістом основних компонентів, відповідає нормативному олівіну  $\text{Fa}_{63-83}$ . Відповідно до співвідношення  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$ , більшість оболонок збагачена  $\text{SiO}_2$ , що свідчить про їхнє формування в пиловому середовищі, збідненому тугоплавкими елементами. Деякі оболонки подібні до оболонок вуглистих ксенолітів K1, K3 і темної матриці хондрита *Кримка* й, імовірно, належать до реліктів первісного пилу. Результати досліджень свідчать про активні процеси взаємодії між низько- та високотемпературними компонентами в період акреції материнського тіла метеорита в хімічно та мінералогічно неоднорідному газопиловому середовищі протопланетної туманності.

*Ключові слова:* метеорит, хондрит, оболонка хондри, тонкозерниста речовина, мікрохондра.

Згідно з сучасними даними космохімії та мінералогії, одним із найцікавіших об'єктів дослідження є тонкозерниста силікатна речовина примітивних метеоритів, яку діагностують як релікт пилової компоненти протопланетної туманності [1]. Вона утворилась унаслідок акреції пилу на консолідовані об'єкти під час агломерації материнських тіл і збереглася лише в кількох десятках нерівноважних звичайних та вуглистих хондритів із 23 тисяч відомих на Землі метеоритів.

Тонкозерниста речовина – дуже складний об'єкт дослідження, оскільки вивчення її перебуває на або поза межами інструментальних можливостей. Макроскопічно вона представлена в метеоритах міліметровими за розміром ділянками чорного кольору, однорідної будови та високої щільності [1]. Детальне її вивчення можливе лише за допомогою електронного мікроскопа. Наприклад, електронно-мікроскопічне дослідження дало змогу з'ясувати, що тонкозерниста силікатна речовина є у трьох окремих текстурних одиницях нерівноважних хондритів: у матриці, ксенолітах та оболонках хондр, ксенолітів і великих зерен [1, 4–6, 10]. Відповідно до розміру зерен вона представлена трьома основними компонентами: прихованокристалічною речовиною ( $\ll 1$  мкм), тонкими ( $< 5$  мкм) і великими ( $> 5$  мкм) зернами та їхніми уламками [10]. Структурно-мінералогічні й хімічні особливості тонкозернистої речовини в кожній текстурній одиниці дещо відрізняються, однак загалом вона складена зернами олівіну, низькокальцієвого піроксену, аморфного фельдшпатоїду та окремими зернами нікелістого заліза, троїліту, інколи магнетиту й гематиту [3, 11].

**Об'єкт і методи дослідження.** У найбільш відомому і генетично важливому українському хондриті *Кримка* (LL3.1) тонкозернисту речовину діагностовано в усіх трьох текстурних одиницях (рис. 1, 2), проте ми наведемо результати структурно-мінералогічних і хімічних досліджень лише тонкозернистої речовини оболонок хондр.

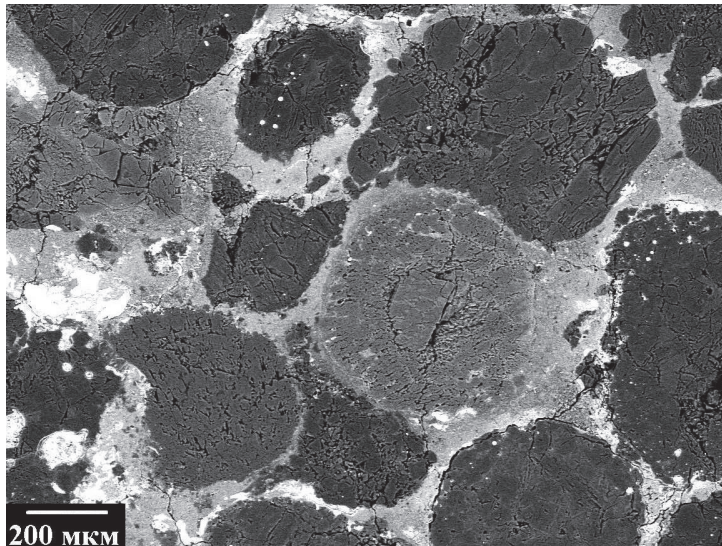


Рис. 1. Сканувальне електронно-мікроскопічне (СЕМ) зображення у відбитих електронах типової хондритової текстури метеорита *Кримка* (LL3.1). Матриця метеорита представлена тонкозернистою речовиною (ясно-сіра), збагачена FeO і вміщує хондри та їхні уламки.

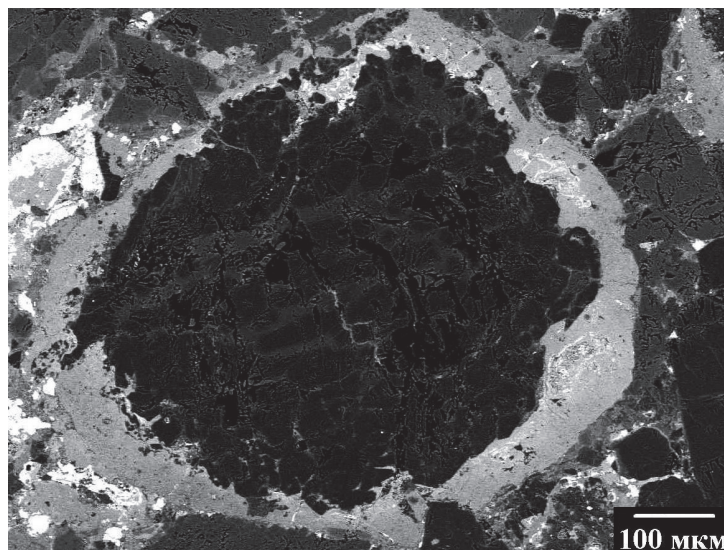


Рис. 2. СЕМ-зображення горбистої хондри мікропорфірової будови з тонкозернистою силікатною оболонкою (ясно-сіре).

Під бінокулярном МБС-2 та рудним мікроскопом ПОЛІАМ Р-312 у двох полірованих шліфах загальною площею  $5,6 \text{ см}^2$  попередньо діагностовано 37 хондр із тонкозернистими силікатними оболонками. Детальні структурно-мінералогічні дослідження проводили на сканувальному електронному мікроскопі (СЕМ) марки JEOL JSM-6490LV у відбитих і вторинних електронах. Хімічні аналізи виконували за допомогою енергодисперсійного спектрометра Penta FETx3 Oxford Instruments, яким обладнаний СЕМ, в Інституті геохімії навколишнього середовища НАН України та мікроаналізатора JEOL JXA-8200 в Технічному центрі НАН України. Енергодисперсійні дослідження (EDS) проводили в окремих точках діаметром 3 мкм для визначення хімічного складу зерен мінералів і ділянках розміром  $8 \times 8$  мкм для визначення валового хімічного складу тонкозернистої речовини оболонок. Еталоном для хімічних аналізів був Со. Для контролю точності EDS-даних паралельно проводили додаткові дослідження на електронному мікроаналізаторі (ЕМР) в окремих точках мінералів за прискорювальної напруги 15 кВ, сили струму 10 нА та з використанням ZAF поправок. Діаметр зонда в разі визначення хімічного складу великих зерен становив 3 мкм, а валового хімічного складу тонкозернистої речовини – 10 мкм. У всіх 37 оболонках хондр визначено валовий хімічний склад енергодисперсійним методом, а в семи з них – електронно-мікророзондовим.

Усі електронно-мікроскопічні зображення, наведені у статті, виконано у відбитих електронах.

**Будова та мінеральний склад хондр.** Переважна більшість вивчених хондр, які оточені тонкозернистими оболонками (див. рис. 2), мають розмір від 0,1 до 1,0 мм, мікропорфірову, меншою мірою колосникову і в єдиному випадку повнокристалічну будову, гладеньку або горбисту поверхню і, зазвичай, піроксен-олівіновий склад. Наприклад, дев'ять з 37 хондр мають горбисту поверхню, яка в шліфах виявляється у хвилястих (див. рис. 2), часто кутастих краях. Цікавою особливістю поверхні таких хондр є наявність у заглибленнях збагаченої залізом, зокрема сульфідами заліза, силікатної тонкозернистої речовини зі світлим відтінком у відбитих електронах.

Мінеральний склад хондр досить обмежений. До найпоширеніших мінералів належать збіднений Са високомагнезійний піроксен  $\text{Fs}_{1-25}$  та олівін  $\text{Fa}_{1-54}$ . Піроксен наявний у 35 хондрах, причому в 29 хондрах він представлений енстатитом, його немає лише в двох хондрах, які складені олівіном або олівіном і плагіоклазом. У поодиноких випадках піроксен уміщує понад 20 мол. % Fs. Олівін діагностовано у 28 хондрах, у 20 з яких він представлений високомагнезійними відмінами  $\text{Fa}_{1-9}$ . В окремих випадках вміст фаялітового компонента підвищується до 30 мол. %, а на контакті з тонкозернистою речовиною оболонок – до 40 мол. %. Загалом для периферії хондр характерний більш високозалістий склад силікатів, ніж у їхній серцевині. Для чотирьох з 37 хондр хімічний склад великих зерен олівіну та збідненого Са піроксену отримано за допомогою ЕМР, що в переважній більшості аналізів добре корелює з EDS-даними. Збагачений Са піроксен  $\text{En}_{40-88}\text{Wo}_{10-45}\text{Fs}_{1-30}$  та плагіоклазовий мезостазис  $\text{Ab}_{36-85}\text{An}_{10-64}\text{Or}_{0-5}$  є акцесорними компонентами на периферії хондр і другорядними в центральних частинах. Майже в кожній хондрі зафіксовано окремі зерна й кульки сульфїду заліза та нікелістого заліза (камасит і теніт). Металеві кульки, зазвичай, мають зональну будову – тенітове ядро з камаситовою оболонкою.

**Особливості мінерального та хімічного складу тонкозернистих оболонок хондр.** У полірованих шліфах під бінокулярном і рудним мікроскопом тонкозернисті оболонки непрозорі, мають чорний колір, який у звітраних ділянках змінюється темно-

коричневим або бурим. Межі оболонок, особливо внутрішні, чіткі, хоча на сильно окисненій частині хондри вони можуть бути слабо помітними. Ширина оболонок змінюється від хондри до хондри і в середньому становить від перших десятків до перших сотень мікрометрів. Оболонки за будовою прихованокристалічні й однорідні. Вони містять більші зерна силікатів, сульфідів заліза і нікелістого заліза. За великих збільшень простежується слабка шаруватість, яка виявляється в різному ступені окиснення концентричних прошарків оболонок хондр. У відбитому світлі рудного мікроскопа всі оболонки ясніші, ніж тонкозерниста речовина матриці, що може свідчити або про вищу концентрацію дрібних зерен металу та/або сульфідів у них, або про вищий вміст FeO в силікатах. Виявлені під час оптично-мікроскопічного вивчення особливості оболонок хондр – чіткі внутрішні межі, мультишаруватість, тонкозернистість речовини та збагачення залізом – підтверджені електронно-мікроскопічними й хімічними дослідженнями, а також узгоджуються з літературними даними [4, 8, 10].

Згідно з електронно-мікроскопічними даними, тонкозернисті оболонки вивчених хондр представлені прихованокристалічною силікатною речовиною, переважними тонкими й окремими великими зернами олівину, піроксенів, другорядними – сульфідів заліза, нікелістого заліза й акцесорними зернами плагіоклазів, хроміту і Са-фосфатів.

Прихованокристалічна речовина складена зернами субмікронного й нанометричного розміру і є основою, у яку занурені тонкі й великі силікатні зерна (рис. 3). Разом з тонкими зернами вона утворює пористу, збагачену залізом і неоднорідну за хімічним складом мінералів силікатну суміш. Згідно з EDS-даними, валовий хімічний склад цієї суміші (середнє за 485 аналізами) такий, мас. %: FeO – 47,4; SiO<sub>2</sub> – 34,7; MgO – 10,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,43; NiO – 1,15; SO<sub>3</sub> – 1,08; CaO – 0,99; Na<sub>2</sub>O – 0,69; MnO – 0,41; CoO – 0,28; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,22; K<sub>2</sub>O – 0,13; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,10; TiO<sub>2</sub> – 0,05; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,03. Співвідношення SiO<sub>2</sub>/MgO варіює в межах 2,54–5,29 (середнє – 3,51), а FeO/(FeO+MgO) – 0,75–0,90 (середнє – 0,82). Перерахунок валового хімічного складу засвідчує, що тонкозерниста речовина оболонки складена в середньому нормативним високозалістим олівіном Fa<sub>72,2</sub> та окремими ділянками нормативного піроксену. За даними EMP, аналітична сума валового складу (середнє за 113 аналізами в семи оболонках) цієї суміші становить 86–99 % через її пористість та, імовірно, наявність органічних сполук. Співвідношення SiO<sub>2</sub>/MgO (2,74–4,40, середнє – 3,59) і FeO/(FeO+MgO) (0,77–0,90, середнє – 0,85) є в межах EDS-даних.

Великі зерна та їхні уламки (див. рис. 3) розподілені у тонкозернистій речовині неоднорідно. Вони представлені головно ксеноморфними та гіпідіоморфними силікатними і значно меншою мірою сульфідними, металевими зернами. Також зафіксовано великі ідіоморфні зерна олівину й піроксену (рис. 4).

Головний мінерал оболонки – олівін – утворює тонкі Fa<sub>9–88</sub> і великі Fa<sub>1–96</sub> зерна, мікрохондри (Fa<sub>8–88</sub>), оболонки навколо піроксенових зерен та мікрохондр і тонкі ( $\leq 1$  мкм) високозалісті пластинки (рис. 5). У поодиноких випадках наявні структури наростання голчастих зерен олівину на великі високомагнезійні зерна піроксену. Характерною особливістю олівину є зональна будова, яка зумовлена збагаченням периферії зерен кислом заліза. Окремі великі зерна належать до уламків зональних кристалів.

Серед піроксенів найбільше поширеним є збіднений Са піроксен. Він зафіксований у вигляді тонких Fs<sub>10–37</sub> та великих Fs<sub>1–36</sub> зерен, у яких є домішки CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> та MnO.

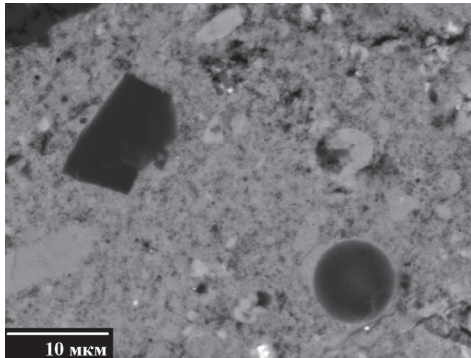


Рис. 3. СЕМ-зображення уламка великого зерна піроксену та мікрохондри в тонкозернистій силікатній речовині оболонки однієї з хондр.

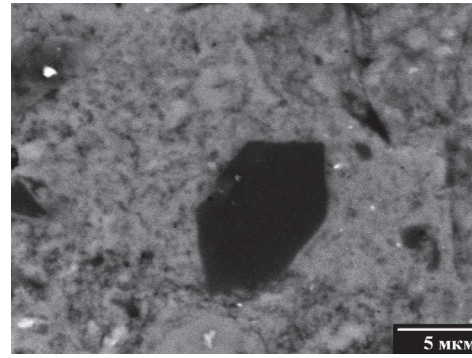


Рис. 4. СЕМ-зображення ідіоморфного зерна збідненого кальцієм високомагнезійного піроксену, розташованого в тонкозернистій силікатній речовині оболонки.

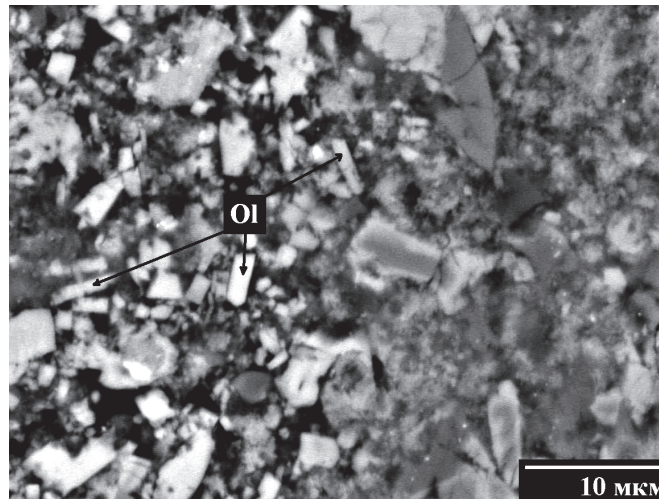


Рис. 5. СЕМ-зображення скупчення тонких уламкових пластинок високозалізного олівіну в тонкозернистій речовині оболонки однієї з хондр.

На відміну від олівіну, зерна піроксену мають однорідні хімічний склад і, відповідно, будову (див. рис. 3, 4). Піроксен належить до високотемпературної фази тонкозернистих оболонок. Простежується у вигляді дрібних зерен складу  $\text{En}_{29-67}\text{Wo}_{13-39}\text{Fs}_{4-39}$ , інколи великих складу  $\text{En}_{18-85}\text{Wo}_{11-51}\text{Fs}_{2-45}$ . Збагачений Ca піроксен асоціює з олівіном та плагіоклазом. У деяких випадках виявлено силікатні уламки зі скелетними кристалам піроксену і плагіоклазовим мезостазисом (рис. 6). За даними хімічного аналізу Ca-піроксену, вміст CaO у тонких зернах коливається від 6,26 до 17,2 мас. %, у великих – від 5,11 до 23,7 мас. %, а вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , відповідно, – до 6,22 та 7,33 мас. %.

Сульфід заліза, камасит і меншою мірою теніт є другорядними фазами. Тісна асоціація металу з сульфідами заліза свідчить, найімовірніше, про утворення сульфідів заліза внаслідок сульфідизації камаситу.



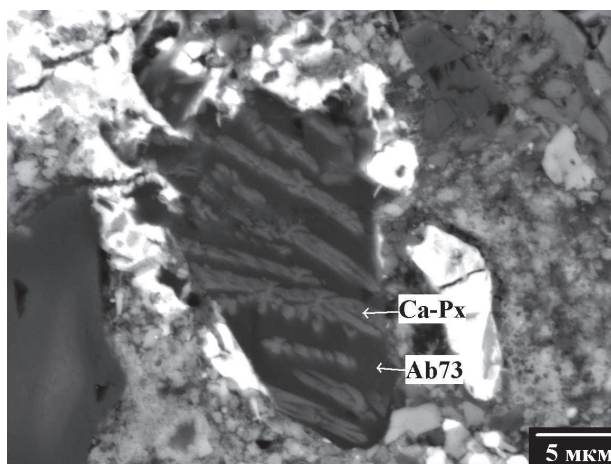


Рис. 6. СЕМ-зображення силікатного уламка хондри, представленого тонкими скелетними кристалами збагаченого кальцієм піроксену та плагіоклазовим мезостазисом.

Хімічний склад великих зерен троїліту, за даними EDS (середнє за трьома аналізами), такий, мас. %: Fe – 62,4; S – 36,0; Ni – 0,38; Co – 0,14; Cr – 0,55; P – 0,50, камаситу (середнє за сімома аналізами): Fe – 93,2; Ni – 4,68; Co – 1,96; Cr – 0,06; S – 0,13, а теніту (середнє за десятима аналізами): Fe – 49,7; Ni – 48,6; Co – 0,41; Cr – 0,98; P – 0,26; S – 0,10. Плагіоклаз виявлений у вигляді тонких зерен складу  $Ab_{94}Or_3An_2$  і великих складу  $Ab_{7-95}An_{1-93}Or_{0-10}$ . Тонкі зерна плагіоклазу ідіоморфні, утворюють пластинки, а великі – гіпідіоморфні. За даними хімічного аналізу, великі зерна плагіоклазу представлені кислими (альбіт, олігоклаз) та основними (бітовніт, анортит) різновидами.

Хроміт – типовий акцесорний мінерал тонкозернистих оболонок. Він наявний у вигляді ксеноморфних та ідіоморфних зерен розміром  $\leq 10$  мкм, хімічний склад яких, за даними EDS (середнє за чотирма аналізами), такий, мас. %:  $Cr_2O_3$  – 50,9; FeO – 40,7; NiO – 1,49; CoO – 0,10; MgO – 2,95;  $Al_2O_3$  – 2,40; TiO – 0,94;  $V_2O_5$  – 0,51.

Кальцій-фосфат діагностують у тонких та великих (до 10 мкм) ксеноморфних зернах в асоціації з олівіном, інколи – сульфідами. Згідно з EDS-даними, у його хімічному складі наявні 51,4 мас. % CaO та 48,6 мас. %  $P_2O_5$  (середнє за трьома аналізами).

Одним із цікавих акцесорних компонентів оболонок є мікрохондри (див. рис. 3, 7). Результати детального вивчення мікрохондр наведені у праці [2], що дає підстави розглянути їх поверхнево. У вивчених оболонках хондр діагностовано 618 мікрохондр. Їхній переважний розмір коливається в межах 1–5 мкм, проте інколи досягає 20 мкм.

Найпоширеніші серед них збіднені Ca низькозалістисті піроксенові (див. рис. 3), високозалістисті олівінові (див. рис. 7) та порфірові піроксен-олівінові мікрохондри, а рідкісні – збіднені Ca піроксен-плагіоклазові, силікатно-сульфідні, збагачені Ca піроксен-олівінові, олівін-Ca-фосфатні, збагачені Ca піроксен-плагіоклазові й олівін-плагіоклазові мікрохондри. В окремих випадках зафіксовано структури злипання двох мікрохондр, які деформують одна одну.

Як рідкісний випадок в оболонках двох хондр знайдено структури налипання збіднених Ca піроксен-олівінових, менше – олівінових (рис. 8) і збагачених Ca піроксенових мікрохондр на поверхню хондр.

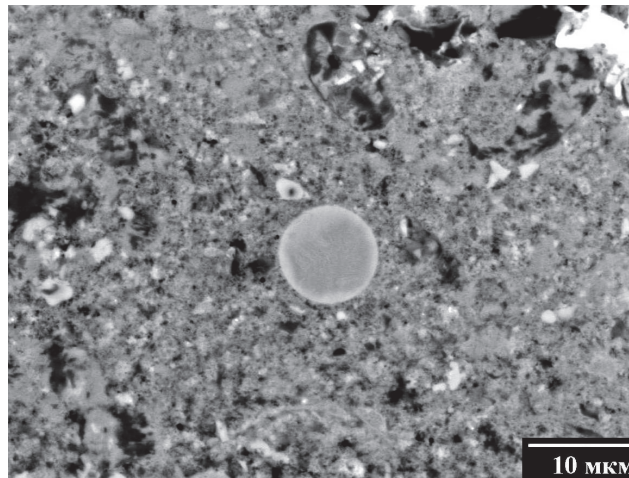


Рис. 7. СЕМ-зображення високозалізістої олівінової зональної мікрохондри, периферія якої незначно збагачена FeO.

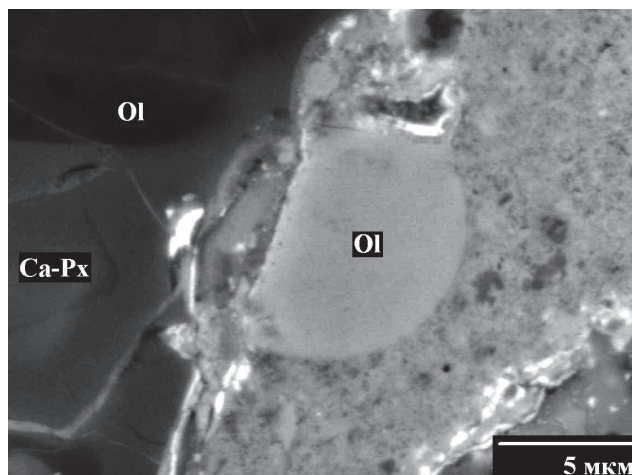


Рис. 8. СЕМ-зображення тонкозернистої силікатної оболонки, у якій високозалізіста олівінова  $Fa_{61}$  мікрохондра налипла на поверхню горбистої хондри збагаченого кальцієм піроксенового  $En_{51}Wo_{48}Fs_1$  та високомагнезійного олівінового  $Fa_1$  складу.

**Походження тонкозернистої речовини оболонок хондр.** Проведені дослідження засвідчили, що валовий хімічний склад тонкозернистої речовини оболонок 37 хондр метеорита *Кримка* коливається в досить широких межах. За вмістом основних компонентів – MgO (6,25–14,00 мас. %), FeO (38,9–55,0) та SiO<sub>2</sub> (26,5–39,1 мас. %) – він відповідає нормативному олівіну ( $Fa_{63-83}$ ). За співвідношенням SiO<sub>2</sub>/MgO (див. таблицю) окремі оболонки аналогічні до оболонок вуглистих ксенолітів K1, K3 і темної (примітивної) матриці хондрита *Кримка*. Водночас більшість із них суттєво збагачена SiO<sub>2</sub>, що можна пояснити формуванням оболонок у пиловому середовищі, збідненому тугоплавкими компонентами.



Співвідношення  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  та  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  у тонкозернистих оболонках хондр, ксенолітів і в темній матриці метеорита *Кримка*

Об'єкт		$\text{SiO}_2/\text{MgO}$	$\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$
Оболонка	хондр (37)	межі	2,54–5,29
		середнє	3,51
	ксенолітів	ВК13 [10]	1,60
		К1 [5]	2,65
		К3 [5]	2,75
Темна матриця [7]		2,90	0,79

Високе середнє значення та широкі межі коливань співвідношення  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  тонкозернистої речовини (див. таблицю) свідчать про її високий ступінь окиснення і примітивізм. В окремих випадках речовина оболонок хондр примітивішша, ніж тонкозернистих вуглистих ксенолітів [5, 10] і стандартної темної матриці хондрита *Кримка* [7]. Особливості валового хімічного складу оболонок хондр однозначно свідчать про хімічну й, відповідно, мінералогічну неоднорідність на мікомасштабному рівні пилової компоненти протопланетної туманності в зоні акреції материнського тіла метеорита.

Згідно з літературними [3–5, 8, 10] та оригінальними даними, мінеральні компоненти тонкозернистих оболонок є продуктом налипання різнорідного пилу протопланетної туманності на поверхню сконденсованих хондр та інших консолідованих об'єктів. Отримані нами результати засвідчують, що основними компонентами пилу, який акумулювали хондри в період агломерації материнського тіла метеорита *Кримка*, були нанометричні та субмікронні силікатні й акцесорні метал-сульфідні зерна, уламки мікропорфірових хондр у вигляді окремих грубих зерен і їхніх фрагментів, а також мікрохондри. На відміну від нанометричних зерен, які належать до примітивного пилу протопланетної туманності [12], великі силікатні зерна оболонок можуть бути уламками хондр, тобто об'єктів, які утворились із крапель розплаву і мають диференційований хімічний склад.

Значна кількість силікатних зерен уламкової форми, зокрема фрагментованих зональних кристалів олівину, а також наявність залишків мезостазису свідчать про інтенсивні процеси співударяння і дроблення хондр переважно мікропорфірової будови з іншими консолідованими тілами в протопланетній туманності в період акреції материнського тіла метеорита.

Одним із цікавих компонентів оболонок хондр є високозалізисті олівінові пластинки (див. рис. 5), що їх фіксували попередні дослідники в тонкозернистій речовині матриці [13] та ксеноліту ВК13 [10] метеорита *Кримка*. Вивчення характеру поширення олівінових пластинок у тонкозернистій речовині дає змогу припустити їхнє утворення внаслідок фрагментації рідкісних ниткоподібних кристалів олівину [10] під час акреції пилової компоненти на поверхню хондр.

Мікрохондри (див. рис. 3, 7) як високотемпературний акцесорний компонент тонкозернистих оболонок належать, найімовірніше, до продукту переплавлення й перекоонденсації поверхневого шару хондр і тонкозернистого пилу [9]. На жаль, природа високоенергетичних процесів туманності досі не відома. Водночас уперше знайдені нами структури безпосереднього налипання мікрохондр на фрагментовані частково оплавлені хондри (див. рис. 8) засвідчують високу ймовірність утворення їх з перекоонденсованої речовини цих хондр або з мінерального пилу, що оточує хондри [2].

Отже, отримані дані свідчать про співіснування високотемпературних (хондри, мікрохондри) і низькотемпературних (мінеральний пил) об'єктів та активні процеси їхньої взаємодії між собою в період акреції материнських тіл метеоритів у хімічно й мінералогічно неоднорідному на мікромасштабному рівні газопиловому середовищі протопланетної туманності.

*Автори щиро вдячні В. Сливінському та В. Соболеву за технічну допомогу під час проведення електронно-мікроскопічних, енергодисперсійних та мікрозондових досліджень.*

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Семененко В. П. Мінералогія пилової компоненти протопланетної туманності / В. П. Семененко // Записки Укр. мінерал. т-ва. – 2011. – Т. 8. – С. 175–178.
2. Семененко В. П. Особливості мінералогії мікрохондр в метеориті Кримка (LL3.1) / В. П. Семененко, К. О. Шкуренко // Записки Укр. мінерал. т-ва. – 2012. – Т. 9. – С. 58–66.
3. Alexander C. M. O. Origin of chondrule rims and interchondrule matrices in unequilibrated ordinary chondrites / C. M. O. Alexander, R. Hurchison and D. J. Barber // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1989. – Vol. 95. – P. 187–207.
4. Brearley A. J. Nature of matrix in unequilibrated chondrites and its possible relationship to chondrules / A. J. Brearley // Chondrules and the Protoplanetary Disk : [Ed. R. H. Hewins et al.]. – Cambridge : Univ. Press, 1996. – P. 137–151.
5. Carbonaceous xenoliths in the Krimka LL3.1 chondrite: Mysteries and established facts / V. P. Semenenko, E. K. Jessberger, M. Chaussidon [et al.] // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2005. – Vol. 69. – P. 2165–2182.
6. Greshake A. Mineralogy and chemistry of fine-grained matrices, rims, and dark inclusions in the CR carbonaceous chondrites Acfer/El Djouf 001 and the ungrouped carbonaceous chondrites Acfer 094 and Adelaide (abstract) / A. Greshake, A. N. Krot, K. Keil // Workshop on Chondrites and the Protoplanetary Disk. – Kauai, Hawaii, 2004. – N 9041.
7. Huss G. R. The matrices of unequilibrated ordinary chondrites: Implication for the origin and history of chondrites / G. R. Huss, K. Keil, G. J. Taylor // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1981. – Vol. 45. – P. 33–51.
8. Metzler K. Constraints on chondrite agglomeration from fine-grained chondrule rims / K. Metzler and A. Bishoff // Chondrules and the Protoplanetary Disk : [Ed. R. H. Hewins et al.]. – Cambridge : Univ. Press, 1996. – P. 153–161.
9. Microchondrules in ordinary chondrites: Implication for chondrule formation / A. N. Krot, A. E. Rubin, K. Keil, J. T. Wasson // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1997. – Vol. 61. – P. 463–473.
10. Mineralogy of fine-grained material in the Krimka (LL3.1) chondrite / V. P. Semenenko, A. Bishoff, I. Weber [et al.] // Meteoritics and Planet. Sci. – 2001. – Vol. 36. – P. 1067–1085.
11. Nagahara H. Matrices of type 3 ordinary chondrites – primitive nebular records / H. Nagahara // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1984. – Vol. 48. – P. 2581–2595.
12. Nanometer-sized mineral grains and their genetic types in meteorites / V. P. Semenenko, A. L. Girich, K. O. Shkurenko [et al.] // Meteorites. – 2011. – Vol. 1. – P. 13–19.

13. Weisberg M. K. Fayalitic olivine in matrix of the Krymka LL3.1 chondrite: Vapor-solid growth in the solar nebula / M. K. Weisberg, M. E. Zolensky and M. Prinz // *Meteoritics and Planet. Sci.* – 1997. – Vol. 32. – P. 791–801.

*Стаття: надійшла до редакції 19.03.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

## MINERALOGY OF FINE-GRAINED CHONDRULE RIMS IN THE *KRYMKA* (LL3.1) METEORITE

**K. Shkurenko, V. Semenenko**

*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,  
34a, Acad. Palladin Av., 03180 Kyiv-142, Ukraine  
E-mail: cosmin@i.ua*

The results of mineralogical and chemical study of fine-grained chondrule rims of the *Krymka* meteorite (LL3.1) are given.

The chondrules mostly have microporphyritic structure and pyroxene-olivine composition. Ca-rich pyroxene grains and plagioclase mesostasis are minor. Ca-low pyroxene  $Fs_{1-25}$  and olivine  $Fa_{1-54}$  usually are depleted in FeO but ones on the chondrule periphery are slightly enriched in it.

Fine-grained rims consist of cryptocrystalline ( $\ll 1 \mu m$ ) silicate material, fine ( $< 5 \mu m$ ) and coarse ( $> 5 \mu m$ ) grains and rare microchondrules. Cryptocrystalline material and fine grains form a kind of groundmass for coarse grains and microchondrules.

Fine-grained rims are characterized by the following chemical and mineralogical characteristics: 1) the rims are opaque; 2) they are macroscopically black coloured in nonoxidized parts and dark-brown or red-brown in oxidized parts; 3) they have cryptocrystalline and homogeneous structure; 4) they show multi-layering consisting of few concentric dust layers of different oxidation degree; 5) chondrule rims are brighter in reflected light than the matrix material because of higher abundance of fine metal and/or sulphide grains or FeO-rich silicates; 6) inner parts of the rims are enriched in metal and/or sulphide grains.

Bulk chemical composition of the fine-grained rims varies widely and according to the content of main components corresponds to the normative olivine  $Fa_{63-83}$ . In accordance with  $SiO_2/MgO$  ratio the most rims are characterized by enrichment in  $SiO_2$ , indicating to their formation in a dusty environment depleted in refractory elements. Some rims are similar to those of the carbonaceous xenoliths K1, K3, and to a dark matrix of the *Krymka* chondrite, and probably belong to relicts of primary dust.

Chemical composition of fine and coarse silicate grains varies a lot: olivine –  $Fa_{9-88}$  and  $Fa_{1-96}$ , Ca-low pyroxene –  $Fs_{10-37}$  and  $Fs_{1-36}$  and Ca-high pyroxene –  $En_{29-67}$   $Wo_{13-39}$   $Fs_{4-39}$  and  $En_{18-85}$   $Wo_{11-51}$   $Fs_{2-45}$ . Most of them present as fragments. Availability of silicate fragments, in particular fragments of zonal olivine crystals, and mesostasis remains in fine-grained rims indicate to intensive collision and fragmentation of mostly microporphyritic chondrules in protoplanetary nebula during *Krymka* parent body accretion.

Microchondrules are rare high-temperature component of the fine-grained rims. They formed by remelting and recondensation of chondrules surface material and fine-grained dust around the chondrules because of a heating event. Unique structures of microchondrules sticking onto two chondrules surface are the evidence of these processes.

The results of the study indicate to active processes of interaction between low- and high-temperature components during accretion of the meteorite parent body within a chemically and mineralogically variable gas-dust environment of protoplanetary nebula.

*Key words:* meteorite, chondrite, chondrule rim, fine-grained material, microchondrule.

## **МИНЕРАЛОГИЯ ТОНКОЗЕРНИСТОГО ВЕЩЕСТВА ОБОЛОЧЕК ХОНДР В МЕТЕОРИТЕ *КРЫМКА* (LL3.1)**

**К. Шкуренко, В. Семененко**

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семененко*

*НАН Украины, просп. акад. Палладина, 34, 03680 г. Киев, Украина*

*E-mail: cosmin@i.ua*

Приведено результаты структурно-минералогических и химических исследований тонкозернистых оболочек хондр метеорита *Крымка* (LL3.1). Валовый химический состав оболочек колеблется в широких пределах и по содержанию основных компонентов соответствует нормативному оливину  $Fa_{63-83}$ . Согласно соотношению  $SiO_2/MgO$ , большинство оболочек обогащено  $SiO_2$ , что указывает на их формирование в пылевой среде, обедненной тугоплавкими элементами. Отдельные оболочки сходны с оболочками углистых ксенолитов K1, K3 и темной матрицей хондрита *Крымка* и, возможно, принадлежат к реликтам первичной пыли. Результаты исследований свидетельствуют об активных процессах взаимодействия между низко- и высокотемпературными компонентами в период аккреции материнского тела метеорита в химически и минералогически неоднородной газопылевой среде протопланетной туманности.

*Ключевые слова:* метеорит, хондрит, оболочка хондры, тонкозернистое вещество, микрохондра.

УДК 553.411.071(477.63)

*Світлій пам'яті особливої жінки,  
дослідника золотоносності Середнього Придніпров'я,  
знавця мінералогії самородного золота  
Ніни Михайлівни Гаєвої*

## АСПЕКТИ ЗОЛОТОНОСНОСТІ ЧОРТОМЛИЦЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ

**Н. Гаєва, В. Сукач<sup>1</sup>, М. Ковальчук<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України,  
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 м. Київ, Україна  
E-mail: svital@ukr.net*

<sup>2</sup>*Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. Олесь Гончара, 55б, 01601 м. Київ, Україна  
E-mail: kms1964@ukr.net*

У межах Чортотлицької зеленокам'яної структури розвідано одне родовище (Балка Широка), виявлено 18 рудопроявів та численні геохімічні аномалії золота (понад 540). Складна геологічна будова структури, наявність різних за речовинним складом, генезисом і накладеними епігенетичними метаморфічними, метасоматичними, структурними перетвореннями порід створили сприятливі умови для формування золотого зруденіння різних мінеральних типів. Кожному мінеральному типу руд відповідає самородне золото з певними типоморфними особливостями. За речовинним складом вмісного породного комплексу й особливостями локалізації золоте зруденіння Чортотлицької структури розділено на шість груп.

*Ключові слова:* золото, морфологія, типоморфні особливості, родовище Балка Широка, Чортотлицька зеленокам'яна структура, Український щит.

Чортотлицька зеленокам'яна структура (ЗКС) розташована в південній частині Середньопридніпровського мегаблока Українського щита. Мегаблок розглядають як класичну архейську граніт-зеленокам'яну область з типовими для таких регіонів породним складом, особливостями тектоніки та металогенії. Серед інших ЗКС регіону, що мають синклінорну будову, Чортотлицька є однією з найліпше вивчених.

Стратифіковані утворення представлені вулканогенними й осадово-вулканогенними породами чотирьох світ конкської серії (рис. 1), які зонально метаморфізовані від низькотемпературної амфіболітової, епідот-амфіболітової фацій у бортах до зеленосланцевої у внутрішніх частинах ЗКС. Інтрузивні аналоги базит-ультрабазитових метавулканітів у складі серії представлені базит-ультрабазитами верхівцевського комплексу. В основі Чортотлицької ЗКС залягає сурська світа конкської серії, яка за обсягом відповідає літофаціальному комплексу метакомаїт-толейтової та сланцево-джеспіліт-толейтової формацій [2]. Вище за розрізом розташована чортотлицька світа (метадацит-андезит-то-

лейтова формація). Відповідно, вона перекрита суттєво метакоматітовою алферівською світою (метакоматітова формація). Завершує розріз солонянська світа – метаріодацитова формація. Вона утворює разом з комагматичною тоналіт-плагіогранітною формацією (сурський комплекс) єдину метаріодацит-плагіогранітну вулканоплутонічну асоціацію.

Головні золоторудні об'єкти, серед яких родовище Балка Широка, локалізовані в утвореннях сланцево-джеспіліт-толейтової формації. Проте більша частина рудопроявів приурочена до порід метаріодацит-плагіогранітної вулканоплутонічної асоціації. Передбачають, що саме вона відіграє ключову рудопродукувальну і рудоконтролювальну роль у формуванні золоторудної мінералізації Чортомлицької й інших ЗКС регіону [2].

Найбільше в об'ямуванні Чортомлицької ЗКС поширені плагіограніти і плагіомігматити дніпропетровського комплексу, серед яких фіксують різного розміру останці базальтської товщі аульської серії та базит-ультрабазити олександрівського комплексу. Завершення процесів структуроутворення пов'язують зі становленням масивів сурського плагіогранітоїдного, а потім – токівського гранітоїдного комплексів. Наслідком укороєння токівського гранітоїдного комплексу є однойменний масив, який обмежує Чортомлицьку ЗКС з півдня та заходу.

У межах Чортомлицької структури в різні часи проведено різноманітні геологорозвідувальні роботи, зокрема, ГГК-200 та ГГК-50, геолого-прогнозні роботи на золото масштабу 1:25 000, результатом яких стали розвідка одного родовища золота, виявлення 18 рудопроявів цього металу та численних (понад 540) аномалій золота [3]. Зазначимо, що геолого-структурну позицію деяких золоторудних об'єктів ми розглядаємо з позицій вулканоплутонічної моделі Чортомлицької ЗКС, розробленої у 2000-х роках геологами КП Кіровогеологія П. Романюком, А. Корнієнком, В. Петьком.

**Родовище Балка Широка** розташоване на північному сході Чортомлицької ЗКС. Золотоносні зони пов'язані з нижньою частиною розрізу конкської серії. У межах родовища виявлено сингенетичне золоте зруденіння, приурочене до порід сланцево-джеспіліт-толейтової формації, та накладене епігенетичне, яке супроводжують метасоматичні зміни типу лиственітизації, пропілітизації й березитизації. У диз'юнктивних порушеннях формувались жили і прожилки кварцового та кварц-карбонатного складу, які містять золоті руди трьох типів – золотосульфідно-кварцового, золото-кварцового і золотополіметалевого. Уміст металу в сингенетичних золотоносних зонах – від 0,1–0,2 до 1–2 г/т, зрідка більше. В епігенетичних золотоносних жилах і прожилках уміст золота більший: від 1–10 до 10–500 г/т в окремих гніздоподібних скупченнях. Зруденіння належить до жильного і стратиформного типу та приурочене до лиственітів, березитів, пропілітів, зон амфіболового метасоматозу, окварцювання, карбонатизації й сульфідизації. Рудно-формаційна і мінералого-геохімічна характеристика родовища Балка Широка, а також результати дослідження його рудних мінеральних асоціацій висвітлені в наукових працях та виробничих звітах [1–10].

За мінеральним складом руди золота (рис. 2–7) поділяють на декілька типів. Кожному мінеральному типу руд відповідає самородне золото з особливими типоморфними ознаками [7].

Золото-кварцовий тип представлений вільним золотом з вмістом сульфідів не більше 5 %. До цього типу належить 76 % руд із середнім вмістом золота 3,69 г/т. Самородне золото трапляється у вигляді одиничних зерен і гніздоподібних вкраплень у кварці та карбонатах.

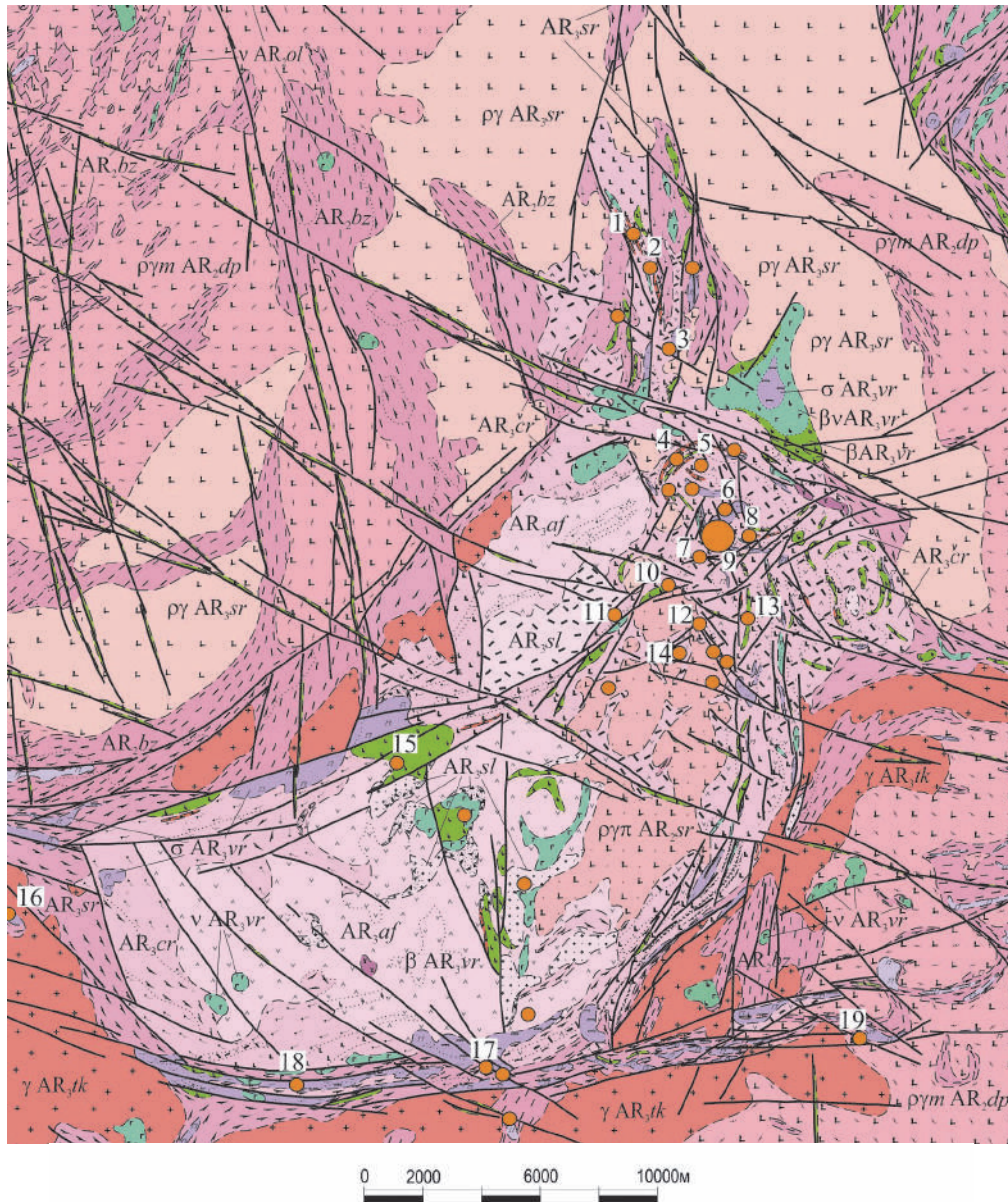
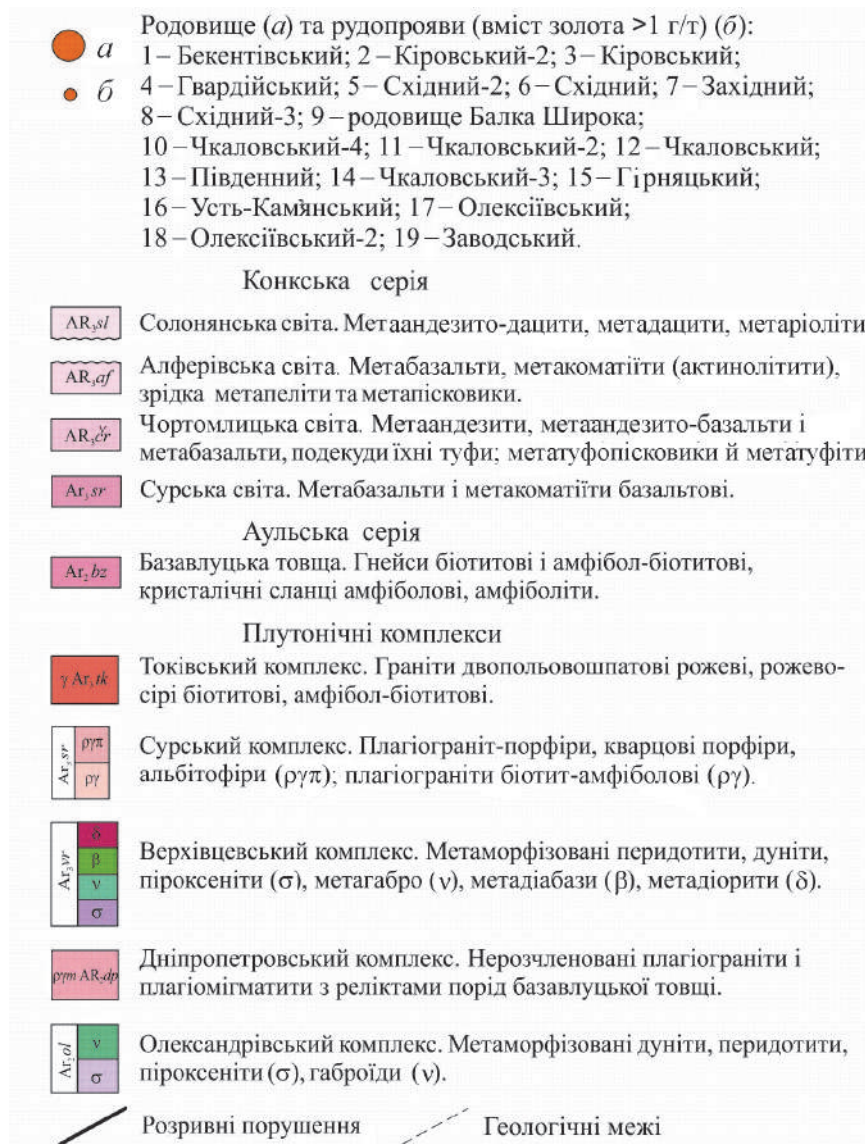


Рис. 1. Геологічна карта Чортомлицької ЗКС  
(за матеріалами П. Романюка, А. Корнієнка, В. Петька, 2005).

Золото має яскраво-жовте та рожево-жовте забарвлення, розмір – від 1,0 мкм до 2,5 мм. Виділення ізометричні, грудкоподібні, дивно видовжені прожилкоподібні. Ідіоморфні зерна рідкісні. Поверхня золотин гладка, блискуча, іноді шорстка, кородована. Проба золота – 858–919. Окрім самородного срібла, у золоті наявні мідь та іноді залізо.





Умовні позначення до рис. 1.

Для золото-сульфідно-кварцового типу характерне яскраво-жовте з червонуватим відтінком золото розміром 1–150 мкм. Це неправильні, ізометричні, частково ограновані зерна, а також дендрити, примазки, листочки, дротики, рідше трапляються ідіоморфні кристали, пластинчасті, овальні, монетоподібні форми. Золото міститься у кварці, магнетиті, піриті, піротині, карбонатах, а також у зростках з піротином і халькопіритом. Проба золота – 862–922. Окрім срібла, серед елементів-домішок у золоті наявні Fe, Cu, Ni, Sb, Pb, Te, As, Bi.



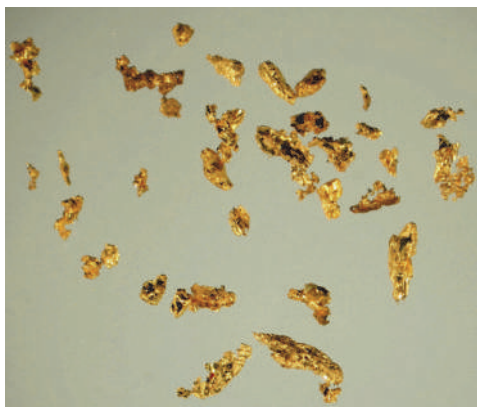


Рис. 2. Розмаїття морфологічних форм зерен золота. Родовище Балка Широка, св. 4176, глибина 256,3 м.

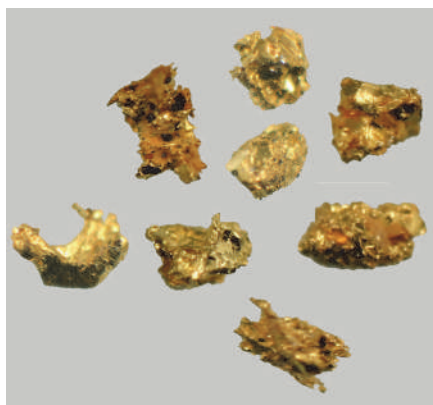


Рис. 3. Грудкоподібні, плескато-видовжені та видовжені зерна золота, св. 4176, глибина 256,3 м.

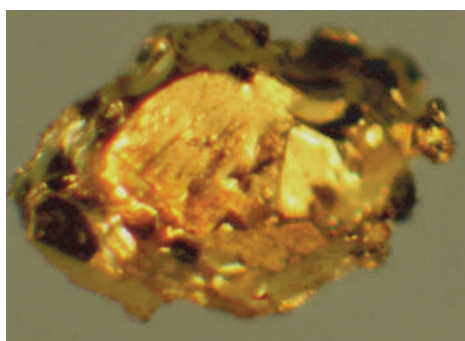


Рис. 4. Ізометричне зерно золота зі слідами кристалографічного огранювання. Родовище Балка Широка, св. 4176, глибина 256,3 м.

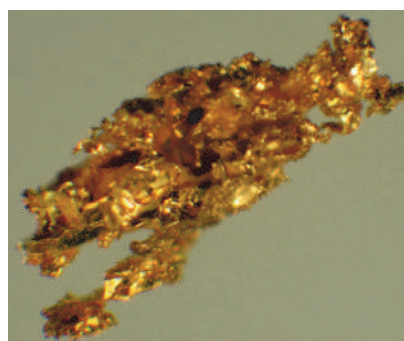


Рис. 5. Плескато-видовжене інтерстиційне зерно золота. Родовище Балка Широка, св. 4176, глибина 256,3 м.

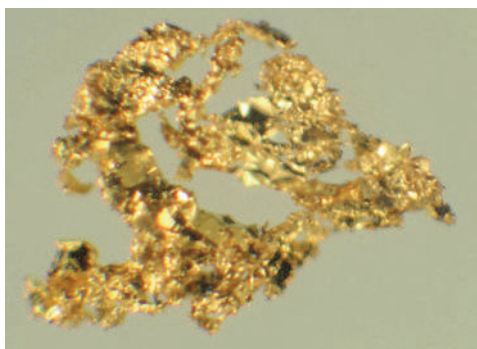


Рис. 6. Ажурне зерно золота. Родовище Балка Широка, св. 4176, глибина 256,3 м.

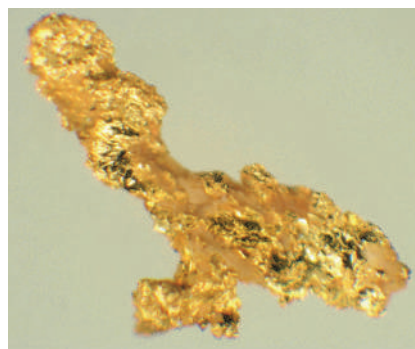


Рис. 7. Об'ємно-видовжене зерно золота. Родовище Балка Широка, св. 4176, глибина 256,3 м.

Золото-колчедановий тип – це включення золота в піриті. Проба такого золота – 939–951. Окрім срібла, серед елементів-домішок у золоті є Cu, Fe, подекуди Hg.

Золото-кварц-пірит-арсенопіритовий тип поширений незначно. Золото розміром 5–15 мкм наявне у вигляді вкраплень в арсенопіриті, частіше на межі контакту з льолінгітом, піритом, у тріщинах арсенопіриту, у магнетиті. Проба золота – 916–922. Серед елементів-домішок у золоті виявлено Ag, Fe, As, іноді Cu.

Золото-срібло-поліметалевий тип представлений грудкоподібними, ізометричними, зрідка кубічної та неправильної форми зернами золота розміром 2–80 мкм у дрібнозернистому просторі кварцу, арсенопіриті, на межі галеніту з фрейбергітом.

По золотоносних породах повсюдно розвинута палеозой-мезозойська площова кора хімічного звітрювання, потужність якої на окремих ділянках родовища Балка Широка досягає 83 м. Профіль кори звітрювання складається з зони дезінтеграції і вилуговування, зони гідролізу та зони кінцевого гідролізу й окиснення. Забарвлення окремих зон та кори звітрювання загалом строкате, зумовлене петротипом вихідних порід субстрату, по яких утворився елювій, та переважанням певних гіпергенних мінералів. Видиме золото в корі звітрювання рідкісне, проте в елювіальній товщі виявлено точки мінералізації (0,1–0,5 г/т) і рудопрояви (2,0–6,0 г/т) золота.

Золото в корі звітрювання залишкове та гіпергенне. Залишкове золото характерне для зони дезінтеграції й вилуговування та пов'язане з продовженням золоторудних зон у корі звітрювання. Морфологія залишкового золота аналогічна до морфології золота з порід субстрату, по яких утворився елювій. Гіпергенне золото властиве зонам початкового й кінцевого гідролізу та пов'язане з осадженням гідрогенного золота на геохімічних бар'єрах.

**Рудопрояв золота Гвардійський** приурочений до північно-західного і північного сегментів системи кільцевих конічних дайок і розломів межової зони Широкобалківського палеовулкана. Тут виявлено низку мінералізованих зон із рудними покладами (вміст золота – від 0,1 до 16,9 г/т), які є продовженням мінералізованих зон родовища Балка Широка на північний захід і далі на північ [3]. Геолого-структурна позиція руд аналогічна до родовища. Особливістю геологічної будови рудопрояву є збільшення частки кислих та зменшення частки ультраосновних інтрузивних порід; значно зменшується кількість і потужність тіл залізистих порід.

**Бекентівський рудопрояв золота** розташований у районі с. Бекентівка на правому березі р. Солона. В окремих кварцових жилах невеликої потужності (до 0,1–0,2 м), що кулісоподібно змінюють одна одну, перерізаючи амфіболіти, пробірним аналізом визначено золото в кількості 3,8–6,6 г/т [3].

У межах Кіровської тектономагматичної зони (північне продовження Східночортмлицької тектономагматичної зони) розташовані **Кіровський і Кіровський-2 рудопрояви золота**. У межах рудопрояву Кіровський рудоносними є сульфідизовані залізисті кварцити й кварцитоподібні породи, у яких пробірним і спектральним аналізами виявлено золото в кількості 1,3 та 10,0 г/т, відповідно [3]. На рудопрояві Кіровський-2, який розташований на північний захід від с. Підгірне, рудоносними є гідротермально-метасоматично-змінені породи (зокрема, брекчії на сульфідно-кварцовому цементі в залізистих кварцитах), які супроводжуються висококонтрастними ореолами ендегенного розсіяння золота і його елементів-супутників. Пробірним аналізом виявлено вміст золота від 2,12 до 22,4 г/т [3].

**Рудопрояв Чкаловський** розташований у верхів'ях лівого відгалуження балки Криничувата. Виявлені на рудопрояві мінералізовані зони пов'язані з тектонічно ускладненою зоною східного контакту некових блакитнокварцових плагіограніт-порфірів Північночкаловського вулкана з вмісними основними метавулканітами. У рудних покладах, які пов'язані з центральними, найбільше зміненими накладеними процесами мінералізованими зонами, вміст золота, за результатами пробірного аналізу, досягає 34,2 г/т [3].

Морфологія зерен золота достатньо строката (рис. 8–10). Це плескаті й об'ємні зерна пластинчастої, таблитчастої, плескато-видовженої, сигаро-, грудкоподібної, овальної форми, колінчасті зростки тощо. Краї зерен часто зрізані, наявні численні відростки неправильної форми. Виявлено незакономірні зростки плескатих і об'ємних зерен золота. Поверхня зерен шагренева, дрібногорбиста, з відбитками граней інших мінералів та примазками речовини чорного кольору. Розмір зерен золота – 0,1–0,7 мм.

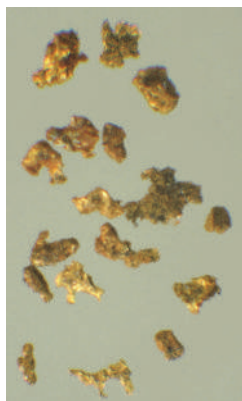


Рис. 8. Зерна золота пластинчастої, таблитчастої, грудкоподібної й іншої форми. Чкаловський рудопрояв, св. 0381, інтервал 85–94 м.

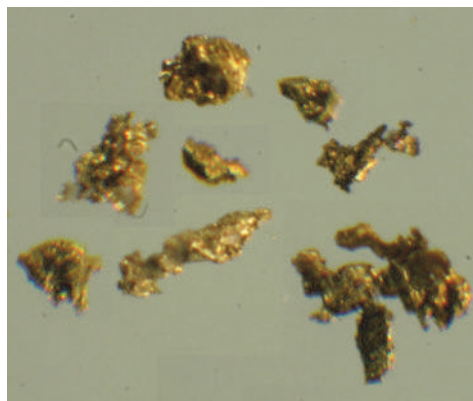


Рис. 9. Золото таблитчастої, грудкоподібної й видовженої форми. Чкаловський рудопрояв, св. 0435, інтервал 91–93 м.

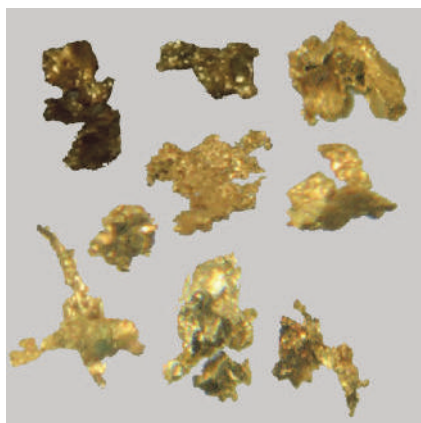


Рис. 10. Інтерстиційні виділення золота. Чкаловський рудопрояв, св. 0431, інтервал 222–224 м.

**Рудопрояв Чкаловський-4** розміщений за 1,5 км на південь від с. Таврійське. Геолого-структурна позиція зруденіння аналогічна до позиції зруденіння Чкаловського рудопрояву – у зоні тектонічно і гідротермально-метасоматично ускладненого ендой екзоконтакту некової субінтрузії блакитнокварцових плагіограніт-порфірів. За результатами пробірного аналізу вміст золота в слабкосульфідизованих лиственітах досягає 2,04–3,23 г/т [3].

У північно-західній зоні контакту некової інтрузії з вмісними породами виявлено **рудопрояв золота Чкаловський-2**. Зафіксовано декілька зон гідротермально-змінених мінералізованих порід, які пов'язані з

тектонічними структурами екзоконтактової зони. У деяких з них відшукано рудні поклади з вмістом золота від 0,5 до 9,4 г/т [3]. Рудні поклади та мінералізовані зони супроводжуються ендегенними ореолами розсіяння елементів-супутників золота: Ag (до 20 г/т), Cu (до 0,05 %), Zn (до 0,05) і As (до 0,01 %).

**Рудопрояв Чкаловський-3** розташований у верхів'ях балки Криничувата, за 2 км на південь від рудопрояву Чкаловський-4 та за 1 км на захід від рудопрояву Чкаловський. Рудопрояв локалізований у зоні гідротермально-метасоматичних змін – березитизації, яка виявлена у внутрішній частині некової інтрузії. Рудна мінералізація представлена золотом, піритом, халькопіритом і сфалеритом. Уміст золота досягає 1,2 г/т [3]. У складі ендегенного ореолу розсіяння елементів-супутників визначено Cu (до 0,06 %), Bi (до 0,003 %) і Ag (до 0,8 г/т).

**Гірняцький рудопрояв золота** розташований за 1,5 км на південний схід від с. Гірняцьке, у центральній складно побудованій нековій частині однойменної палеовулканічної споруди. У кварц-сульфідній жилі, яка перерізає метабазальти, знайдено золото в кількості 3 г/т [3]. З золотом асоціюють срібло (3,0 г/т) і мідь (0,3 %). У свердловинах, пробурених неподалік у метадіабазах, виявили зони сульфідизації з вмістом золота на рівні перших десятих частин грама на тонну породи.

**Олексіївський комплексний золото-молібденовий рудопрояв** розташований у південній частині Чортомлицької ЗКС, на правому березі балки Чортомлик, затопленої водами Каховського водосховища, неподалік с. Олексіївка. Він контрольований вузлом перетину Південночортомлицької тектонометасоматичної зони субширотного простягання з зоною розломів північно-західного простягання. Рудопродукувальним породним комплексом золотої й молібденової мінералізації є метаріодацит-плагіогранітна вулканоплутонічна асоціація [2, 3].

Рудопрояви та підвищені концентрації золота й молібдену приурочені, зазвичай, до зон контактів з рудопродукувальною метаріодацит-плагіогранітною вулканоплутонічною асоціацією, де інтенсивно виявлені синрудне дроблення, тектонічні брекчії, катаклази [2, 3, 10]. Рудовмісні породи представлені березитами, пропілітами й лиственітами.

Поряд із самородним золотом у рудах наявні пірит, молібденіт, сфалерит, галеніт, кобальтин і бісмути [2, 3, 10].

У межах рудопрояву та його флангів закартовано ендегенний ореол розсіяння Cu, Ag, Zn, Pb з окремими точковими аномаліями бісмуту й молібдену. У деяких свердловинах зазначені елементи утворюють власні прояви.

Вміст Au змінюється від 2,5 до 7,4 г/т [10]. Золото яскраво-золотистого забарвлення. Зерна пластинчастої, грудкоподібної, таблитчастої, видовженої форми, подекуди наявні сліди кристалографічного огранювання (рис. 11). Іноді трапляються зерна ідіоморфної форми. Поверхня зерен ямчасто-горбиста, шагренева. У золоті є включення кварцу й чорної речовини.

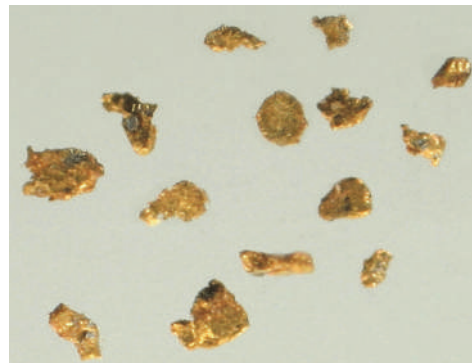


Рис. 11. Золото ізометричної, грудкоподібної, пластинчастої і таблитчастої форм. Олексіївський рудопрояв, св. 090, інтервал 94,3–97,4 м.

Геолого-структурна позиція *рудопрояву золота Олексіївський-2* подібна до рудопрояву Олексіївський. Мінералізація приурочена до центральної частини лінійного палеовулканічного жерла, яке на поверхні кристалічного фундаменту представлено дайкоподібними тілами основних порід. Рудоносними є брекчії залізисто-кременистих порід на кварц-сульфідному цементі. Уміст золота коливається від 1,4 до 7,2 г/т [3]. Рудна мінералізація представлена піритом, халькопіритом, сфалеритом. Зруденіння супроводжується ендегенним ореолом розсіяння Ag, Cu, Zn і Ві.

*Усть-Кам'янський рудопрояв золота* розташований на правому березі р. Кам'янка, на північний захід від однойменного села. У масиві ультрабазитів відшукали золото в кількості 0,1–2,5 г/т [3].

Отже, за речовинним складом вмісного породного комплексу та особливостями локалізації золоте зруденіння Чортомлицької ЗКС можна розділити на шість груп:

1) мінералізація золота локалізована в метаморфізованих осадово-вулканогенних породах, які представлені літолого-фаціальним комплексом коматіт-толейтової і сланцево-джеспіліт-толейтової формацій у складі сурської світи конкської серії. Рудовмісні породи метасоматично змінені, сульфідизовані, часто брекчійовані. Зруденіння тяжіє до шарів залізистих кварцитів, карбонатно-залізистих і силікатно-залізистих порід, які відіграють роль механічних та хімічних бар'єрів на шляхах міграції золотоносних гідротермальних розчинів. Мінералізація має яскраво виражені ознаки епігенетичного характеру. До цієї групи належать родовище Балка Широка, рудопрояви Кіровський, Гвардійський, Західний, Південний та ін.;

2) рудопрояви локалізовані в тектонізованих і березитизованих енде- й екзоконтактових зонах некових тіл, складених блакитнокварцовими плагіограніт-порфірами, які проривають метабазальтові товщі. В екзоконтактових метабазальтах іноді трапляються золотоносні кварц-сульфідні жили. Ця група представлена Чкаловським, Чкаловським-2, Чкаловським-4 рудопроявами;

3) зруденіння у внутрішній частині некової інтрузії Північночкаловської палеовулканічної споруди, яка контрольована зоною гідротермально-метасоматичних змін у зв'язку з розривними порушеннями (рудопрояв Чкаловський-3);

4) зруденіння золота в ультраосновних породах лавової (метакоматіти сурської світи) та інтрузивної (масиви базит-ультрабазитів верхівцевського комплексу) фацій у складі єдиних вулканоплутонічних асоціацій. Мінералізація контрольована тектонометасоматичними зонами окварцювання й сульфідизації. До цієї групи належать такі рудопрояви, як Олексіївський, Олексіївський-2, Східний, Заводський;

5) рудопрояви золота в ефузивних товщах, які складені породами середнього, основного складу (рудопрояви Східний-2, Східний-3, Західний);

6) зруденіння в амфіболітах (Бекентівський рудопрояв). Золото приурочене до кварцових жил, які перерізають метаморфізовані в амфіболітовій та епідот-амфіболітовій фаціях метаморфізму вулканіти основного складу.

Складна геологічна будова ЗКС, наявність різних за речовинним складом, генезисом і накладеними епігенетичними метаморфічними, метасоматичними, структурними перетвореннями порід створили сприятливі умови для формування золотого зруденіння різних мінеральних типів. Кожному мінеральному типу руд відповідає самородне золото з унікальними типоморфними особливостями.

Золото вільне або є у зростках з іншими мінералами чи ув'язнене в них. Розмір зерен золота визначений мінеральним типом руд і змінюється в широких межах – від 1,0 мкм до 2,5 мм. Морфологія золота строката і є похідною середовища мінералоутворення. Зазвичай, це ксеноморфні інтерстиційні утворення (грудкоподібні, пластинчасті, таблицчасті, сплющено-видовжені, овальні зерна, зрідка – ідіоморфні та гіпідіоморфні), яким притаманна шагренева, дрібногорбиста з відбитками граней інших мінералів поверхня, зрізані краї та численні відростки екзотичної форми.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Два типа рудной минерализации золото-полиметаллического рудопроявления Балки Широкой (Среднее Приднепровье) / Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов, Е. Е. Лазаренко, В. И. Блажко // Доп. НАН України. – 2007. – № 10. – С. 118–123.
2. Закономірності локалізації золотої та молібденової мінералізації в межах Чортомлицької зеленокам'яної структури (Середнє Придніпров'я) / О. Бобров, О. Лисенко, І. Меркушин [та ін.] // Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки : на-ук. конф., присвячена 65-річчю геол. ф-ту ЛНУ імені Івана Франка : тези доп. – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – С. 19–20.
3. Звіт про тематичні роботи “Особливості речовинного складу самородного золота та золотоміщуючих руд зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я” (у 2 книгах) / Н. М. Гаєва [та ін.] // Фонди КП Південукргеологія. – Новомосковськ, 2006.
4. Золото-джеспилитовое оруденение балки Широкая (Среднее Приднепровье) / Ю. А. Фомин, Л. Т. Савченко, Ю. И. Демихов [и др.] // Геол. журн. – 1994. – № 3. – С. 84–95.
5. Золотополиметаллическое рудопроявление Балка Широкая (Среднее Приднепровье) / Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов, Ю. А. Шибекский [и др.] // Минерал. журн. – 1996. – Т. 18, № 1. – С. 74–87.
6. Литолого-структурный контроль оруденения на месторождении золота Балка Широкая / В. Н. Петько, А. И. Корниенко, И. И. Кирьянов [и др.] // Мін. ресурси України. – 1998. – № 4. – С. 39–41.
7. Осадченко Н. Л. Отчет по теме “Месторождение золота Балка Широкая на Украинском щите” (в 6 книгах) / Осадченко Н. Л. // Фонды Геоинформ. – Кировоград, 2000.
8. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на золото и уран в пределах Чертомлыкской и Верховцевской зеленокаменных структур Среднего Приднепровья по геологическому заданию 37-41 за 1989–98 г.г. (в 10 книгах) / Петько В. Н., Корниенко А. И., Романюк П. М. [и др.] // Фонды ГРЭ-37, КП Кировгеология, Геоинформ. – Кировоград, 1998.
9. Отчет по теме 115д “Оценить перспективы золотоносности Чертомлыкской зеленокаменной структуры Украинского щита и разработать направления ГРП” / Ганжа Л. М., Сорокин В. Н., Ломакина Г. В. [и др.] // Фонды ЦНДГРИ, КП Кировгеология, ГРЕ-37. – М. ; Кировоград, 1994.
10. Отчет Чертомлыкского отряда о результатах ГК масштаба 1:50 000, проведенного в 1984–1988 г.г. в пределах Чертомлыкской структуры “Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Чертомлык” (в 16 книгах) / Кушинов Н. В.,

Кузь В. Д., Никитина Е. К. [и др.] // Фонды КП Южукргеология. – Днепропетровск, 1988.

Стаття: надійшла до редакції 05.08.2015  
прийнята до друку 04.09.2015

## SOME ASPECTS OF GOLD CONTENT OF THE CHORTOMLYK GREENSTONE STRUCTURE

**N. Hayeva**, V. Sukach<sup>1</sup>, M. Kovalchuk<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,  
34, Acad. Palladin Av., 03142 Kyiv, Ukraine  
E-mail: svital@ukr.net*

<sup>2</sup>*Institute of Geological Sciences of NASU,  
55b, Oles Honchar St., 01601 Kyiv, Ukraine  
E-mail: kms1964@ukr.net*

One gold deposit (Balka Shyroka), 18 gold occurrences and numerous geochemical anomalies of metal (over 540) have been discovered in Chortomlyk greenstone structure (the southern part of the Middle-Dnieper megablock of the Ukrainian Shield).

Stratified formations are represented by volcanogenic and sedimentary-volcanogenic rocks, which have been metamorphosed in conditions from low-temperature amphibolite, epidote-amphibolite to greenschist facies (Konkska series). Intrusive equivalents of basic-ultrabasic metavolcanites in the series composition are presented by the basic-ultrabasic rocks of Verhivtsevskiy complex.

Several types of gold ores have been discovered at the Balka Shyroka deposit. Each mineral type of ore (gold-quartz, gold-sulphide-quartz, gold-pyrite, gold-quartz-pyrite-arsenopyrite, and gold-silver-polymetallic) contains native gold with appropriate typomorphic characteristics. Paleozoic-Mesozoic crust of chemical weathering is widely developed on gold-bearing rocks; its capacity in some parts of deposit is 83 m. The profile of the crust of weathering consists of disintegration and leaching zone, hydrolysis zone, and zone of final hydrolysis and oxidation. Visible gold in the crust of weathering is rare; it is residual and hypergene.

Gold mineralization of Chortomlyk greenstone structure can be divided into six groups in accordance to mineral composition of host rock complex and peculiarities of gold localization:

1) gold is localized in metamorphic sedimentary-volcanogenic rocks (komatiite-tholeitic and schist-jaspilite-tholeitic formations). Ore-containing rocks are metasomatically changed, sulphidized, often brecciated. Mineralization tends to the layers of ferruginous quartzites, carbonate-ferruginous and silicate-ferruginous rocks, which played the role of mechanical and chemical barriers to the migration of gold-bearing hydrothermal solutions. Mineralization has clear epigenetic signs (Balka Shyroka deposit, ore occurrences Kirovskiy, Hvardiyskiy, Zahidnyi (Western), Pivdennyi (Southern));

2) the ore is localized in tectonic and beresitized endo- and exocontact zones of neck bodies of plagiogranite-porphyrines with blue quartz, which are breaking metabasalts series. Sometimes there are gold-bearing quartz-sulphide veins in the exocontact metabasalts (ore occurrences Chkalovskiy, Chkalovskiy-2, Chkalovskiy-4);

3) mineralization is contained in the inner part of neck intrusion of Pivnichnochkalovska paleovolcanic edifice, controlled by the zone of hydrothermal-metasomatic changes due to faults (ore occurrence Chkalovskyi-3);

4) mineralization is localized in ultrabasic rocks of lava (metakomatiites) and intrusive (mafic-ultramafic massifs) facies, consisting of a single volcano-plutonic association. Mineralization is controlled by tectono-metasomatic zones of silicification and sulphidization (ore occurrences Oleksiivskyi, Oleksiivskyi-2, Skhidnyi (Eastern), Zavodskyi);

5) gold is in effusive strata, which are composed of the intermediate and basic rocks (ore occurrences Skhidnyi (Eastern)-2, Skhidnyi (Eastern)-3, Zahidnyi (Western));

6) mineralization is localized in amphibolites; the gold is confined to the quartz veins traversing the volcanic rocks of basic composition, metamorphosed in the conditions of amphibolite and epidote-amphibolite facies of metamorphism (Bekentivskyi ore occurrence).

*Key words:* gold, typomorphic features, Balka Shyroka deposit, Chortomlyk greenstone structure, Ukrainian Shield.

## АСПЕКТЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЧЕРТОМЛЫКСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

**Н. Гаева**, В. Сукач<sup>1</sup>, М. Ковальчук<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семененко НАНУ,  
просп. акад. Палладина, 34, 03680 г. Киев, Украина  
E-mail: svital@ukr.net*

<sup>2</sup>*Институт геологических наук НАН Украины,  
ул. Олесь Гончара, 55б, 01601 г. Киев, Украина  
E-mail: kms1964@ukr.net*

В пределах Чертомлыкской зеленокаменной структуры разведано одно месторождение (Балка Широкая), обнаружено 18 рудопроявлений и многочисленные геохимические аномалии золота (более 540). Сложное геологическое строение структуры и наличие разных по вещественному составу, генезису и наложенным эпигенетическим (метаморфическим, метасоматическим, структурным) преобразованиям пород способствовали благоприятным условиям для формирования золотого оруденения различных минеральных типов. Каждому минеральному типу руд соответствует самородное золото с определенными типоморфными особенностями. По вещественному составу вмещающего породного комплекса и особенностям локализации золотое оруденение Чертомлыкской структуры разделено на шесть групп.

*Ключевые слова:* золото, морфология, типоморфные особенности, месторождение Балка Широкая, Чертомлыкская зеленокаменная структура, Украинский щит.



УДК 55(477)+552.3+549

## **ХІМІЗМ ПОРОДОУТВОРЮВАЛЬНИХ МІНЕРАЛІВ ЯК ІНДИКАТОРНА ОЗНАКА ПІД ЧАС ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ Й КОРЕЛЯЦІЇ ІНТРУЗИВНИХ УТВОРЕНЬ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

**О. Митрохин, Т. Митрохина, Є. Вишневська, О. Кириєнко,  
О. Петренко, О. Андрєєв**

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка,  
вул. Васильківська, 90, 03022 м. Київ, Україна  
E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua*

З використанням електронно-мікрозондового аналізу досліджено хімічний склад породоутворювальних мінералів з трьох типових представників інтрузивно-магматичних утворень Українського щита: основних порід Кропивенської титаноносної інтрузії, Городищенського габро-анортозитового масиву та Бобринецького дайкового поясу. Виконані дослідження засвідчили можливість застосування даних про хімізм породоутворювальних мінералів під час вирішення різноманітних прикладних геологічних завдань: виявлення прихованої розшарованості в диференційованих інтрузіях, ідентифікації інтрузивних фаз у багатofазових інтрузивах, кореляції просторово розмежованих інтрузивних тіл та ін.

*Ключові слова:* породоутворювальні мінерали, магматичні породи, геологічне розчленування та кореляція, Український щит.

Загальновідомо, що якість і детальність регіональних геологічних досліджень значно визначені обраною методологією розчленування й кореляції геологічних розрізів. Біостратиграфічні та літологічні методи, які найбільше застосовують для розчленування й кореляції стратифікованих осадових верств [5], абсолютно не придатні для інтрузивно-магматичних утворень. У ході вивчення інтрузивно-магматичних утворень основну роль відіграють ізотопно-геохронологічні, петрографічні та геохімічні методи [1]. Однак накопичення даних про хімізм породоутворювальних мінералів, зумовлене масовим використанням електронно-мікрозондового аналізу, відкриває нові перспективи для застосування суто мінералогічних методів у цій галузі [2–4, 7, 8]. Саме мінерали та їхній хімізм можна використовувати як “замінник” керівних органічних решток у вирішенні завдань розчленування й кореляції інтрузивно-магматичних утворень.

Для з'ясування можливості використання хімізму мінералів у ході вирішення завдань геологічного розчленування та кореляції ми виконали систематичні дослідження породоутворювальних мінералів з трьох принципово відмінних петрографічних об'єктів, які є достатньо типовими представниками інтрузивних утворень Українського щита (УЩ): Кропивенської титаноносної габроїдної інтрузії, Городищенського габро-анортозитового масиву та долеритових дайок Бобринецького поясу. У цьому разі масово застосовано прозоро-поліровані шліфи на епоксидній смолі, що дало змогу проводити

комплексне дослідження таких препаратів методами оптичної та електронної мікроскопії і паралельно виконувати електронно-мікрозондовий аналіз мінералів. Для попереднього вивчення шліфів у прохідному й відбитому світлі використано поляризаційні мікроскопи Полам РП-1 та Nikon eclipse LV100Pol, оснащені рудною приставкою. Хімічний склад мінералів досліджували методом електронно-зондового рентгеноспектрального мікроаналізу в лабораторії геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-202, обладнаному енергодисперсійним рентгенівським спектрометром Link systems. Частина мікрозондових аналізів виконано на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕМ-106И у лабораторії прецизійних методів дослідження УкрДГРІ. Умови й аналітичні характеристики вимірювань такі: напруга прискорення електронів – 20 кВ, сила струму зонда – 140 мкА, роздільна здатність на лінії  $MnK\alpha$  – 140 еВ. Еталонні взірці: Na ( $Na_2O$ , нефелін), K ( $K_2O$ , калієве скло), Ca ( $CaO$ , авгіт), Mg ( $MgO$ , олівін), Fe ( $FeO$ , ільменіт), Mn (металевий Mn), Ni ( $NiO$ ,  $NiSb$ ), Al ( $Al_2O_3$ , плагіоклаз), Cr ( $Cr_2O_3$ ), Si ( $SiO_2$ , олівін), Ti ( $TiO_2$ , ільменіт). Метод перерахунків – ZAF; межа визначення – 0,01–0,10 %, точність визначення становить  $\pm 2$ –10 відн. %, локальний мікроаналіз – 5–10 мкм.

Виконані дослідження засвідчили, що головні породоутворювальні мінерали з трьох обраних представників інтрузивно-магматичних утворень УЩ за особливостями хімічного складу придатні для вирішення зазначених вище суто геологічних завдань. Найінформативнішим виявився хімізм польових шпатів, піроксенів, олівінів та залізо- й титановмісних оксидно-рудних мінералів.

*Кропивенська інтрузія* (КТІ) є типовим представником диференційованих інтрузій титаноносних габроїдів Коростенського плутону анортозит-рапаківігранітної формації УЩ [4]. Внутрішній будові інтрузії притаманна різномасштабна магматична розшарованість. Мегарозшарованість на три горизонти супроводжується збільшенням загальної меланократовості порід та кількості залізо- й титановмісних оксидно-рудних мінералів догори за розрізом інтрузії (рис. 1). Дрібніша модальна стратифікація визначена коливаннями кількісних співвідношень головних породоутворювальних мінералів в олівінових габро, що переважають, з появою кумулятивних прошарків лейкогабро, мелагабро, верлітів і клінопіроксенітів.

Прихована розшарованість виявлена у закономірній зміні хімічного складу плагіоклазів, клінопіроксенів і титаномagnetиту за розрізом інтрузії (рис. 2). Зокрема, в інтервалі 19–27 м наявне різке збільшення основності кумулятивних ядер плагіоклазів у діапазоні  $Ap_{33-55}$  на глибину інтрузії. На рівні 37 м основність плагіоклазу дещо зменшується. Нижче (37–82 м) вона знову поступово збільшується в діапазоні  $Ap_{38-50}$ . Варіації хімічного складу клінопіроксенів у розрізі КТІ підтверджують наявність крипторозшарованості, виявленої за складом плагіоклазів. До глибини 27 м наявне поступове збільшення магнезійності  $Mg/(Mg+Fe)$  кумулятивних ядер клінопіроксенів у діапазоні 49–61 %. На глибині 37 м магнезійність клінопіроксенів зменшується до 53–55 %, а далі знову зростає, щоправда достатньо повільно, досягаючи рівня 56–59 % лише на глибині 82 м. Що стосується хімізму титаномagnetиту, то в ньому виявлено зворотну кореляцію вмісту  $TiO_2$  з основністю плагіоклазів та магнезійністю піроксенів. Отже, визначена прихована розшарованість може слугувати важливим критерієм для геологічного розчленування КТІ та подібних до неї титаноносних інтрузій на продуктивні горизонти, уточнення особливостей їхньої глибинної будови та визначення потенційної рудоносності.

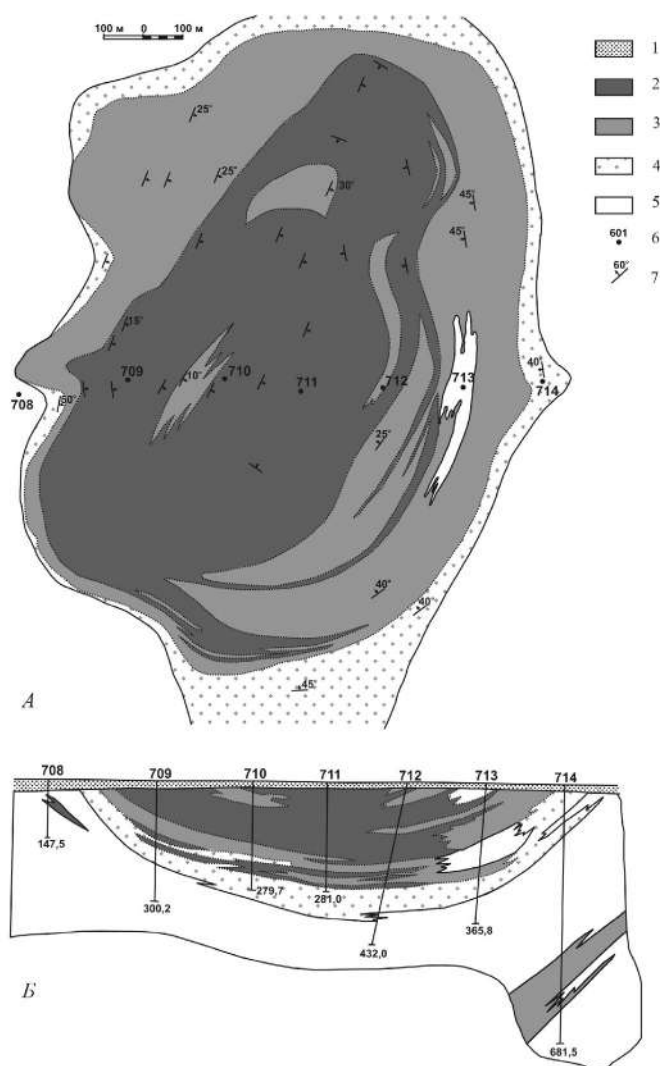


Рис. 1. Геологічна будова Кропивенської титаносної інтрузії на плані (А) і в розрізі (Б):

1 – пухкі осадові відклади; 2 – титаносні олівінові мелагабро та ультрамафіти; 3 – титаносні олівінові габро та лейкогабро; 4 – лейкогабро; 5 – вмісні анортозити й габро-анортозити; 6 – номер свердловини; 7 – елементи залягання порід.

Городищенський масив (ГМ) разом з ще трьома габро-анортозитовими масивами розташований у межах Корсунь-Новомиргородського плутону анортозит-рапаківігранітної формації УЩ (рис. 3). Це типовий представник багатофазових інтрузивних масивів протерозойських анортозитів автономного типу (*massif type anorthosites*). Основний об'єм ГМ становлять анортозити і лейкократові норити, які належать до першої інтрузивної фази [8]. Головними породотворювальними мінералами в них є плагіоклаз та ортопіроксен.

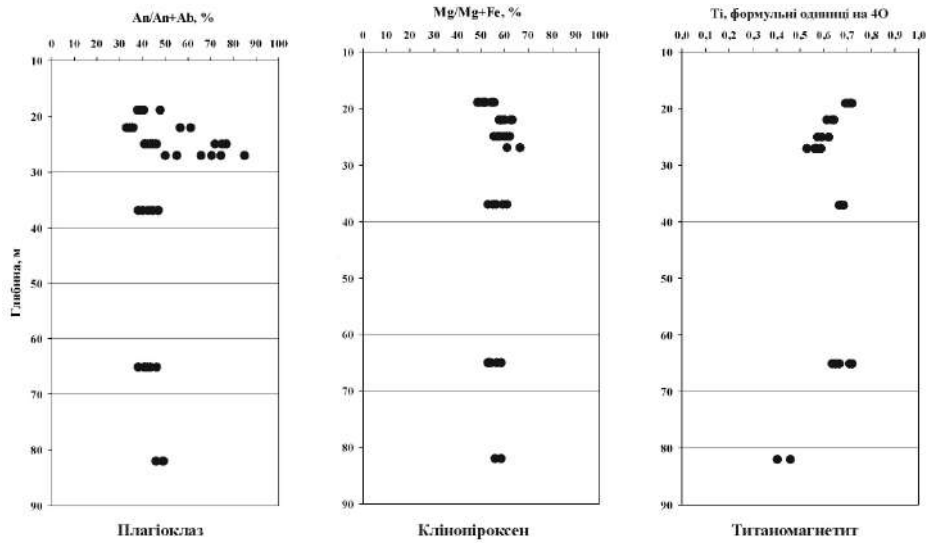
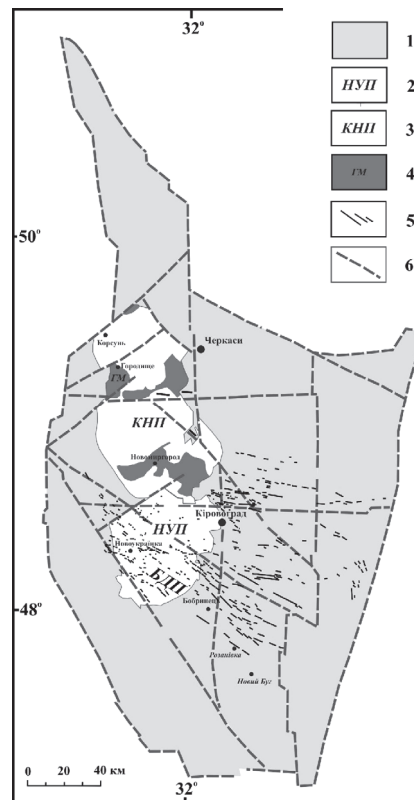


Рис. 2. Варіації хімічного складу мінералів у розрізі Кропивенської інтрузії.

Рис. 3. Структурна позиція Городищенського габро-анортозитового масиву (ГМ) та Бобринецького дайкового поясу (БДП) у геологічній будові Інгульського мегаблока:  
 1 – метаморфічні породи інгуло-інгулецької серії та гранітоїди кіровоградського комплексу; 2 – гранітоїди Новоукраїнського плутону (НУП); 3 – гранітоїди Корсунь-Новомиргородського плутону (КНП); 4 – габро-анортозитові масиви КНП; 5 – рої дайок базит-гіпербазитового складу; 6 – розломи.



Мегакристи плагіоклазу мають зональну будову з лабрадоровими ядрами ( $An_{52-59}$ ), які оточені вузькими оболонками андезинового ( $An_{33-41}$ ) складу. Ортопіроксен гіперстенового складу ( $En_{40-47}Wo_{4-10}$ ) має симплектикову мікроструктуру з орієнтованими вrostками авгіту в гіперстеновій матриці, що дає підставу визначити його як інвертований піжоніт. Олівін вирізняється достатньо залістим, гортоноліт-ферогортонолітовим складом ( $Fo_{27-32}$ ).

Пізнiші інтрузивні фази ГМ представлені меншими за розміром інтрузивними тілами норитів і габро-норитів, у тім числі титаноносних. Дослідження засвідчили, що для їхніх головних породоутворювальних мінералів характерна значна мінливість хімічного складу, пов'язана з зональністю окремих мінеральних зерен, мікроструктурами розпаду твердих розчинів та петрографічним типом гірської породи (див. таблицю).

З'ясовано, що, порівняно з першою інтрузивною фазою, габроїдам пізніх фаз укорінення властиві менші значення основності плагіоклазу ( $An_{29-47}$ ) і магнезiальності ортопіроксенів ( $En_{30-43}Wo_{3-10}$ ) та олівіну ( $Fo_{19-21}$ ). Виявлені особливості хімізму породоутворювальних мінералів дають змогу ідентифікувати габроїди різних інтрузивних фаз Корсунь-Новомиргородського плутону під час геолого-знімальних робіт.

Хімічний склад мінералів із габроїдів Городищенського масиву

Мінерал	Порода			
	Анортозит	Норит	Олівіновий норит	Калішпатовий норит
Плагіоклаз	$An_{52-59} * An_{33-41}$	$An_{51-60} * An_{34-40}$	$An_{37-47}$	$An_{29-42}$
Ортопіроксен	$En_{40-47}Wo_{4-10}$	$En_{38-41}Wo_{3-7}$	$En_{36-39}Wo_{4-8}$	$En_{30-43}Wo_{1-10}$
Клінопіроксен	$Wo_{39-42}En_{32-34}$	$Wo_{37-40}En_{29-33}$	—	$Wo_{37-41}En_{25-30}$
Олівін	$Fo_{27-32}$	—	$Fo_{19-21}$	—

Бобринецький дайковий пояс (БДП) інтудує докембрійський фундамент у південній частині Інгульського мегаблока УЩ (див. рис. 3). У північно-західній частині БДП вмісними породами для дайок слугують гранітоїди Новоукраїнського плутону, у південно-східній – граніти й мігматити кіровоградського комплексу.

Найбільш звичайними петрографічними представниками дайкових порід є кайнотипні олівінові долерити [7]. Ми з'ясували, що долерити з двох досліджуваних ділянок БДП, розташованих на відстані близько 100 км одна від одної, крім спільних петрографічних особливостей, корелюють за однаковим хімізмом головних породоутворювальних мінералів (рис. 4).

Хімічний склад плагіоклазів, клінопіроксенів та олівіну в долеритах Розанівської й Новоукраїнської ділянок подібний до виявленого [6] в аналогічних мінералах із кайнотипних долеритових дайок прутівського комплексу західної частини Волинського мегаблока УЩ. Останній факт дає не лише підстави для виявлення кореляційних зв'язків між проявами дайкового магматизму в просторово розмежованих регіонах УЩ, а й додаткові критерії локального прогнозу сульфідного мідно-нікелевого зруденіння, властивого прутівському комплексу.

Отже, виконані дослідження засвідчили широкі можливості застосування даних про хімізм породоутворювальних мінералів під час вирішення прикладних завдань геологічного розчленування й кореляції, що виникають у процесі геологічних знімів і розшуків у районах розвитку інтрузивно-магматичних утворень.

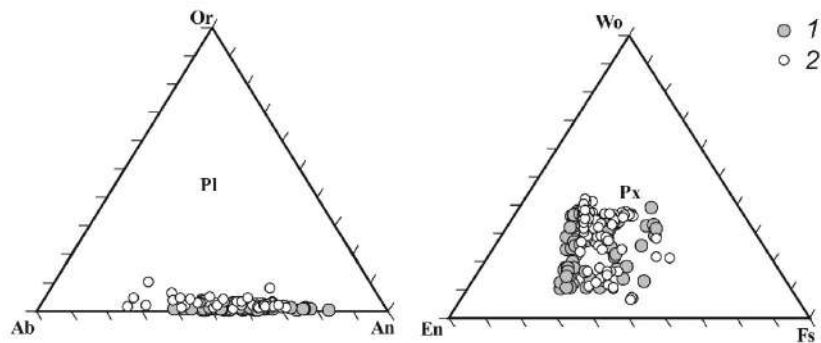


Рис. 4. Хімічний склад плагіоклазів (Pl) та піроксенів (Px) із долеритів Розанівської (1) та Новоукраїнської (2) ділянок Бобринецького дайкового поясу.

Хімізм породоутворювальних мінералів може слугувати важливою індикаторною ознакою для виявлення прихованої розшарованості в диференційованих інтрузіях, ідентифікації інтрузивних фаз у багатофазових інтрузивах, а також для кореляції просторово розмежованих інтрузивних тіл. Для окремих петрографічних об'єктів, як у випадку габроїдів Кропивенської інтрузії та долеритів Бобринецького дайкового поясу, дані про хімізм породоутворювальних мінералів можна залучати як додатковий критерій для визначення потенційної рудоносності інтрузивних тіл та їхніх складових частин.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Кокс К. Г. Интерпретация изверженных горных пород / К. Г. Кокс, Дж. Д. Белл, Р. Дж. Панхерст. – М. : Недра, 1982. – 414 с.
2. Митрохин А. В. Петрология и рудоносность Федоровского апатит-ильменитового месторождения / А. В. Митрохин, Т. В. Митрохина // Мінерал. журн. – 2006. – Т. 28, № 4. – С. 43–52.
3. Митрохин А. В. Петрология и формационная принадлежность габбро-долеритов Рудня-Базарской интрузии (Волинский мегаблок Украинского щита) / А. В. Митрохин, А. Н. Омельченко, А. А. Андреев // Мінерал. журн. – 2010. – Т. 32, № 1. – С. 57–66.
4. Митрохин О. В. Мінералого-петрографічна характеристика Кропивенської титаноносної інтрузії (Волинський мегаблок Українського щита) / О. В. Митрохин, О. О. Андреев, Т. В. Митрохіна // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2009. – № 3–4. – С. 68–81.
5. Практическая стратиграфия. – Л. : Недра, 1984. – 320 с.
6. Шумлянський Л. В. Петрологія долеритів Томашгородської групи дайок (Український щит) / Л. В. Шумлянський // Мінерал. журн. – 2008. – Т. 30, № 2. – С. 17–35.
7. Вишневская Е. А. Петрографическая характеристика долеритов Розановского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита) / Е. А. Вишневская, А. В. Митрохин, В. В. Загородний // Сучасні проблеми геологічних наук : 5 Всеукр. наук. конф.-школа. – К., 2013. – С. 1–4. [Електронний ресурс]
8. Кірієнко О. В. Мінералого-петрографічні особливості габроїдів Городищенського масиву (Корсунь-Новомиргородський плутон Українського щита) / О. В. Кірієнко,

О. В. Митрохин // Сучасні проблеми геологічних наук : 5 Всеукр. наук. конф.-школа. – К., 2013. – С. 13–15. [Електронний ресурс]

*Стаття: надійшла до редакції 08.03.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

**THE CHEMISTRY OF ROCK-FORMING MINERALS  
AS AN INDICATOR IN THE CASE OF GEOLOGICAL DIVISION  
AND CORRELATION OF THE UKRAINIAN SHIELD  
INTRUSIVE FORMATIONS**

**O. Mytrohin, T. Mytrohina, Ye. Vyshnevskaya, O. Kyriyenko,  
O. Petrenko, O. Andryeyev**

*Taras Shevchenko National University of Kyiv,  
90, Vasylkivska St., 03022 Kyiv, Ukraine  
E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua*

We systematically investigated the rock-forming minerals of three fundamentally different petrographic objects that are typical representatives of the Ukrainian Shield intrusive formations: 1) olivine gabbro and ultramafites from Kropyvenska Ti-bearing intrusion (Korostenskyi anorthosite-rapakivi-granite pluton in the North-Western part of the Ukrainian Shield); 2) anorthosites, norites and gabbro-norites from the Gorodyshchenskyi gabbro-anorthosite massif (Korsun-Novomyrhorodskyi anorthosite-rapakivi-granite pluton localized in the central part of the Ukrainian Shield); 3) olivine dolerites and gabbro-dolerites from the Bobrynetskyi dyke belt (intrude the Precambrian basement in the Southern part of the Inhulskyi megablock of the Ukrainian Shield; the host rocks in the North-Western part of the belt are granitoids of Novoukrainskyi pluton, in the South-Eastern – granites and migmatite of Kirovohradskyi complex).

The purpose of this study was to determine the possibility of using data about the chemical composition of rock-forming minerals for solving the problems of geological division and correlation of intrusive formations of the Ukrainian Shield and other Precambrian regions. The chemical composition of rock-forming minerals has been studied by electron probe X-ray spectral microanalysis on the focused beam electron microscope REMMA-202 equipped with energy-dispersive X-ray spectrometer "Link systems".

The chemistry of feldspars, pyroxenes, olivine and Fe-Ti oxide ore minerals has been studied in detail. Completed studies have demonstrated extensive capabilities in using of data about the chemical composition of rock-forming minerals in the solution of applied problems arising in the course of geological survey and exploration in the areas of intrusive-magmatic formations development.

It has been shown that the ratio  $\#Ca = Ca/Ca+Na$  in plagioclase, the ratio  $\#Mg = Mg/Mg+Fe$  in pyroxenes and content of Ti in Ti-magnetites can serve as an important indicator sign to identify hidden stratification in Ti-bearing gabbroid intrusions belong to the anorthosite-rapakivi-granite association of the Ukrainian Shield, such as Kropyvvenska ones.

Data about  $\#Ca$ -ratio in plagioclase as well as  $\#Mg$ -ratio in pyroxenes and olivine are not less informative for the identification of intrusive phases in the multiple intrusions, for example in Proterozoic anorthosite massifs of the Ukrainian Shield, such as Gorodyshchenskyi ones.

These ratios also can be used for the correlation of spatially disconnected intrusive bodies such as individual mafic dikes as well as their groups and dyke swarms. For some petrographic objects (for example, Ti-bearing gabbroids of the Kropyvvenska intrusion and dolerites of the Bobrinets dyke belt) the data on the chemistry of the rock-forming minerals can serve as an additional criterion to determine the potential ore content of intrusive bodies or their separate parts.

*Key words:* rock-forming minerals, magmatic rocks, geological division and correlation, Ukrainian Shield.

## **ХИМИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОРНЫЙ ПРИЗНАК ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА**

**А. Митрохин, Т. Митрохина, Е. Вишневская, Е. Кириенко,  
О. Петренко, А. Андреев**

*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
ул. Васильковская, 90, 03022 г. Киев, Украина  
E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua*

С использованием электронно-микронного анализа изучено химический состав породообразующих минералов из трех типичных представителей интрузивных образований Украинского щита: основных пород Кропивенской титаноносной интрузии, Городищенского габбро-анортозитового массива и Бобринецкого дайкового пояса. Выполненные исследования свидетельствуют о возможности использования данных о химизме породообразующих минералов для решения различных прикладных геологических задач: выявления скрытой расслоенности в дифференцированных интрузиях, идентификации интрузивных фаз в многофазовых интрузивах, корреляции пространственно размещенных интрузивных тел и др.

*Ключевые слова:* породообразующие минералы, магматические породы, геологическое расчленение и корреляция, Украинский щит.



УДК 549.642.2/4:“611”(477.7)

## НОВІ ДАНІ ЩОДО ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІРОКСЕНІВ З ФЕНІТІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАСИВУ (ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Н. Юрченко<sup>1</sup>, С. Шнюков<sup>2</sup>, Г. Павлов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України,  
просп. акад. Палладіна, 34, 03142 м. Київ, Україна

E-mail: [igmr@igmof.gov.ua](mailto:igmr@igmof.gov.ua)

<sup>2</sup>Київський національний університет імені Тараса Шевченка,  
вул. Васильківська, 90, 03022 м. Київ, Україна

E-mail: [shnyukov@univ.kiev.ua](mailto:shnyukov@univ.kiev.ua)

[gen-genych@yandex.ua](mailto:gen-genych@yandex.ua)

За допомогою електронно-зондового мікроаналізу досліджено хімічний склад клінопіроксенів із метасоматично змінених порід фенітового ореолу північної частини Чернігівського карбонатитового масиву та вмінних порід гнейсово-мігматитової рами. З'ясовано, що розподіл Na, Al, Fe в окремих зернах піроксену з фенітів і фенітизованих порід рами має неоднорідний, плямистий характер незалежно від ступеня їхнього перетворення. Максимальний рівень входження Na<sup>+</sup> (0,23 ф. о.) у структуру піроксенів зафіксовано в омфациті з розгнейсованих фенітів. У всіх інших випадках вміст Na<sup>+</sup> не перевищує 0,17 ф. о. Визначена неоднорідність вмісту лужно-залізистих міналів може свідчити про нерівноважну взаємодію флюїд/піроксен (флюїд/порода) під час формування фенітового ореолу.

*Ключові слова:* моноклінні піроксени, метасоматоз, феніти, електронно-зондовий мікроаналіз, Чернігівський карбонатитовий масив, Український щит.

Карбонатитові масиви вже майже 100 років розглядають як традиційне комплексне джерело низки стратегічно важливих корисних компонентів (Fe, Zr, Nb, P, REE тощо), які є базовими для сучасних технологій. Наголосимо, що значення цього джерела в майбутньому (принаймні найближчому) тільки зростатиме, про що свідчить, наприклад, сучасна стала тенденція до суттєвого збільшення світового попиту на REE. Це супроводжується закономірними спробами повернути відповідну мінерально-сировинну базу та ринок до більш “диверсифікованого” стану (притаманного 1950–1980-м рокам), що неминуче передбачає відхід від орієнтації на фактично монопольну роль Китаю у поставці REE, яка склалася на сучасний момент.

Ці спроби очолюють, передусім, геологічні служби та провідні компанії розвинутих країн, яким доводиться реалізовувати прогнозно-розшукові програми в умовах або вже досить досліджених та/або так званих закритих регіонів, орієнтуючись на виявлення глибоких (“сліпих”/перекритих) рудоносних об'єктів за допомогою неминуче рідкісної та нерегулярної мережі спостережень. Такі умови, відповідно, зумовлюють нагальну необхідність значного підвищення ефективності вирішення *головної (традиційної!) проблеми*, охоплюваної поняттям “area selection and target evaluation”, яка загалом поля-

гає, по-перше, у максимальному збільшенні розмірів “розшукової мішені” та, по-друге, в адекватній за вірогідністю оцінці її належності саме до “карбонатитового” типу.

Прерогатива у вирішенні першої частини проблеми належить, безумовно, двом “ки-там” прогнозно-розшукового комплексу – геофізичним та, особливо наголошуємо в цьому випадку, геохімічним (у тому числі мінералого-геохімічним) методам [2, 4, 9, 13 та ін.]. Вирішення другої частини проблеми потребує обов’язкового залучення прямих методів дослідження речовинного складу порід виявленої “мішені”. З високою ймовірністю вони можуть бути представлені фенітами – лужними метасоматитами екзоконтактових ореолів карбонатитових масивів, які можуть переважати за площею (об’ємом) як самі масиви, так і, звичайно, їхню рудоносну складову.

Тому підтвердження формаційної належності (“фенітового” типу) таких метасоматично змінених порід, беручи до уваги достатньо високу формальну близькість речовинної композиції лужних метасоматитів інших типів, є вельми актуальною *конкретною проблемою*. Максимально ефективно її вирішення треба очікувати на мінеральному рівні досліджень у широкому діапазоні мінеральних фаз – від наскрізних акцесорних [10, 11 та ін.] до породоутворювальних. Тому нижче наведено дослідження породоутворювальних мінеральних фаз на прикладі піроксенів.

Об’єктом дослідження обрано піроксени з фенітового ореолу докембрійського Чернігівського карбонатитового масиву (ЧКМ) Західного Приазов’я, який належить до лінійного структурно-морфологічного типу. Лужні ультрабазити, нефелінові й лужні сієніти, карбонатити, які входять до складу ЧКМ, у тім числі феніти, досить детально досліджені [1, 3, 7, 8, 12 тощо], однак раніше отримані для піроксенів результати ще не дають повного уявлення про зміну їхнього хімічного складу в процесі фенітизації вмісних порід. Нашою метою було визначення відповідних закономірностей, які в перспективі можна використати для відпрацювання надійних типоморфних ознак метасоматичних змін “фенітового” типу. У цьому разі вирішували такі завдання: 1) дослідження серій репрезентативних взірців вмісних і фенітизованих порід, вибір тих із них, які є максимально інформативними для подальшого вивчення піроксенів; 2) типізація піроксенів з виділених взірців за формою, взаємовідношеннями та позицією в структурі порід; 3) дослідження розподілу мінералоутворювальних елементів у кристалах піроксенів виділених типів; 4) виявлення характеру варіацій хімічного складу піроксенів у разі фенітизації, спроба його інтерпретації.

Нижче наведено результати, одержані для піроксенів з різноманітних складових вмісної гнейсово-мігматитової товщі (плагіокристалосланці, плагіо- та двопольовошпатові гранітоїди), їхніх фенітизованих аналогів, фенітів сієнітового складу та розвинутих у них меланократових піроксеновмісних сегрегацій і прожилків, що розкриті свердловинами (у дужках – номери розвідувальних профілів) 741-л (X), 834-л (XIII+200), 966 (VI) та 968 (IV) у межах північної частини ЧКМ (Новополтавська ділянка).

**Методика досліджень.** Послідовне вирішення сформульованих вище завдань забезпечували виконанням відповідних процедур, а саме: детальне мікроскопічне дослідження серій прозорих шліфів із застосуванням стандартних петрографічних методик та обладнання, а також методології мікротектонічного, мінерально-парагенетичного та структурогенетичного аналізів [5, 17]; мікрозондове дослідження розподілу мінералоутворювальних елементів у кристалах піроксену виділених типів за допомогою принципово модернізованого електронно-зондового мікроаналізатора РЕММА-202М; опрацювання всього масиву одержаних мікроскопічних та аналітичних даних. Розрахунок кристало-

хімічних формул і класифікацію піроксенів виконували за допомогою програми PX-NOM [15, 18].

Усі аналітичні дослідження проводили в лабораторії мінералого-геохімічних досліджень кафедри мінералогії, геохімії та петрографії ННІ “Інститут геології” Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

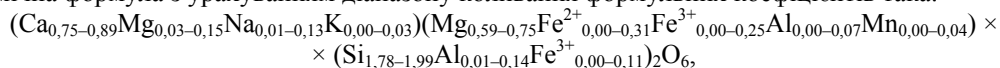
Результати досліджень та їхнє обговорення наведено у послідовності підвищення інтенсивності рівня фенітизації порід.

*Вмісні кристалічні породи східного (лежачого) блока Чернігівської зони (св. 968 (IV))* – це катаклазовані піроксен-плагіоклазові гнейси та кристалічні сланці центрально-приазовської серії, а також мігматити гранітоїдного й діоритоїдного складу.

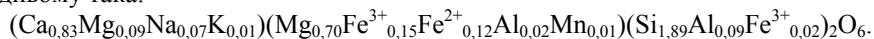
Піроксени утворюють у них ланцюжки з ізометричних та короткопризматичних (до 1,0 мм) ксеноморфних кристаликів. У прозорих шліфах вони мають слабкий зеленкуватий відтінок з ледь помітним плеохроїзмом або без нього. Зерна явно рекристалізовані на ранніх етапах крихко-пластичних деформацій, що супроводжувалися мігматизацією за температури, яка відповідала високотемпературній субфації амфіболітової фації.

Завдяки концентрації зерен піроксену в смугах міжзернової рекристалізації сформувалася фоліатна мігматитоподібна текстура. По міжзернових контактних поверхнях піроксену, а також у середині зерен розвинуті тріщини, по яких відбувається заміщення мінералу прихованокристалічною масою бурого кольору, у якій іноді можна розпізнати кристалики волокнистої або лускатої будови. Практично в усіх різновидах порід простежується обростання зерен піроксену облямівками світлого синьо-зеленого амфіболу (іноді майже безбарвного) мірмекітоподібної будови з проростаннями кварцу й кальциту; іноді він переходить у зелену рогову обманку [14].

Вміст воластонітового міналу в піроксені коливається в інтервалі 40,9–44,7 % Wo, а залізистість не перевищує 18,8 % Fs, тому, за класифікацією [16], мінерал визначено як авгіт. Декілька проб із глибини 474,0 м діагностовано як діопсид із вмістом 45,2–49,6 % Wo (рис. 1, а). Їхній середній хімічний склад наведено в таблиці. За попередніми класифікаціями ці піроксени діагностовано й описано [1, 3, 6] як саліт-авгіт. Особливістю клінопіроксенів із порід св. 968 (IV) є те, що більшість мікрозондових аналізів фіксує в зернах авгіту їхню внутрішню неоднорідність зі зміною розрахункового співвідношення Al та Fe<sup>3+</sup> в позиції Si (T), з огляду на що поряд із “чистим” авгітом простежується поява алюмініє- та залізовмісних відмін (aluminian ferric augite). Їхня узагальнена кристалохімічна формула з урахуванням діапазону коливання формульних коефіцієнтів така:



а в середньому така:



За середніми значеннями формульних коефіцієнтів мінералоутворювальних компонентів досліджувані піроксени належать до залізовмісного магнезійного авгіту. За рівнем кальцію їхні фігуративні точки тяжіють до класифікаційної межі між авгітом і діопсидом, часто перетинаючи її з огляду на внутрішню хімічну неоднорідність. У разі заміщення по тріщинах і контурах зерен речовиною прихованокристалічної будови бурого кольору, що нагадує ідингсит, рівень розрахункової кількості воластонітового міналу в клінопіроксені формально може досягати навіть розрахункового рівня воластоніту.

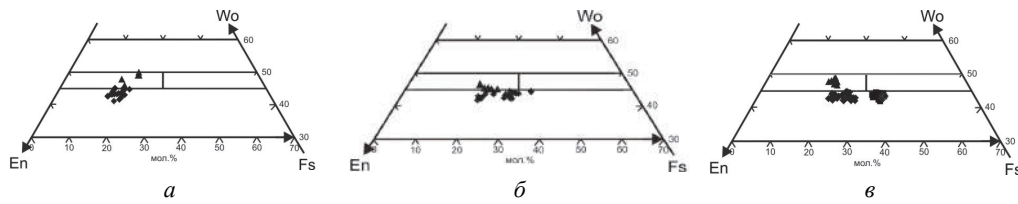
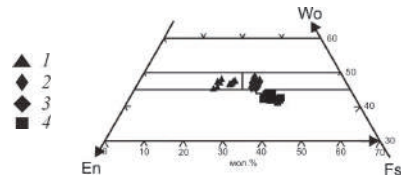


Рис. 1. Положення фігуративних точок складових піроксенів (1 – діопсид; 2 – геденбергіт; 3 – авгіт-діопсид; 4 – авгіт-геденбергіт) на класифікаційній діаграмі [16]:  
 а – св. 968 (IV); б – св. 966 (VI); в – св. 741-л (X); г – св. 834-л (XIII+200).



Представницький хімічний склад досліджених піроксенів, мас. %

Компонент	Св. 968 (IV)			Св. 966 (VI)	
	діопсид	авгіт-діопсид	авгіт	діопсид	авгіт-діопсид
SiO <sub>2</sub>	51,31	50,90	51,14	52,80	52,14
TiO <sub>2</sub>	0,01	< 0,01	< 0,01	0,07	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	2,59	2,13	2,14	2,46
FeO*	10,16	9,28	10,78	10,96	13,19
MgO	12,48	14,18	18,42	11,60	10,59
MnO	0,51	0,47	0,57	0,33	0,34
CaO	22,90	20,78	16,72	20,75	19,36
Na <sub>2</sub> O	0,53	0,95	0,09	1,26	1,55
K <sub>2</sub> O	0,13	0,27	0,17	0,08	0,15
n	5	28	4	6	34

Компонент	Св. 834-л (XIII+200)			Св. 741-л (X)			
	діопсид	геденбергіт	авгіт-геденбергіт	діопсид	авгіт-діопсид	авгіт-геденбергіт	омфацит
SiO <sub>2</sub>	51,97	51,04	51,44	50,32	52,68	51,92	53,70
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,07	0,42	< 0,01	0,19	1,01	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05	1,01	1,32	2,13	2,62	2,27	1,94
FeO*	11,63	16,84	18,14	11,42	11,98	16,47	15,89
MgO	10,87	7,83	7,16	11,42	11,07	7,62	8,91
MnO	0,42	0,80	0,82	0,59	0,43	0,47	0,31
CaO	21,85	21,27	18,81	23,29	19,19	18,47	15,49
Na <sub>2</sub> O	1,00	1,06	1,82	0,64	1,76	0,34	3,01
K <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,06	0,08	0,07	0,50	0,07
n	11	21	33	13	22	22	12

Примітка. Сума концентрацій мінералоутворювальних компонентів зведена до 100 %; FeO\* – сумарне залізо у формі FeO; n – кількість визначень.

Тому під час інтерпретації причин хімічної неоднорідності піроксенів кристалічних порід треба зважати на те, що протокристали піроксену зазнали процесів дроблення, тектонічної рекристалізації, одночасної з рекристалізацією плагіоклазу, імпрегнації по-

рід мікрокліном з усталенням метастабільної рівноваги з метасоматизувальними (збагаченими лугами) флюїдами. Співвідношення між компонентами ілюстровані відповідними діаграмами (рис. 2).

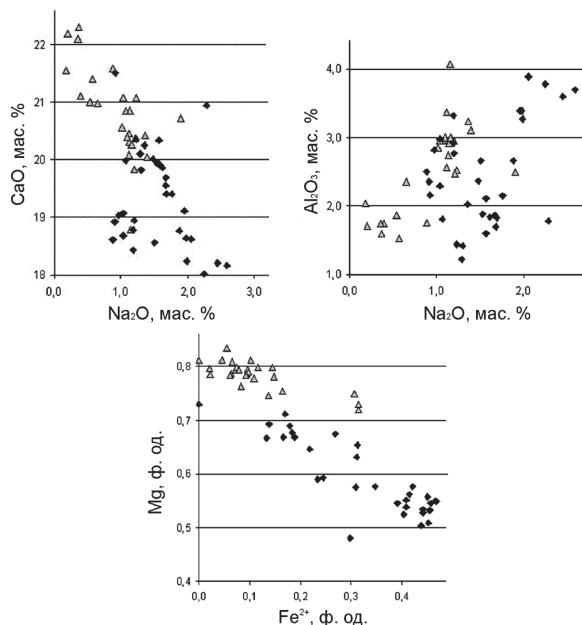


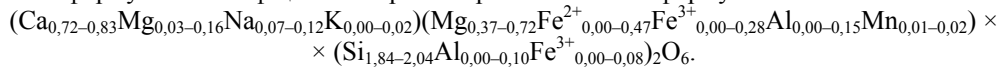
Рис. 2. Діаграми співвідношення головних мінералоутворювальних компонентів в авгіті з порід свердловин 968 (IV) (сірі позначки) та 966 (VI) (чорні).

На діаграмах в авгіті простежується слабкий негативний кореляційний зв'язок між кальцієм та натрієм у позиції (M2), Mg<sup>2+</sup> та Fe<sup>2+</sup> (M1), а також позитивний між алюмінієм і натрієм, що, вірогідно, пов'язано з метасоматичним насиченням клінопіроксену жадеїтовим компонентом і подальшим заміщенням клінопіроксену синьо-зеленим амфіболом еденіт-паргаситового ряду, за якого в мінералі збільшується кількість Na та Mg. Надлишок Si та Ca, що виникає під час перебудови кристалічної ґратки авгіту в амфібол, фіксують у вигляді мірмекітоподібних вrostків кварцу й кальциту.

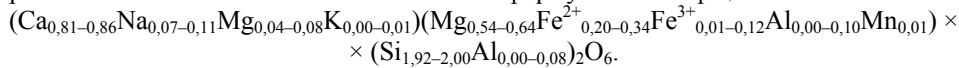
У фенітизованих породах західного блока Чернігівської зони розлому, що вміщують жили карбонатитів (св. 966 (VI)), піроксени за співвідношенням головних компонентів належать до межі між діоксидом і авгітом [18] (або авгіт-саліту, за [1, 3]) із вмістом феросилітового міналу від 32 до 49 %. Вмісними породами піроксенів, які досліджували в св. 966 (VI), є меланократові біотит-піроксенові плагіоклазові кристалічні сланці, метадіорити та біотит-піроксенові з апатитом, титанітом і кальцитом реакційні облямівки на контакті протолітів з карбонатитовою жилою.

За зовнішнім виглядом у шліфах усі клінопіроксени означених вмісних порід схожі з мінералами св. 968 (IV). Вони також забарвлені у зелений-ясно-зелений колір із ледь помітним плеохроїзмом. Асоціюють із біотитом, з яким формують ланцюжки та елементи фоліації. Форма кристалів ізометрична або видовжено-призматична, в обох випадках ксеноморфна. Тріщинуватість у зернах розвинута по площинах спайності, а також по малаколітовій окремості впоперек видовження. Уздовж цих тріщин відбувається замі-

щення піроксену синьо-зеленою роговою обманкою, рідше – лужним амфіболом. Хімічний склад клінопіроксенів у межах окремих зерен неоднорідний, змінюється від діопсидового до авгітового з коливанням вмісту воластонітового міналу та співвідношення енстатит/феросиліт. Середній склад авгіту в породах св. 966 (VI) з урахуванням коливання формульних коефіцієнтів виражає кристалохімічна формула



Середній склад діопсиду відрізняється дещо більшим вмістом кальцію та магнію зі збереженням загальних меж коливання інших формульних коефіцієнтів:

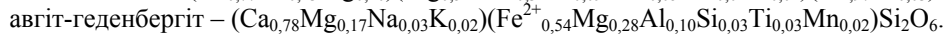
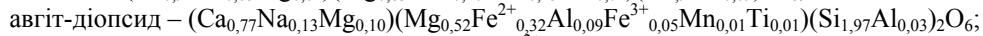
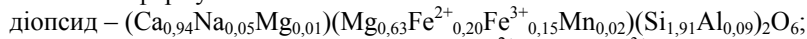


У метасоматично змінених породах центрального блока Чернігівської розломної зони (св. 741-л (X)), які представлені фенітизованими біотит-піроксеновими плагіоклазовими кристалічними сланцями, піроксен-слюдяними сегрегаціями жилкуватого типу й піроксеновими фенітами сієнітового складу, також наявні клінопіроксени, що інтенсивно тріщинуваті й частково заміщені по тріщинах новоутвореною синьо-зеленою роговою обманкою, а іноді й лужним амфіболом. Виділяють такі види клінопіроксенів: діопсид (aluminian ferrian diopside, ferrian diopside); авгіт, за складом на межі з діопсидом (aluminian sodian augite, ferrian sodian augite), надалі – авгіт-діопсид; авгіт, за складом на межі з геденбергітом (aluminian augite), надалі – авгіт-геденбергіт.

Забарвлення піроксенів яскраво-зелене з плеохроїзмом від синювато-зеленого до жовтувато-зеленого. За складом усі вони скупчені біля межі авгіт-залістий діопсид і, відміну від порід попередньої свердловини, мають більший вміст феросилітового міналу – від 32 до 56 %. Більша концентрація залістого компонента, вірогідно, визначає їхнє густіше забарвлення. Поряд з означеними особливостями в складі піроксенів є змінна кількість Ті, що може бути пов'язано з одночасною рівноважною кристалізацією титаніту й породоутворювальних мінералів. Дослідженому авгіт-діопсиду, приуроченому до фенітизованих кристалічних сланців і карбонатитових жил, притаманний підвищений вміст натрію та заліза в альбітизованих породах і зворотний кореляційний зв'язок між залізом і магнієм (рис. 3).

Авгіт-геденбергіт властивий піроксеновими сієнітам.

Середній склад клінопіроксенів у породах св. 741-л (X) виражений такими кристалохімічними формулами:



Особливе місце серед піроксенів посідають сублужні Ca-Na-піроксени, що їх можна діагностувати як омфацит з низьким вмістом жадеїтового й егіринового міналів. На класифікаційній діаграмі їхні фігуративні точки розміщені на межі з Quad\* (рис. 4). Вони притаманні фенітам.

З наведених діаграм (див. рис. 3) випливає, що досліджені різновиди піроксенів чітко розмежовані за співвідношенням кальцію та натрію, хоча за рівнем залізистості й лужністю діопсид і діопсид-авгіт є єдиною групою мінералів з безперервною зміною залізо-магнезійності.

\*Абревіатура “четвірки” або чотири в багатьох контекстах.

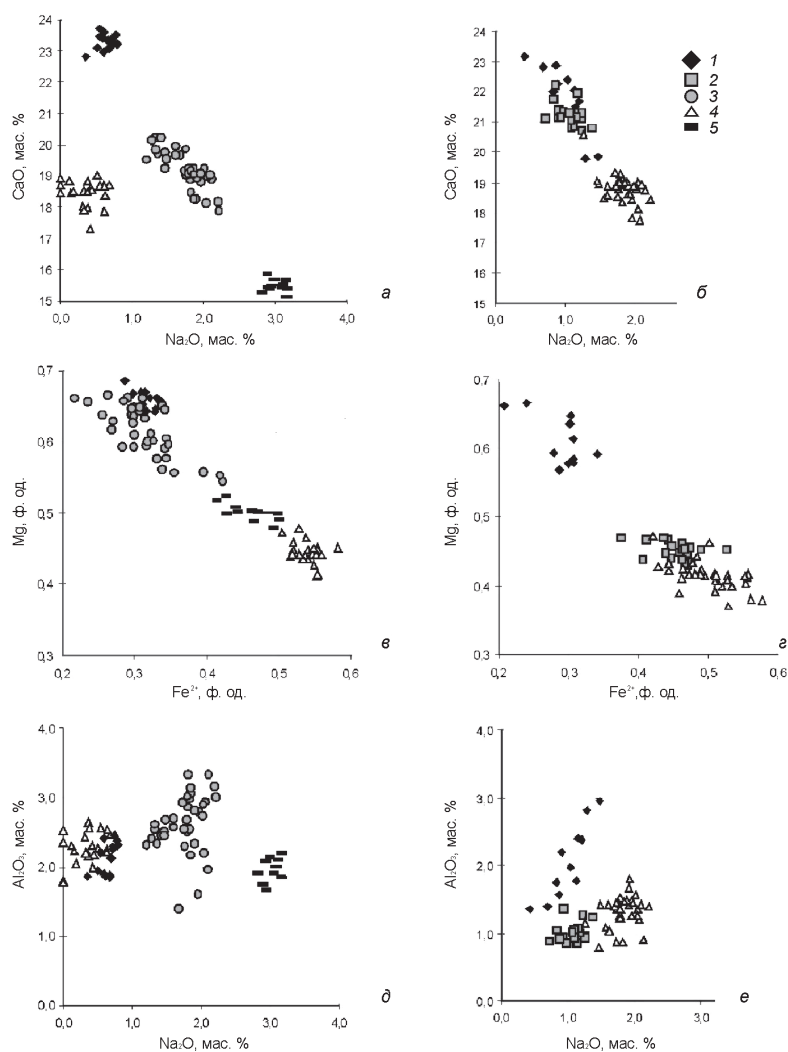


Рис. 3. Порівняльні діаграми співвідношення головних мінералоутворювальних компонентів клінопіроксенів з порід свердловин 741-л (X) (а, в, д) та 834-л (XIII+200) (б, з, е):  
1 – діопсид; 2 – геденбергіт; 3 – авгіт-діопсид; 4 – авгіт-геденбергіт; 5 – омфацит.

Дуже схожими на описані в св. 741-л (X) піроксени (окрім омфациту) є клінопіроксени з біотит-піроксенових із кальцитом порід св. 834-л (XIII+200), що представлені діопсидом (aluminian diopside, ferrian diopside), геденбергітом (hedenbergite, ferrian hedenbergite), авгітом на межі з геденбергітом (ferrian sodian augite, sodian augite), надалі – авгіт-геденбергітом. Їхні усереднені кристалохімічні формули майже не відрізняються від аналогів св.741-л (X):

діопсид –  $(\text{Ca}_{0,88}\text{Na}_{0,07}\text{Mg}_{0,05})(\text{Mg}_{0,56}\text{Fe}^{2+}_{0,29}\text{Fe}^{3+}_{0,08}\text{Al}_{0,04}\text{Mn}_{0,01})(\text{Si}_{1,96}\text{Al}_{0,04})_2\text{O}_6$ ;

геденбергіт –  $(\text{Ca}_{0,88}\text{Na}_{0,08}\text{Mg}_{0,04})(\text{Fe}^{2+}_{0,45}\text{Mg}_{0,41}\text{Fe}^{3+}_{0,09}\text{Mn}_{0,03}\text{Al}_{0,02})(\text{Si}_{1,97}\text{Al}_{0,03})_2\text{O}_6$ ;

авгіт-геденбергіт –  $(\text{Ca}_{0,78}\text{Na}_{0,14}\text{Mg}_{0,08})(\text{Fe}^{2+}_{0,50}\text{Mg}_{0,33}\text{Fe}^{3+}_{0,08}\text{Al}_{0,05}\text{Mn}_{0,03}\text{Ti}_{0,01})(\text{Si}_{1,99}\text{Al}_{0,01})_2\text{O}_6$ .

Кореляція складу досліджених піроксенів з характером вмісних порід дає підстави зробити висновок, що піроксени з алюмосилікатних порід північної частини Чернігівської зони представлені алюмінієвмісними піроксенами, які за рівнем вмісту воластонітової складової належать до перехідної смуги між магнезійним авгітом і діопсидом та між залізистим авгітом і геденбергітом. Рівень їхнього лужного перетворення визначений ступенем заміщення кальцію (М2) натрієм та винесенням (Т) і заміщенням його кремнієм. Їхній середній склад у формульній одиниці виражає кристалохімічна формула  $(\text{Ca}_{0,63}\text{Na}_{0,22}\text{Mg}_{0,14}\text{K}_{0,01}) \times (\text{Fe}^{2+}_{0,46}\text{Mg}_{0,36}\text{Al}_{0,09}\text{Fe}^{3+}_{0,04}\text{Si}_{0,02}\text{Ti}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})\text{Si}_2\text{O}_6$ .

Отже, аналіз отриманої петрографічної й аналітичної інформації засвідчує, що всі породи зони більше чи менше зазнали процесів фенітизації. Одним із чутливих мінералів до цього процесу виявився клінопіроксен. Його склад змінюється пропорційно до інтенсивності дії метасоматизувальних розчинів Чернігівського карбонатитового масиву на піроксеновмісні породи рами і має плямистий, неоднорідний характер. У зернах клінопіроксену виявлено коливання залізистості й натрієвості від алюмінієвмісного авгіту і діопсиду до залізо- й натрієвмісного авгіту і натрієвмісного геденбергіту. Максимальне входження натрію в структуру піроксенів зафіксовано в піроксенах, що за класифікаційними ознаками належать до омфациту із вмістом жадеїтового компонента від 12 до 22 %. Подальша взаємодія клінопіроксенів з лужними метасоматизувальними розчинами призводить до заміщення їх лужними амфіболами. Головний вектор зміни піроксенів у фенітовому ореолі спрямований на збагачення їх жадеїтовим компонентом з утворенням омфациту, на відміну від егіринового вектора власне лужних порід карбонатитового комплексу.

Виявлені особливості піроксенів фенітового ореолу ЧКМ у поєднанні з аналогічними дослідженнями інших породоутворювальних мінералів надають новий інструментарій до вивчення й формування типоморфних ознак і критеріїв метасоматичних змін "фенітового" типу. Вони розкривають нові перспективи досліджень зміни їхнього хімічного складу в процесі фенітизації вмісних порід.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Глевасский Е. Б. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья / Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик. – Киев : Наук. думка, 1981. – 228 с.
2. Использование особенностей химического состава апатита при прогнозировании, поисках и оценке месторождений апатитовых руд на Украинском щите / С. Е. Шнюков, В. И. Васенко, А. В. Андреев [и др.] // Геол. журн. – 1987. – Т. 47, № 3. – С. 73–82.
3. Кривдик С. Г. Петрология щелочных пород Украинского щита / С. Г. Кривдик, В. И. Ткачук. – Киев : Наук. думка, 1990. – 408 с.

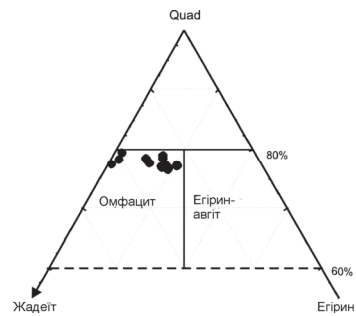


Рис. 4. Положення фігуративних точок складових піроксенів із фенітів св. 741-л (X) на класифікаційній діаграмі лужних піроксенів [16].



4. Перспективні науково-дослідні та прогнозно-пошукові технології регіональних геохімічних досліджень / С. Є. Шнюков, О. В. Андреев, С. П. Савенок, І. І. Лазарева // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2005. – № 1. – С. 130–136.
5. Пономаренко О. М. Структурогенез та геохронологія палеопротерозойських гранітоїдів Волинського мегаблоку Українського щита / О. М. Пономаренко, О. О. Павлова, Г. Г. Павлов. – К. : ЦП “Компринт”, 2014. – 177 с.
6. Трегер В. Е. Оптическое определение порообразующих минералов / В. Е. Трегер. – М. : Недра, 1980. – 208 с.
7. Шнюков С. Е. Особенности процесса фенитизации Черниговского карбонатитового комплекса Западного Приазовья / С. Е. Шнюков // Геол. журн. – 1983. – Т. 43, № 4. – С. 52–61.
8. Шнюков С. Е. Апатиты, цирконы и сфены из околокарбонатитовых фенитов и щелочных метасоматитов зон диафтореза Украинского щита как петрогенетические и геохимические индикаторы : автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук / Сергей Евгеньевич Шнюков. – Львов, 1988. – 25 с.
9. Шнюков С. Е. Геохимия сквозных акцессорных минералов в терригенно-минералогических и прогнозно-поисковых исследованиях / С. Е. Шнюков // Геологические проблемы Черного моря. – Киев : ОМГОР ННПМ НАНУ, 2001. – С. 55–78.
10. Шнюков С. Е. Геохимическая классификация цирконов и апатитов из ведущих типов горных пород и руд: современное состояние, применение и перспективы развития / С. Е. Шнюков // Геол. журн. – 2003. – № 1. – С. 99–103.
11. Шнюков С. Е. Элементы-примеси ассоциирующих цирконов, апатитов и сфенов как критерий формационной принадлежности и зональности метасоматитов / С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева // Геол. журн. – 2003. – № 2. – С. 107–112.
12. Шнюков С. Е. Десилицированные породы Черниговской зоны / С. Е. Шнюков, Р. Н. Щербина // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1984. – № 2. – С. 28–30.
13. Шнюков С. Е. Перспективы, проблемы и возможная методика терригенно-минералогических исследований с использованием типохимических особенностей “сквозных” терригенных минералов / С. Е. Шнюков, А. К. Чебуркин, А. В. Андреев // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 100–115.
14. Юрченко Н. Микротектоника кристаллических пород Новополтавского участка Черниговской зоны разломов / Н. Юрченко, Г. Павлов // Modern Science. – 2014. – N 3. – P. 110–119.
15. Lindsley D. H. Pyroxene thermometer / D. H. Lindsley // Amer. Mineral. – 1983. – N 68. – P. 477–493.
16. Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes / Nobuo Morimoto // Can. Mineral. – 1989. – N 27. – P. 143–156.
17. Passchier C. Microtectonics / C. Passchier, R. Trouw. – New York; Berlin; Heidelberg : Springer-Verlag, 1996. – 290 p.
18. Sturm R. PX-NOM – an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe / R. Sturm // Computers & Geosciences. – 2002. – Vol. 28, Is. 4. – P. 473–483.

*Стаття: надійшла до редакції 27.05.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

**NEW DATA ABOUT CHEMICAL COMPOSITION OF PYROXENES  
FROM CHERNIHIVKA CARBONATITE MASSIF FENITES  
(WEST PRE-AZOV REGION, UKRAINIAN SHIELD)**

**N. Yurchenko<sup>1</sup>, S. Shnyukov<sup>2</sup>, H. Pavlov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NASU,  
Palladin Av., 34, 03680 Kyiv, Ukraine  
E-mail: igmr@igmof.gov.ua*

<sup>2</sup>*Taras Shevchenko National University of Kyiv,  
90, Vasylkivska St., 03022 Kyiv, Ukraine  
E-mail: shnyukov@univ.kiev.ua  
gen-genych@yandex.ua*

The clinopyroxenes from fenite halo of Precambrian Chernihivka carbonatite massif of linear structural-morphological type (West Pre-Azov region, Ukrainian Shield) have been investigated to identify relevant patterns, which in the long term you can use for development of reliable typomorphic characteristics of “fenite” type metasomatic changes. We solved such problems as the study of representative series of samples from host and fenitized rocks, choosing those that are most informative for the further study of pyroxenes; typification of pyroxenes from selected samples in form, relationships and position in the structure of rocks; investigation of mineral-forming elements distribution in pyroxene crystals of the selected types; identifying the nature of variations in the chemical composition of pyroxenes in the case of fenitization, attempt of its interpretation.

It has been found, that clinopyroxenes composition is heterogeneous with spotted distribution of mineral-forming components. The reason of this phenomenon is fragmentation, tectonic recrystallization (took place simultaneously with plagioclase recrystallization) and rocks impregnation by microcline at the migmatization stage before carbonatite massif formation. Pyroxenes alteration by metasomatizing fluids of Chernihivka carbonatite massif takes place proportional to the process intensity.

The variation of iron and sodium content from aluminian augite and aluminian diopside to ferrian sodian augite and sodian hedenbergite in clinopyroxene grains has been revealed. The maximum sodium inclusion into pyroxenes structure has been recorded in ones that belong to omphacites according to classification features and contain 12–22 % of jade component.

Further interaction of clinopyroxenes with alkaline metasomatizing solutions leads to their replacement by alkaline amphiboles. The main direction of pyroxenes alteration in Chernihivka carbonatite massif fenite halo consists in their enrichment of jade component with the omphacite formation unlike aegerine, which is characteristic of carbonatite complex alkaline rocks properly.

Revealed features of Chernihivka carbonatite massif fenite halo pyroxenes in combination with the same investigations of other rock-forming minerals provide new tools for studying and forming of typomorphic features and criteria of “fenite” type metasomatic changes and open new perspectives for researching of mineral and chemical composition changes during host rocks fenitization.

*Key words:* monoclinic pyroxenes, metasomatic processes, fenites, electron probe microanalysis, Chernihivskyi carbonatite massif, Ukrainian Shield.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПИРОКСЕНОВ  
ИЗ ФЕНИТОВ ЧЕРНИГОВСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО  
МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ, УКРАИНСКИЙ ЩИТ)****Н. Юрченко<sup>1</sup>, С. Шнюков<sup>2</sup>, Г. Павлов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семененко  
НАН Украины, просп. акад. Палладина, 34, 03142 г. Киев, Украина  
E-mail: igmr@igmof.gov.ua*

<sup>2</sup>*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
ул. Васильковская, 90, 03022 г. Киев, Украина  
E-mail: shnyukov@univ.kiev.ua  
gen-genych@yandex.ua*

С помощью электронно-зондового микроанализа исследовано химический состав клинопироксенов из метасоматически измененных пород фенитового ореола северной части Черниговского карбонатитового массива и вмещающих гнейсово-мигматитовых пород. Установлено, что распределение Na, Al, Fe в отдельных зернах пироксена из фенитов и фенитизованных пород рамы носит неоднородный пятнистый характер независимо от степени их преобразования. Максимальный уровень вхождения  $\text{Na}^+$  (0,23 ф. е.) в структуру пироксенов зафиксирован в омфациите из фенитов. Во всех других случаях содержание  $\text{Na}^+$  не превышает 0,17 ф. е. Установленная вариативность содержания щелочно-железистых миналов может свидетельствовать о неравновесном взаимодействии флюид/пироксен (флюид/порода) при формировании фенитового ореола.

*Ключевые слова:* моноклинные пироксены, метасоматоз, фениты, электронно-зондовый анализ, Черниговский карбонатитовый массив, Украинский щит.

УДК 549.6:553.22(477.7)

## ПРОКСЕНИ ФЕНІТІВ СХІДНОГО ПРИАЗОВ'Я

**В. Моргун**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України,  
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 м. Київ, Україна  
E-mail: czeslawgeol@ukr.net*

Досліджено піроксени з лужних метасоматитів Східного Приазов'я, виявлені в межах Кальміус-Єланчицького масиву та поблизу Октябрського і Південнокальчицького масивів. Ці метасоматити трактують як тріщинні утворення або як феніти. Виконані останніми роками петрографічні й геохімічні дослідження порід, хімічні й мікрозондові аналізи мінералів і порід, результати визначення в них ізотопного складу С, О, Sr підтверджують висновок про належність їх до фенітів. Одним із головних породоутворювальних мінералів метасоматитів є лужний піроксен (егірин, егірин-саліт). Схарактеризовано склад, форми прояву та парагенезис лужних мінералів у фенітах та інших лужних породах.

*Ключові слова:* піроксен, егірин, егірин-саліт, феніти, лужні метасоматити, Східне Приазов'я, Український щит.

Оскільки фемічні мінерали є найбільш показовими й варіабельними для фенітів щодо хімізму, то їм приділяють особливу увагу. Водночас польові шпати – альбіт і мікроклін загалом, – як засвідчують мікрозондові аналізи, мають сталий хімічний склад, тому ці їхні особливості сьогодні складно використати для петрогенетичної інтерпретації. Піроксени на рівні з амфіболами і слюдами є достатньо інформативними породоутворювальними мінералами для дослідження порід різного складу і генезису. Майже повсюдна їхня наявність у породах дає змогу отримувати уявлення про особливості умов їхнього утворення.

Мікрозондовим аналізом досліджували піроксени з фенітів Дмитрівки та частково хімічним аналізом з фенітів Хлібодарівського кар'єру (рис. 1).

Як бачимо з діаграми (рис. 2), піроксени з лужних метасоматитів Дмитрівки (див. таблицю) та Березової Гаті містяться переважно в полі егірину. Крім піроксенів з лужних метасоматитів Східного Приазов'я, на діаграму нанесено дані щодо піроксенів з подібних утворень усього Українського щита (УЩ).

Дещо більш кальцієвим виявився піроксен з фенітів Хлібодарівки. Хімічний аналіз цього піроксену такий, %: SiO<sub>2</sub> – 50,53; TiO<sub>2</sub> – 1,38; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,69; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 22,55; FeO – 5,86; MnO – 0,2; MgO – 2,85; CaO – 4,29; Na<sub>2</sub>O – 9,26.

Зазначимо, що амфіболи з карбонатитів Хлібодарівки також виявилися дещо більш кальцієвими, ніж у більшості фенітів Східного Приазов'я. Однак, на жаль, амфіболи з фенітів Хлібодарівки нам не вдалося проаналізувати. Натомість піроксени з фенітів інших ділянок УЩ займають проміжне положення між діопсидом, геденбергітом та егірином [3].



Рис. 1. Схема розташування лужних метасоматитів у Східному Приазов'ї.

Цифри на схемі (прояви лужних метасоматитів): 1 – Хлібодарівський масив; 2 – Дмитрівський кар'єр; 3 – балка Чернеча (с. Орлівське); 4 – балка Вербова; 5 – Петрово-Гнутівський рудопрояв; 6 – балка Калмицька; 7 – с. Каплани; 8 – с. Миколаївка; 9 – балка Тунікова; 10 – балка Валі-Тарама [4].

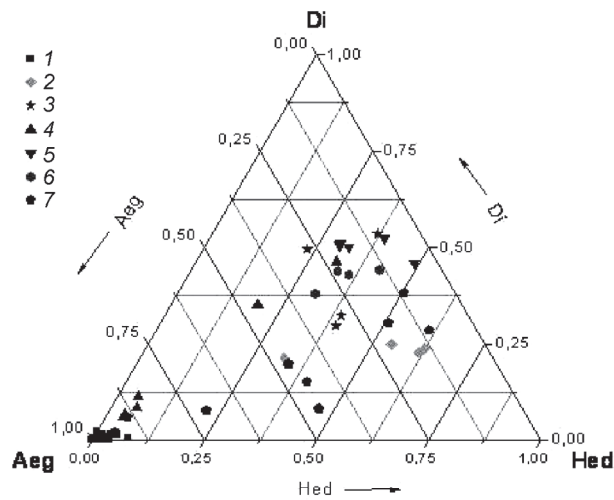


Рис. 2. Склад піроксенів у системі діопсид (Di)–геденбергіт (Hed)–егірін (Aeg):

1 – феніти Дмитрівського кар'єру; 2 – метасоматити Малотерсянського масиву; 3–6 – феніти: 3 – Чернігівського масиву, 4 – Березової Гаті, 5 – Антонівського масиву, 6 – Проскурівського масиву; 7 – лужні породи Октябрського масиву.

## Результати мікрозондового аналізу егірину з метасоматитів с. Дмитрівка

Оксиди	Взірець DM-15					Взірець DM-8			
	SiO <sub>2</sub>	52,37	51,88	52,18	52,42	52,19	52,86	51,99	52,10
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,15	0,11	0,30	0,10	0,15	0,12	0,21	0,18
ZrO <sub>2</sub>	0,04	0,01	0,08	0,20	0,01	0,20	0,02	0,06	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,83	0,81	2,19	0,89	0,52	0,64	1,07	0,67
FeO	29,62	29,64	29,97	27,72	29,52	29,50	29,83	29,45	29,59
MnO	0,05	0,07	0,09	0,31	0,11	0,07	0,03	0,05	0,10
MgO	0,03	0,03	0,03	0,20	0,03	0,07	0,04	0,04	0,03
CaO	0,03	0,02	0,07	0,40	0,04	0,05	0,04	0,02	0,12
Na <sub>2</sub> O	13,47	13,21	13,21	13,16	13,51	13,49	13,32	13,52	13,65
Сума	96,47	95,84	96,55	96,90	96,40	96,91	96,03	96,52	96,46
(Na+K)/Al	18,45	15,92	16,31	6,01	15,18	25,94	20,91	12,64	20,40

Оксиди	Взірець DM-8		Взірець DM-7						
	SiO <sub>2</sub>	51,07	51,49	51,47	51,59	51,62	51,50	51,44	50,96
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	0,47	0,55	0,34	0,60	0,60	1,44	0,78
ZrO <sub>2</sub>	0,09	0,04	0,25	0,30	0,52	0,31	0,27	0,44	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,80	1,83	2,09	2,02	1,78	1,87	1,54	1,37
FeO	30,01	29,51	27,88	27,09	27,60	27,62	27,51	26,92	28,79
MnO	0,11	0,05	0,32	0,37	0,52	0,38	0,38	0,57	0,11
MgO	0,03	0,05	0,24	0,26	0,22	0,28	0,27	0,38	0,13
CaO	0,06	0,03	0,52	0,64	0,90	0,55	0,57	0,61	0,11
Na <sub>2</sub> O	13,57	13,42	12,97	12,83	12,55	12,77	12,87	13,01	13,16
Сума	95,73	95,47	95,95	95,72	96,29	95,79	95,78	95,87	96,01
(Na+K)/Al	19,36	16,71	7,09	6,14	6,21	7,17	6,88	8,44	9,61

Як засвідчують спостереження в шліфах, на початковій стадії облугування гранітоїдів новоутворення лужних польових шпатів та егіриновмісного або синювато-зеленого амфіболу приурочені до меж кварцу й біотиту (рис. 3, 4). Надалі, зі збільшенням інтенсивності процесу лужного метасоматозу, ці новоутворення розростаються. У цьому разі кварц можуть повністю замінювати новоутворені альбіт і мікроклін, частково – егірин, або ж він переходить у наступну зону. Очевидно, це залежить від кількості кварцу і, відповідно, SiO<sub>2</sub>, необхідного для утворення лужних польових шпатів і егірину. Це пояснюють тим, що альбіт, мікроклін і егірин – це більш насичені кремнеземом мінерали, ніж вихідні плагіоклаз і біотит, відповідно. Тому прямих заміщень біотиту егірином не виявлено, утворення егірину приурочені до меж біотиту і кварцу.

Наголосимо, що у Дмитрівці нам вдавалося спостерігати менш лужний піроксен (егірин-саліт) на початкових стадіях процесу облугування гранітоїдів. Подібні піроксени – егірин-саліт на початкових стадіях та егірин на завершальних – описано [2] на прояві Березова Гать.

У ході подальшої (інтенсивнішої) фенітизації лужні мінерали стають переважними, реліктові мінерали зазнають заміщення лужними відмінами. Рогову обманку вихідних гранітів на межі з кварцом заміщує синювато-зелений сублужний амфібол, діопсид-генбергіт, егірин-саліт зазнають заміщення егірином, олігоклаз – альбітом. Нам не вдалося простежити зміни мікроклін-пертиту вихідних гранітоїдів. Очевидно, під час фенітизації він зазнає заміщення або перекристалізовується на окремі зерна альбіту й безпертитового мікрокліну.

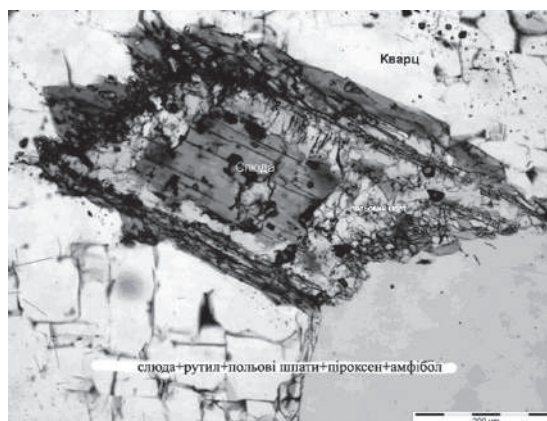


Рис. 3. “Коронарна” структура та головні породоутворювальні мінерали в апокварцитових фенітах балки Тунікова. Між кварцом і флогопітом утворилися лужний амфібол, егірин і калієвий польовий шпат.

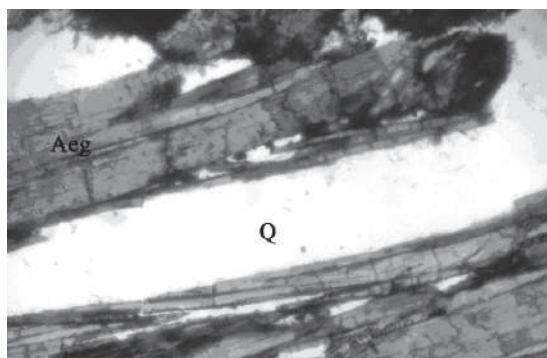


Рис. 4. Апокварцовий метасоматит з егірином (Aeg) і кварцом (Q); без аналізатора,  $\times 40$ .

Досить різноманітні у фенітах форми виділення лужних піроксенів та амфіболів, вони часто надають цим породам своєрідного вигляду, особливо в тих випадках, коли утворюють прожилки, які подекуди взаємно перетинаються.

Дуже часто лужний амфібол кристалізується разом з піроксеном. У шліфах іноді фіксують добре помітні утворені ними мозаїчні структури. Такі структури характерні для вищих стадій фенітизації, коли цей процес уже достатньо змінив вихідну породу.

У зоні фенітизації в кварцитах утворюються самостійні досить потужні (50–100 мм) прожилки лужного амфіболу й егірину. Трапляються окремі майже мономінеральні прожилки піроксенів. Водночас в апокварцитових фенітах їх зонально заміщують калішпат, амфібол і егірин (див. рис. 3).

Певну цікавість становлять піроксени з фенітів Чернігівського масиву, оскільки їхню належність до карбонатитового комплексу доведено. Однак піроксени і, зрештою, амфіболи лужних метасоматитів Дмитрівки й інших ділянок Східного Приазов'я та Чернігівки суттєво відрізняються. Ця відмінність полягає у підвищеному вмісті кальцію й магнію в піроксенах і амфіболах з Чернігівки. Піроксени з метасоматитів Малотерсянського масиву також суттєво відрізняються від піроксенів з фенітів Дмитрівки (передусім за

вмістом  $Fe^{2+}$ ). Деякі дослідники пояснюють таку відмінність різним ерозійним зрізом лужно-ультраосновних масивів УЩ.

На діаграму (див. рис. 2) також нанесено дані щодо піроксенів з порід Октябрського масиву, зважаючи на просторову близькість цих об'єктів і на те, що деякі дослідники вважають феніти Дмитрівки маруполітами. Як бачимо з діаграми, піроксени з порід Октябрського масиву вирізняються підвищеним вмістом заліза й утворюють тренд, що прилягає до сторони геденбергіт–егірин. До них подібні піроксени Малотерсянського масиву.

Такі масиви, як Чернігівський, Антонівський, Проскурівський, вважають глибоко еродованими, і в їхніх магматичних породах, а також фенітах і карбонатитах нема власне лужних фемічних мінералів. Найбільш лужні різновиди піроксену містять не більше 30 % егіринового міналу, а найбільш лужні амфіболи належать до катофориту або рихтериту (Са-На-група амфіболів). Водночас у гіпабісальних лужно-ультраосновних масивах УЩ (Городниця, Глумча, Болярка) піроксени магматичних порід представлені діопсидом, а фенітів – егірином. Є підстави вважати, що феніти Східного Приазов'я також утворилися у верхній частині метасоматичної колони, пов'язані з гіпабісальними (не еродованими) лужно-ультраосновними інтрузіями. Дещо глибший зріз мають карбонатити Хлібодарівки, у них лужні піроксени й амфіболи дещо більш кальцієві, ніж у фенітах Східного Приазов'я [1].

Отже, як ми довели раніше, феніти утворюються по кварцовмісних породах. Такими найчастіше є гранітоїди, іноді кварцити. Головні мінерали фенітів – лужні піроксени й амфіболи. За гіпабісальних умов у фенітах початкових стадій утворюються егіриновмісні піроксени й егірин-саліт. Фемічні мінерали пізніх стадій цього процесу представлені рибекіт-арфведсонітом (у гіпабісальних фаціях) або егірин-салітом, рихтеритом і Са-На-амфіболами (в абісальних фаціях).

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Кривдік С. Г. Типоморфізм мінералів лужно-ультраосновних комплексів Українського щита як індикатор глибинності їх формування / С. Г. Кривдік, О. В. Дубина // Мінерал. журн. – 2005. – № 1. – С. 64–75.
2. Кривдик С. Г. Фениты Березовой Гати / С. Г. Кривдик, В. И. Ткачук // Геол. журн. – 1988. – № 5. – С. 131–140.
3. Моргун В. Особливості мінералогії фенітів Східного Приазов'я / В. Моргун // Мінерал. зб. – 2012. – № 62, вип. 1. – С. 161–167.
4. Петрологические и геофизические особенности щелочных метасоматитов Приазовья и Прибайкалья и их рудоносность / А. Н. Пономаренко, С. Г. Кривдик, В. Г. Моргун [и др.] // Гірнична геологія, геомеханіка і маркшейдерія : 4 міжнар. наук.-техн. конф. : зб. наук. праць. – Донецьк, 2013. – С. 211–236.

*Стаття: надійшла до редакції 13.05.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*



## PYROXENES FROM FENITES OF THE EAST-AZOV REGION

V. Morhun

*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,  
34, Palladin Av., 03680, Kyiv-142, Ukraine  
E-mail: czeslawgeol@ukr.net*

We researched the pyroxenes from alkaline metasomatites of East-Azov region (Ukrainian Shield) which have been discovered in Kalmius-Yelanchytskyi massif and near Oktyabrskyi and Pivdenokalchytskyi (South Kalchyk) massifs. These alkaline metasomatites are called fenites.

Petrographic and geochemical studies of the rocks, many chemical and microprobe analyses of minerals and rocks, determination of the C, O, Sr isotopic composition of these rocks have been performed during recent years. All this confirms the conclusion that these rocks relate to the fenites. One of the main rock-forming mineral of these metasomatites is alkaline pyroxene (aegirine, aegirine-salite). The composition, forms of existence and paragenesis of alkaline minerals in fenites and other alkaline rocks are characterized in this paper.

As the observations in thin sections shows, at early stages of alkalinity of granitoides, new formed feldspar and aegirine contained or blue-green amphibole confined to the borders of quartz and biotite. Further, with increasing intensity of the process of alkaline metasomatism, these new formations grow. This quartz can completely substituted by albite and microcline, and partly aegirine or move to the next zone. This obviously depends on the amount of quartz and silica necessary for the formation of alkali feldspar and aegirine. This is because the albite, microcline and aegirine are richer in silica than the original plagioclase and biotite, respectively. That's why direct substitution biotite on aegirine is not observed, the formation of the latter is confined to the boundaries of biotite and quartz.

Fenites are formed on quartz-containing rocks. These are often granitoids, sometimes quartzites. The main minerals of fenites – alkali pyroxenes and amphiboles. Aegirine-containing pyroxenes and aegirine-salite are formed at early stages in hypabyssal conditions. Mafic minerals of late stages of this process are presented by riebeckite-arfvedsonite (hypabyssal facies) or aegirine-salite, richterite, and Ca-Na-amphiboles (abyssal facies).

*Key words:* pyroxene, aegirine, aegirine-salite, fenites, alkaline metasomatites, East-Azov region, Ukrainian Shield.

## ПИРОКСЕНЫ ФЕНИТОВ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

**В. Моргун**

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семеновко  
НАН Украины, просп. Палладина, 34, 03680 г. Киев, Украина  
E-mail: czeslawgeol@ukr.net*

Исследовано пироксены из щелочных метасоматитов Восточного Приазовья, обнаруженные в пределах Кальмиус-Еланчикского массива и вблизи Октябрьского и Южно-Кальчикского массивов. Эти метасоматиты трактуют как трещинные образования или как фениты. Выполненные в последние годы петрографические и геохимические исследования пород, химические и микрозондовые анализы минералов и пород, результаты определения в них изотопного состава С, О, Sr подтверждают вывод об их принадлежности к фенитам. Одним из главных породообразующих минералов метасоматитов является щелочной пироксен (эгирин, эгирин-салит). Охарактеризовано состав, формы проявления и парагенезис щелочных минералов в фенитах и других щелочных породах.

*Ключевые слова:* пироксен, эгирин, эгирин-салит, фениты, щелочные метасоматиты, Восточное Приазовье, Украинский щит.

УДК 549.618:549.753.1:548.734.3:548.75:549.02:549.08(477.63)

## СТРУКТУРНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ В АЛАНІТІ АНАДОЛЬСЬКОГО ТИПУ В ПРОЦЕСІ ВІДПАЛЮВАННЯ (ЗА ДАНИМИ РЕНТГЕНІВСЬКИХ, МІКРОАНАЛІТИЧНИХ ТА ІЧ-СПЕКТРОСКОПІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ)

О. Гречановська, К. Ільченко, Л. Канунікова, С. Курило

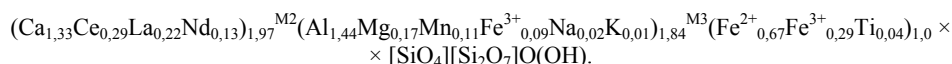
*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України,  
просп. акад. Палладіна, 34, 03680 м. Київ-142, Україна  
E-mail: e.grechanovskaya@gmail.com*

Методами рентгенівського аналізу та ІЧ-спектроскопії досліджено структурні перетворення аланіту анадольського типу в разі термічної обробки. За даними параметрів елементарної комірки досліджувана проба аланіту складена переважно його більш ранньою і більш термостійкою модифікацією – аланітом-1, дуже незначна частка якого зберігається в пробі навіть після відпалювання за температури 1 050 °С. З'ясовано, що за температури 900 °С і вище відбувається руйнування структури частини аланіту, передусім більш пізнього аланіту-2, з утворенням нових фаз: церіаніту, гематиту і кварцу. У ході подальшого підвищення температури (вище 950 °С) утворюється ще одна нова фаза – оксисилікат РЗЕ зі структурою апатиту  $\text{REE}_{4,67}[\text{SiO}_4]_3\text{O}_{0,9}$ , хімічний склад якої уточнено методом електронно-зондового мікроаналізу. За даними ІЧ-спектроскопії, новоутворена під час високо-температурного відпалювання фаза відрізняється від бритоліту складом X-аніонів у каналах структури. Треба припустити, що структурні позиції X відпаленого взірця аланіту частково вакантні, решта заселена атомами кисню, що зумовлено необхідністю балансу зарядів у структурі досліджуваної фази. Групи ОН у досліджуваній фазі не виявлені.

*Ключові слова:* аланіт, церіаніт, гематит, кварц, бритоліт, оксисилікат РЗЕ, елементарна комірка, процес відпалювання, інфрачервона спектроскопія.

Анадольський, або Тавлівський, рудопрояр рідкісноземельних елементів (РЗЕ) церієвої групи (Східне Приазов'я) [1] – це рудне тіло в формі жили, переважно епідот-аланітового і кварц-флюорит-аланітового складу. Рудопрояр перетинає протерозойські гранітогнейси й мігматити анадольського комплексу ( $PR_2$ ) і архейські діорито-гнейси та плагіоклазові мігматити токмацького комплексу ( $AR_3$ ). Усі вмінні породи метасоматично змінені, а потужність польовошпатових та аланіт-кварц-епідотових метасоматитів становить 0,5–4,0 м.

Основним рудним мінералом-концентратом РЗЕ на Анадольському рудопрояві є аланіт, рідкісноземельний аналог епідоту, загальна кристалохімічна формула якого така:  $\text{CaREEAl}_2\text{Fe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$ . Його вміст у породі становить 70–90 %, а загальна сума оксидів рідкісних земель  $(\text{Ce,La,Nd})_2\text{O}_3$  у мінералі – 18,82 мас. % [2]. Кристалохімічна формула аланіту так званого анадольського типу, розрахована на 12,5 атомів кисню, така:



Аланіт анадольського типу утворює таблитчасті та видовжено-призматичні кристали розміром 16 мм і трапляється у вигляді двох генетико-морфологічних різновидів, які відрізняються параметрами елементарної комірки (ПЕК), нм:  $a = 0,8942$  (1),  $b = 0,5779$  (6),  $c = 1,0147$  (4),  $\beta = 114^\circ 65'$  (аланіт-1) і  $a = 0,8907$  (5),  $b = 0,5763$  (7),  $c = 1,0177$  (2),  $\beta = 114^\circ 46'$  (аланіт-2) [2]. Рентгенівське дослідження понад 20 монофракцій аланіту засвідчило широку варіацію значень його ПЕК, нм:  $a = 0,8907\text{--}0,8942$  ( $\Delta a = 0,0035$ );  $b = 0,5747\text{--}0,5779$  ( $\Delta b = 0,0032$ );  $c = 1,0147\text{--}1,0177$  ( $\Delta c = 0,003$ );  $\beta = 114^\circ 46'\text{--}114^\circ 72'$ .

Наша мета – дослідження структурних перетворень аланіту під час термічної обробки засобами рентгенівського аналізу, інфрачервоної спектроскопії та електронно-зондового мікроаналізу.

Рентгенодифракційний аналіз природного аланіту та продуктів його поетапного відпалювання виконували на автоматичному дифрактометрі ДРОН-3М (мідне випромінювання,  $\text{Cu}_{K\alpha} = 0,154178$  нм, крок сканування – 0,05 град./с). Взірці сканували в інтервалі кутів  $10\text{--}65^\circ 2\theta$ . Результати діагностики порівнювали з еталонними взірцями банку даних PCPDFWIN (PDF-2) Міжнародного центру з дифракційних даних (ICDD) 2003 р. [4]. Розрахунок ПЕК виконували за методом найменших квадратів з використанням програми X-RAY.

ІЧ-спектри одержані на Фур'є-спектрометрі Nicolet 6700 у ЦККНП "СЕММА" Інституту надтвердих матеріалів НАН України, оператор В. Гаращенко. Роздільна здатність приладу –  $4 \text{ см}^{-1}$ , діаметр світлового променя – 50 мк, спектральний діапазон –  $4000\text{--}350 \text{ см}^{-1}$ , попередній розділювач з КВг, МСТ/А-детектор з охолодженням рідким азотом. Для накопичення сигналу використовували 100 сканувань. ІЧ-спектри природних і відпалених протягом двох годин за  $1050^\circ \text{C}$  взірців досліджували за кімнатної температури. Для досліджень використано стандартну методику таблеток з КВг (1 мг досліджуваного взірця на 150 мг КВг).

Мікроаналітичні дослідження хімічного складу фази, утвореної після відпалювання за  $1050^\circ \text{C}$ , виконано на рентгенівському хвильовому мікроаналізаторі JXA-733 (JEOL, Японія) за прискорювальної напруги 20 кВ, струму 20 мА та діаметра зонда 1 мкм. Під час аналітичних досліджень додатково використано енерго-дисперсійний метод мікроаналізу.

Аланіт прогрівали в температурному проміжку  $200\text{--}1050^\circ \text{C}$  по дві години з інтервалом  $100^\circ \text{C}$ . Поетапне відпалювання проби аланіту проводили в муфельній печі СНОЛ.

**Рентгенівське дослідження** прожарених взірців засвідчило, що структура аланіту до температури  $900^\circ \text{C}$  є термостійкою, вище від цієї температури відбувається частковий розпад структури аланіту з утворенням церіаніту, гематиту і кварцу (див. таблицю). У разі подальшого прогрівання за  $T = 1050^\circ \text{C}$  у пробі зростає вміст церіаніту й гематиту внаслідок зменшення кількості аланіту і з'являється нова фаза, що має структуру апатиту (рис. 1). На рентгенограмі аланіту, відпаленого за  $1050^\circ \text{C}$ , найінтенсивнішими є лінії церіаніту й оксисилікату РЗЕ, що має структуру апатиту. Це свідчить про їхню найбільшу концентрацію в пробі. Інтенсивність рентгенівських ліній аланіту, кварцу і гематиту, відповідно до їхнього незначного вмісту в пробі, значно нижча.

У процесі відпалювання простежується поступове зростання параметра  $a$  аланіту за суттєвого зменшення параметра  $c$  і менш значного –  $b$ , що призводить до деформації елементарної комірки і зменшення її об'єму (див. таблицю). ПЕК аланіту на різних ета-

пах прожарювання близькі до аланіту-1 і значно вищі від аланіту-2, тому можна зробити висновок, що продукти поетапного відпалювання в температурному інтервалі 400–1 050 °С представлені аланітом-1.

Зміна параметрів елементарної комірки аланіту й мінеральних фаз, що утворилися під час його поетапного відпалювання

Мінерал	Параметри елементарної комірки				
	a, нм	b, нм	c, нм	β	V, нм <sup>3</sup>
Еталон – alanite-(Ce)* [2]	0,8900	0,5750	1,0230	115°0'	0,4787
Аланіт-1	0,8942 (1)	0,5779 (6)	1,0147 (4)	114°65'	0,4766
Аланіт-2	0,8907 (5)	0,5763 (7)	1,0177 (2)	114°46'	0,4755
Аланіт, відпалений за:					
400 °С	0,8974 (2)	0,5756 (9)	1,0175 (1)	114°94'	0,4766
600 °С	0,8922 (1)	0,5737 (6)	1,0312 (2)	115°23'	0,4775
900 °С	0,8979 (4)	0,5764 (8)	1,0287 (15)	114°64'	0,4839
1 000 °С	0,8966 (20)	0,5779 (15)	1,0094 (16)	114°70'	0,4751
1 050 °С	0,9005 (5)	0,5768 (14)	1,0133 (13)	114°98'	0,4771
Церіаніт CeO <sub>2</sub> **:					
еталон [2]	0,541				0,159
900 °С	0,5409 (8)				0,1583
1 000 °С	0,5420 (3)				0,1592
1 050 °С	0,5417 (3)				0,1589
La <sub>4,67</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> O <sub>0,9</sub> ***	0,9550		0,7140		0,5639
1 000 °С	0,9543 (4)		0,7111 (7)		0,5608
1 050 °С	0,9549 (4)		0,7111 (7)		0,5615

Примітки. Кварц фіксують за T = 900, 1 000 та 1 050 °С, гематит – за 1 000 і 1 050 °С. Номери карток: \* – 75-1019, \*\* – 43-1002, \*\*\* – 75-1145.

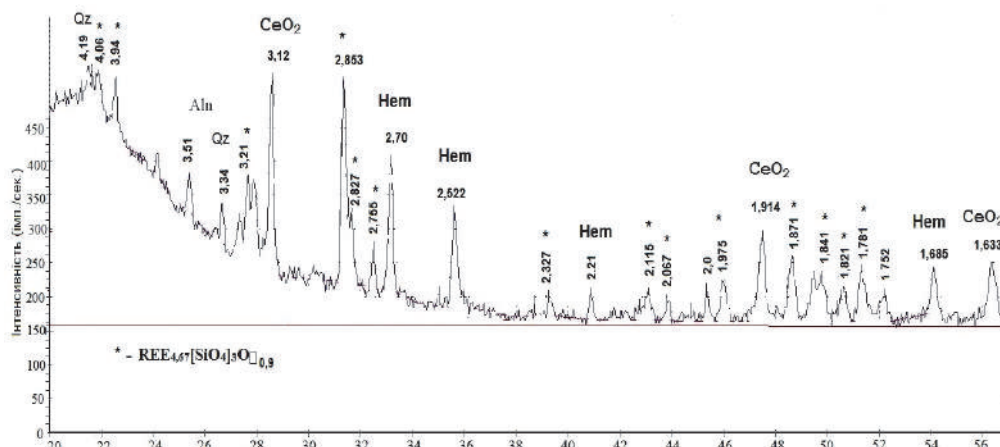


Рис. 1. Рентгенограма аланіту, відпаленого за температури 1 050 °С.  
Мінерали: Qz – кварц, Aln – аланіт, Hem – гематит, CeO<sub>2</sub> – церіаніт.

За значеннями ПЕК новоутворена фаза близька до оксисилікату лантану  $\text{La}_{4,67}[\text{SiO}_4]_3\text{O}$  (оксиапатит лантану) з параметрами  $a = 0,9549$  (4) нм;  $c = 7,11$  (7) нм;  $V = 0,5615$  нм<sup>3</sup>, синтез якого відбувається за  $T = 950\text{--}1260$  °С [3].

**Електронно-зондовий мікроаналіз.** Дослідження на зондовому рентгенівському мікроаналізаторі взірця аланіту, прожареного за температури 1050 °С, засвідчило, що в цій пробі переважає оксисилікат РЗЕ зі структурою апатиту, а аланіт-1 наявний у дуже незначній кількості. Склад окремих фаз відпаленої проби такий, мас. %:

аланіт-1:  $\text{SiO}_2 - 32,76$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16,61$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,24$ ;  $\text{FeO} - 8,56$ ;  $\text{CaO} - 7,54$ ;  $\text{MgO} - 1,10$ ;  $\text{MnO} - 2,47$ ;  $\text{La}_2\text{O}_3 - 6,80$ ;  $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 11,22$ ;  $\text{Nd}_2\text{O}_3 - 5,25$ ; сума – 94,06;  $\Sigma\text{REE} - 23,27$  (точка 1);  $\text{SiO}_2 - 33,47$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16,74$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,17$ ;  $\text{FeO} - 9,87$ ;  $\text{CaO} - 11,45$ ;  $\text{MgO} - 1,31$ ;  $\text{MnO} - 2,32$ ;  $\text{La}_2\text{O}_3 - 5,79$ ;  $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 11,91$ ;  $\text{Nd}_2\text{O}_3 - 3,24$ ; сума – 96,27;  $\Sigma\text{REE} - 20,94$  (точка 2);

оксисилікат РЗЕ зі структурою апатиту:  $\text{SiO}_2 - 18,45$ ;  $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 31,5$ ;  $\text{La}_2\text{O}_3 - 29,06$ ;  $\text{Nd}_2\text{O}_3 - 10,68$ ;  $\text{Pr}_2\text{O}_3 - 5,2$ ;  $\text{Sm}_2\text{O}_3 - 2,5$ ; сума – 97,39;  $\Sigma\text{REE} - 78,94$  (точка 3).

Кристалохімічні формули аланіту-1 (на 12,5 атома кисню) та оксисилікату РЗЕ зі структурою апатиту (на 13 атомів кисню) такі:

$^{\text{A}}(\text{Ca}_{0,78}\text{Ce}_{0,40}\text{La}_{0,24}\text{Nd}_{0,18}\text{Mn}_{0,20})_{1,80}^{\text{M}}(\text{Al}_{2,02}\text{Fe}^{2+}_{0,67}\text{Mg}_{0,15}\text{Ti}_{0,02})_{2,86}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$  – точка 1;

$^{\text{A}}(\text{Ca}_{1,16}\text{Ce}_{0,41}\text{La}_{0,20}\text{Nd}_{0,11})_{1,88}^{\text{M}}(\text{Al}_{1,86}\text{Fe}^{2+}_{0,78}\text{Mn}_{0,19}\text{Mg}_{0,18}\text{Ti}_{0,01})_{3,02}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$  – точка 2;

$(\text{Ce}_{1,87}\text{La}_{1,74}\text{Nd}_{0,62}\text{Pr}_{0,31}\text{Sm}_{0,14})_{4,67}[\text{SiO}_4]_3\text{O}_{0,9}$  – точка 3.

**ІЧ-спектроскопія.** Хоча ІЧ-спектри і природного, і відпаленого за 1050 °С взірців є спектрами силікатів, вони суттєво відрізняються між собою, особливо в діапазонах деформаційних коливань  $\nu_4$  тетраедрів  $\text{SiO}_4^{4-}$  та валентних коливань ОН-груп  $\nu_{\text{OH}}$ . На ІЧ-спектрі природного взірця аланіту (рис. 2, 1 та 3, 1) зафіксовано основні смуги поглинання коливань тетраедрів  $\text{SiO}_4^{4-}$  – деформаційних  $\nu_4$  з частотами 462, 506, 573  $\text{cm}^{-1}$  та валентних  $\nu_3$  з частотами 935, 1040 і плечем 1072  $\text{cm}^{-1}$ , зі слабким максимумом (плечем) 890  $\text{cm}^{-1}$  валентного коливання  $\nu_1$ , а також смуги поглинання лібраційного (628  $\text{cm}^{-1}$ ) і валентних (3170, 3360  $\text{cm}^{-1}$ ) коливань ОН-груп. За цими ознаками він відповідає спектру кристалічного аланіту (рис. 3, 2) [6] з незначною домішкою бастнезиту (смуги поглинання близько 1470  $\text{cm}^{-1}$ ). У спектрі відпаленого взірця (рис. 4, 2 та 5, 3) простежується розширення смуг поглинання  $\text{SiO}_4^{4-}$ , певний високочастотний їхній зсув, який супроводжується погіршенням розділення смуг  $\nu_3$  і  $\nu_4$  на окремі компоненти, та відсутність поглинання в ділянці  $\nu_{\text{OH}}$ . Зазначені зміни в спектрі поглинання відпаленого взірця свідчать про втрату ним ОН-груп [3] та певні структурні зміни в оточенні йонів  $\text{SiO}_4^{4-}$ .

За характером спектральної кривої поглинання спектр подібний до спектрів мінералів групи апатиту, у яких заміна основного катіона  $\text{PO}_4^{3-}$  на  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{SiO}_4^{4-}$  або  $\text{VO}_4^{3-}$  зумовлює зміну частоти смуг відповідних коливань зі збереженням їхньої кількості та співвідношення інтенсивностей. Зокрема, ІЧ-спектр відпаленого аланіту дуже близький за спектральними характеристиками смуг поглинання до спектра кристалічного бритоліту (рис. 4), який не містить урану й торію [2].

Слабкі смуги 606, 878 та 1047  $\text{cm}^{-1}$  у спектрі бритоліту близькі за частотою до смуг поглинання, відповідно, деформаційного і валентних коливань  $\text{PO}_4^{3-}$  в спектрі апатиту. Це дає підстави зачислити їх до коливань незначної кількості йонів  $\text{PO}_4^{3-}$ , що ізоморфно заміщують  $\text{SiO}_4^{4-}$  у структурі бритоліту. У спектрі відпаленого аланіту цих смуг нема так само, як і смуг поглинання в ділянці  $\sim 1460$   $\text{cm}^{-1}$  домішки бастнезиту, що простежуються в спектрах природних взірців.

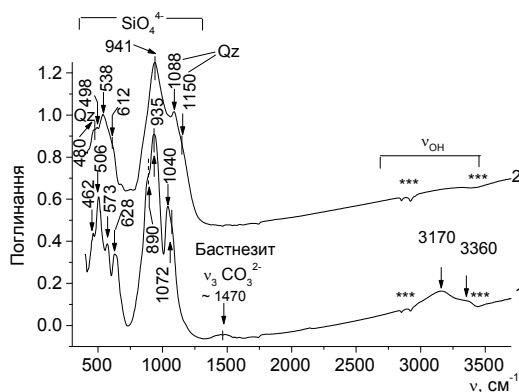


Рис. 2. ІЧ-спектри природного (1) і відпаленого (2) за 1050 °С взірців аланіту. \*\*\* – паразитні смуги поглинання гігроскопічної води в КВг та СН; Qz – смуги поглинання домішки кварцу.

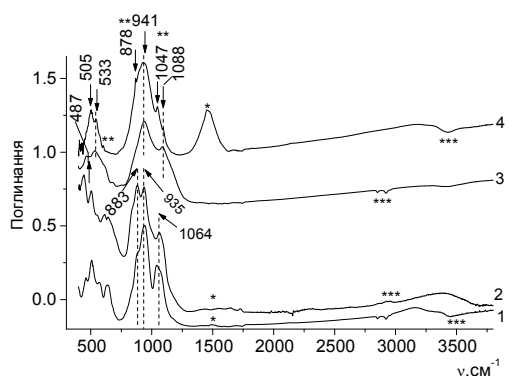


Рис. 3. ІЧ-спектри природного кристалічного аланіту (1) та відпаленого за 1 050 °С (3), метаміктного аланіту, відпаленого 18 годин за 850 °С (Aquarius Range, Mohave County, Arizona, USA) (2) [3] та бритоліту (4), Анадольський рудопрояр, Приазов'я.

Зірочками позначено смуги поглинання: \* –  $\text{CO}_3^{2-}$  у домішці баствезиту; \*\* – ізоморфного  $\text{PO}_4^{3-}$ ; \*\*\* – гігроскопічної води в КВг та паразитних СН.

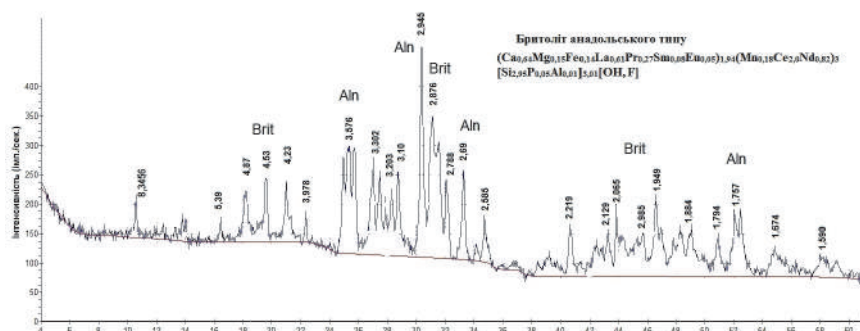


Рис. 4. Рентгенограма фракції аланітового концентрату, що містить фази кристалічного бритоліту (Brit), аланіту (Aln) і кварцу (Qz).

ІЧ-спектр силікату лантану  $\text{La}_{9.60}(\text{SiO}_4)_6\text{O}_{2.4}$  зі структурою апатиту, синтезованого механічно способом тривалого (6–18 год) розтирання сумішей оксиду лантану та аморфного  $\text{SiO}_2$  або кристобаліту, узятих у стехіометричних співвідношеннях [5], відрізняється від спектра відпаленого аланіту лише тим, що замість плеча з частотою  $\sim 984 \text{ cm}^{-1}$  ( $\nu_3$  аніона  $\text{SiO}_4^{4-}$ ) у його спектрі простежується чітка смуга  $1\,088 \text{ cm}^{-1}$ . Фіксують також дуже невиразне плече  $\sim 1\,150 \text{ cm}^{-1}$  та подвоєння слабого максимуму  $\sim 500 \text{ cm}^{-1}$  (див.

рис. 2, 2), яких нема в спектрах взірців, синтезованих у [5]. Зазначені відмінності зумовлені наявністю у пробі відпаленого аланіту незначної домішки (фази) кварцу, через яку слабшу смугу  $\nu_3 \sim 984 \text{ см}^{-1}$  перекидає інтенсивніша смуга  $1\ 088 \text{ см}^{-1}$  кварцу, маскуючи її. Наявність значно слабшої смуги  $\text{SiO}_2$ , що не прореагував у процесі шестигодинного розтирання, з частотою  $1\ 085 \text{ см}^{-1}$  зафіксована й у відповідному спектрі синтезованого таким способом силікату лантану [5].

Ширші, порівняно зі спектром бритоліту, характеристичні смуги поглинання власних коливань  $\text{SiO}_4^{4-}$  свідчать про дещо нижчий ступінь кристалічності структури фази, що утворюється внаслідок відпалювання аланіту, ніж у використаному для порівняння взірці кристалічного бритоліту.

Смуг поглинання  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{4-}$  або інших молекулярних аніонів в ІЧ-спектрі відпаленого аланіту не зафіксовано, що унеможлиблює наявність у його структурі ізоморфних заміщень аніонів, характерних для мінералів групи апатиту. Утворені під час відпалювання оксидні фази, які діагностують рентгенівськими дослідженнями в складі відпаленої проби аланіту, не мають власних смуг поглинання у спектральному діапазоні спектрометра і через це не проявляються в її ІЧ-спектрі.

Отже, аналіз продуктів відпалювання проби аланіту рентгенівським, електронно-зондовим та ІЧ-спектроскопічним методами засвідчив таке.

Структура морфологічної відміни аланіту-1 виявилась термостійкою. Незначна частина аланіту-1 зберігається і після двогодинного відпалювання за  $1\ 050 \text{ }^\circ\text{C}$ , тоді як аланіт-2 уже не фіксують. Частина аланіту в вихідній пробі за  $T = 900 \text{ }^\circ\text{C}$  розпадається на нові фази: церіаніт, гематит і кварц. Подальше підвищення температури ( $950\text{--}1\ 050 \text{ }^\circ\text{C}$ ) призводить до зростання кількості гематиту й церіаніту за суттєвого зменшення кількості аланіту і до утворення нової силікатної фази РЗЕ. Комплексом методів з'ясовано, що за структурою, хімічним складом та ІЧ-спектром новоутворена фаза відповідає оксисилікату РЗЕ зі структурою апатиту. За даними ІЧ-спектроскопії, новоутворена в ході високотемпературного відпалювання фаза відрізняється від бритоліту, головню, складом  $X$ -аніонів у каналах структури, про що свідчить відсутність смуг поглинання ОН-груп, характерних для ІЧ-спектрів більшості природних мінералів групи апатиту, а також відсутність домішок ізоморфного фосфору. Оскільки в складі вихідної фази аланіту нема фтору і хлору, то можна припустити, що структурні позиції  $X$  відпаленого взірця аланіту частково вакантні, решта заселена атомами кисню, що зумовлено необхідністю балансу зарядів у структурі досліджуваної фази.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Кривдик С. Г. Тавловское (Анадольское) редкоземельное рудопроявление Восточного Приазовья / С. Г. Кривдик, Е. В. Седова // Наук. праці ДонНТУ. Сер. гірничо-геол. – 2008. – № 7 (135). – С. 151–154.
2. Мінеральні асоціації “ортитової дайки” та умови утворення Анадольського рідкісноземельного рудопрояву Приазов'я / В. Мельников, О. Гречановська, О. Юшин [та ін.] // Мінерал. зб. – 2012. – № 62, вип. 2. – С. 128–140.
3. Ito J. Silicate apatites and oxapatites / J. Ito // Amer. Miner. – 1968. – Vol. 53, N 3. – P. 890–906.
4. PCPDFWIN, vol. 2, 4. – PDF-2 – JCPDS-ICDD. – 2003.



5. Room-temperature synthesis of apatite-type lanthanum silicates by mechanically milling constituent oxides / A. F. Fuentes, E. Rodrigues-Reyna, L. G. Martinez-Gonzalez [et al.] // *Solid State Ionics*. – 2006. – P. 1869–1873.
6. RRUFF sample data base ID: R080044.1.

*Стаття: надійшла до редакції 31.07.2015*  
*прийнята до друку 04.09.2015*

**THE STRUCTURE TRANSFORMATIONS IN ANADOL ALANITE  
DURING ANNEALING PROCESS  
(BY X-RAY, INFRARED-SPECTROSCOPY  
AND ELECTRON PROBE MICROANALYSES DATA)**

**O. Grechanovska, K. Pchenko, L. Kanunikova, S. Kurylo**

*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NASU,  
34, Acad. Palladin Av., 03680 Kyiv-142, Ukraine  
E-mail: e.grechanovskaya@gmail.com*

Anadol occurrence of cerium group REE ores is located in the eastern part of the Azov region. The main mineral-concentrator of REE in Anadol deposit is allanite – the REE epidote analogue. Its content in the rock is about 70–90 %, and total content of rare earths oxides (Ce,La,Nd)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the mineral is 18.82 wt. %.

The “anadol-type” allanite formed two morphologic-genetic types: 1) lamellar crystals of the older generation (allanite-1) and 2) elongated prismatic ones of the later generation (allanite-2), which differed by the unit cell parameters (UCP), nm:  $a = 0.8942$  (1),  $b = 0.5779$  (6),  $c = 1.0147$  (4),  $\beta = 114.65^\circ$  (allanite-1) and  $a = 0.8907$  (5),  $b = 0.5763$  (7),  $c = 1.0177$  (2),  $\beta = 114.46^\circ$  (allanite-2). The X-ray data of more than 20 allanite monofractions show a wide variations in UCP, nm:  $a = 0.8907$ – $0.8942$ ,  $b = 0.5747$ – $0.5779$ ,  $c = 1.0147$ – $1.0177$ ,  $\beta = 114.46$ – $114.72^\circ$  (allanite-1) and  $a = 0.8974$  (1),  $b = 0.5760$  (6),  $c = 1.0229$  (4),  $\beta = 114.969^\circ$  (allanite-2). Such UCP variability connects with the different REE content in allanite structure. It varies from 24 % in allanite-1 to 15 % in allanite-2.

The structure changes of Anadol allanite under the step-by-step annealing were investigated by means of X-ray and infrared spectroscopy (IR). The formula of “anadol-type” allanite:  $(Ca_{1.33}Ce_{0.29}La_{0.22}Nd_{0.13})_{1.97}^{M2}(Al_{1.44}Mg_{0.17}Mn_{0.11}Fe^{3+}_{0.09}Na_{0.02}K_{0.01})_{1.84}^{M3}(Fe^{2+}_{0.67}Fe^{3+}_{0.29}Ti_{0.04})_{1.0} \times [SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$ , calculated for 12.5 oxygen atoms.

By the unit cell parameters data the investigated allanite sample consists mainly of its earlier and more heat-resistant modification allanite-1. Its very small amount is stored in the sample even after high-temperature annealing at 1050 °C. At the temperature 900 °C the structure collapse of some allanite grains takes place with formation of three new phases – cerianite, hematite and quartz. The allanite amount in the annealed sample considerably reduces. The further temperature increase (above 950 °C) results in formation of another new phase – REE oxysilicate with the apatite structure (oxyapatite) –  $REE_{4.67}[SiO_4]_3O_{0.9}$ .

We investigated the composition of this phase and specified by means of electron probe microanalysis. The crystal chemical formula of REE oxysilicate with the apatite structure, calculated for 13 oxygen atoms, is  $(Ce_{1.87}La_{1.74}Nd_{0.62}Pr_{0.31}Sm_{0.14})_{4.67}[SiO_4]_3O_{0.9}$ .

The IR-spectra studies have shown that the initial investigated phase is crystalline allanite with some bastnaesite impurity. By IR-data the new annealed phase is indeed REE oxysilicate with the apatite structure. It differs from britholite structure mainly by *X*-anions composition. *X*-sites in REE oxysilicate are occupied mainly by oxygen atoms. Since fluorine or chlorine in the initial allanite sample were absent and OH<sup>-</sup>-groups, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> or other molecular anions in REE oxysilicate structure were not found, thus some *X*-sites may be vacant to satisfy the requirement of the structure charge balance.

*Key words:* albanite, cerianite, hematite, quartz, britholite, oxysilicate REE, unite cell, annealing process, infrared spectroscopy.

## СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В АЛЛАНИТЕ АНАДОЛЬСКОГО ТИПА В ПРОЦЕССЕ ОТЖИГА (ПО ДАННЫМ РЕНТГЕНОВСКИХ, МИКРОАНАЛИТИЧЕСКИХ И ИК-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Е. Гречановская, Е. Ильченко, Л. Канунікова, С. Курило

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семененко  
НАН Украины, просп. акад. Палладина, 34, 03680 г. Киев-142, Украина  
E-mail: e.grechanovskaya@gmail.com*

Методами рентгеновского анализа и инфракрасной спектроскопии исследовано структурные изменения алланита анадольского типа при его прокаливании. По данным параметров элементарной ячейки большая часть исследуемой пробы алланита состоит из его более ранней и более термоустойчивой модификации – алланита-1, незначительное количество которого сохраняется в пробе даже после отжига при температуре 1050 °С. Показано, что при температуре 900 °С и выше происходит разрушение структуры части алланита, в первую очередь, более позднего алланита-2, с образованием новых фаз: церианита, гематита и кварца. При дальнейшем повышении температуры (выше 950 °С) происходит образование еще одной новой фазы – оксисилката REE со структурой апатита (REE<sub>4,67</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>3</sub>O□<sub>0,9</sub>), химический состав которой уточнен методом электронно-зондового микроанализа. Результаты исследования отожженного при высоких температурах образца алланита методом ИК-спектроскопии показали, что новая фаза со структурой апатита, образованная при высокой температуре, отличается от бритолиита составом *X*-анионов в каналах его структуры. Можно предположить, что структурные позиции *X* отожженного образца алланита частично вакантны, остальные заселены атомами кислорода, что обусловлено необходимостью баланса зарядов в структуре исследуемой фазы. Группы OH в исследуемой фазе не выявлены.

*Ключевые слова:* алланит, церианит, гематит, кварц, бритолиит, оксисилкат REE, элементарная ячейка, процесс отжига, инфракрасная спектроскопия.

УДК 553.576.061.11:549.08(477.6)

## МІНЕРАЛЬНІ НОВОУТВОРЕННЯ НА КВАРЦОВИХ ЗЕРНАХ

**Л. Маметова**

*Інститут геотехнічної механіки імені М. С. Полякова НАН України,  
вул. Сімферопольська, 2а, 49005 м. Дніпропетровськ, Україна  
E-mail: igtm@nas.gov.ua*

Досліджено появу новоутворень каолініту й дикіту на кварцових зернах пісковиків вугільних родовищ Донбасу. Зроблено спробу узгодити умови їхнього утворення з процесами деформації та гідратації кварцу.

*Ключові слова:* каолініт, дикіт, кварц, пісковики, карбон, Донбас.

За класифікацією мінералів Є. Лазаренка, через усі процеси мінералоутворення проходять силікати й алюмосилікати, серед яких – каолініт і дикіт. У теригенних відкладах Донбасу про них уперше згадали наприкінці XIX–на початку XX ст. Детальний огляд цих знахідок з конкретним зазначенням стратиграфічного положення наведений у монографії [7] і багатьох статтях [1–3, 5, 6, 8, 9, 11, 12]. У працях цих науковців визначено видові форми каолініту в пісковиках, аргілітах та у вугіллі від нижнього до верхнього карбону. Щодо дикіту, то свідчення про його поширення в карбоні Донбасу та генезис наведені в працях [2, 8, 12]. Дикіт виявили в Центральному і Краснодонському промислових районах у породах і вугіллі кількох світів: білокалітвинської ( $C_2^4$ ), кам'янської ( $C_2^5$ ), алмазної ( $C_2^6$ ). Також описано виділення дикіту у візейських відкладах Дніпровсько-Донецької западини [11].

Наша мета – дослідження умов появи новоутворень каолініту й дикіту на кварцових зернах пісковиків середнього карбону Донецького вугільного басейну.

У розрізі Донбасу каолініт наявний у вугільних пластах у вигляді прошарків (до 0,20 м) досить значної протяжності [1], в аргілітах – у складі агрегату монтморилоніту, гідрослюд та ін. За нашими спостереженнями [9], каолініт є не тільки в цементі пісковиків і в прошарках, а також у вигляді новоутворень на зернах кварцу з деформованою структурою, серед польових шпатів. Такий каолініт має форму окремих лусочок, їхніх агрегатів, розташованих на поверхні кварцу, іноді як скупчення фіксований в оточенні гідрослюд. По периферії вугільного басейну, у Красноармійському районі (рис. 1), на шахті Краснолиманська в пісковиках верхньої частини кам'янської світи ( $C_2^5$ ) на зернах пластично деформованого кварцу виявлено стрічкоподібні скупчення каолініту, орієнтовані субпаралельно до смужок Бьома (площин ковзання) (рис. 2).

Це пісковики середньозернистої структури зі значною (~ 24 %) часткою зерен фракції > 0,5 мм. Рівень післяседиментаційних змін пісковиків, за М. Вассоевичем, відповідає середній стадії катагенезу (МК<sub>2</sub>). Пласти вугілля цієї світи належать до марки Г. Агрегати каолініту на кварцових зернах складені з середніх і дрібних лусочок. “Стрічки” каолініту не перетинають регенераційної облямівки кварцу пісковиків.

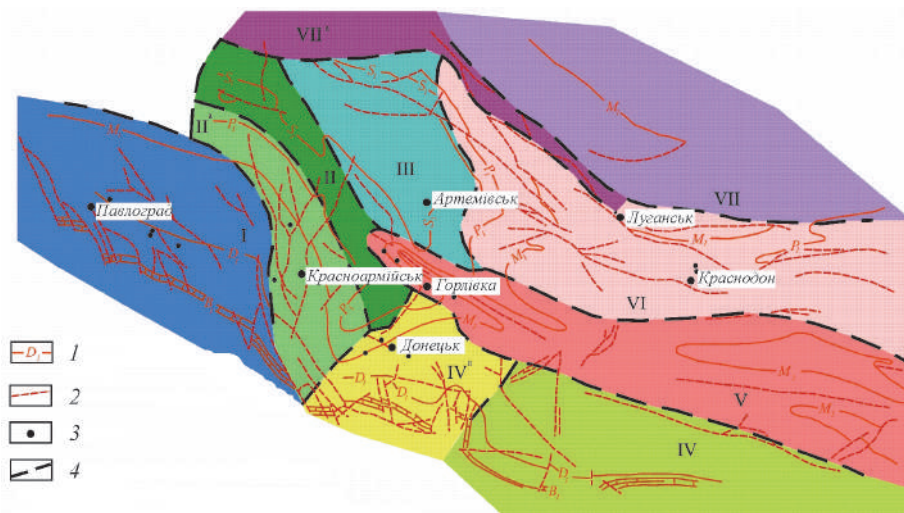


Рис. 1. Геолого-структурна схема Донецького басейну, за В. Поповим:

1 – виходи граничних вапняків на поверхню карбону; 2 – тектонічні порушення; 3 – шахти; 4 – межі структурних зон, за В. Поповим: I – Новомосковсько-Петропавлівська монокліналь; II – Кальміус-Торецька улоговина; III – Бахмутська улоговина; IV – південна зона дрібної складчастості; IV<sup>a</sup> – підзона поперечних дислокацій; V – зона великих лінійних складок; VI – північна зона дрібних складок; VII – Старобельсько-Міллерівська монокліналь; VII<sup>a</sup> – підзона великих антиклінальних піднять.

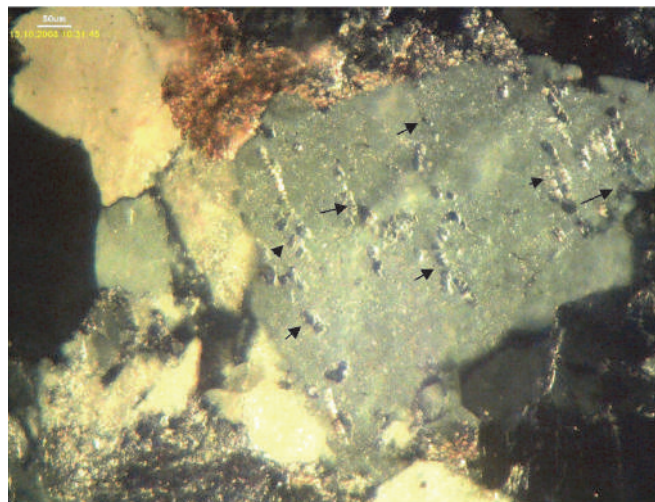


Рис. 2. Каолініт уздовж смужок Бьома кварцу в пісковіку (гл. 830,0 м); з аналізатором.

Регенераційні облямівки виникли за умов напружено-деформаційного стану уламкових зерен кварцу та процесів перерозподілу SiO<sub>2</sub> (розчинення під тиском).

З'ясовано [4, 9, 10 та ін.], що розчинення кварцу пов'язане з недосконалістю й високою дефектністю кремнекисневої сітки, зумовленої невеликою товщиною шарів і наявністю на їхній поверхні структурних ОН-груп. Такий процес можливий лише між зернами з кутовою неузгодженістю оптичних осей на контакті – у середньому 60°. Причому

розчиняється те зерно, яке перебуває в напруженому стані. Наявність води у вигляді адсорбційної плівки підсилює каталітичний ефект і швидкість реакцій. Роль води полягає в гідролізі сильного зв'язку Si–O–Si на лініях дислокацій і утворенні силанольних груп (Si–OH·HO–Si), менш “жорстких”, ніж зв'язки Si–O [4, 10]. Нарощування регенераційних облямівок також відбувалось завдяки надлишку діоксиду кремнію в разі корозії польових шпатів, які постачали в порові розчини леткі компоненти, K, Na, Al для подальшого утворення центрів кристалізації аутигенних мінералів (серед них каолінит і дикіт). Наявність водного флюїду і напруження сколювання визначають каталітичний ефект швидкості геохімічних реакцій. Можна припустити, що регенерація уламкового кварцу відбулась на ранніх етапах катагенезу, а утворенню каолініту сприяла зміна геохімічних умов, спровокована динамічними явищами. В інших пробах цього ж горизонту світи простежується концентрація дрібних модифікацій каолініту в центрі окремих індивідів кварцу.

Як відомо [6, 13], у мінералах групи каолініту ємність катіонного обміну дуже мала (порівняно з іншими глинистими мінералами). Ці мінерали можуть адсорбувати додаткові катіони в місцях ненасичених валентностей на ребрах кристалів і в ділянках локальних порушень структури. Якщо в іонно-обмінних реакціях провідну роль відіграють ребра і поверхня кристалів, то ємність катіонного обміну каолініту зростає зі зменшенням розміру часточок. Щодо ємності аніонного обміну, то завдяки наявності йонів (OH)<sup>–</sup> на зовнішніх частинах шарів у каолініту вона досить висока.

“Малий” (колоїдальний) розмір частинок каолініту зумовлює їхню поверхневу активність. Каолінит з недосконалою структурою відрізняється підвищеною гідрофільністю, адсорбційною здатністю, каталітичною активністю, ємністю обмінних основ та ефективною питомою поверхнею. Найвищий градієнт концентрації катіонів утворюється між поровою водою і каолінітом, що сприяє інтенсивному перетворенню його структури та, можливо, поліморфному переходу каолініт → дикіт.

На південний схід від шахти Краснолиманська на межі кам'яньської й алмазної світи у пісковиках  $k_8Sl_1$  шахти імені О. Г. Стаханова з аналогічним рівнем катагенезу на кварцових зернах виявлено скупчення дикіту (рис. 3).

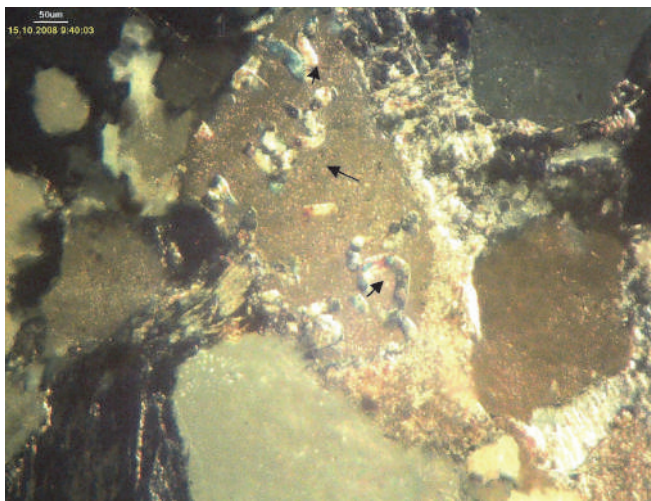


Рис. 3. Скупчення дикіту на зерні кварцу в пісковику  $k_8Sl_1$  (гл. 986,0 м); з аналізатором.

Дикіт поширений серед пісковиків того ж фаціального генезису, що й каолініт. Під мікроскопом цей мінерал виглядає як ізометричні зернятка-шестигранники, часто утворює пакети-скупчення вигнутої червоподібної форми, які також розташовані на поверхні кварцу. Дрібні виділення дикіту фіксували на окремих зернах як агрегати тоненьких пластинок, які за формою схожі на “стоси книжок”, іноді вигнутих. Деякі дослідники ідентифікували ці пластинки як каолініт. Однак дикіт оптично позитивний (на відміну від каолініту), кут загасання у нього вдвічі більший – 7–13°.

Дикіт у відкладах західної частини басейну ніким не описаний, а ті прояви, що відомі за працями попередників [7, 8, 12] у центральних і східних районах, були переважно у прожилках. Послідовність утворення мінералів у прожилках кварц–дикіт–кальцит (нерідко з сульфідами) свідчила про гідротермальне походження цієї асоціації. Екзогенний пізньодіагенетичний дикіт [2] траплявся в тріщинах вугільних пластів і карбонатних конкрецій.

На сході Донбасу – у Краснодонському районі – каолініт і дикіт зафіксовані на кварцових зернах пісковиків у тій же кам’яній світі, проте в її нижній частині (K<sub>1</sub>Sk<sub>1</sub>). Щодо ступеня вуглефікації пластів у цій ділянці родовища, то це район поширення вугілля марок ГЖ і К. Тобто рівень катагенетичних змін пісковиків вищий (св. Д-2312, шахта Самсонівська-Західна), ніж на заході, однак на формі новоутворень це не позначилось. Каолініт простежувався по периферії зерен кварцу – на межі з його регенераційною облямівкою та вздовж смужок Бьома – слідів пластичної деформації структури кварцу (рис. 4).

Домінуючими площинами ковзання в кварці пісковиків, за даними [4, 9], є площини базису (0001) або призми {10 $\bar{1}$ 0}. Неодноразова активізація тектонічних рухів зі зміною умов деформації (розтягування, стискування та зсування) сприяла аутигенному мінералоутворенню.

На ділянці Краснодонська Глибока (св. Е-3379), як і на заході в пісковиках шахти імені О. Г. Стаханова, дикіт утворює на кварцових зернах скупчення тоненьких лусочок такої ж вигнутої червоподібної форми. Ці агрегати розташовані “ланцюжком” уздовж довгої осі зерна кварцу і супроводжуються мікротріщинками (рис. 5).

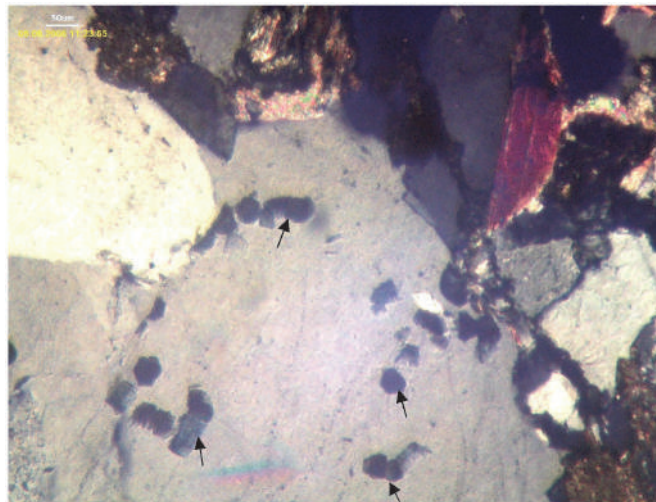


Рис. 4. Новоутворений каолініт уздовж смужок Бьома зерна кварцу в пісковіку (гл. 1 013,0 м); з аналізатором.





Рис. 5. Агрегати дикіту на зерні кварцу в пісковикі  $K_1Sk_1$ ,  $MK_4$  (гл. 1 337,7 м); з аналізатором.

Петрографічні спостереження зафіксували появу нових водних мінералів – каолініту й дикіту – на гідратованій поверхні зерен кварцу. Більшість сучасних концепцій росту кристалів ґрунтується на уявленні про адсорбцію речовини в місцях дислокацій та інших дефектів на поверхні зерен [4, 13]. Адсорбція речовини відбувається в місцях будь-яких дефектів поверхні зерна та пластичної деформації. Дикіт утворився пізніше – у нових умовах переходу від деформації розтягу до стиснення [9]. Хімічний склад і структура цих мінералів, їхнє порівняння між районами поширення та з ранніми генераціями є предметом подальших досліджень.

Отже, розташування лусочок каолініту на зернах пластично деформованого кварцу (поблизу смужок Бьома або вздовж них) свідчить про кристалізацію його й дикіту з розчинів, що циркулювали в період активізації тектонічної діяльності по тріщинах.

Поява новоутворень каолініту й дикіту на кварцових зернах пісковиків карбону не випадкова. Її передумови: а) пластичні деформації структури кварцу; б) гідратація поверхні зерен (розчинення й регенерація кварцу) з утворенням поверхневих силанольних груп  $Si-OH-NO-Si$ , руйнування яких і подальша дегідроксилізація поверхні зумовлює гідратацію катіонів  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  з порових розчинів; в) центри кристалізації мінеральних новоутворень виникають по вигнутих межах смужок деформації та в інших місцях інтенсивних порушень структури кварцу, зумовлених неодноразовими тектонічними рухами різного типу.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Зарицкий П. В. Изменение состава межугольных прослоев (тонштейнов) при переходе от каменных углей к антрацитам / П. В. Зарицкий // Минералогия рудных месторождений Украины. – Киев : Наук. думка, 1984. – С. 101–106.

2. Зарицкий П. В. Новые сведения о распространении и генезисе диккита в карбоне Донбасса / П. В. Зарицкий // *Минералогия рудных месторождений Украины*. – Киев : Наук. думка, 1984. – С. 94–100.
3. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях / Г. В. Карпова. – М. : Недра, 1972. – 174 с.
4. Кристи Дж. М. Деформационные структуры в минералах / Дж. М. Кристи, А. Дж. Эрделл // *Электронная микроскопия в минералогии*. – М. : Мир, 1979. – С. 363–391.
5. Куковский Е. Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов / Е. Г. Куковский. – Киев : Наук. думка, 1966. – 131 с.
6. Куковский Е. Г. Превращения слоистых силикатов / Е. Г. Куковский. – Киев : Наук. думка, 1973. – 103 с.
7. Лазаренко Е. К. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 2 / Е. К. Лазаренко, Б. С. Панов, В. И. Павлишин. – Киев : Наук. думка, 1975. – 502 с.
8. Логвиненко Н. В. О дикките / Н. В. Логвиненко, В. А. Франк-Каменецкий // *Докл. АН СССР*. – 1962. – Т. 143, № 5. – С. 1186–1189.
9. Маметова Л. Ф. Структурно-мінералогічні перетворення газоносних пісковиків Донбасу : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / Маметова Людмила Федорівна. – Дніпропетровськ, 2011. – 20 с.
10. Мицюк Б. М. Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма / Б. М. Мицюк, Л. И. Горогоцкая. – Киев : Наук. думка, 1980. – 236 с.
11. Поляк Р. Я. О дикките в песчаниках визейских нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины / Р. Я. Поляк, А. А. Никитина // *Литология и полезные ископаемые*. – 1982. – № 3. – С. 114–120.
12. Родионова А. Е. О генезисе диккита и его распространении в карбоновых отложениях Донбасса / А. Е. Родионова, М. С. Ковальская // *Минералогия осадочных образований*. – Киев : Наук. думка, 1974. – С. 107–114.
13. Файф У. Флюиды в земной коре / У. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон. – М. : Мир, 1981. – 435 с.

*Стаття: надійшла до редакції 22.06.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*



## NEOCRSTALLIZATION ON QUARTZ GRAINS

**L. Mametova**

*M. S. Polyakov Institute of Geotechnical Mechanics of NASU,  
2a, Simferopolska St., 49005 Dnipropetrovsk, Ukraine  
E-mail: igtmnanu@yandex.ru*

Kaolinite and dickite neocrystallization on quartz grains from sandstones of Donbas coal deposits have been investigated. Kaolinite is present in coal seams in layers up to 20 cm and quite considerable length, in argillites it is in the aggregates of montmorillonite, hydromicas and other minerals. We found kaolinite in the form of neocrystallizations on quartz grains with deformed structure and among the feldspars. Dickite distributes among the sandstones of the same facies genesis, that kaolinite. Note that dickite in the sediments of the Donbas western part has not been described, and the occurrences, known due to the contributions of the predecessors in the central and eastern regions, were mainly in veinlets.

Petrographic observations have documented the emergence of new water-minerals – kaolinite and dickite – on the hydrated surface of quartz grains. Most modern concepts of crystal growth is based on the notion of the adsorption of substances in places of dislocations and other defects on the surface of the grains; the adsorption of the substance happens at the location of any defects of the grain surface and plastic deformation. Dickite formed later – in the new conditions of transition from elongation to compression. The location of kaolinite flakes on the plastically deformed grains of quartz (near Böhm lines or along them) testifies to its crystallization of kaolinite and dickite from fluids that circulated in cracks during the tectonic activity.

The appearance of kaolinite and dickite growths on the quartz grains of the Carboniferous sandstones in Donbas is not random. Its prerequisites were such as (1) plastic deformation of the quartz structure; (2) the hydration of grain surface (dissolution and regeneration of quartz) with the formation of surface silanol groups Si–OH·HO–Si; their destruction, as well as further dehydroxylation of the surface causes hydration of the cations  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  from pore fluids; (3) centres of crystallization of mineral growths occur on the curved boundaries of deformation bands and in the other places of intense disturbances of the quartz structure, due to repeated tectonic movements of various types.

*Key words:* kaolinite, dickite, quartz, sandstones, Carboniferous period, Donbas.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ НА КВАРЦЕВЫХ ЗЕРНАХ

**Л. Маметова**

*Институт геотехнической механики имени Н. С. Полякова НАН Украины,  
ул. Симферопольская, 2а, 49005 г. Днепропетровск, Украина  
E-mail: igtm@nas.gov.ua*

Исследовано появление новообразований каолинита и диккита на кварцевых зернах песчаников угольных месторождений Донбасса. Сделано попытку согласовать условия их образования с процессами деформации и гидратации кварца.

*Ключевые слова:* каолинит, диккит, кварц, песчаники, карбон, Донбасс.

УДК 551.793:552.45.086(477.83)

## УТОЧНЕННЯ ПЕТРОГРАФІЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ БАТЯТИЦЬКИХ КВАРЦИТОПОДІБНИХ ПІСКОВИКІВ ЯК КРОК НА ШЛЯХУ ДО ВИРІШЕННЯ ПРОБЛЕМИ ЇХНЬОГО ГЕНЕЗИСУ

**Б. Яворський<sup>1</sup>, В. Степанов<sup>2</sup>, І. Побережська<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Дорошенка, 41, 79000 м. Львів, Україна  
E-mail: fizgeografia@yahoo.com

<sup>2</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна  
E-mail: irina\_pober@ukr.net

На підставі петрографічного аналізу уточнено мікроскопічну структуру батятицьких кварцитоподібних пісковиків (Волино-Поділля). З'ясовано, що вивчені авторами пісковики з нижньобаденських відкладів, яким давали назву “батятицькі”, мають іншу петрографічну структуру. Зазначено про важливість досліджень генезису батятицьких пісковиків для вирішення проблем поширення окського зледеніння та походження Подільського уступу.

*Ключові слова:* кварцитоподібний пісковик, петрографічні особливості, с. Батятичі, нижній баден, окське зледеніння, морена, Подільський уступ, Україна.

Дискусійний генезис батятицьких пісковиків є однією з частин складної проблеми походження Подільського уступу [13, 14] і стосується палеогеографічного сценарію розвитку Волино-Поділля протягом неоген-четвертинного часу. Ці проблеми сформульовані ще в другій половині XIX ст., проте остаточно не вирішені й дотепер. Дослідження останнього часу з метою вирішення цих питань, на жаль, цілеспрямовано не ведуть, хоча сьогодні з'явилося багато нових можливостей щодо перевірки, уточнення чи заперечення поглядів попередників і зроблених ними знахідок з позиції нашого часу. Вирішення проблеми походження Подільського уступу дасть змогу глибше зрозуміти сучасну природу й історію розвитку Волино-Поділля, головні риси якої були сформовані протягом неогену і плейстоцену.

У праці [4, с. 363] К. Марков наголошував, що “для того, щоб пізнати географію будь-якої території, потрібно вивчити історію розвитку цієї території, її палеогеографію”. Базовим теоретико-методологічним принципом палеогеографічних і палеоландшафтних досліджень є принцип історизму [1]. Він передбачає вивчення умов виникнення й розвитку досліджуваної реальності (у нашому випадку – сучасної природи Волино-Поділля), її історичних зв'язків з іншими явищами, подіями, предметами. Палеогеографічні реконструкції спираються і ґрунтуються на палеогеографічних документах – пам'ятках та індикаторах, які є матеріальними рештками давньої природи і слугують об'єктом досліджень у комплексній палеогеографії [1]. У нашому дослідженні об'єктом

є “батятицькі” кварцитоподібні пісковики, предметом – обставини їхньої появи на берегах Волино-Поділля. Фактичним матеріалом стали взірці валунів і гальки, відібрані в околицях сіл Батятичі, Миколаїв і Під’ярків (рис. 1).

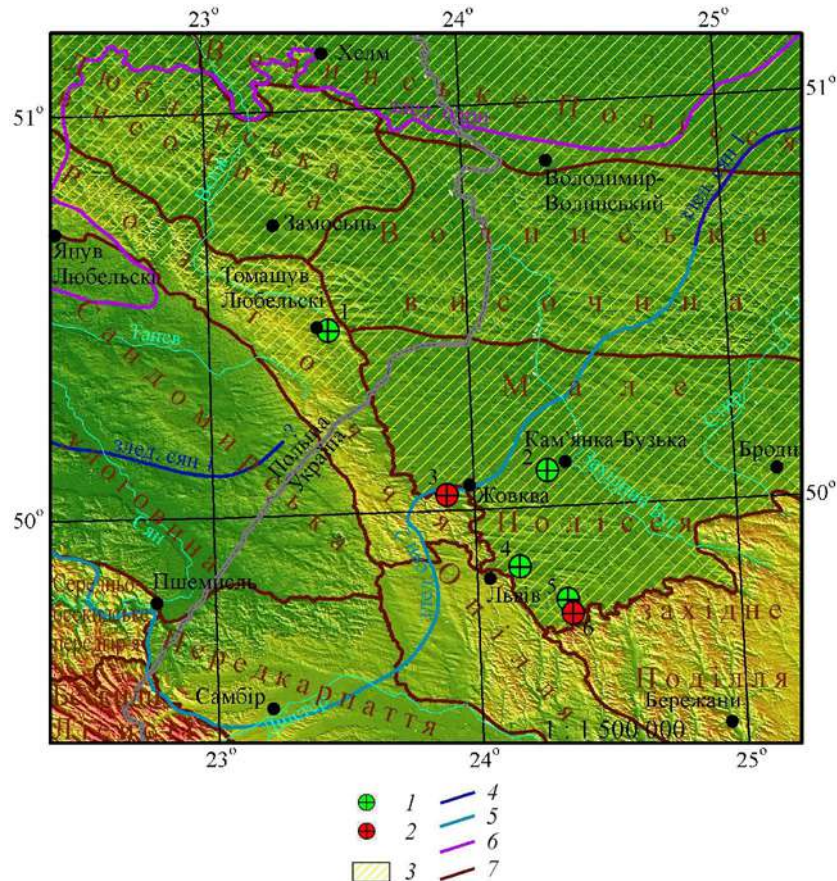


Рис. 1. Місця відбирання взірців батятицьких пісковиків:

1 – місця залягання батятицьких пісковиків з типовою для них структурою; 2 – місця залягання пісковиків, які мають іншу структуру; 1 – урочище Пекелко, 2 – с. Батятичі, 3 – урочище Бабина долина, 4 – с. Кам’янопіль, 5 – с. Миколаїв, 6 – с. Під’ярків; 3 – територія гіпотетичного поширення “третинних” відкладів; 4–6 – межа максимального поширення скандинавських льодовиків під час зледеніння: 4 – сяну 1, за [32] (Польща), [12] (Україна), 5 – сяну 2, за [32], 6 – одри, за [32] (Польща) і [12] (Україна); 7 – межі фізико-географічних макрорегіонів, за даними [8, 24, 32] зі змінами. Модель висот за даними SRTM.

Їх описували макроскопічно, вивчали мікроскопічно (опис шліфів), а також з’ясовували мінералогічний склад піщано-глинистої маси, відібраної біля Батятичів (вивчення мінералів в імерсійних рідинах та рентгенодифрактометричний аналіз). Ці дослідження проведені на кафедрі петрографії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, а рентгенодифрактометричний аналіз – у лабораторії рентгенівського аналізу Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (аналітик Я. Яремчук).

Кварцитоподібні пісковики з околиць с. Батятичі Кам'янка-Бузького району та багатьох інших місць потрапили в поле зору австрійських дослідників, які проводили геологічні дослідження на Малому Поліссі й Розточчі, ще з середини XIX ст. Зокрема, Д. Штур [33] виявив значну кількість кварцитових блоків, розсіяних близько Кам'янки-Бузької, які він трактував як ератичні. В околицях Рави-Руської й уздовж північно-східного уступу Розточчя до Жовкви Г. Вольф [36] описав великі блоки пісковика зі слідами льодовикового шліфування. З огляду на їхні великі розміри й масу вони мали б бути принесені льодовиком. Цей австрійський геолог помітив, що в одних місцях кварцитоподібні пісковики залягають разом з кристалічним матеріалом північного походження (в околицях Любичі-Крулевської, Польща), тоді як в околицях Рави-Руської та Жовкви вони залягають самостійно, без цих компонентів. Це свідчить, на його думку, про походження північних кристалічних порід і кварцитоподібних пісковиків з різних місць, а також про два напрями руху льодовика. На перетині цих двох ліній руху льодовика кварцитоподібні пісковики перемішані з кристалічним матеріалом північного походження.

В. Гільбер [21] уважав утворення скупчень кварцитових блоків біля Батятичів і в околицях Рави-Руської (Вовковиця) на Розточчі наслідком "стояння льодовикових мас". Він припустив, що червонуватий дрібнозернистий кварцитоподібний пісковик може бути так званим далакварцитом і походити зі Скандинавії, Фінляндії. У праці В. Уліга [35] також наведено припущення, що ці пісковики споріднені з далакварцитами або ж походять з північно-німецького олігоцену. Згідно з макро- і мікроскопічними дослідженнями ератичних порід Галичини В. Гільбера [22], пісковики з халцедоновим чи опаловим цементом з Батятичів і близько Товмача трапляються й біля Золочева. Інколи їхня поверхня вкрита "шрамами". Дрібнозернистий пісковик із Золочева – світло-сірий, з халцедоновим цементом і чорними зернами кварцу. Мікроскопічно в основній масі переважають округлі зерна кварцу з включеннями бульбашок з рідиною, сполучені халцедоновим цементом. В. Гільбер висловив думку, що ця порода цілком подібна до третинних морських пісковиків Подільського плато й Розточчя. Другим подібним різновидом є жовтуватий пісковик з халцедоновим цементом, знайдений В. Гільбером у піску цегельного заводу біля с. Товмач (на південь від Батятичів). Тут наявні гострокутні валуни з шорсткою нерівною поверхнею, які складені добре зцементованими зернами кварцу, місцями частково озалізненими. Мікроскопічно порода представлена округлими зернами кварцу, подекуди з рідкісними включеннями бульбашок з рідиною і голками рутилу, частково сірими і тьмяними через численні включення бульбашок з рідиною і без голок. Третьою породою, виявленою В. Гільбером біля Батятичів, став сірий крупнозернистий пісковик з багатим опаловим цементом. Отже, і макро-, і мікроскопічні описи батятицьких пісковиків, зроблені В. Гільбером, досить відрізняються.

У літературі поширений інший, не льодовиковий, погляд, згідно з яким кварцитоподібні пісковики є місцевим матеріалом третинного віку, який осів на місці утворення, уцілів до нашого часу, оскільки неподатливий до ерозійного руйнування. Е. Тітце [34] помітив зовнішньо подібні до кварцитоподібних пісковиків породи (тверді серії пісковиків) у кар'єрах в околицях Нової Скваряви (Розточчя), тому утворення відокремлених блоків він пояснював як прояви "конкретійного пісковика в третинному піску". М. Ломницький спершу вважав походження цих порід "непевним", зазначаючи про них, що "можна лише бути впевненим, що з місцевими породами не мають нічого спільного" [25, с. 16]. У наступній публікації [26] він описав в урочищі Бабина долина (глибоко

врізаний яр) біля с. Нова Скварява великі відокремлені брили світлого, дуже твердого пісковика. Ці брили залягають у днищі яру в тому ж місці, де раніше існував третинний покрив (тепер розмиті нещільні піски і м'які глини), покрівлю якого вони утворювали. Переміщення цих брил та їхнє сучасне безладне скупчення у Бабиній долині, на думку М. Ломницького, відбулося під впливом льодовика. Під час геологічного знімання в ході створення Геологічного атласу Галичини М. Ломницький також звернув увагу на просторове поширення блоків кварцитоподібних пісковиків і висловив думку щодо їхнього походження. Власне цей дослідник і закріпив за ними назву "батятицькі". На сторінках зошита VII цього Атласу М. Ломницький означив батятицькі пісковики вже як місцевий матеріал, "рештку третинного покриву, хоча горизонту, до якого ці пісковики належать, не можна палеонтологічно точно схарактеризувати через відсутність будь-якого сліду скам'янілостей" [27, с. 35]. Батятицькі пісковики відокремлено і в комплексі з кристалічними породами північного походження він виявив і описав у багатьох місцях Малого Полісся, Розточчя, Волинської височини й навіть біля півніжжя Гологоро-Кременецького горбогір'я. А в ході укладання зошита X Геологічного атласу Галичини М. Ломницький уже стверджував, що вершини біля Батятичів укриті "крупнозернистим пісковиком, петрографічно ідентичним зі скварявськими з Бабиної долини" [28, с. 61]. Отже, дослідник уточнив своє бачення стратиграфічного положення пласта, з якого, на його думку, походять батятицькі пісковики – верхи так званої підервілієвої ланки (тобто нижній баден міоцену).

Я. Новак [30] використав батятицькі пісковики для реконструкції просторових особливостей гіпотетичної третинної товщі, яка б мала існувати на Малому Поліссі. Він звернув увагу на ту особливість, що на пагорбах біля Батятичів блоки складені лише уламками кварцитоподібних пісковиків, а далі на південь, на останцях біля Кам'янополя переважають блоки літотамнієвих вапняків. На його думку, у напрямі з півночі до широти Великих Мостів у неогені існувала суша чи острови, а центральна, найбільш занурена частина Малого Полісся була вкрита міоценовими дуже стійкими пісковиками і кварцитами; на півдні, ближче до Розточчя й Гологоро-Кременецького горбогір'я, існували вапнякові відмілини, де відклались пісковики та піски. Ці й інші особливості зумовили появу на Малому Поліссі двох денудаційних рівнів – "сокальського" і "кристинопільського", якими Я. Новак пояснив особливості походження рельєфу цієї території.

Біля Під'яркова в кар'єрі й у стінках яру, закладених на Подільському уступі, А. Малицький і А. Ян [29] описали "підервілієву" товщу (нижній баден), складену пісками з літотамнієвими пісковиками в їхній покрівлі. У їхньому складі є кременева, кварцитова і кварцова галька, розмір найбільших екземплярів якої досягає 10 см. Походження гальки дослідники пояснюють принесенням рікою, що впадала в море недалеко від Під'яркова.

А. Малицький і А. Ян, узагальнивши численні відомі на той час місця поширення кременевої і кварцитової (батятицької) гальки на Малому Поліссі й прилеглих територіях, висловили думку, що "не треба брати до уваги ані існування льодовика під [Подільським] уступом, ані пліоценових рік, тоді як кварцитові і кремінні валунчики, будучи складовою частиною місцевих третинних відкладів, після знищення і розмиття мало-відпірних піщаних, пісковикових і вапнякових шарів, як найтвердіші і найважчі складники, залишилися на місці, утворюючи залишок третинних відкладів і одночасно стали доказом повсюдного його колишнього залягання на всьому Побужжі" [29, с. 607].

Скупчення кількадеметрових блоків міцних пісковиків проблематичного походження відомі й на території Польщі, зокрема, в урочищі Пекелко біля Томашува Любельського [17]. У наш час це атракційне скупчення блоків пісковиків, які мають також цінність з археологічного погляду, охороняють як пам'ятку неживої природи, вона належить до території Краснобрудського ландшафтного парку. Частина польських дослідників розглядала їх як блоки сарматського пісковика, допускаючи їхнє переміщення на невелику відстань льодовиком (див. літературу у [17]), Я. Бурачинський трактує їх як залишки товщ бадену [17] чи еоцену [32]. Особливо цікавими для нас є результати петрографічних досліджень батятицьких пісковиків, наведені у публікації [17], які виконав доктор К. Радліч з кафедри петрографії Геологічного інституту у Варшаві. Проби батятицьких пісковиків відібрано в урочищі Пекелко з рову Солокії (Польща), а також на українській території – на південному заході від Берестечка. Мікрофотографії шліфів і описи цих проб використовуємо для порівняння з нашими результатами.

Отже, одні й ті ж уламки породи (батятицьких кварцитоподібних пісковиків) слугували багатьом дослідникам для підтвердження різних гіпотез щодо походження Подільського уступу. Залежно від наукової позиції кожного вченого ці палеогеографічні пам'ятки були доказом як перебігу ерозійно-денудаційних процесів в еоценовий чи міоцен-пліоценовий час, так і поширення зледеніння на території Розточчя, Малоого Полісся і навіть півніжжя Гологоро-Кременецького горбогір'я. Австрійські вчені, які їх першими виявили й описали (Г. Вольф, Д. Штур, В. Гільбер, В. Уліг), трактували їх як морену, принесену з півночі (імовірно, зі Скандинавії). М. Ломницький також пов'язував розділення породи на окремі блоки з льодовиком, проте вважав її місцевою, що в корінному заляганні належить до нижньої ланки тортонських (баденських) відкладів. Погляд, що батятицькі пісковики є решткою де-не-де вцілілого третинного покриву Малоого Полісся, підтримувало багато вчених (Ф. Крейц (1876), Е. Дуніковський (1880), Е. Тітце (1882), Є. Семирадський (1890, 1909), Й. Смоленський (1910), С. Рудницький (1913), А. Ціргоффер (1927), Г. Тейсейре (1934), Я. Новак (1935), А. Малицький і А. Ян (1936, 1937), а в радянський час Г. Зільбер (1956), П. Цись (1962), А. Богущкий і Й. Свинко (1980), Я. Бурачинський (1977, 2002)) (детальніше огляд цих праць див. у [15]). Окремо зазначимо, що в літературі радянського часу, навіть у посібниках, за якими навчались студенти [3, 9, 10], батятицькі пісковики слугували наочним доказом прояву ерозійно-денудаційних сил на Малому Поліссі, а останці з уламками цих порід біля Батятичів і Кам'янополя<sup>1</sup> відігравали роль ілюстрації цього процесу. Іншого погляду щодо трактування цих порід не виявлено.

Наразі можемо констатувати, що вивченню петрографічного складу морени окського зледеніння чи резидуальних решток гіпотетичної товщі палеогену–неогену в описуваному нами регіоні вчені приділяли мало уваги [2, 18, 20]. До того ж, часто в їхньому полі зору перебували магматичні й метаморфічні породи, а осадові, хоч за вмістом становлять значну частку, описані побіжно. Останнім часом такі дослідження на теренах Польщі (в околицях Хелма) провів М. Губер [23]. Численні уламки петрографічно розмаїтих осадових порід (деякі з них із сарматською фауною) він інтерпретував як рештки

<sup>1</sup>П. Цись зазначив, що "Кам'янопільські і Батятицькі останцеві височини, як відомо, представляють місця на Побужжі, де збереглась третинна покришка (міоценовий вапняк Кам'янополя і кварцитові пісковики Батятичів" [11, с. 40]. К. Геренчук задля прикладу реліктових урочищ використав "останці пісковикових горбів (Кам'янопіль, Батятичі), вкриті лесами з опідзоленими чорноземами, що трапляються серед заболочених ландшафтів Малоого Полісся" [3, с. 33].

зруйнованого неогенового покриву. З іншого боку, ці уламки залягають близько до межі поширення дніпровського зледеніння (одри) (див. рис. 1).

Оскільки в батятицьких пісковиках не знайдено фауністичних решток, то не так просто визначити їхній справжній вік і генезис. Отож, так виглядає, що ключ до вирішення проблем генезису батятицьких кварцитоподібних пісковику, і, відповідно, ширших, пов'язаних з ними, проблем є у сфері й компетенції петрографії. Тому ми й розпочали такі дослідження [15].

На завершення довгого, однак необхідного для розуміння досліджуваної нами запутаної проблеми огляду літератури розглянемо ще результати наших досліджень.

Мікроскопічний аналіз шліфів, виготовлених з уламків валунів із вершин горбів біля Батятичів і Кам'янополя, дав змогу з'ясувати, що вони складені ідентичною породою: дрібно-середньозернистим кварцитоподібним кварцовим пісковику з халцедоновим цементом. Шліфи взірця з блока міцного пісковику з Бабиної долини виявили зовсім іншу мікроскопічну структуру: зерна кварцу вміщені в карбонатний дрібнокристалічний цемент, частка якого становить близько третини від об'єму породи.

Це дало змогу заперечити петрографічну ідентичність пісковику з Бабиної долини і кварцитоподібних пісковику із Батятичів, як про це думали М. Ломницький та інші дослідники.

У цій публікації продовжуємо петрографічні дослідження батятицьких кварцитоподібних пісковику. Ми відібрали взірець на вершині гори Липової біля Батятичів, однак з іншого блока<sup>1</sup>, ніж у попередньому дослідженні. Цей блок діаметром близько 2 м також залягає на висоті ~ 280 м у непорушеному стані.

Це кварцитоподібний пісковику, мікроскопічна структура взірця з цього блока ідентична структурі іншого блока, який залягає неподалік<sup>2</sup> (фото 1 у [15]). Частка кварцу перевищує 90 %, його зерна округло-ізометричної форми, розмір змінюється від 0,2–0,4, 0,3–0,8 до 0,4–1,0 мм. Як бачимо на мікрофотографіях шліфів батятицького пісковику (рис. 2, *a*), поміж зернами кварцу подекуди трапляється кременисто-кварцовий поровий цемент. Також навколо зерен кварцу може бути крустифікаційна облямівка, у складі якої є гідроксиди заліза (див. рис. 2, *b*). Цемент цього взірця крустифікаційний, залізо-кременистий.

Рентгенодифрактометричний аналіз взірця з блока батятицького пісковику виявив у ньому кварц, гідрослюду (іліт), каолінит і монтморилоніт (рис. 3). Гало в ділянці кутів дифракції 18–35° може бути спричинене наявністю оксидів і гідроксидів заліза.

Очевидно, що частково червонувате забарвлення поверхні та внутрішніх частин блоків і валунів батятицького пісковику зумовлене вмістом гідроксидів заліза.

Легко побачити подібність мікрофотографій наших шліфів батятицьких пісковику (див. рис. 2) з такими ж, опублікованими в статті Я. Бурчинського і Я. Гурби [17]. На фотографіях шліфи 5 і 7, наведені у [17], подібні до нашого шліфа *a* на рис. 2, шліфи 6 і 8 із [17] – до шліфа *b* на рис. 2.

Із цього порівняння можемо зробити висновок, що блоки з урочища Пекелко і наші взірці з Батятичів належать ідентичній породі, тобто власне “батятицькому” кварцито-подібному пісковику.

<sup>1</sup> ГПС-координати: 0305483, 5552233, 35 зона UTM, точність 5 м.

<sup>2</sup> ГПС-координати: 0305541, 5552259, 35 зона UTM, точність 5 м.



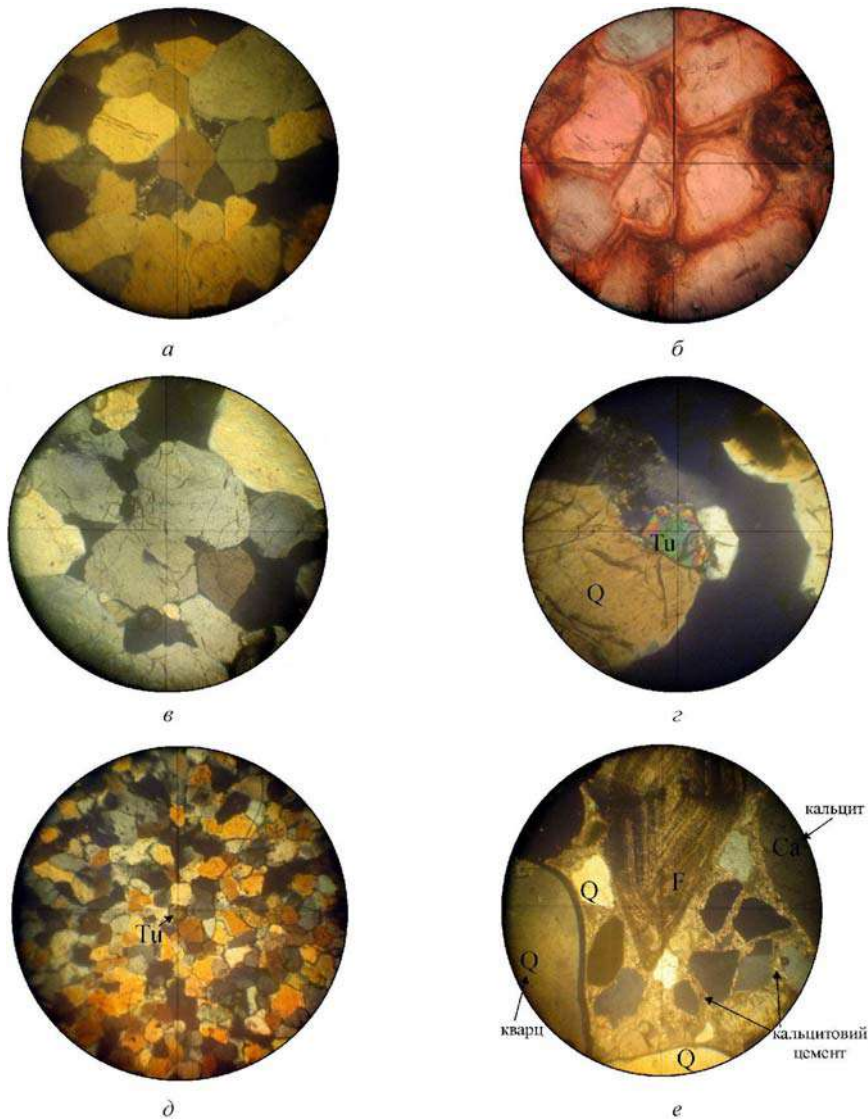


Рис. 2. Мікрофотографії шліфів порід, відібраних в околицях сіл Батятичі (а, б),  
Миколаїв (в, г) та Під'ярків (д, е):

а – кварцитоподібний кварцовий пісковик (“батятицький”) з поровим кременисто-кварцовим цементом,  $\times 57$ , з аналізатором; б – крустифікаційна облямівка з домішкою гідроксидів заліза навколо зерен кварцу в “батятицькому” пісковіку,  $\times 132$ , без аналізатора; в – середньо-дрібнозернистий кварцито-подібний кварцовий пісковик (“батятицький”),  $\times 57$ , з аналізатором; г – зерно турмаліну (Ту) поряд із зерном тріщинуватого кварцу (Q) у “батятицькому” пісковіку,  $\times 150$ , з аналізатором; д – дрібнозернистий кварцовий пісковик із гальки в нижньобаденських пісковиках (див. фіг. е),  $\times 57$ , з аналізатором; е – різнозернистий карбонат-кварцовий пісковик з форамініферами (F), вмісний для гальки з фіг. д,  $\times 57$ , з аналізатором.



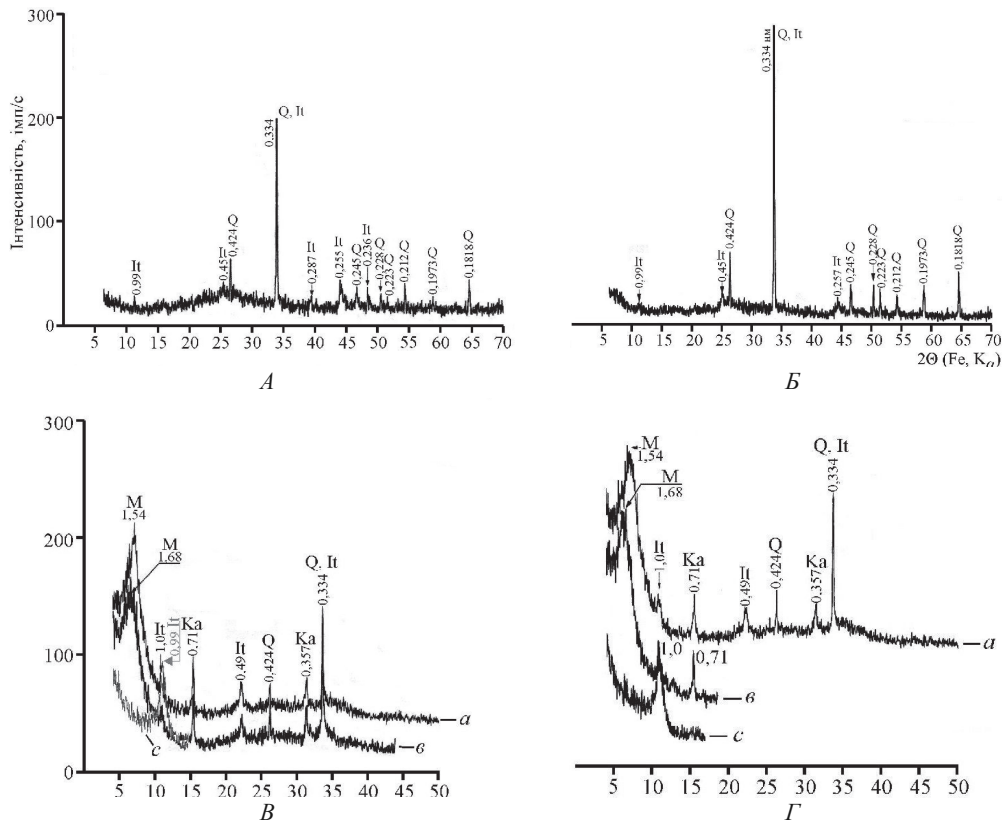


Рис. 3. Дифрактометричні криві та мінеральний склад батятицького пісковика з с. Батятичі (A, B) та підстильної глинисто-піщаної маси (B, Г):

A, B – неорієнтований препарат; B, Г – орієнтовані препарати фракції < 0,004 мм (a – вихідний, в – насичений етиленгліколем, c – відпалений за 550 °C протягом 1 год); мінерали: It – гідрослюда (іліт); Ka – каолінит; M – монтморилоніт; Q – кварц.

З глибини 0,7–0,8 м з-під блока батятицького пісковика з вершини гори Липової відібрано піщано-глинистий матеріал сіро-бурого кольору. Мінералогічним аналізом пелітової фракції виявлено такі мінерали: кварц, гідрослюда, альбіт, турмалін, гранат, епідот, тремоліт, титаніт-лейкосен, монацит, рогова обманка, ільменіт, рутил. Інші мінерали трапляються в кількості менше 1 % (усі разом). Результати рентгенодифрактометричних аналізів глинисто-піщаної фракції засвідчили, що в її складі домінують кварц і гідрослуди (див. рис. 3).

Іншим цікавим місцем, де ми відібрали зрізи для аналізів, стали околиці сіл Миколаїв і Під'ярків. М. Ломницький [27] у підніжжі 50-метрового уступу підняття, на якому забудоване село Миколаїв, описав кілька обкатаних валунів третинного пісковика, найбільший з яких досягав розміру 1,5 м. Походження улоговини, що розташована між Миколаєвим і Печенією, М. Ломницький пов'язував з післяльодовиковим озером, а залягання тут блоків пісковиків пояснював сильною течією талих вод з льодовика, що впирався в уступ. Справді, біля кута повороту високовольтної ЛЕП поряд зі старим залізничним насипом залягає кілька валунів, що зовні нагадують батятицькі. Ці валуни

складені середньозернистим кварцовим пісковиком світло-сірого кольору, на їхній звіт-рільній поверхні колір набуває кремово-жовтого відтінку, а внаслідок біогенних змін стає навіть чорним. Мікроскопічно це кварцовий середньо-крупнозернистий пісковик з зернами різного ступеня обкатаності (див. рис. 2, в). Кварц (95–97 %) представлений багатокутними ізометричними й округло-ізометричними, еліпсоподібними зернами, переважно регенованими, розміром 0,4–1,0 мм, більшість зерен катаклазована й розбита різноорієнтованими тріщинами на гострокутні частинки (див. рис. 2, з). Польові шпати (2–3 %) представлені мікроклін-пертитом розміром 0,4–1,0 мм. Форма зерен багатокутна, іноді простежується спайність. Виявлено одне зерно турмаліну (див. рис. 2, з), трапляються зерна слюди й циркону. Цемент контактний, плівковий та переривчастоплівковий. Зафіксовано цементацию втискування. За складом цемент глинистий, глинисто-залізистий. Як можна побачити з мікрофотографій, петрографічна структура взірців баятицьких кварцитоподібних пісковиків із Баятичів, Кам'янополя (фото 1 і 2 у [15]) і Миколаєва (див. рис. 2, а, в) ідентична.

Неподалік від Миколаєва в товщі міоценових відкладів, що відслонені на схилах Подільського уступу біля с. Під'ярків, А. Малицький та А. Ян [29] віднайшли кварцитову і кремневу гальку, яка послугувала їм доказом для підтвердження місцевого походження баятицьких пісковиків (про що вже зазначено в огляді літератури). Справді, у ярах, що розрізають північно-східні схили вершини Підвиха (395 м), відслонені вапнисті пісковики нижнього бадену, які відіграють роль бронювального пласта для цієї вершини. З цих пісковиків ми відібрали тверду пісковикову гальку розміром до 10 см.

Міцна щільна галька, що містилась у вапнистому пісковикі, складена дрібнозернистим кварцовим пісковиком (див. рис. 2, д). Кварц утворює багатокутні, переважно ізометричні зерна розміром 0,2 мм. Переважає цементация втискування. Трапляється цемент плівковий, контактний, глинисто-залізистий. Знайдено два зерна турмаліну, які мають ізометричну форму, розмір – 0,2 мм, їхні межі напівкруглі, майже округлі. Зерна кварцу округло-ізометричної форми розміром до 1 мм. Вапнистий пісковик, що вміщував описану вище гальку, карбонат-кварцовий, 60 % породи – це різнозернистий кварц, 40 % – карбонатний (кальцитовий) цемент, мікрокристалічний, поровий до базального (див. рис. 2, е). Від великих до дрібних зерен кварцу ступінь обкатаності знижується, трапляються кородовані зерна. Також наявні зерна польового шпату і літоїди. Цемент базальний, складений пелітоморфним і мікрозернистим кальцитом. Кількість кварцових зерен і цементу приблизно однакова. У цементі є окремі рештки форамініфер, іноді добре збережені.

Як бачимо, мікроскопічна структура взірців пісковиків, відібраних нами біля Баятичів і Миколаєва, виявилась ідентичною. Крім того, шліфи валунів кварцитодібних пісковиків з-під Кам'янополя, досліджені нами раніше [14], є аналогічними до них, як і блоків пісковиків з урочища Пекелко в Польщі [17]. Це дає підстави вважати саме таку структуру, яка відображена на наведених тут фото шліфів (див. рис. 2, а–з), типовою для породи, яка має назву “баятицький” кварцитоподібний пісковик, вона може бути її діагностичною ознакою. На користь цієї думки свідчить досить велика відстань (десятки кілометрів) між місцями, де були ідентифіковані блоки й валуни власне баятицьких пісковиків (див. рис. 1). Інші щільні пісковики, хоч візуально й подібні до “баятицьких”, проте з відмінною від них мікроскопічною структурою (наприклад, значною часткою карбонатного цементу) не можна називати “баятицькими”.

Отже, галька з профілю нижнього бадену із с. Під'ярків, яка справді складена міцним пісковиком, має зовсім іншу петрографічну будову (порівняйте на рис. 2 фото *a* і *b* з фото *d*) і не може бути названа такою, що складена батятицьким пісковиком, як це припускали А. Малицький і А. Ян [29]. Подібні висновки щодо мікроскопічної неподібності нижньобаденських пісковиків, які М. Ломницький [28] називав “батятицькими”, ми зробили раніше [15], коли виявили суттєві петрографічні відмінності між взірцями з урочища Бабина долина біля Жовкви і з Батятичів.

Порівнюємо мінеральний склад матеріалу, на якому лежить блок батятицького пісковика на вершині г. Липової біля Батятичів, з результатами подібних петрографічних досліджень на Малому Поліссі. У супіщаному матеріалі, відібраному нами в аналогічних умовах у дослідженні [15], виявлено такі мінерали, як кліноцоїзит, цоїзит, шпінель, турмалін, топаз, гранат, циркон, рутил, рогова обманка, епідот, ставроліт, кіаніт, ільменіт.

С. Біскупський [16] у складі пісків, відібраних з околиць Митулина й у Львові, виявив такі мінерали: ільменіт, гранат, циркон, рутил, кіаніт, силіманіт, біотит, ставроліт, корунд, турмалін і андалузит. Петрографічні дослідження пісків Львова й околиць виконали С. Креуц і М. Каменський, що дало змогу В. Пшепюрському [31] говорити про їхнє водно-льодовикове походження. Під Кортумовою горою (328 м), на Цитаделі (318 м), в околицях залізничного вокзалу, Білогорщі, Брюховичів та в багатьох інших місцях у пісках виявлено уламки граніту. В пісках на схилах крейдових останців біля Кам'янополя, а також у пісках біля Борщовичів відшукали ератичний матеріал розміром декілька міліметрів. На думку В. Пшепюрського, талі льодовикові води текли по Кам'янобрідсько-Львівській (Білогорщо-Мальчицькій, за П. Цисем [11]) долині через Львів до долини Полтви, а також долинами Ставчанки й Щирки до Дністра.

Отже, визначений у ході наших досліджень склад мінералів супіщаної маси, на якій залягають блоки батятицького пісковика на вершині г. Липової (286 м) біля Батятичів, близький до переліку мінералів, виявлених нами раніше в ідентичних умовах [15]; ці мінерали, крім турмаліну, не знайдені в батятицьких пісковиках. А. Малицький та А. Ян [29], описуючи ґрунт на поверхні вершин біля Батятичів, зазначили, що він вміщує значну домішку піску, який утворився внаслідок звітрювання батятицького пісковика. Ми можемо це припущення заперечити, адже в складі батятицьких пісковиків, окрім поодинокого турмаліну, немає тих мінералів, які виявлені в материнській породі ґрунту на поверхні г. Липової біля Батятичів. Такий мінеральний склад піщано-глинистої маси, на якій сформувалися ґрунти, не міг утворитися внаслідок звітрювання місцевих порід, а може свідчити на користь первинного її перенесення льодовиковими водами.

Одержані нами результати не завершують досліджень генезису цікавих палеогеографічних пам'яток – батятицьких кварцитоподібних пісковиків. Не на користь гіпотези льодовикового перенесення уламків батятицьких пісковиків свідчить той факт, що як у самих Батятичах, так і в Миколаєві чи Кам'янополі не віднайдено вірогідних ератичних (“давньокристалічних”, за М. Ломницьким) валунів чи гальки. У цих місцях лише випадає у вічі масове скупчення великих і малих, обкатних і не дуже уламків батятицького пісковика разом зі значною кількістю кременевої гальки. У складі піщано-глинистої маси з вершини г. Липової біля Батятичів не виявлено граніту, польового шпату тощо, що б дало змогу однозначно вважати цей матеріал водно-льодовикового походження.

З іншого боку, власне батятицький пісковик ніде не утворює суцільного пласта, стосовно органічних решток – німий, і це породжує сумніви щодо трактування його як резидуальної рештки гіпотетичної, нині розмитої, “третинної” товщі (див. рис. 1).

М. Ломницький [27, 28] описав валуни батятицького пісковика в складі моренного матеріалу поряд із магматичними і метаморфічними породами, привнесеними з півночі. Як приклад можна навести такі місця на Надсянні й Розточчі, де моренні відклади залягають поверх неогенових (між колишніми селами Крушини і Малятин, у підніжжі гори Ділова, урочища Під Цапом, Ковалі і Гарачі, тепер територія Яворівського військового полігону), на Малому Поліссі (між селами Монастирок, Дібрівка, Йоничі та Липник). Крім того, у складі морени окського зледеніння на території Передкарпаття (біля сіл Дубрівка [5], Слохині [6], Крукеничі [2]), Малого Полісся (поблизу сіл Корчин, Лопатин та багатьох інших [27, 28]) та Волинської височини [7] є пісковики і кварцити, частка яких іноді може сягати половини її об'єму [2].

Для подальших пошуків перспективними є ті території Надсяння, Розточчя, Малого Полісся й Волинської височини, які перебувають поза територією вкриття дніпровським зледенінням (див. рис. 1). Якщо пісковики, що мають структуру, властиву власне батятицьким, відшукають (чи їхню ідентичність у місцях, раніше названих дослідниками, доведуть петрографічними дослідженнями) серед явно ератичного кристалічного матеріалу, то це буде доказом на користь участі льодовика у їхньому перенесенні. Якщо ж гіпотеза формування батятицьких пісковиків за умов місцевого морського середовища в палеогені чи неогені виявиться правильною, то уточнення сучасного просторового поширення великих блоків батятицьких пісковиків дасть змогу говорити про територію, зайняту морем еоценового чи міоценового віку [19, 30].

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Веклич М. Ф. Основы палеоландшафтоведения / М. Ф. Веклич. – Киев : Наук. думка, 1990. – 192 с.
2. Гайгалас А. И. Петрографический состав и ориентировка галек в ледниковых отложениях окрестностей с. Крукеничи / А. И. Гайгалас / Геология и геохимия антропогена Белоруссии : [Сб. науч. тр.]. – Минск : Наука и техника, 1974. – С. 147–152.
3. Геренчук К. І. Методи ландшафтних досліджень / К. І. Геренчук, Е. М. Раковська, О. Г. Топчієв // Польові географічні дослідження. – К. : Вища школа, 1975. – С. 28–78.
4. Марков К. К. Палеогеография / К. К. Марков. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1960. – 268 с.
5. Опорний розріз Дубрівка: льодовиковий комплекс, лесовий покрив, дольодовикові відклади / А. Богущкий, М. Ланчонт, А. Яцишин [та ін.] / Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : [Зб. наук. праць до 17 укр.-пол. семінару]. – Львів, 2011. – С. 87–96.
6. Опорний розріз Слохині: льодовикові відклади, тераси, лесові покриви, палеоліт / А. Богущкий, М. Ланчонт, А. Яцишин [та ін.] / Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : [Зб. наук. праць до 17 укр.-пол. семінару]. – Львів, 2011. – С. 97–105.
7. Ренда А. Про максимальну межу поширення середньоплейстоценового зледеніння у західній частині Волинського Полісся (межиріччя Західний Буг–Стокід–Стир) / А. Ренда // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2013. – Вип. 41. – С. 256–263.

8. Фізико-географічне районування / О. М. Маринич, Г. О. Пархоменко, В. М. Пащенко [та ін.] // Національний атлас України. – К. : ДНВП “Картографія”, 2007. – С. 228–229.
9. Цись П. М. Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 224 с.
10. Цись П. М. Геоморфологічні райони / П. М. Цись // Природа Львівської області / [За ред. К. І. Геренчука]. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1972. – С. 27–39.
11. Цысь П. Н. Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР / П. Н. Цысь // Ученые записки Львов. гос. ун-та. Геогр. сб. – 1951. – Т. 18, вып. 1. – С. 11–62.
12. Шовкопляс В. Про давні льодовики Волині / В. Шовкопляс, Б. Возгрін, Т. Христофорова / Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : [Зб. наук. праць до 17 укр.-пол. семінару]. – Львів, 2011. – С. 195–200.
13. Яворський Б. Нарис з історії досліджень Подільського уступу / Б. Яворський // Історія української географії та картографії : Третя Міжнар. наук. конф., присвячена 130-літньому ювілею академіка Степана Рудницького : Зб. матеріалів. – Тернопіль, 2007. – Ч. 1. – С. 107–111.
14. Яворський Б. І. Розвиток ландшафтів Українського Розточчя : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук : 11.00.01 / Богдан Ігорович Яворський. – Львів, 2010. – 20 с.
15. Яворський Б. І. Батятицькі кварцитовидні пісковики – палеогеографічний документ зледеніння / Б. І. Яворський, В. О. Хмелівський, А. Б. В’ялий // Наук. записки ТНПУ. Сер. Географія. – 2008. – № 1. – С. 60–68.
16. Biscupski S. Z petrografji trzeciorzędu okolic Gołogór na północnej krawędzi Podola / S. Biscupski // Kosmos. – 1936. – S. 225–238.
17. Buraczyński J. Piaskowce batiatyckie w uroczysku Piekiełko na Roztoczu Tomaszowskim / J. Buraczyński, J. Gurba // Annales UMCS. – 1977. – Sectio B, Vol. 32–33. – S. 219–235.
18. Dudziak J. Badania składu głazowego moren zlodowacenia południowopolskiego / J. Dudziak // Kwartalnik Geologiczny. – 1973. – Т. 17, N 4. – S. 787–802.
19. Friedberg W. Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski. Część 2 / W. Friedberg // Kosmos. – 1912. – Т. 37. – S. 311–367.
20. Gagel G. Der Geschiebeinhalt des Wolhynischen Diluviums / G. Gagel, J. Korn // Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (Monatsberichte). – 1918. – 5/7. – S. 83–94.
21. Hilber V. Ueber die Gegenden um Żółkiew und Rawa in Ostgalizien / V. Hilber // Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1881. – S. 244–248, 299–306.
22. Hilber V. Erratische Gesteine des Galizischen Diluviums / V. Hilber // Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse. Abteilung 1. Mineralogie, Botanik, Zoologie, Anatomie, Geologie, Paläontologie. – 1889. – Bd. 98. – P. 609–645.
23. Huber M. Występowanie i charakterystyka mioceńskich piaskowców na obszarze Wzniosłości Giełczewskiej i Pagórów Chełmskich (Lubelszczyzna) / M. Huber // Annales UMCS. – 2013. – Sectio B, Vol. 68, Cz. 1. – S. 125–139.
24. Kondracki J. Geografia regionalna Polski / J. Kondracki. – Warszawa : Wydawnictwo Naukowe PWN, 2002. – 440 s.

25. Łomnicki M. Powstanie krawędzi północnej płaskowyżu podolskiego / M. Łomnicki // Kosmos. – 1884. – Т. 9. – S. 491–514.
26. Łomnicki A. M. Materiały do geologii okolic Żółkwi / A. M. Łomnicki // Kosmos. – 1887. – Т. 12. – S. 361–402.
27. Łomnicki A. M. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 7 / A. M. Łomnicki. – Kraków : PAU, 1895. – 129 s.
28. Łomnicki A. M. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10. Cz. 2 / A. M. Łomnicki. – Kraków : PAU, 1898. – 167 s.
29. Malicki A. Pochodzenie żwirów, występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i południowego Nadbuża / A. Malicki, A. Jahn // Kosmos. – 1937. – Т. 62. – S. 597–611.
30. Nowak J. Beitrag zur Herkunft Feuersteine im Wolhynischen Pleistozän / J. Nowak // Bull. Intern. Acad. Pol. Sc. et Lettre. Cl. Sc. Mat. et Nat. S.A. Sc. Math. – 1935. – S. 408–414.
31. Przepiórski W. Dyluwium na płaskowyżu Chyrowsko-Lwowskim / W. Przepiórski // Kosmos. – 1938. – Т. 63. – S. 183–245.
32. Roztocze. Środowisko przyrodnicze / [Pod red. J. Buraczyńskiego]. – Lublin : Wydawnictwo Lubelskie, 2002. – 341 s.
33. Stur D. Geologische Aufnahmen zwischen Lemberg und Brody / D. Stur // Verhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt, 1859. – S. 127–129.
34. Tietze E. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg / E. Tietze // Verhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt, 1882. – S. 7–153.
35. Uhlig V. Ueber die geologische Beschaffenheit eines Theiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene / V. Uhlig // Verhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt, 1884. – S. 175–232.
36. Wolf H. Geologische Aufnahmen in der Umgebung von Żółkiew, Bělz, Rawa, Jaworow, Janow / H. Wolf // Verhandlungen der k.k. geologischen Reichsanstalt, 1859. – S. 123–127.

*Стаття: надійшла до редакції 21.06.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

**REVISED PETROGRAPHIC FEATURES  
OF THE BATIATYCHI QUARTZITIC SANDSTONES:  
A STEP TOWARDS SOLVING THE PROBLEM OF THEIR GENESIS**

**B. Yavorskyi<sup>1</sup>, V. Stepanov<sup>2</sup>, I. Poberezhska<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Ivan Franko National University of Lviv,  
41, Doroshenko St., 79000 Lviv, Ukraine  
E-mail: fizgeografia@yahoo.com*

<sup>2</sup>*Ivan Franko National University of Lviv,  
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: irina\_pober@ukr.net*

The microscopic structure of the Batiatychi quartzitic sandstones has been revised based on the petrological analysis. We have studied the samples of boulders and pebbles collected near the villages Batiatychi, Mykolayiv and Pid'yarkiv (Lviv region).

Austrian geologists began to study quartzitic sandstones from the margins of Batiatychi-village and many other places since the mid-nineteenth century. Two points of view on the genesis of these rocks have been formed. Some researchers believed that they are of glacial origin, others interpreted them as local material of tertiary age, this material was deposited in place of formation and have survived to our time, as resistant to erosion damage. There are no faunal remains in Batiatychi sandstones, therefore, it is not so simple to determine their actual age and the genesis.

We found that the microscopic structure of sandstones samples, selected by us at Batiatychi and Mykolayiv, is identical. The identical structures also have quartzitic sandstones from boulders in Kamyianopol area that we examined earlier (2010), and sandstones from the blocks of the Pekeylko-tract in Poland. This gives reason to believe the revealed structure typical for the rock, which is called "Batiatychi quartzitic sandstone"; it can be a diagnostic sign. In favour of this opinion indicates a sufficiently large distance (tens of kilometres) between the locations where the blocks and boulders of indeed Batiatychi sandstones have been identified. Other dense sandstones only visually are similar to "Batiatychi", they have a different microscopic structure (for example, contains a high proportion of carbonate cement), so they cannot be called "Batiatychi".

Discussion genesis of Batiatychi sandstones is one of the parts of a complex problem of the Podilskyi scarp origin and concerns paleogeographical scenario of the Volyno-Podillya development during the Neogene–Quaternary time. The final elucidation of the Batiatychi sandstones genesis will help to solve the problem of Oka Glaciation expansion and the origin of the Podilskyi scarp.

*Key words:* quartzitic sandstones, petrographic features, Batiatychi-village, Lower Badenian, Oka Glaciation, moraine, Podilskyi scarp.

## УТОЧНЕНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ БАТЯТИЧСКИХ КВАРЦИТОПОДОБНЫХ ПЕСЧАНИКОВ КАК ШАГ НА ПУТИ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

**Б. Яворский<sup>1</sup>, В. Степанов<sup>2</sup>, І. Побережская<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Львовский национальный университет имени Ивана Франко,  
ул. Дорошенко, 41, 79000 г. Львов, Украина  
E-mail: fizgeografia@yahoo.com

<sup>2</sup>Львовский национальный университет имени Ивана Франко,  
ул. Грушевского, 4, 79005 г. Львов, Украина  
E-mail: irina\_pober@ukr.net

На основании петрографического анализа уточнено микроскопическую структуру батытичских кварцитоподобных песчаников. Установлено, что изученные авторами песчаники из нижебаденских отложений, которым давали название “батытичские”, имеют иную петрографическую структуру. Указано на важность исследований генезиса батытичских песчаников для решения проблем распространения окского оледенения и происхождения Подольского уступа.

*Ключевые слова:* кварцитоподобный песчаник, петрографические особенности, с. Батытичи, нижний баден, окское оледенение, морена, Подольский уступ.



UDC 549.5:553.21:553.3.071(477.87)

## **SIGNS AND PROOFS OF THE QUARTZ FORMATION FROM SILICA GEL IN THE GOLD-BEARING VEINS OF BEREHOVE ORE FIELD (TRANSCARPATHIANS)**

**N. Slovotenko<sup>1</sup>, L. Skakun<sup>1</sup>, R. Serkiz<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Ivan Franko National University of Lviv,  
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: nslovotenko@gmail.com  
lzkakun@gmail.com*

<sup>2</sup>*Scientific-Technical and Educational Centre of Low Temperature Studies,  
Ivan Franko National University of Lviv,  
50, Drahomanov St., 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: rserkiz@gmail.com*

Swingeing majority of the quartz and sulphide-quartz gold-bearing bodies in the epithermal deposits of the Berehove ore field (Transcarpathians, Ukraine) do not carry a structure of successive growth from the walls to the vein centre. The general structural pattern of these veins is usually a homogeneous cryptocrystalline and fine-crystalline quartz array with much less volume percent of druses amount. We attributed these remarkable features to their metasomatic derivation. Hydrothermal quartz from the gold-bearing quartz veins has been analyzed by scanning electron microscope-cathodoluminescence (SEM-CL). The textural features of quartz veins have been described with the emphasis placed upon the mineral relationship, a crystallization sequence, and mainly an inner structure of quartz. Cathodoluminescence imagery revealed numerous unique patterns and helped to determine and interpret physical and chemical processes of the mineral forming. There are evidences of an colloidal origin most of the quartz array. Cryptocrystalline quartz varieties were formed from a silica gel, whereas coarse-crystalline drusy quartz precipitated from solutides. The vein textures of most ore bodies indicate that quartz was formed by metasomatism in the disperse medium, whereas quartz from the sixth ore zone was precipitated from solutides in condition of a crack opening.

*Key words:* quartz veins, cathodoluminescence, silica gel, Berehove ore field.

Systematic investigations and geological exploration of the Berehove ore field (Transcarpathian region, Ukraine) began in the second part of the 20<sup>th</sup> century. Berehove ore field contains two deposits: Berehivske and Muzhiyevske, which are the typical low-sulphidation epithermal Au-Ag deposits. Together with similar gold-bearing districts of Slovakia, Hungary, Romania, it belongs to the same metallogenic province of the epithermal gold-bearing deposits [13, 27].

One of the most conspicuous textural features of the gold-bearing veins is the absence of the successive growth features of crystal aggregates from the vein walls to its centre. Only one ore zone (sixth), which is a border between Berehivske and Muzhiyevske deposits, contains textures of consecutive minerals growth patterns. The sixth ore body also shows textures of breaking up and fragmentations of the vein material, which suggests its tectonic origin. All

other ore bodies have no such tectonic characteristics and growth patterns in the free space of opening fissure. The rest of ore zones we consider to form by metasomatic replacement.

The vein mineral assemblages were characterised by using cathodoluminescence (CL). This study investigates the mineralogical, textural, and structural characteristics, which have been studied to constrain the conditions of the formation of the veins. Recently, many researchers paid great attention to the investigations of hydrothermal or metasomatic quartz inner structure by means of CL image analysis [7, 14, 21, 23, 26, 32, 36, 44] often combined with other analytical techniques. The growing interest is also observed in discussion of the colloidal silica role for quartz crystallization at higher temperatures [9, 12, 46] and experimental modeling of systems which can concentrate and transport significant quantities of both silica and ore elements [17]. Colloform quartz is the feature that has the greatest predictive power for distinguishing between ore grade and sub-economic samples [22, 25].

The CL imagenary method gives us the opportunity to interpret the quartz texture as a result of the metasomatic substitution of the carbonate veins and precipitation from the silica colloid. Hypogen silicic alteration of dolomite was described in [22].

A major aim of this study is to prove that the main volume of the ore bodies was formed by crystallization from the silica gel, and partly some drusy quartz crystallized from the solutides. We analyzed textural and structural patterns of these veins to contribute adequate genetic interpretations.

**Geology and mineralization.** The Berehove ore field is situated in the Inner Carpathian arc in the Ukrainian part of the Eastern Carpathians (Fig. 1). Its mineral deposits are related to volcanic rocks and represent epithermal vein deposits. The gold-polymetallic mineralization in the Berehove ore field is related to the acid volcanism with approximate age of 14–12 Ma connected with Sarmatian areal volcanism [13, 20, 27].

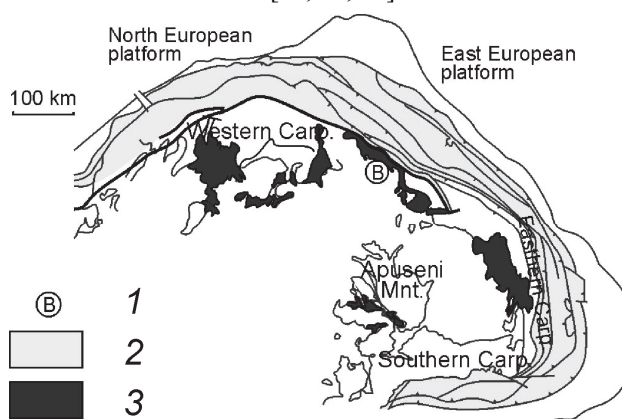


Fig. 1. Location of the Berehove ore field:

1 – Berehove ore field; 2 – Flysch Carpathians; 3 – volcanic rocks (N–Q).

Stratigraphic profile consists of the three rhyolite thicknesses among which two horizons of the volcanic-sedimentary rocks are situated (Fig. 2). The lower tuffs unit lies directly on the Triassic–Jurassic sediments of the basement. The next thickness of the lower sediment unit covers lower tuffs. These two structural units of the ore field (the Early and Late Badenian) correspond to the precaldera stage of the volcano. The main structural element of the ore field

is the eruptive pipe composed by the middle tuffs units. The middle tuff unit is traced to the depth of 1 500 m. It is represented by psammitic, psephitic, and more rarely by coarse clastic rhyolite tuffs containing fragments of argillite and andesite. The upper sediment unit places mainly over a central zone of the eruptive pipe and is considered to relate to a caldera's lake. The upper sedimentary unit consists of clay, argillite with sandstone and tuff interlayers. Its spread area it is limited by the configuration of the caldera lake. The upper sediment unit is overlapped by the upper tuffs unit, which is composed of the rhyolite tuff, xenotuff, ignimbrite, breccias with tuffite. The two last units correspond to postcaldera volcanic products.

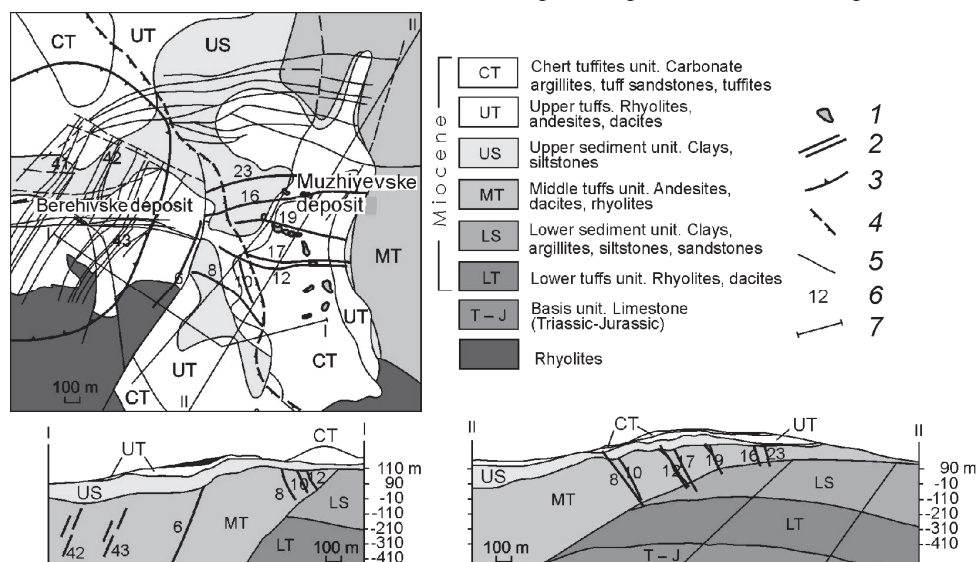


Fig. 2. General geology of the Berehove ore field and individual gold deposits  
(by the materials of the Transcarpathians Geology Expedition):

1 – stockwork; 2 – ore zones; 3 – caldera fault; 4 – border of the lower sediment unit; 5 – faults; 6 – number of ore bodies; 7 – cross section line.

Ore bodies are represented by veins and stockworks, there are more than fifty ore bodies. Muzhiyev deposit is located in the inclined part of the Berehove crater and is limited by the north-eastern and eastern shift zone, which runs along the border of the middle and lower sedimentary tuff strata. In the west the deposit is limited by the sixth fracture zone. The Berehove deposit is located in the central part of the eruptive pipe, where there are no lower sedimentary unit and basement rocks. Mineralization of the vein type extends to a considerable depth interval over 500 m, ore bodies represented by 41<sup>st</sup>, 42<sup>nd</sup>, 43<sup>rd</sup> ore zones, most of which are found below the horizon +10. It is overlapped by the thick upper sedimentary layer. In the sixth ore zone, which occupies an intermediate position between two deposits, ore bodies occur from horizon +170 m to horizon –700 m. The sixth ore zone is a fault disorder of the submeridional strike of a curved (in plan) form in the inner part of the caldera.

The vein system consists of several high-angle quartz veins that extend almost vertically from 100 m to more than 300 m, filling a conjugate system of north-eastern or western and north-western spread strike-slip faults connected with wall caldera contraction within the eruptive pipe. Due to contraction, subsidence of the central part of the pipe took place with ampli-

tude of 100 to 180 m. The subsidence led to the formation of joint faults system northeast (6<sup>th</sup> and 10<sup>th</sup> fault zones) and a sublatitudinal western and north-western (8<sup>th</sup>, 12<sup>th</sup>, 15<sup>th</sup>, 16<sup>th</sup>, 19<sup>th</sup>, 23<sup>rd</sup> fault zones) stretch. These fault zones are located exclusively in the middle tuff unit and the upper sedimentary unit. The sulphide, quartz-sulphide, quartz-barite, quartz-goethite, quartz veins, and veinlet zones are associated with these fracture zones. The host rocks are the middle tuff unit. The ore veins of sulphide, quartz-sulphide, barite-quartz, and quartz composition are connected with the fracture zones of western spread. The veins are steeply dipping to subvertical. Stockworks are spread on the highest horizons of the Muzhiyev deposit. The veins are commonly accompanied by zones of silicification, adularization and sericitization. Alteration on the upper horizons is argillization of a different extent. The veins are confined to a vertical extent of approximately 300 m. They range in thicknesses from first centimetres to 3 m.

The ore bodies have been formed during four stages: sulphide, barite-quartz, carbonate-quartz, and carbonate-goethite [41]. The metasomatic mineralization of the first sulphide stage was imposed on carbonates. The main phase of golden precipitation corresponds to the second barite-quartz stage of the mineral formation. Fluorite, barite, quartz were formed on the second stage. The sequence of filling is the following: gold + chalcopyrite + bournonite + tennantite/tetrahedrite → quartz + barite + fluorite.

**Mineral zoning of the barite-quartz stage of mineral formation.** Intensity of the quartz development in the Muzhiyevske deposit increases to the north and north-east (Fig. 3), within the separate ore bodies it submits to the structure of filtration zones. The barite mineralization is often developed on the periphery quartz veins in the form of a narrow belt. Across this belt, the intensity of the barite mineralization changes and achieves maximum in the central part (see Fig. 3). A similar regularity we observed in cross section of the quartz-barite veins. The fluorite mineralization is spread in the narrow zone, which contains vein bodies from 17<sup>th</sup> to 23<sup>rd</sup> ore zones inclusive. The development of the fluorite mineralization is situated on the upper horizons. The extent of the initial fluorite spreading occupied deep horizons, where there are fluorite relicts replaced by carbonate and quartz.

**Analytical methods.** The samples include drill-core sections, underground and dumpsite material. All minerals selected were handpicked and checked under a binocular microscope. A standard transmitted light microscopy has been used to examine the thin sections. The photographs of the thin sections were made by the help of a CCD Vision camera joined to the transmitted light microscopy. The backscattered electron (BSE) images were obtained on polished thin-sections by a REMMA 102-02 scanning electron microscope model at the Ivan Franko National University of Lviv.

**Cathodoluminescence (CL) microscopy.** The cathodoluminescence analysis has been used to distinguish mineral structure in the quartz veins with the aim to understand their formation dynamic. It gave us opportunity to visualize diverse structure patterns and growth zoning within quartz and fluorite, which was invisible by a conventional optical microscopy. The luminescence observed in SEM-CL images strongly depends on operating conditions but can be semiquantitatively classified as CL-black, CL-dark, CL-gray, and CL-bright. The thin sections were coated with a carbon layer and were bombarded with electrons with the energy of 20–40 keV and a beam current of 0.24 mA. The electron beam (4 nm cross section) and the sample were maintained in vacuum conditions of  $1.33 \cdot 10^{-8}$  bar. The REMMA 102-02 scanning electron microscope with a CL detector (SEM-CL) was used for black-and-white images of the internal growth and textures of the quartz assemblages.

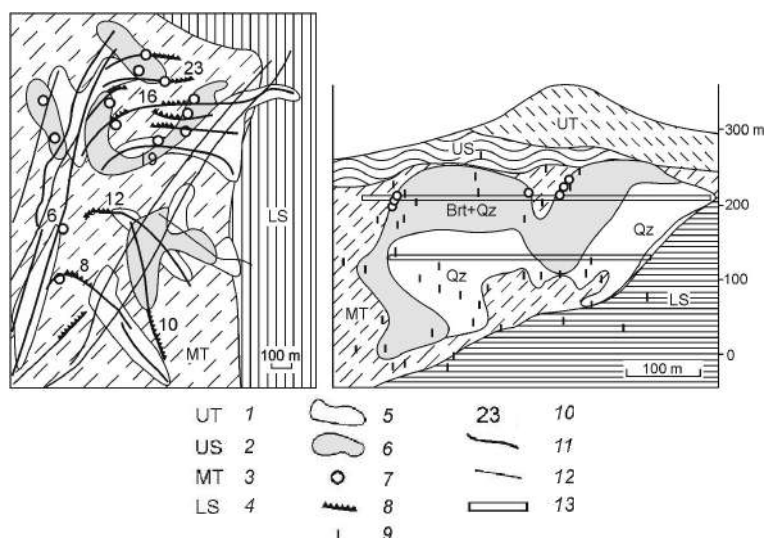


Fig. 3. Spreading of the fluorite-barite-quartz association on the map of horizon +130 and vertical projection of the 19<sup>th</sup> ore body:

1 – upper tuffs; 2 – upper sedimentary unit; 3 – middle tuffs unit; 4 – lower sedimentary unit; 5–8 – zones of quartz (5), barite-quartz (6), fluorite (7) and sulphides (8) development; 9 – intersection of ore body by borehold; 10 – number of ore bodies; 11 – ore zones; 12 – faults; 13 – drifts.

**Veins morphology.** The shear cracks connected with wall caldera contraction were filled with the carbonates, which subsequently were substituted by the sulphides of the first stage mineralization. Alteration of the older mineralization during the subsequent hydrothermal activity is frequently observed. The carbonates (dolomite, siderite, ankerite, and calcite) are corroded by sulphides, idiomorphic quartz and barite crystals and by aggregates of quartz crystals.

The Au-Ag-bearing veins are of two types: sulphide-quartz and quartz composition. One of the most noticeable textural features of the veins is absence of the successive growth features in the mineral aggregates. Only one ore zone (sixth), which divides Berehivske and Muzhiyevske deposits (see Fig. 2), contains textures of consecutive minerals growth patterns. This ore body also shows textures of breaking up and fragmentations of the vein material, which suggests their tectonic origin. Other ore bodies do not contain any of such tectonic characteristics and growth patterns in the free space of opening fissure from its walls to the centre.

The northern 16<sup>th</sup>, 19<sup>th</sup>, and 23<sup>rd</sup> ore bodies have nearly latitudinal spread; the dip is northern or north-eastern. The ore body thickness varies from 0.05 to 3 m. The contacts of the ore bodies with frame rocks are distinct, nearly vertical. The boundaries are straight or twisted; they are partly complicated with tongues. Sometimes the contacts with country rocks are indistinct because of intensive metasomatic alteration (kaolinization and silification). The elongate clasts of country rock are occasionally included in the veins, generally close to the wall rock contact. Pyrite appears to be the most common sulphide present within the host rock as small crystals. In the veins selvages there are often small fragments of the country rocks, cemented by quartz, sphalerite, and galena.

Quartz is the main mineral in the 15<sup>th</sup> ore body. The 19<sup>th</sup> ore body on the deeper horizons consists of quartz with rare barite; on the upper horizons, this ore body changes its character, which becomes compound barite-quartz nature. The 16<sup>th</sup> ore body is characterized by prevalence of quartz mineralization in close association with barite; sulphide mineralization is spread mainly in one of the selvage parts of this ore body and achieves up to 20 %. The most significant development of the barite-quartz mineralization with fluorite reaches in the 23<sup>rd</sup> and 12<sup>th</sup> ore bodies. Sulphide mineralization here is weak. Sulphides are widespread in the sixth ore body. The east flank in the eighth ore body is presented by sulphide mineralization, the western one is fulfilled by quartz and barite. In the 10<sup>th</sup> ore body sulphides of massive texture dominate, quartz and barite mineralization here is locally developed.

The veins often have sulphide periphery and a quartz centre (Fig. 4). The zones of the vein core are composed of coarse-crystalline quartz. Usually big veins are asymmetrical with sulphides situated in the lying-wall, and quartz settled in the hanging wall. The branches of the veins can be symmetrical with two sulphide selvages. The granular fluorite joins to sulphides aggregates immediately. Its greenish aggregates make units not more than 2 cm. The fluorite positioned not only at the vein edges in contact with rock but is found in quartz mass as separate small grains (up to 3 mm) and octahedral crystals (10–70 μm). Besides the zoned textures in veins there commonly are also massive, symmetric banding, rhythmic banding, colloform, nested, crustiform, and drusy. The banded texture conditioned by the interchange of quartz species and other minerals. The comb textures occur locally, mainly in the middle part of the vein, riming vugs or filling cavities. Fine crustification is widely apparent in the quartz vein. Crustiform colloform quartz textures are abundant.

Sulphides commonly are represented by sphalerite, pyrite, chalcopyrite; galena is less widespread and sulphosalts and marcasite are rare. The sulphide mineralization forms veinlets (their thickness – from 1 to 90 cm), lenses (up to 10–15 cm), small clusters, narrow bands, and scattered fine impregnation in the vein material. Sulphides are more or less oxidized, accompanied with goethite, jarosite, anglesite, and kaolinite.

Quartz is the main vein mineral, and it displays a range of structures including cryptocrystalline, solid, fine-grained, chalcedony, and drusy species. Very fine-grained and massive cryptocrystalline quartz dominates the vein material. The vein bulk of massive quartz achieves 70 volumetric percent (vol. %), a portion of drusy quartz varies from 0 to 15 vol. %. The size of quartz druses changes from 5 to 10 cm. The individual quartz crystals from these druses reaches 0.5–1.0 cm long. In the voids left after sulphide leaching fine aggregate of the free-flowing quartz appears. The vein quartz is colourless to milk-white. Sometimes vein's quartz tint is reddish or brown because of scattered mineral impregnation of lepidocrocite and goethite, which localizes among grains of the fine-crystalline aggregate. Locally, where the sulphide fine impregnation is sprayed, fine-crystalline quartz is taupe. As a rule, in vugs there are druses of the translucent fine-crystalline quartz. In some vugs, fulfilled with kaolinite, separate, translucent, well faceted quartz crystals with size up to 1 cm (19<sup>th</sup> ore body) were observed. Amethystine quartz occurs sporadically. Maximum concentrations of gold in quartz vein occur in fine-grained

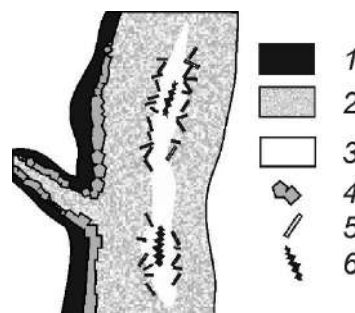


Fig. 4. Morphology of quartz veins:  
1 – sulphides; 2 – fine-grained, cryptocrystalline quartz; 3 – coarse-crystalline quartz; 4 – fluorite; 5 – barite; 6 – vug.

quartz adjacent to the sulphides. The zones of the vein core composed of coarse-crystalline quartz are generally gold-free or contain minimal gold concentrations.

Tabular barite localized at the central part of vein nearby voids, fulfilled with comb quartz (see Fig. 4). The size of barite crystals varies from shares of millimetre up to five centimetres. In the quartz aggregates, there are sometimes tabular vugs left after the barite leaching. In the sites where dimension of the quartz grains increases, barite crystals become bigger too.

Among rare minerals observed in the ore bodies there are adularia, haematite, jarosite, anglesite, halloysite, manganese oxides.

**Signs of the quartz forming from silica gel. *Microtextures of the quartz veins.*** In thin sections under a microscope there are sites containing structures of recrystallisation of the silica gel, which roughly remind a parquet figure (Fig. 5, *a*). With the lack of such structures in cryptocrystalline quartz in the polarized light only the effect of aggregate polarization is being observed. In the process of recrystallisation the quartz unit dimension of grains has increased, therefore the previous parquet orientation is kept (see Fig. 5, *b*).

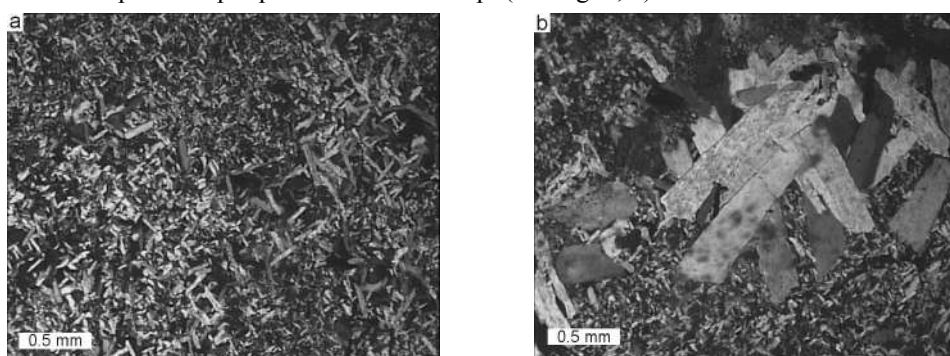


Fig. 5. Quartz structures (polarizing microscope, with analyzer):

*a* – grains have an oriented parquet figure; *b* – the parquet orientation is kept in the quartz aggregate, which has undergone recrystallisation due to which the grain dimension increased.

Chalcedonic relicts in mineralized veins are frequently – radial-fibrous spherulites and concentric-zone oolites, which are considered to be typical metacolloid feature [5]. The absence of zones of attachment of barite crystals (Fig. 6, *a*) and chalcedonic (see Fig. 6, *b*) or quartz overgrowth around them are characteristic features of veins and proves that barite arises and grows in free medium. The most widespread patterns of barite crystals arrangement are zoned, where they are situated in banded gathering on different angles to one another (Fig. 7, *a*). The less widespread barite structures are represented by framework of the crystals oriented in three directions (Fig. 8). Barite oriented frameworks, as well as quartz structures with parquet orientation, reflect its crystallization in suspended state in the more or less homogeneous environment. As a rule, the fine-grained barite associates with the fine-grained quartz and the coarse-grained barite associates with the coarse-grained quartz that testifies about their simultaneous growth and about degree saturation changes in the mineralization environment.

The sticking of the fine gas bubbles to the barite crystal surfaces took place in the quartz aggregates (see Fig. 8, *a, b*). The bubbles have a faced appearance. The size of bubbles does not exceed 0.1 mm. The frequency of their sticking is very changeable: some barite crystals are completely surrounded by such bubbles (see Fig. 8, *a*), the others have a single sticking (see Fig. 8, *b*).

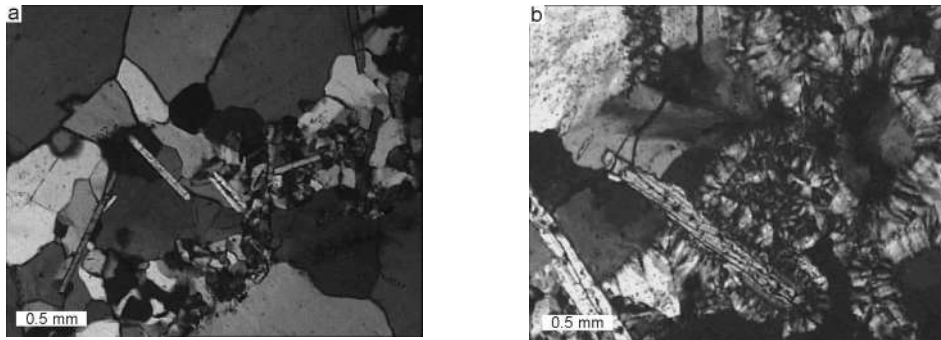


Fig. 6. Barite-quartz aggregate (polarizing microscope, with analyzer):  
*a* – the elongated barite crystals are suspended, they haven't got an any attachment surface; *b* – chalcedonic overgrowth around the barite individual crystals.

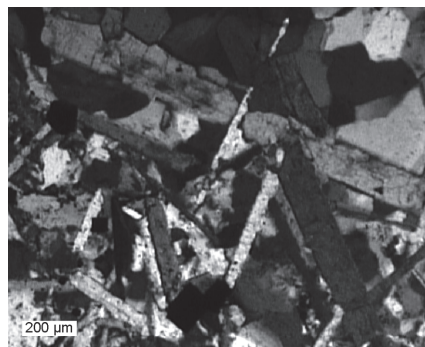


Fig. 7. Barite-quartz aggregate (polarizing microscope, with analyzer). The barite structures are represented by framework of the crystals oriented in three directions.

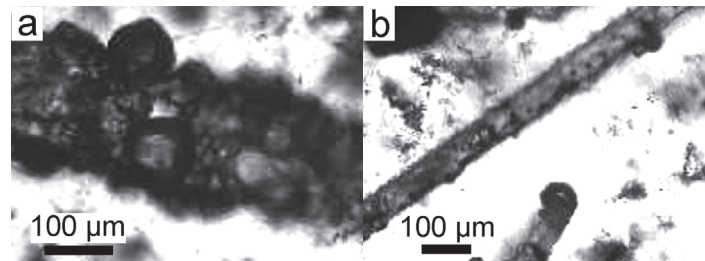


Fig. 8. Gas bubbles stucked on the barite crystal surface in the barite-quartz aggregate.

In some individual cases, the bubbles become a local cause of the barite crystal growth stopping. In some places the point of bubble contact on barite surface was transformed into the pit as free growing sections of quartz partly overgrown the incompatible phase. Such gas bubbles could exist in the viscous gels as open structure of silica gel, which is able to contain big quantity of incompatible contaminants and gaseous matter [9, 19]. During the progressive process of the barite-quartz aggregate maturing incompatible bubbles were partitioned to barite margins.



**Scanning electron microscope CL imagery.** Cathodoluminescence gave us an opportunity to describe the different morphological varieties of the quartz and their spatial distribution, as well as the morphology and spatial distribution of other minerals, not noticeable under the optical microscopy. Quartz displays variations in intensity of scanning electron microscope-cathodoluminescence (SEM-CL). Microobservations indicate that separate domains with different microstructures exist in the veins. Changes from one to the other structural variety can be gradual or drastic. Thus SEM-CL reveals surprisingly variable textural species of very fine particles quartz aggregates in veins: with patchy, zoned CL nature more or less contrasting to one another (Fig. 9, *a*), drusy aggregates (usually labeled with zoning) (see Fig. 9, *b, c*), spotty bands reminding flowers or plumes (see Fig. 9, *d*), or tubes (see Fig. 9, *e*), small flakes with any suggestion of crystal faces (see Fig. 9, *f*). The euhedral to subhedral quartz crystals exhibit dark core with a fine oscillatory growth zoning, and a strong bright CL rim (see Fig. 9, *b, c*). The periphery of these rims in bigger crystals is good seen to be splintered (see Fig. 9, *c*). A noteworthy feature of quartz structure revealed by CL is the presence of a considerable amount of isolated zoned and non-zoned quartz crystals (the size is 5 mm or less), which are placed in the massive cryptocrystalline quartz, similarly to porphyritic crystals (see Fig. 9, *g, h*). Owing to CL there are noticeably visible innumerable minute blocks in the centre of some of them (see Fig. 9, *g*) and an irregular inner structure (see Fig. 9, *h*).

Syneresis microcracks are often observed in the quartz aggregates (see Fig. 9, *g*), they have no connection with tectonic cracks and are the result of gel ageing [5, 19]. They usually have a twisted morphology and are fulfilled with later quartz. These syneresis microcracks have a later overgrowing of the crustiform fine-grained quartz.

One of the characteristic textures of quartz aggregates is rhythmically zoned, which exhibit arrangement in a regular repeating pattern. Precipitation occurring in a diffusion-controlled gel system often forms reproducible, periodic patterns [3, 15, 24, 30, 31]. In our case, the periodic patterns are presented by the interchange of quartz crystals sizes in bands: from the cryptocrystalline to the fine-crystalline drusy (Fig. 10). The change of the size species between the stratum is drastic. The thicknesses of bands are approximately the same in one level and slightly changeable in different repeating rhythms. The bands characterize by analogous CL brightness on the same level. In some individual rhythms the barite crystals may occur. Usually the barite of the Berehove ore field does not show luminescence.

Noteworthy to admit, that the barite crystals (Fig. 11, *a*) as usual are placed on boundaries where quartz changes its CL characteristics (see Fig. 11, *b*). Such textures appeared on the boundaries, which are dimensionally isolated parts of the different gel viscosity. The division of silica gel into areas of somewhat different degree of polymerization created phase boundaries, which facilitated energy consumption on the formation of barite crystal nucleus.

Let's pay attention to the barite arrangement patterns in the quartz aggregate. Quartz is included in the triangular or another shape interstitial space of the barite crystals, where it grew on barite surfaces and occupied all space (Fig. 12). This arrangement, most likely, shows that barite crystals were originally free swimming in silica colloid. Barite has often ragged borders in contact of quartz due to their subsequent mutual interference.

Similar to quartz, fluorite reveals well-developed growth zoning (Fig. 13) as well as a sector zoning. Often the fluorite crystals have splintered periphery (see Fig. 13). Fluorite has its own facets only on a one side; the growth zoning has been developed under these facets. This is evidently the case where the speed of fluorite crystallization has outstripped the quartz's one.

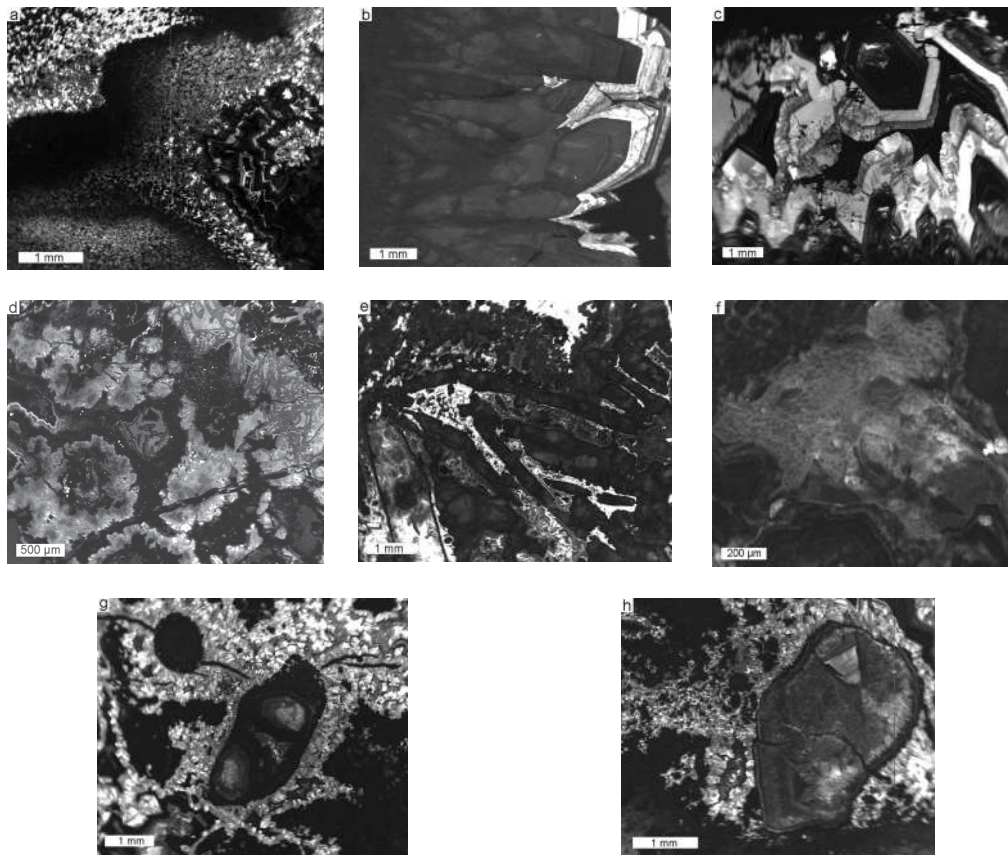


Fig. 9. Scanning electron microscope-cathodoluminescence (SEM-CL) images reveal the different morphological varieties of the quartz in the veins:

*a* – zoned aggregate with structure changes from cryptocrystalline to fine-crystalline; *b* – druse quartz, SEM-CL image reveals a fine oscillatory zoning and a strong bright CL color in the periphery of the aggregate; *c* – druse aggregate with bright CL-zone in the splintered periphery; *d* – spotty CL bands reminding flowers or plumes; *e* – tubes with a spotty dark CL inside and a bright CL crustification; *f* – small hazy flakes; *g* – separate block crystals of the quartz placed in the array of the cryptocrystalline quartz crustification; there are also roundish black CL aggregate, a syneresis microcrack with the later crustiform fine-grained aggregates; *h* – separate zoned individual crystal with the blocky structure and the later crustiform fine-grained overgrowths.

Therefore, quartz is accrued on the fluorite crystals. Sometimes on its way, fluorite catches barite crystals, which have generated earlier, and partly or completely fills the intervals between them.

The given textural attributes allow us to assert that the formation of the quartz was preceded by the precipitation of amorphous silica from a gel, which has crystallized further in the chalcedony and quartz. Usually, the silica precipitates from geothermal brines as colloidal amorphous silica [2, 4, 9–11, 18, 35, 42–45]. Colloform, spheroidal textures, radial-fibrous spherulites, chalcedonic relicts, syneresis microcracks are considered to be typical metacolloid feature [5, 9, 16, 29, 38]. Periodic patterns structures are usual for diffusion-controlled gel systems [3, 15, 24, 30, 31]. In the most of the hydrothermal system the transformation of the

amorphous precursor to the more thermodynamically stable polymorphs species with low activation energy such as quartz or chalcedony takes place [6, 16].

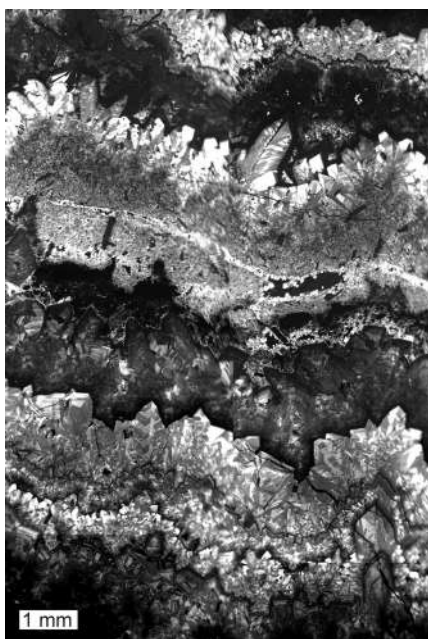


Fig. 10. SEM-CL-image of the rhythmically zoned quartz aggregate.

The image is composed from several smaller. In the middle of the image, there is a zone of the crypto-crystalline quartz, which contains a cavity and syneresis crack healed by later quartz with brighter CL.

The silica gel was non-homogeneous in its volume; it had different degree of thickness and watering. It was divided into separate parts or zones, some of which were more or less stagnant. Prevalence of the cryptocrystalline quartz varieties in the largest vein bulk testifies predominance of the stagnant zones in the crystallization medium. Various conditions of the initial amorphous substratum crystallization had led to the forming of the different aggregation types observed in the veins. Ageing of silica gel had led to the formation of the syneresis cracks; they possibly became conduits for infiltration and solution circulation. The presence of the coarse-crystalline drusy quartz units in the veins reflects existence of the filtration channel for hydrothermal solution in the primary gel matrix. Drusy quartz could form from the solution, which was exuded during syneresis. The local crystallization centres in the overall vein bulk were situated irregularly. The correlation of these different centres had determined origin of the heterogeneous, banded, and zoned mineral unit allocation. Thus, the primary gel medium was heterogeneous. Among different thickness zones there were phase boundaries, which allocated crystal nucleation of the barite and fluorite. Naturally, there is a zoning in quartz assemblages where they are gathered in banded zoned accumulation.

The growth of the barite and fluorite was possible because the gel allowed diffusion of the components necessary for their forming.

Another prominent feature of the heterogeneous gels was the origin in them of semi-permeable membranes and penetration of less concentrated solution to the zones with higher concentration because of osmotic pressure. This occasionally causes stretching and rupturing of the membrane [40]. The rejected solution is less dense than the polymerized gel. In such cases so-called chemical gardens are formed [8, 33, 39] in the gel environment. The examples of this process may reflect spotty bands reminding flowers or plumes (see Fig. 9, *d*) and tubular structure (see Fig. 9, *e*) in quartz veins.

Heterogeneous structures that remind a feather or flowers may represent also the coalescence of the coacervated drops in the colloid system. When sour solutions arrive into the sol rapid destruction of solvation spheres of silica micelles and gel forming with next rapid crystallization of gel took place [19], which resulted in forming of these inhomogeneous cryptocrystalline structures with such CL patterns (see Fig. 9, *d, f*). Crystallization took place slower in the areas where an electrolyte did not enter. As the result, there are fine-grained aggregates of quartz formed by the mechanism of mass crystallization [28].

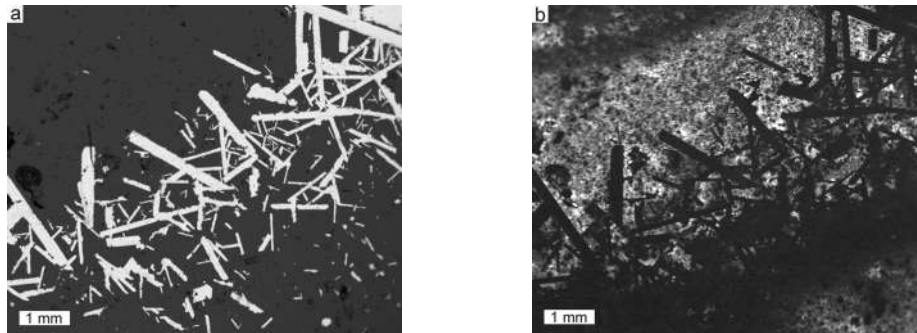


Fig. 11. Barite-quartz aggregate:

*a* – BSE-image (barite is light, quartz is dark); *b* – SEM-CL-image (it demonstrates that barite zone is situated on the boundary of quartz array with different CL properties).

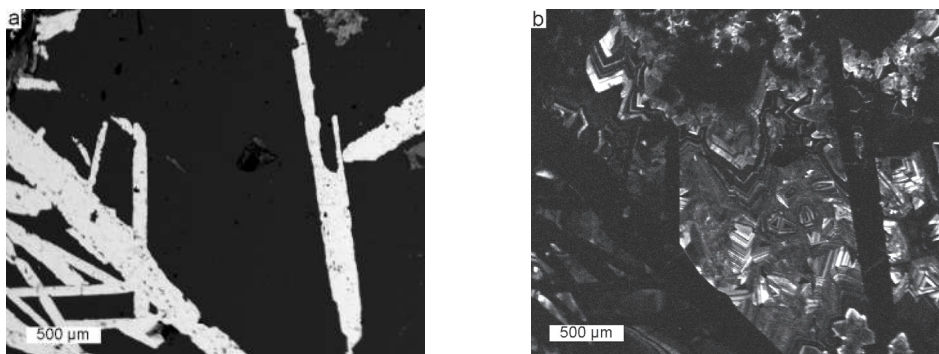


Fig. 12. Barite-quartz aggregate:

*a* – BSE-image (barite is light, quartz is dark); *b* – SEM-CL-image (reveals the quartz structure and zoning among the barite faces).

In cryptocrystalline groundmass quartz there are some relatively large crystals of quartz (see Fig. 9, *g*, *h*). In the given phenomenon Ostwald ripening can be distinguished [8]. Greatly enlarged “greedy giants” [30, 31] were formed in monodisperse homogeneous sol. According to the large crystals from (see Fig. 9, *g*), in the earlier stages of crystallization these crystals were probably merely aggregates of crypt-crystals. With further development, the individual crystals coalesce to form a single large crystal. In the later stages of development, these features were nearly obliterated, so that only a hazy CL mottling gives a clue as to its former composite character. The formation of well faceted crystals shows us the original features of the crystal growth in gels [5, 15]; the characteristic properties of mechanical interaction of crystals with gel are observed. Gel easily recedes before growing crystals – that provides conditions for their idiomorphic development. Sticking of the gas bubbles to the crystal surface certainly could take place in the gel environment. The gaseous phase impurities were adhered toward barite grain boundaries as barite crystals arose in the silica gel, then after silica gel crystallized into quartz, bubbles acquire a faceted appearance (see Fig. 8, *a*).

The quartz crystal zoning (see Fig. 9, *b*, *c*) represents crystallization conditions in the close system, where accumulation of the trace elements took place eventually.

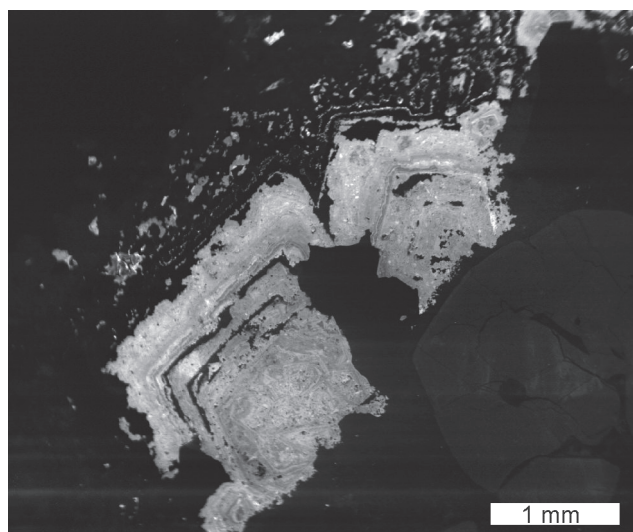


Fig. 13. SEM-CL-image of the fluorite, placed in the quartz aggregate, which here do not show CL. The fluorite crystals are zoned and have the splintered periphery.

First quartz nucleuses do not contain such quantity of the impurities, which have peripheral zones and younger quartz units (see Fig. 9, *b*, *c*). Blocky and splintered inner structure of quartz's rim reflects deformation phenomenon [37], which arise under growth tension in the medium of high viscosity. M. Sander and J. Black [34] described such vein quartz crystals and named them "plumose" quartz.

A frequently observed free-growing barite crystal (see Fig. 6 *a*, *b*, 11, 12) occurred in the viscous environment. The absence of zones of attachment of barite crystals and chalcedonic or quartz overgrowth around them, proves that barite arose and grew freely in the silica gel. Oriented "parquet" quartz structures and barite frameworks arose in the stagnant zones of the gel bulk. Individual crystals there are arranged with minimal quantity of their contacts. The contact of individual barite crystal is dotted only by vertices. The facets of the crystals in solutions are usually blocked by a solvation sphere, which creates a potential barrier to their adhesion. On the vertices the electric double layer is absent, solvate layer thickness is relatively small (0.1 microns or less), so electro-kinetic potential does not prevent sticking [1]. On the tops there are more uncompensated bonds, unlike the faces they possess power of attraction rather than repulsion.

The crystallization of the barite and fluorite promoted quartz crystallization, because it forced the precipitation of the silica gel by the heterogenetic nucleation on their faces. The barite ragged borders in contact with quartz suggest their simultaneous and competitive grow after quartz began to crystallize.

Textural evidence found within the quartz veins, reviled by SEM-CL, does support a former colloidal precursor: the silica colloid, and further gel. The general structural vein patterns suggest that cryptocrystalline quartz varieties were formed from silica gel, whereas coarse-crystalline drusy quartz and metacryst precipitated from solutides.

Barite and fluorite arose in the silica gel environment free swimming; its crystals caused and accelerated the crystallization of the quartz by mechanism of heterogeneous nucleation.

Subsequently these minerals continued to grow simultaneously, which is proved by their ragged competitive borders in contact with the quartz.

*We are grateful to the main geologist of Berehove mine V. Drachuk for the help in collecting of mineral specimens and access to the mining documentation.*

#### REFERENCES

1. Askhabov A. M. Processes and mechanisms of the crystallogenesis / A. M. Askhabov. – Leningrad : Nauka, 1984. – 168 p. (in Russian)
2. Bohlmann E. G. Kinetics of silica deposition from simulated geothermal brines / E. G. Bohlmann, R. E. Mesmer, P. Berlinski // Soc. Petrol. Eng. – 1980. – Vol. 20. – P. 239–248.
3. Chadam J. Moving interfaces and their stability: applications to chemical waves and solidification / J. Chadam, P. Ortoleva // Dynamics of Nonlinear Systems. – New York : Gordon and Breach, 1986. – P. 247–278.
4. Chan S. H. A review on solubility and polymerization of silica / Chan S. H. // Geotherm. – 1989. – Vol. 18. – P. 49–56.
5. Chuhrov F. V. Colloids in the Earth's Crust / F. V. Chuhrov. – Moscow : AN SSSR, 1955. – 671 p. (in Russian)
6. Dove P. M. Silica-water interactions / P. M. Dove, J. D. Rimstidt // MSA Rev. Mineral. – 1994. – Vol. 29. – P. 259–308.
7. Evolution of magmatic vapor to gold-rich epithermal liquid: the porphyry to epithermal transition at Nevados de Famatina, Northwest Argentina / C. Pudack, W. E. Halter, C. A. Heinrich, T. Pettke // Econ. Geol. – 2009. – Vol. 104. – P. 449–477.
8. Formation of chemical gardens / J. H. Cartwright, J. M. García-Ruiz, M. L. Novellay, F. Otálora // J. Colloid Interface Sci. – 2002. – N 256. – P. 351–359.
9. Formation of coagulated colloidal silica in high-temperature mineralizing fluids / B. J. Williamson, J. J. Wilkinson, P. F. Luckham, C. J. Stanley // Mineral. Mag. – 2002. – Vol. 66. – P. 547–553.
10. Fournier R. O. Silica minerals as indicators of conditions during gold deposition / R. O. Fournier // US Geol. Surv. Bull. – 1985. – N 1646. – P. 15–26.
11. Fournier R. O. The behavior of silica in hydrothermal solutions / R. O. Fournier // Rev. Econ. Geol. – 1986. – N 2. – P. 45–62.
12. Geochemical constrains from zoned hydrothermal tourmalines on fluid evolution and Sn mineralization: an example from fault breccias at Roache, SW England / B. J. Williamson, J. Spratt, J. T. Adams [et al.] // J. Petrol. – 2000. – Vol. 41. – P. 1439–1453.
13. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and Intra-Carpathian area / Z. Pécskay, J. Lexa, A. Szakács [et al.] // Geol. Carp. – 2006. – Vol. 57. – P. 511–530.
14. Götze J. Origin, spectral characteristics and practical application of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review / J. Götze, M. Plötze, D. Habermann // Mineral. Petrol. – 2001. – Vol. 71. – P. 225–250.
15. Henish H. K. Crystal Growth in Gels and Liesegang Rings / H. K. Henish. – Cambridge : University Press, 1988. – 198 p.
16. Herrington R. J. Colloidal gold and silica in mesothermal vein system / R. J. Herrington, J. J. Wilkinson // Geol. – 1993. – Vol. 21. – P. 539–542.



17. Hydrosilicate liquids in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  with NaF, NaCl and Ta: evaluation of their role in ore and mineral formation at high  $T$  and  $P$  / S. Z. Smirnov, V. G. Thomas, V. S. Kamenetsky [et al.] // *Petrol.* – 2012. – Vol. 20. – P. 271–285.
18. Hydrothermal vent fluids, siliceous hydrothermal deposits, and hydrothermally altered sediments in Yellowstone Lake / W. C. Shanks, L. A. Morgan, L. Balistrieri, J. C. Alt // *Geothermal Biology and Geochemistry in Yellowstone National Park: Proceeding of the Thermal Biology Institute Workshop, Yellowstone National Park.* – WY : Hardcover, 2003. – P. 53–72.
19. Iler R. K. *The Chemistry of Silica* / R. K. Iler. – New York : John Wiley and Sons, 1979. – 866 p.
20. Koptyuh Yu. M. Gold-Polymetallic Mineralization in the Inner-Carpathian Volcanic Belt / Yu. M. Koptyuh. – Kiev : Naukova dumka, 1992. – 146 p. (in Russian)
21. Landtwing M. R. Relationships between SEM-cathodoluminescence response and trace-element composition of hydrothermal vein quartz / M. R. Landtwing, T. Pettke // *Am. Mineral.* – 2005. – Vol. 90. – P. 122–131.
22. Lovering T. G. Jasperoids of Pando area, Eagle County, Colorado / T. G. Lovering, A. V. Heyl // *Geol. Surv. Bull.* – 1980. – N 1474. – P. 1–36.
23. Magmatic and metasomatic processes during formation of the Nb-Zr-REE deposits Khaldzan Buregte and Tsakhir (Mongolian Altai): Indications from a combined CL-SEM study / U. Kempe, J. Goëtz, S. Dandar, D. Habermann // *Mineral. Mag.* – 1999. – Vol. 63. – P. 165–177.
24. Merino E. Survey of geochemical self-patterning phenomena / E. Merino // *Chemical Instabilities.* – Dordrecht : D. Reidel Publishing Company, 1984. – P. 305–328.
25. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration / D. Moncada, S. Mutchler, A. Nieto [et al.] // *J. Geochem. Explor.* – 2012. – N 114. – P. 20–30.
26. Müller A. Trace elements and growth patterns in quartz: a fingerprint of the evolution of the subvolcanic Podlesí Granite System (Krušné hory Mts., Czech Republic) / A. Müller, A. Kronz, K. Breiter // *Bull. Czech. Geol. Surv.* – 2002. – Vol. 77. – P. 135–145.
27. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian region: a review / J. Lexa, I. Seghedi, K. Németh [et al.] // *Cent. Eur. J. Geosci.* – 2010. – N 2. – P. 207–270.
28. Nývlt J. Nucleation and growth rate in mass crystallization / J. Nývlt // *Prog. Cryst. Growth. Charact.* – 1984. – N 9. – P. 335–370.
29. Oehler J. H. Hydrothermal crystallization of silica gel / J. H. Oehler // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1976. – Vol. 87. – P. 1143–1152.
30. Ortoleva P. J. Solute reaction mediated precipitate patterns in cross gradient free systems / P. J. Ortoleva // *Z. Phys. B. Con. Mat.* – 1982. – Vol. 49. – P. 149–156.
31. Ortoleva P. J. The self-organization of Liesegang bands and other precipitate patterns / P. J. Ortoleva // *Chemical Instabilities: Applications in Chemistry, Engineering, Geology, and Materials Science.* – Boston : D. Reidel, 1984. – P. 289–297.
32. Rusk B. Scanning electron microscope-cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana / B. Rusk, M. Reed // *Geol.* – 2002. – Vol. 30. – P. 727–730.
33. Sainz-Díaz C. I. Microstructures in the formation of chemical gardens / C. I. Sainz-Díaz, J. H. E. Cartwright, B. Escibano // *Mater. Res. Soc. Symp. Proc.* – 2008. – N 1097. – P. GG07–08.

34. Sander M. V. Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems – implication for fluid inclusion studies / M. V. Sander, J. E. Black // *Econ. Geol.* – 1988. – Vol. 83. – P. 1052–1060.
35. Saunders J. A. Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit, Humboldt county, Nevada: evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes / J. A. Saunders // *Econ. Geol.* – 1994. – Vol. 89. – P. 628–638.
36. Schmidt Mumma A. Diagenesis and fluid mobilisation during the evolution of the North German Basin – evidence from fluid inclusion and sulphur isotope analysis / A. Schmidt Mumma, M. Wolfgramm // *Mar. Pet. Geol.* – 2002. – Vol. 19. – P. 229–246.
37. Shtukenberg A. G. Optical Anomalies in Crystals / A. G. Shtukenberg, Yu. O. Punin. – St. Petersburg : Nauka, 2004. – 264 p. (in Russian)
38. Spycher N. F. Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative *P-T* paths: implications for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals / N. F. Spycher, M. H. Reed // *Econ. Geol.* – 1989. – Vol. 84. – P. 328–359.
39. Thouvenel-Romans S. Oscillatory growth of silica tubes in chemical gardens / S. Thouvenel-Romans, O. Steinbock // *J. Am. Chem. Soc.* – 2003. – Vol. 125. – P. 4338–4341.
40. Visual simulation of chemical gardens / Wei X., Qiu F., Li W. [et al.] // *IEEE Conf. Publications – Computer Graphics International.* – New York : Stony Brook, 2005. – P. 74–81.
41. Vityk M. O. Fluid evolution and mineral formation in the Berehove gold-base metal deposit, Transcarpathia, Ukraine / M. O. Vityk, H. R. Krouse, L. Z. Skakun // *Econ. Geol.* – 1994. – Vol. 89. – P. 547–565.
42. Weres O. Equations and type curves for predicting the polymerization of amorphous silica in geothermal brines / O. Weres, A. Yee, L. Tsao // *Soc. Pet. Eng. J.* – 1982. – Vol. 22. – P. 9–15.
43. White D. E. Silica in hot-spring waters / D. E. White, W. W. Brannock, K. J. Murata // *Geochem. et Cosmochim. Acta.* – 1956. – N 10. – P. 27–59.
44. Wilkinson J. J. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation / J. J. Wilkinson, J. D. Johnston // *Geol.* – 1996. – Vol. 24. – P. 395–398.
45. Wilkinson J. J. Silicothermal fluid: a novel medium for mass transport in the lithosphere / J. J. Wilkinson, J. Nolan, A. H. Rankin // *Geol.* – 1996. – Vol. 24. – P. 1059–1062.
46. Williamson B. J. Formation of coagulated colloidal silica in high-temperature mineralizing fluids / B. J. Williamson, C. J. Stanley, J. J. Wilkinson // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1997. – Vol. 127. – P. 119–128.

*Стаття: надійшла до редакції 28.08.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*



## ОЗНАКИ І ДОКАЗИ ФОРМУВАННЯ КВАРЦУ З СИЛКАГЕЛЮ В ЗОЛОТОНОСНИХ ЖИЛАХ БЕРЕГІВСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАКАРПАТТЯ)

Н. Словотенко<sup>1</sup>, Л. Скакун<sup>1</sup>, Р. Серкіз<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна  
E-mail: nslovotenko@gmail.com  
lzkakun@gmail.com

<sup>2</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка,  
Науково-технічний і навчальний центр низькотемпературних досліджень,  
вул. Драгоманова, 50, 70005 м. Львів, Україна  
E-mail: rserkiz@gmail.com

У переважній більшості золотоносних кварцових і сульфідно-кварцових рудних тіл епітермальних родовищ Берегівського рудного поля (Закарпаття) не виявлено ознак послідовного наростання від стінок до центра жили. Поширені однорідні прихованокристалічні та дрібнокристалічні, масивні відміни кварцу, які містять незначну кількість друзових агрегатів. Ця особливість свідчить про метасоматичне походження мінералу.

Гідротермальний кварц золото-кварцових жил проаналізовано катодолюмінесцентним аналізом за допомогою сканувального електронного мікроскопа. Текsturні особливості кварцових жил описано з акцентом на мінеральні співвідношення, послідовність кристалізації мінералів та, головню, внутрішню структуру кварцу. За допомогою катодолюмінесцентних зображень виявлено численні унікальні особливості будови жил, визначено й інтерпретовано фізичні та хімічні процеси формування мінералів. Виявлено ознаки колоїдного походження більшої частини кварцу. Прихованокристалічний кварц сформувався з силікагелю, а крупнокристалічний друзовий кварц осаджувався з істинних розчинів. Жильні текстури більшості рудних тіл є доказом того, що кварц утворювався метасоматично в дисперсному середовищі; кварц шостої рудної зони осаджувався з істинних розчинів за умов розкриття тріщин.

*Ключові слова:* кварцова жила, катодолюмінесценція, силікагель, Берегівське рудне поле, Закарпаття.

## **ПРИЗНАКИ И ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦА ИЗ СИЛИКАГЕЛЯ В ЗОЛОТОНОСНЫХ ЖИЛАХ БЕРЕГОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАКАРПАТЬЕ)**

**Н. Словотенко<sup>1</sup>, Л. Скакун<sup>1</sup>, Р. Серкиз<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,  
ул. Грушевского, 4, 790005 г. Львов, Украина  
E-mail: nslovotenko@gmail.com  
lzkakun@gmail.com*

<sup>2</sup>*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,  
Научно-технический и учебный центр низкотемпературных исследований,  
ул. Драгоманова, 50, 79005 г. Львов, Украина  
E-mail: rserkiz@gmail.com*

В подавляющем большинстве золотоносных кварцевых и сульфидно-кварцевых рудных тел эпitherмальных месторождений Береговского рудного поля (Закарпатье) не выявлено признаков последовательного нарастания от стенок до центра жилы. Распространены однородные скрытокристаллические и мелкокристаллические, массивные разновидности кварца, содержащие незначительное количество друзовых агрегатов. Эта особенность свидетельствует о метасоматическом происхождении минерала.

Гидротермальный кварц золотокварцевых жил проанализировано катодоллюминесцентным анализом с помощью сканирующего электронного микроскопа. Текстуры особенности кварцевых жил описано с акцентом на минеральные соотношения, последовательность кристаллизации минералов и, главным образом, внутреннюю структуру кварца. С помощью катодоллюминесцентных изображений обнаружено многочисленные уникальные особенности строения жил, определено и интерпретировано физические и химические процессы формирования минералов. Выявлено признаки коллоидного происхождения большей части кварца. Скрытокристаллический кварц сформировался из силикагеля, а крупнокристаллический друзовый кварц осаждался из истинных растворов. Жильные текстуры большинства рудных тел являются доказательством того, что кварц образовывался метасоматически в дисперсной среде; кварц шестой рудной зоны осаждался из истинных растворов в условиях раскрытия трещин.

*Ключевые слова:* кварцевая жила катодоллюминесценция, силикагель, Береговское рудное поле, Закарпатье.

УДК 550.42 (477.83)

## СВИНЕЦЬ ЯК ЕЛЕМЕНТ-ДОМІШКА У ВУГІЛЛІ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ

І. Бучинська, Г. Лазар, О. Шевчук

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

Вивчено поширення та розподіл домішкового свинцю у вугіллі Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Побудовано карто-схеми розподілу Pb у вугільних пластах  $v_6$  та  $n_8$ . Визначено сингенетичне, частково епігенетичне походження свинцю у вугіллі.

*Ключові слова:* вугілля, елементи-домішки, свинець, геохімія, Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн.

Склад і концентрація малих компонентів у вугільних пластах і вугленосних формаціях визначені геолого-геохімічними умовами формування вугільного пласта: складом і ступенем метаморфізму вугілля, фаціальними умовами нагромадження вугленосних відкладів, геоструктурним типом вугленосної формації, гідрогеологічним режимом і геохімією підземних вод. Унаслідок цих процесів формувалося вугілля досить різноманітного мікроелементного складу вугілля, що зумовлено: 1) значним привнесенням теригенного матеріалу; 2) достатньо частими змінами обстановок, що приводило до зміни живлення торфовищ; 3) вторинними процесами; 4) можливою гідротермальною діяльністю. Фонові концентрації малих елементів різні за складом і концентрацією. Локальні аномальні концентрації мікроелементів визначені способом формування й епігенетичних перетворень для кожного окремого пласта.

Наша мета – визначення геохімічних особливостей мікроелементного складу вугілля Львівсько-Волинського басейну (ЛВБ). Нижче наведено дані про свинець як один із постійних і досить поширених домішкових елементів у вугіллі вугленосних формацій. Загалом мікроелементний склад вугілля вивчають для виявлення й оцінки корисних елементів, реально або потенційно придатних для попутного вилучення в разі використання вугілля, з'ясування токсичності елементів-домішок, які можуть бути небезпечними для довкілля під час видобутку й переробки, визначення особливостей нагромадження й поширення елементів-домішок в окремих вугільних басейнах чи пластах.

Свинець (іонний радіус – 0,117 нм [8]) за геохімічною класифікацією О. Перельмана належить до металів-халькофілів [11]. За певної концентрації свинцю у вугіллі можна прогнозувати попутне вилучення його разом з германієм, молібденом, ураном. Також зазначимо, що навіть незначне підвищення щодо кларка кількості Pb у вугіллі є потенційною загрозою для навколишнього середовища в разі використання палива. Можливість багаторазового збагачування під час спалювання вугілля й металургійного перерозподілу золи створює сприятливі технологічні передумови для вилучення свинцю з

вугілля. Ці передумови ґрунтуються на здатності його до нагромадження у важких фракціях вугільної речовини і на леткості під час її спалювання, а також на можливості концентрації у субліматах (сублімації) [5].

Перші згадки про наявність свинцю у вугіллі належать до кінця XIX ст. [23, 24 та ін.]. З погляду геохімічної поведінки у вуглеутворювальному середовищі свинець має досить слабку здатність до міграції, для нього є ефективними сульфідні, сульфатні, карбонатні й фосфатні бар'єри у водному середовищі [21]. Свинець має високу спорідненість з гумусовою органічною речовиною й утворює стійкі розчинні комплекси [22].

У наземних ландшафтах свинець є, головню, низько- і середньобар'єрним елементом: бар'єр його поглинання близький до біогеохімічного фону, а якщо і перевищує його, то не більше ніж у 3–30 разів [6]. Це пояснюють токсичністю свинцю для рослин. З вищих рослин здатність нагромаджувати Pb мають ялина, смерека, а з нижчих – мохи [25]. Під час вивчення сучасних торфовищ фіксують різкі коливання вмісту Pb у поверхневих шарах торфовища, що напряму пов'язане з антропогенним чинником – атмосферою емісією свинцю. Унаслідок цього торфоутворювальна болотна рослинність і молоді поверхневі шари торфу нерідко відображають аномальні нагромадження свинцю, які різко зростають у лужному середовищі [20, 26]. Торфовища, що мають оліготрофне живлення (верхові болота), більше збагачені цим елементом.

Розподіл Pb у межах конкретного вугільного пласта найбільше залежить від зольності й сірчистості вугілля. Залежність концентрацій від петрографічного складу вугілля не простежується, оскільки маскується зазначеними вище чинниками. Положення проби в розрізі (колонці) пласта також є одним із важливих чинників розподілу. Вміст елемента залежить від рівня ґрунтових вод торфовища, причому зазначають, що розподіл Pb відрізняється за профілем верхових і низинних торфовищ. У низинних торфовищах максимум зафіксовано в приповерхневому шарі, а у верхових – у шарі на деякій відстані від поверхні (близько 40 см) [21].

Зазвичай, аномальний вміст свинцю у вугіллі пов'язаний з наявністю сульфідної мінералізації, яка може мати як сингенетичне, так і епігенетичне походження.

У ході визначення форм знаходження свинцю у твердому паливі окремих родовищ і басейнів різні дослідники дійшли неоднозначних висновків. Наприклад, В. І. Клер зі співавт. [5, 9, 10] доводить, що у вугільній речовині свинець цілком пов'язаний з мінеральною речовиною, міститься у складі сингенетичних і епігенетичних сульфідів, а в органічних компонентах його нема. На думку Я. Є. Юдовича зі співавт. [20], тільки підвищений вміст свинцю свідчить про те, що його основним носієм є Pb мінеральний. А в разі низького (близько кларкового і нижче) вмісту важливу роль відіграє Pb органічний, який надалі під дією  $H_2S$  переходить у Pb мінеральний (сульфідний). Під час сингенетичного збагачення свинець нагромаджується в покладах ще на стадії торфонагромадження. Джерелом можуть бути гірські породи з підвищеним кларком Pb [5, 9, 20, 22]. Деякі дослідники вважають, що свинець належить до елементів-домішок (Pb, Mo, V, Cu, Ti та ін.), зміна концентрації яких є досить хорошою ознакою різного генетичного типу сучасного, а отже, і палеоторфовища загалом. На їхню думку, максимальні концентрації цих елементів характеризують торфовища низинного типу, а мінімальні – верхового [10].

За результатами досліджень [2], концентрація свинцю у вугленосній речовині є низькою і становить у середньому близько 7 г/т. Визначено, що середній вміст Pb у вугіллі кам'яновугільних басейнів колишнього СРСР загалом становить, за [22], 25 г/т, за [5, 9,

10] – 15 г/т, у золі вугілля досліджуваного басейну – 49 г/т, а за [22] і [9], відповідно, – 170 і 91 г/т. Із порівняння цих даних випливає, що вугілля ЛВБ містить у два–три рази менше свинцю, ніж у середньому вугільна речовина взагалі.

Попередні дослідники зазначали, що загалом для вугілля ЛВБ не характерний високий вміст Pb. Дещо вищі концентрації властиві лише вугіллю серпуховського ярусу. У ЛВБ нагромадження Pb у вугіллі могло відбуватися внаслідок син-, а також епігенетичних процесів. Про сингенетичне походження свідчить пошарова зміна його концентрації у розрізі пласта і різке зростання концентрації в зонах розмивів [2].

Свинець у пробах золи вугілля ЛВБ міститься в усіх вугільних пластах нижнього карбону [1]. Коефіцієнт трапляння по світах змінюється від 84 до 100 %, концентрація свинцю по ярусах у середньому становить до 0,01 % (табл. 1).

Таблиця 1  
Свинець у вугіллі нижнього карбону Львівсько-Волинського басейну [1]

Ярус	Світа	Коефіцієнт трапляння, %			Концентрація Pb у вугіллі, %		
		від	до	серед-не	від	до	середне
Серпуховський	Бужанська	100	100	100	0	0,001–0,009	0,001–0,009
	Лішнянська	100	100	100	< 0,001	0,001–0,009	0,001–0,009
	Іваницька	84	100	98	0	0,01–0,09	0,001–0,009
	Середнє по ярусу	99			0,001–0,009		
Візейський	Порицька	86	100	98	0	0,01–0,09	0,001–0,009
	Устилузька	50	100	87	0	0,001–0,009	0,001–0,009
	Володимирівська	76	100	89	0	0,001–0,009	0,001–0,009
	Середнє по ярусу	94			0,001–0,009		

Концентрації Pb по полях шахт Червоноградського гірничопромислового району для вугільних пластів  $v_6$ ,  $n_7$ ,  $n_8$ ,  $n_8^B$ ,  $n_9$  наведено в табл. 2. За результатами опрацьованих аналізів простежено певне закономірне зменшення вмісту металу вгору за стратиграфічним розрізом, що загалом не суперечить закономірності для цього елемента. Дуже високі концентрації (до 180 г/т) стосуються, напевно, золи. Проте ми вважаємо, що це не впливає на загальну картину розподілу елемента по площі поширення пластів і в стратиграфічному розрізі.

По ЛВБ не завжди витримується залежність між зольністю вугілля й концентрацією в ньому свинцю, що, на думку авторів [2], засвідчує як незначне зростання вмісту свинцю за малої зольності, так і той факт, що в разі загально низького вмісту цього елемента він пов'язаний не тільки з мінеральною частиною вугілля, а й з органічною.

Для деталізації досліджень розподілу Pb по площі басейну ми побудували карти концентрації металу в пластах  $v_6$  і  $n_8$ . Ці пласти обрано для дослідження тому, що вони належать до різних частин нижньо-середньокам'яновугільної формації Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну.

Таблиця 2

Узагальнені результати аналізів вмісту свинцю  
 у вугільних пластах Червоноградського гірничопромислового району, г/т

Шахтні поля	Пласти вугілля				
	$v_6$	$n_7$	$n_8$	$n_8^B$	$n_9$
2, 5 і 9 ВМ	<u>4,0–49,0 (14)</u> 12,0		<u>5,3–7,8 (5)</u> 6,2	<u>2,1–36,0 (8)</u> 13,35	
4 ВМ	<u>1,0–84,0 (29)</u> 20,94	<u>8,9–43,0 (8)</u> 17,0	<u>1,2–67,0 (29)</u> 9,85	<u>3,1–36,0 (22)</u> 9,5	<u>4,9–57,0 (11)</u> 12,3
6 ВМ			<u>1,5–5,5 (4)</u> 2,8	<u>1,2–8,6 (15)</u> 5,7	<u>1,45–8,00 (4)</u> 4,66
7 ВМ	<u>1,2–180,0 (46)</u> 30,16	<u>4,1–23,0 (16)</u> 7,5	<u>4,1–23,0 (16)</u> 7,5	<u>3,8–46,0 (16)</u> 10,16	<u>3,6–18,0 (8)</u> 9,18
10 ВМ	<u>2,0–16,0 (10)</u> 6,66		<u>1,9–62,0 (26)</u> 11,6	<u>1,8–12,0 (21)</u> 5,5	<u>1,9–56,0 (25)</u> 12,6
1 ЧГ	<u>1,1–9,4 (21)</u> 7,7		<u>1,4–59,0 (19)</u> 5,1	<u>1,4–51,0 (20)</u> 7,96	
2 ЧГ	<u>4,2–19,0 (7)</u> 7,07		<u>1,6–6,0 (5)</u> 3,7	<u>4,9–10,0 (4)</u> 7,2	<u>3,0–7,8 (3)</u> 5,5
4 ЧГ			<u>1,8–19,2 (30)</u> 4,4		
5 ЧГ	<u>3,5–39,0 (11)</u> 10,9		<u>1,2–6,8 (8)</u> 2,5	<u>2,1–31,0 (9)</u> 8,1	
Середнє по пласту	13,60	12,25	5,96	8,40	8,80

Примітка. У чисельнику – межі коливань, у знаменнику – середнє значення, у дужках – кількість визначень.

Пласт  $v_6$  є основним промисловим пластом нижньої вугленосної підформації вугленосної товщі ЛВБ, на значних площах він має робочу потужність [7, 12]. Його промислова розробка може продовжити термін експлуатації діючих шахт.

Усебічне дослідження пласта і вивчення геохімічних особливостей вугілля є необхідним для окреслення картини розвитку вугленосного басейну. Пласт  $v_6$  лежить у верхній частині іваницької світи серпуховського ярусу  $S_1$ , належить до нижньої болотно-морської вугленосної підформації, тип осадонагромадження паралічний [7]. Море відступало в південно-західному напрямі, що зумовило загальну регресивну спрямованість осадонагромадження та поступове поширення континентальних умов, у тім числі сприятливих для формування торфовищ. Уважають, що такі умови були в центральній і південній частинах басейну [12]. Пласт складений клареновим та дюрено-клареновим маловідновним і перехідним за відновленістю вугіллям зі значним переважанням мацералів групи інертиніту над мацералами групи ліптиніту [13].

Для побудови карто-схеми опрацьовано 138 напівкількісних спектральних аналізів. Переважна більшість території зайнята вугіллям, де концентрація свинцю не перевищує 10–20 г/т (рис. 1). Ділянки з мінімальним вмістом Pb (до 10 г/т) охоплюють досить значні площі на заході, сході й півдні досліджуваної території і часто тільки “язиками” вклинюються в площу з вугіллям із вмістом Pb 10–20 г/т.

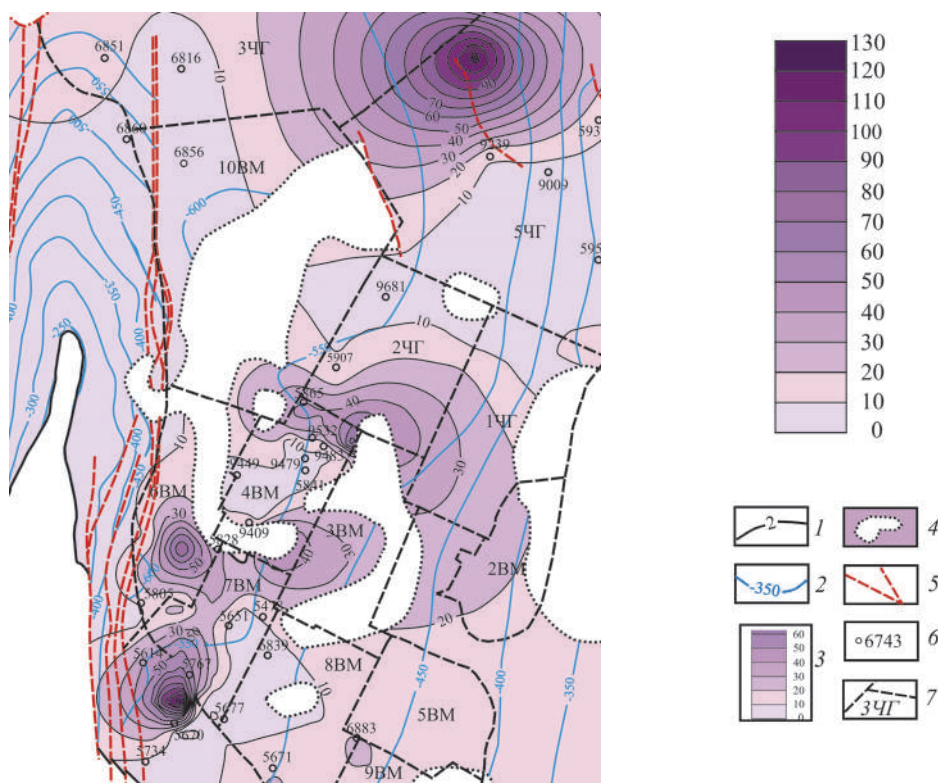


Рис. 1. Схема поширення свинцю по пласту  $v_6$ , масштаб 1:100 000  
(склали Г. Лазар, І. Бучинська, 2013):

1 – ізолінії концентрації германію, г/т; 2 – ізолінії глибини залягання пласту  $v_6$ ; 3 – шкала концентрацій, г/т; 4 – розмиви вугільного пласту  $v_6$ ; 5 – тектонічні порушення; 6 – свердловини; 7 – межі шахтних полів Червоноградського гірничопромислового району.

У центральній і північно-східній частинах території є низка аномалій з високим, подекуди вище кларкового, вмістом свинцю. На нашу думку, це свідчить про вплив внутрішньоформаційних розмивів, які сприяли збільшенню загальної зольності вугілля, а отже, – збільшенню вмісту Pb, концентрація якого прямо пов'язана з показником зольності. Хоча, напевно, максимальні значення ( $> 60$  г/т) у ході побудови карт варто було б відкинути як явно завищені або такі, що визначені у візрях з надмірною зольністю чи наявністю сульфідів.

Вугільний пласт  $n_8$  розміщений у бужанській світі серпуховського ярусу нижнього карбону ЛВБ. Він належить до верхньої високовугленосної алювіально-болотно-озерно-лагунової регресивно-трансгресивної підформації [7]. У ході дослідження використано спектральні аналізи середньопластових проб зі 140 свердловин Червоноградського гірничопромислового району, виконані в спеціалізованих лабораторіях ІГГК НАН України і Львівської геологічної експедиції в 1980–1990-х роках. Умови формування торфовища та утворення з нього вугільного пласту  $n_8$ , визначені за результатами геологічних, палеоботанічних, палеоніологічних, вуглехімічних комплексних досліджень, детально описано в працях попередніх дослідників [14–16, 18].

Пласт  $n_8$  найбільше поширений по площі, витриманий за потужністю і є одним із головних промислових пластів ЛВБ. У Червоноградському гірничопромисловому районі на Забузькому, Сокальському, Межирічанському родовищах він виявлений повсюдно, за винятком невеликих ділянок розмивів у південній частині Забузького родовища і в центральній Межирічанського [18, 19].

У переважній більшості вугілля пласта  $n_8$  концентрація Рb не перевищує 5 г/т (рис. 2). Вугілля західної частини території поширення пласта  $n_8$  має підвищений вміст свинцю – головню до 10 г/т, тільки на незначних ділянках зафіксовано максимальне значення – 35 г/т.

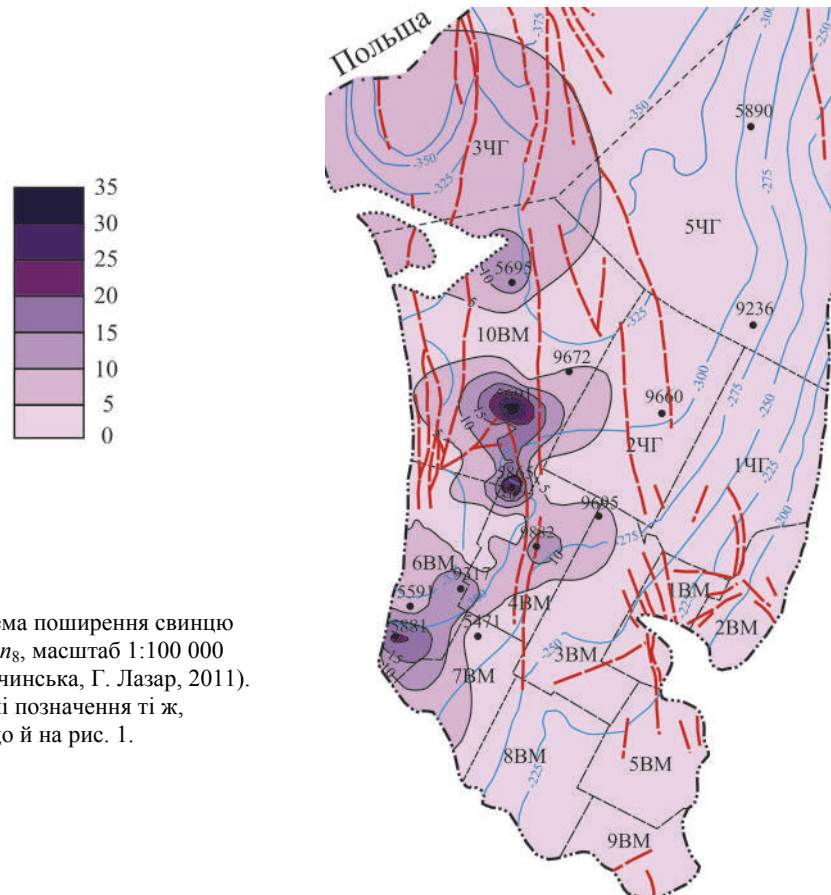


Рис. 2. Схема поширення свинцю по пласту  $n_8$ , масштаб 1:100 000 (склали І. Бучинська, Г. Лазар, 2011).  
Умовні позначення ті ж, що й на рис. 1.

У ході аналізування карти, побудованої нами, видно, що високі значення концентрації Рb на північному заході приурочені до зони розмиву пласта. Підвищені концентрації елемента на південному заході, імовірно, пов'язані з ділянками поширення низинних торфовищ [17].

Результати дослідження розподілу вмісту свинцю у вугіллі басейну засвідчили, що його нагромадження могло відбутися внаслідок як сингенетичних, так і епігенетичних процесів. Одним із вагомих доказів збагачення мікроелементами, у тім числі свинцем,



вугілля під час торфоутворення є пошарова зміна вмісту елементів-домішок у розрізі вугільного пласта, де, як довели наші дослідження, усі петрографічні шари вугілля відрізняються один від одного за вмістом мікроелементів, іноді досить суттєво. На думку авторів [3], головною причиною такого пошарового розподілу є циклічно змінене їхнє надходження в період торфонагромадження. Про епігенетичну природу частини свинцю у вугіллі басейну свідчить різке зростання його концентрації в зонах внутрішньоформаційних розмивів вугільного пласта.

На підставі наведеного можна зробити такі висновки.

Щодо визначення форм свинцю в цьому вугіллі зазначимо, що він тісно пов'язаний із зольністю, тобто з мінеральною частиною складу вугілля.

Нагромадження свинцю у вугіллі басейну відбувалося внаслідок як сингенетичних, так і епігенетичних процесів. Про перше свідчить пошарова зміна його концентрації в розрізі пласта, про друге – різке зростання концентрації Pb у зонах часткових або повних розмивів вугільного пласта.

Підвищені концентрації компонентів загалом тяжіють до периферійних ділянок або приурочені до внутрішньоформаційних розмивів. Збагачення вугілля мікроелементами (у тім числі свинцем) у зонах розмивів характерне для всіх пластів ЛВБ. Таке явище зумовлене нестабільністю умов залягання вуглеутворювальної речовини в зонах розмивів. Торф і сапропель зазнають механічного дроблення й перемивання. Мікроелементи, які містяться в суспензіях у водних потоках, що формують розмиви, інтенсивно контактують з додатковими органічними та мінеральними компонентами й акумулюються в цих зонах унаслідок сорбційного типу концентрацій та інших фізичних і хімічних процесів. За [4], це накладене явище дає змогу оцінити внутрішньоформаційні розмиви як мікрородовища і за певних умов ставити питання про селективний видобуток такого вугілля і його комплексне використання.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бартошинська Є. С. Геохімічна характеристика вугілля нижнього карбону Львівсько-Волинського басейну / Є. С. Бартошинська, С. І. Бик, С. Б. Казаков // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1980. – № 54. – С. 84–93.
2. Бик С. І. Розподіл свинцю у вугіллі Львівсько-Волинського басейну і продуктах його переробки / С. І. Бик, В. І. Узюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2002. – № 4. – С. 62–70.
3. Войткевич Г. В. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре / Г. В. Войткевич, Л. Я. Кизильштейн, Ю. М. Хомедков. – М. : Недра, 1983. – 156 с.
4. Забигайло В. Е. Геохимические особенности углей в зонах внутриформационных размывов пластов / В. Е. Забигайло, С. И. Бык, Е. С. Бартошинская // Доп. АН України. – 1992. – № 11. – С. 109–113.
5. Клер В. Р. Парагенетические комплексы полезных ископаемых сланцевых и угленосных толщ / В. Р. Клер, В. Ф. Ненахова. – М. : Наука, 1981. – 175 с.
6. Ковалевский А. Л. Биогеохимические поиски рудных месторождений / А. Л. Ковалевский. – М. : Недра, 1974. – 144 с.
7. Корреляция карбоновых угленосных формаций Львовско-Волинского и Люблинского бассейнов / В. Ф. Шульга, А. Здановски [и др.]. – Киев : Варта, 2007. – 427 с.

8. Краткий справочник по химии / [Под ред. О. Д. Куриленко]. – Киев : Наук. думка, 1974. – 991 с.
9. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Геохимия элементов / [В. Р. Клер, Г. А. Волкова, Е. М. Гурвич и др.]. – М. : Наука, 1987. – 300 с.
10. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Закономерности концентрации элементов и методы их изучения / [В. Р. Клер, В. Ф. Ненахова, Ф. Я. Сапрыкин и др.]. – М. : Наука, 1988. – 256 с.
11. Перельман А. И. Геохимия / А. И. Перельман. – М. : Недра, 1979. – 423 с.
12. Перспективи промислової вугленості глибоких горизонтів Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Стаття 1. Морфологія серпуховського вугільного пласта  $v_6$  і особливості його утворення / І. Костик, М. Матрофайло, В. Шульга [та ін.] // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2010. – № 3–4 (152–153). – С. 27–45.
13. Узіюк В. І. Вихідний рослинний матеріал, петрографічний склад, відновлення і відбивна здатність вугілля пласта  $v_6$  Львівсько-Волинського басейну / В. І. Узіюк // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2009. – Вип. 23. – С. 123–140.
14. Узіюк В. І. Досвід застосування геохімічних даних для виявлення умов формування вугілля на торф'яній стадії / В. І. Узіюк, С. І. Бик // Сб. науч. тр. НГА України. – 1999. – № 6, т. 1. – С. 114–117.
15. Узіюк В. І. Умови формування, кореляція і синоніміка вугільного пласта  $n_8$  Львівсько-Волинського басейну / В. І. Узіюк, Є. В. Узіюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2005. – № 1. – С. 36–49.
16. Узіюк В. Вихідні вуглетворні рослини, склад, якість і метаногенераційний потенціал вугілля пласта  $n_8$  Тяглівського і Любельського родовищ Львівсько-Волинського басейну / В. Узіюк, І. Шайнога, С. Сокоренко // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2009. – Вип. 23. – С. 141–154.
17. Умови утворення вугілля пласта  $n_8$  Львівсько-Волинського басейну за геохімічними даними / І. Бучинська, Г. Лазар, Л. Савчинський, О. Шевчук // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2013. – № 1–2 (162–163). – С. 32–41.
18. Угленосные формации карбона юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / [Е. С. Бартошинская, С. И. Бык и др.]. – Киев : Наук. думка, 1983. – 172 с.
19. Федущак М. Ю. Качественные показатели углей продуктивных пластов карбона Львовско-Волинского каменноугольного бассейна / М. Ю. Федущак, Л. М. Радченко. – Киев : Наук. думка, 1988. – 152 с.
20. Юдович Я. Э. Геохимия ископаемых углей. – Л. : Наука, 1978. – 262 с.
21. Юдович Я. Э. Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях / Я. Э. Юдович, М. П. Кертис. – Екатеринбург : УрО РАН, 2005. – 654 с.
22. Юдович Я. Э. Элементы-примеси в ископаемых углях / Я. Э. Юдович, М. П. Кертис, А. В. Мерц. – Л. : Наука, 1985. – 239 с.
23. Binns G. J. On the occurrence of certain minerals at Netherseal colliery, Leicestershire / G. J. Binns, G. Harrow // Trans. Leicestersh. Fed. Inst. Min. Eng. – 1898. – Vol. 13. – P. 252–254.
24. Crook T. On the frequent occurrence of ankerite in coal / T. Crook // Miner. Mag. – 1913. – Vol. 16, N 75. – P. 219–223.
25. Shacklette H. T. Elements content of bryophytes / H. T. Shacklette // U.S. Geol. Surv. Bull. – 1965. – N 1198-D. – 21 p.

26. Stevenson F. J. Organic matter reactions involving micronutrients in soils / F. J. Stevenson, M. S. Ardakani // *Micronutrients in Agriculture*. – Madison. Wis. : Soil Sci. Amer., 1972. – P. 79–144.

*Стаття: надійшла до редакції 12.06.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

## **LEAD AS THE TRACE ELEMENT IN COAL OF THE LVIV-VOLYN COAL BASIN**

**I. Buchynska, G. Lazar, O. Shevchuk**

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

Spreading and distribution of lead as the trace element in coal of the Lviv-Volyn coal basin have been studied. Schematic maps of Pb-distribution in the coal seams  $v_6$  and  $n_8$  have been compiled. The concentration of Pb in the seam  $v_6$  coal does not exceed 10–20 g/t. Districts of minimum Pb-content up to 10 g/t occupy considerable areas in the western, eastern, and southern parts of territory. In the central and north-eastern parts of the territory a number of anomalies with high (sometimes higher than clark) concentrations of the element have been discovered. Coal of the  $n_8$ -seam contains Pb in an amount of not more than 5 g/t. In the western part the coal with a high content of lead mostly to 10 g/t is distributed, only in a few places recorded a maximum value of 35 g/t.

The lead in the coal is closely associated with the ash content, that is, with the mineral part of coal composition. The accumulation of Pb in coals occurred due to syngenetic (layer-by-layer change of its concentration in the seam section) and epigenetic (sharp increase in Pb concentrations in areas of partial or complete erosion of the coal seam) processes.

Elevated concentrations of trace elements in coal, in general, tend to peripheral areas or confined to intraformational erosion. Coal enrichment in trace elements (including lead) in areas of erosion is typical of all seams of the Lviv-Volyn basin. This phenomenon is caused by the instability of conditions of coal-formation substances deposition in erosion areas. Peat and sapropel mechanically crushed and rewashed. Microelements, which contain in suspension in water flows (which form erosions), intensively contact with additional organic and mineral components and are accumulated in these zones due to concentrations of sorption type and other physical and chemical processes. This imposed phenomenon provides an opportunity to assess intraformational erosion as microdeposits, and under certain conditions to raise the question of selective mining of this coal and its integrated use.

*Key words:* coal, admixture elements, lead, geochemistry, Lviv-Volyn coal basin.

## **СВИНЕЦ КАК ЭЛЕМЕНТ-ПРИМЕСЬ В УГЛЕ ЛЬВОВСКО-ВОЛЫНСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА**

**И. Бучинская, Г. Лазар, Е. Шевчук**

*Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины,  
ул. Наукова, 3а, 79060 г. Львов, Украина  
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

Изучено распространение и распределение свинца как элемента-примеси в угле Львовско-Волынского каменноугольного бассейна. Построено карто-схемы распределения Pb в угольных пластах  $v_6$  и  $n_8$ . Определено сингенетическое, частично эпигенетическое происхождение свинца в угле.

*Ключевые слова:* уголь, элементы-примеси, свинец, геохимия, Львовско-Волынский каменноугольный бассейн.

УДК 001–051(477)

## ІВАН ПУЛЮЙ – ВЕЛЕТЕНЬ УКРАЇНСЬКОЇ НАУКОВОЇ ТА ГРОМАДСЬКОЇ ДУМКИ (ДО 170-РІЧЧЯ ВІД НАРОДЖЕННЯ)

Ю. Ворошилов<sup>1</sup>, В. Павлишин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*E-mail: voryura@mail.ru*

<sup>2</sup>*Київський національний університет імені Тараса Шевченка,  
вул. Васильківська, 90, 03022 м. Київ, Україна*

*E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com*

Стаття присвячена 170-й річниці видатного українського вченого – славетного фізика, геніального винахідника, перекладача Біблії українською мовою – Івана Павловича Пулюя. Описано його дитячі роки у Гримайлові Тернопільської області, опанування основами наук та багатогранні східини знаменної наукової діяльності в університетах Відня, Страсбурга і Праги. Доведено пріоритет ученого у відкритті рентгенівських променів за 14 років до К. Рентгена. Розглянуто історію перекладу ним Біблії у товаристві з П. Кулішем та І. Нечум-Левицьким і його подвижництво в активній громадській діяльності.

*Ключові слова:* Іван Павлович Пулюй, фізика, відкриття рентгенівських променів, Біблія, переклад українською мовою, Україна.

Накрилась Галич Едісона світлом,  
Щоб тьма не панувала вже над  
світлом.  
А ріки зашуміли дещо жваво –  
Крутили всі колеса величаво.  
Всім стало легше на цім світі, мило,  
І лікувати болячки важливо.  
І загуділи двигуни мажорно,  
Бо наш Іван прожив життя  
достойно.

*Антін Субчак*

Мінералоги добре знають, що рентгенівський метод був і досі є основним методом пізнання кристалічної (атомної) будови мінералів та речовини загалом. Тому не випадково науки часто поділяють на дві частини – до- і післярентгенівські. І це правильно, оскільки рентгеноструктурний метод відіграв ключову роль у розшифруванні кристалічних структур, кількість яких нині перевищує 300 000.

Історики науки, насамперед в Україні, повернулися до питання про історію відкриття Х-променів і дійшли такого висновку: нині є достатньо фактів, які свідчать про те, що

першовідкривачем X-променів був не Вільгельм Конрад Рентген, а український фізик і електротехнік Іван Пулюй. Пріоритет, як відомо, залишився за Рентгеном. Чому?

У 2015 р. минуло 170 років від дня народження одного з найвидатніших представників світової науки – фізика, електротехніка, геніального винахідника, оригінального письменника, перекладача Біблії українською мовою, активного громадського діяча Івана Павловича Пулюя (рис. 1).

Іван Пулюй народився 2 лютого 1845 р. у селищі Гримайлів тепер Гусятинського р-ну Тернопільської обл. Гримайлів з початку XVIII ст. належав великому коронному гетьману Адаму Миколаю Сенявському, який посприяв здобуттю для селища магдебурзького права (1720). З 1831 р. господарем Гримайлова був Антим Нікоревич, а після нього – його зять граф Леонард Пінінський, син якого Леон – намісник Галичини – став пізніше ректором Львівського університету. У багатодітній (сім дочок і двоє синів) греко-католицькій родині Оксани Бурштинської та заможного й освіченого селянина Павла Пульгуя, який протягом 1861–1865 рр. був навіть місцевим бургомістром, Іван був старшим сином. У 1861 р. Павло змінив прізвище на Пулюй.



Рис. 1. Іван Павлович Пулюй (1845–1918).

Малого Івана виховували в глибоко релігійному дусі зі щотижневим відвідуванням церкви, батьки мріяли про теологічну освіту сина. Хлопчик був украй допитливою дитиною, змалку добре читав, любив астрономію і природничі науки. Спочатку він навчався у місцевій початковій школі, а 1864 р., після закінчення тернопільської гімназії, за переказами односельчан, пішки пішов до Відня – столиці Австро-Угорщини, де вступив на теологічний факультет університету.

Ще гімназистом Іван заснував молодіжний гурток для піднесення національної свідомості та вивчення й популяризації української історії та літератури. У студентські роки переклав українською мовою підручники геометрії та ботаніки для українських гімназій і молитовник, у 1867 р. організував у Відні культурно-пропагандистське українське товариство “Січ” та студентське земляцтво “Українська громада”. Він створив також фонд підтримки незаможних студентів, який поповнювали й австрійські вчені (існував до 1939 р. і був ліквідований фашистами), організовував стипендії для українських студентів в Австро-Угорщині. Пізніше І. Пулюй разом з галичанами домагався створення у Львові українського університету, друкував статті на захист української мови, яка була заборонена в Росії Емським указом царя 1876 р. У роки Першої світової війни виступив за відродження української державності.

Іван Пулюй володів 15 мовами, у тім числі грецькою і давньоєврейською. Поряд з основним навантаженням в університеті, студент відвідував лекції з математики, астрономії та фізики. Навчання закінчив з відзнакою і вступив на фізико-математичне відділення філософського факультету свого університету. Після його закінчення у 1872 р. став асистентом кафедри експериментальної фізики Віденського університету, у 1874–1875 рр. – асистент-викладач кафедри фізики, механіки та математики Військово-морської академії м. Фіуме (нині Рієка, Хорватія). У тому ж році Іван Пулюй – стипендіат австрійського міністерства освіти у Страсбурзькому університеті, під керівництвом професора Августа Кундта вивчав нову галузь – електротехніку, у 1877 р. з відзнакою

захистив дисертацію “Залежність внутрішнього тертя газів від температури” і здобув ступінь доктора натурфілософії Страсбурзького університету в галузі фізики.

Згодом повернувся до Відня, став приват-доцентом Віденського університету, де безкоштовно читав курс молекулярно-кінетичної теорії газів та механічної теорії теплоти й водночас за невелику платню працював асистентом фізичної лабораторії професора Лянга. У 1882 р. І. Пулюй обіймав посаду технічного директора електротехнічного бюро Відня, працював технічним консультантом промислової електротехнічної фірми та директором фабрики електроламп власної конструкції.

У 39 років Іван Павлович нарешті одружився: 2 жовтня 1884 р. його дружиною стала вродлива 21-річна студентка Віденського університету Катерина-Йосифа-Марія Стозітська (мати – німкеня, батько – поляк), у яку вчений закохався, оскільки вона мала дуже пишне волосся, яке він, зокрема, використовував для вдосконалення ниток розжарювання розроблених ним освітлювальних ламп. Вона відрізала свої розкішні коси й віддала як сировину, яку карбонізували і припаювали до ламп. У сім’ї Пулюїв народилося 15 дітей, з яких, на жаль, до дорослого віку дожило лише шість: сини Павло (доктор медицини) і Юрій (доктор технічних наук), що навчалися в українській гімназії у Львові, прийомний син Олександр-Ганс (технічний інженер), доньки Наталя (дружина відомого українського композитора Василя Барвінського, яка в сталінські часи разом з чоловіком на 10 років була заслана у Потьму), Ольга (піаністка, жила у Відні) та Марія (вчителька, жила у Лінці, Австрія).

У 1884 р., привернувши до себе увагу винаходами та новою апаратурою, Іван Павлович отримав посаду професора експериментальної та технічної фізики у Німецькій вищій технічній школі Праги (нині Чеський технічний університет), де за пропозицією Міністерства освіти Австро-Угорщини очолив кафедру фізики, 1903 р. перетворену у першу в Європі кафедру фізики й електротехніки. У 1889–1890 навчальному році вченого обрано ректором цієї школи. З 1902 р. І. Пулюй – перший декан першого в Європі електротехнічного факультету з найвищим рівнем викладання і наукових досліджень у цій галузі, у якій працювали як чеські, так і відомі німецькі професори-фізики. Водночас І. Пулюй – державний радник з електротехніки Чехії і Моравії. Він активно долучався до запуску декількох електростанцій на постійному струмі в Австро-Угорщині та першої в Європі електростанції на змінному струмі у Празі. І. Пулюй заснував Електротехнічні товариства у Відні та Празі, а також спеціальний журнал з електротехніки. Як енциклопедист, цікава людина, красномовний викладач і блискучий учений, він завжди мав авторитет серед колег-викладачів та видатних учених, промисловців і громадських діячів. Ще у Страсбурзькому університеті, засвоївши професію склудува, науковець зближився з генієм електротехніки Ніколою Теслою (другим винахідником у світі (700 винаходів) після Едісона), у якого навчався мистецтва виготовлення скляних ампул. Пізніше у Празі він приятелював з іншим генієм фізики А. Айнштайном, що мешкав поряд з ним у 1911–1912 рр. і багаторазово відпочивав на його дачі. Цісар Франц-Йосиф називав І. Пулюя Радником Двору і нагородив його Лицарським Хрестом. У 1916 р. вченому запропонували посаду міністра освіти Австрії, від якої він був змушений відмовитись за станом здоров’я.

Наукові дослідження І. Пулюй розпочав 1875 р. в електротехнічній лабораторії професора А. Кундта в Страсбурзькому університеті, де спільно з Ніколою Теслою вивчав явища, породжувані електричним струмом у вакуумі. Водночас І. Пулюй професійно засвоїв процеси видування скляних трубок для подальшого використання їх у дослідках.

Він активно вивчав молекулярну будову газів і парів, досліджуючи в них процеси внутрішнього тертя та дифузію крізь пористі перегородки. Результати дослідження процесів у власно сконструйованих вакуумних газорозрядних пристроях суттєво доповнили відомі дослідження Дж. К. Максвелла, Т. Грема та Й. Т. Маєра (J. T. Mayer).

Найбільш вагомим внеском у вивчення катодних променів у той час були результати досліджень Й. В. Гітторфа (1869) та В. Крукса (1870), а пізніше Г. Герца і Ф. Ленарда. Ці вчені помилково вважали, що катодні промені – це електромагнітні хвилі, поширення яких не пов'язане з перенесенням електричних зарядів. І. Пулюй же, вивчаючи природу цих променів, з'ясував, що місцем утворення катодних променів є катод, оскільки промені за високого тиску в ампулі зумовлюють світіння газу, а за низького – світіння скляних стінок та електродів. Тобто, за Пулюєм, *катодні промені є жмутком електронів*. Поряд з цими теоретичними висновками І. Пулюй зробив важливий внесок у розвиток вакуумної техніки, оскільки вперше з'ясував роль сорбції газів у розряді: він виявив підвищення тиску в трубці завдяки виділенню газів електродів зі збільшенням струму в розрядній трубці. Застосувавши такий принцип дегазації вакуумної техніки, І. Пулюй знизив тиск у трубці настільки, що зміг спостерігати відхилення жмутка катодних променів в електричному полі.

Після повернення зі Страсбурга до Відня І. Пулюй продовжував удосконалювати технологію виготовлення розжарювальних ниток освітлювальних ламп (рис. 2), які стали кращими, ніж лампи Едісона.

І. Пулюй уперше дослідив природу “холодного” неонових випромінювання, а 1878 р. створив прилад для визначення механічного еквівалента теплоти, відзначений медаллю в Парижі. Різноманітні фізичні прилади І. Пулюя експонували у наукових музеях і на виставках Відня, Парижа, Лейпцига і Праги. Відомий учений В. Форман так характеризував наукову діяльність Пулюя: “Професор Іван Пулюй був не тільки найвизначнішим фізиком Австро-Угорщини, а й належав до тих, хто в другій половині XIX та на початку XX сторіччя формував світ”. Запропоновану І. Пулюєм конструкцію телефонних станцій і абонентських апаратів (із застосуванням розподільного трансформатора) запатентували декілька промислово розвинених країн Європи.

За 14 років до відкриття К. Рентгена І. Пулюй винайшов “лампу Пулюя” (рис. 3), яка генерувала випромінювання, пізніше назване анатомом Р. Колікером *рентгенівським*.

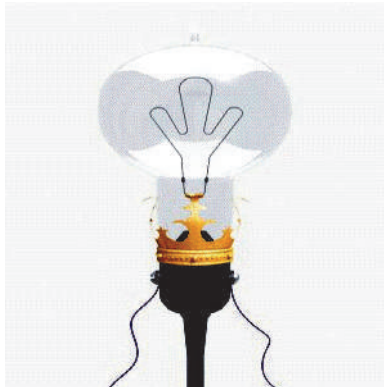


Рис. 2. Освітлювальна лампа.

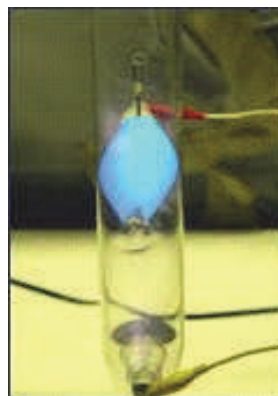


Рис. 3. Лампа Пулюя.



У “Доповідях Віденської академії наук” декількома серіями вийшла книга І. Пулюя “Електродна промениста матерія”, яку 1889 р. видало Лондонське фізичне товариство (видавництво “Фізичні мемуари”) в англійському перекладі. У четвертій статті книги “Сяюча матерія і четвертий стан речовини” 30 березня 1882 р. І. Пулюй так описав свій прилад: “Скляна трубка, всередині якої під кутом розташована слюдяна пластинка, вкрита сірчаним кальцієм. Під пластинкою міститься алюмінієвий диск такого ж розміру, що й переріз трубки, який використовувався як катод. Над пластинкою слюди розташований набагато менший анод”. Цей прилад давав інтенсивний приблизно паралельний жмуток невидимого випромінювання, яке флуоресцентно фіксували за допомогою бар'єво-платиново-ціаністого екрана; отримані за його допомогою знімки були особливо чіткими. У 1890–1895 рр. в декількох європейських часописах опубліковано знімки, що їх одержав І. Пулюй під час експериментів: миші (рис. 4) та руки доньки вченого зі шпилькою під нею. Тоді ж уперше у світовій практиці вчений зробив знімки зламаної руки 13-річного хлопчика та скелета мертвонародженої дитини. Знімки були настільки чіткими, що давали змогу виявляти патологічні зміни в тілі пацієнта.



Рис. 4. Рентгенівський знімок миші, отриманий за допомогою пристрою Пулюя.

Механізм виникнення невидимих променів і своє розуміння їхньої природи І. Пулюй тлумачив так: “У разі високої напруги з катода вириваються електродні й газові матеріальні частинки і поширюються перпендикулярно до поверхні катода. Ці частинки, заряджені негативною статичною електрикою, підтримують протікання струму між двома електродами й скляними стінками чи іншими твердими тілами. У цьому випадку, крім збудження молекул тіл, відбувається компенсація їхніх електричних зарядів, що не може відбуватися без збудження ефірної оболонки молекули. Кожне уражене таким струмом місце стає вихідним пунктом ефірних хвиль, що поширюються у просторі. Під впливом цих хвиль пофарбований сіркокальцієм екран світиться власним світлом його речовини. Отже, крім видимих променів флуоресценції, виникають ще невидимі промені з іншим періодом коливань”. Прилад демонстрували на всесвітній електротехнічній виставці в Парижі 1881 р., де його відзначено срібною медаллю. Прилад виготовляли в заводських умовах і деякий час випускали серійно. За свідченням сина І. Пулюя Олександра, декілька таких приладів Іван Павлович подарував К. Рентгену, з яким тоді спілкувався та листувався особисто.

На превеликий жаль, І. Пулюй тоді офіційно не зафіксував фактичний винахід нового невидимого випромінювання. Конрад Рентген виявив ці промені, за його словами, випадково, 8 листопада 1895 р., затримавшись у лабораторії після того, як пішли всі асистенти. Він здивовано зафіксував світіння флуоресцентного екрана, що був розташований поблизу трубки, навіть коли вона була обгорнута непрозорим для видимого світла папером. Також дивно реагували на невидимі промені й фотопластинки. Тоді 28 грудня він подав до друку своєму приятелю, президенту фізико-математичного товариства у Вюрцбурзі Легману в журнал “Доповіді товариства” статтю “Про новий вид променів” як попереднє повідомлення. У статті він виклав факт виникнення нових променів у стінках скляної трубки, куди потрапляє катодний жмуток, і залежність процесу їхнього поглинання різними матеріалами від їхньої густини і товщини. Він наголосив, що ці промені,

на відміну від катодних, не відхиляє магнітне поле і вони не зазнають заломлення у призмах з різних матеріалів. Прикро, що механізм виникнення чи природу виявлених ним променів К. Рентген тоді не зрозумів, бо впродовж десяти років після відкриття електрона не вірив у його існування. Академік А. Йоффе, учень К. Рентгена, стверджував: “Він надавав значення тільки фактам, а не їхньому поясненню, і слово “електрон” не повинні були промовляти у керованому ним Фізичному інституті Мюнхенського університету”.

У місцевій газеті “Die Presse” 11 січня 1896 р. з’явилося перше невеличке, однак сенсаційне повідомлення про нові невидимі промені, за допомогою яких можна бачити крізь непрозорі стінки деякого замкнутого простору, ящика чи комірки. Водночас видано статтю К. Рентгена у вигляді окремої брошури, де стисло в 17 тезах описано властивості “винайдених” ним Х-променів. Двадцять третього січня 1896 р. К. Рентген уперше виступив у Вюрцбурзі на засіданні фізико-математичного товариства з публічним повідомленням про це відкриття. А в березні 1896 р. і травні 1897 р. результати своїх досліджень він виклав у двох статтях.

І. Пуллой довідався про відкриття К. Рентгена 11 січня 1896 р. і, як засвідчив його син, відразу зрозумів, що використано його лампу. Він був украй здивований, коли, отримавши примірник статті К. Рентгена, не знайшов там жодного посилання на себе. Тоді 13 лютого у Віденському журналі “Повідомлення Імператорської академії наук” він надрукував статтю “Про походження рентгенівських променів та їх фотографічну дію” (рис. 5), а 15 лютого у великій аудиторії Німецької технічної школи у Празі зробив на цю тему доповідь з демонструванням знімків за допомогою трубок власної конструкції зразка початку 1880-х років і 5 березня опублікував у цьому ж журналі “Додаток до праці “Про походження рентгенівських променів та їх фотографічну дію”.

Важливим моментом цих виступів було розуміння І. Пуллой механізму виникнення Х-випромінювання як наслідок мікроскопічного процесу взаємодії вирваних з катода електронів з атомами або молекулами речовин, тоді як К. Рентген категорично заперечував електрон.

До можливостей використання своїх променів у медицині К. Рентген спочатку ставився скептично. Знімки, які він отримував за їхньою допомогою, були невиразними, розпливчастими, час їхнього експонування завдяки значному розсіянню променів сягав 40–50 хв. Знімки руки його дружини Берти і зображення зламаного передпліччя К. Рентген надіслав 15 лютого 1896 р. у “Британський медичний журнал”, однак медичного використання цього відкриття не було. Водночас І. Пуллой досягнув концентрації променів у вузький жмуток, що дало змогу скоротити час експози-

#### Über die Entstehung der Röntgen'schen Strahlen und ihre photographische Wirkung

von  
Prof. J. Puluj in Prag.

Mit 1 Tafel und 6 Textfiguren.)

In der vorläufigen Mittheilung des Herrn Röntgen<sup>1</sup> über die von ihm entdeckten unsichtbaren Strahlen, welche mit ihrer photographischen Wirkung in weitesten Kreisen das lebhafteste Interesse erregen, wird bemerkt, dass nach seinen Versuchen jene Stelle der Wand der Entladungsröhre, welche von den sichtbaren Kathodenstrahlen getroffen wird und am stärksten «fluorescirt», als Hauptausgangspunkt der nach allen Richtungen sich ausbreitenden neuen Strahlen zu betrachten sei. Diese Annahme wird auf die Beobachtung gestützt, dass, wenn die sichtbaren Kathodenstrahlen innerhalb des Entladungsapparates durch einen Magnet abgelenkt werden, auch die neuen unsichtbaren Strahlen ausserhalb des Apparates von einer anderen Stelle, und zwar wieder von dem Endpunkte der sichtbaren Kathodenstrahlen ausgehen. Ausserdem findet die Erzeugung dieser Strahlen, nach Angabe des Herrn Röntgen, nicht nur in Glas statt, sondern, wie von ihm an einem mit 2 mm starkem Aluminiumblech abgeschlossenen Apparat beobachtet werden konnte, auch in diesem Metall.

Um die Richtigkeit der Annahme des Herrn Röntgen über den Ort der Entstehung der neuen Strahlen experimentell zu prüfen, benützte ich die grosse Divergenz, mit der diese

<sup>1</sup> Eine neue Art von Strahlen, von Dr. W. Röntgen. Separatdruck aus den Sitzungsberichten der Würzburger physik.-medic. Gesellschaft, 1895, S. 8.

Рис. 5. Перша сторінка статті І. Пуллой “Про походження рентгенівських променів та їхню фотографічну дію”.

ції до перших секунд. Серія знімків органів людини, експонована ним уперше в світі, завдяки чіткості давала змогу виявляти патологічні зміни пацієнтів. Такі досягнення допомогли підняти на новий рівень хірургію та значно полегшити працю терапевтів. Уже 1896 р. в клініці Київського університету виконано операцію за допомогою рентгенодіагностики.

Отже, можна однозначно стверджувати, що *в науковій історії відкриття рентгенівських променів професор І. Пуллой мав незаперечний пріоритет*, принаймні в такому: він першим у світі власноручно сконструював рентгенівську трубку за 14 років до відкриття відповідних променів, розтлумачив природу їхнього виникнення та з'ясував їхню здатність іонізувати газ.

Дванадцятого листопада 1901 р. шведський король Оскар II вручив К. Рентгену Нобелівську золоту медаль за наукове відкриття, у якій зазначено: “Вільгельму Конраду Рентгену в знак визнання його визначних заслуг, доведених його відкриттям променів, що мають нині його ім'я”. Проте К. Рентген відмовився прочитати передбачувану процедуру Нобелівську лекцію, у якій лауреати мають викласти суть відкриття. На запитання про це науковців він відповів коротко: “Було кілька експериментів Герца-Ленарда з катодними променями, що потребували подальшого пояснення”. На лист І. Пуллойа з запитанням – чи не використовував К. Рентген у своїх дослідженнях подаровані йому лампи І. Пуллойа – К. Рентген не відповів. Чому він став єдиним лауреатом, що відмовився прочитати Нобелівську лекцію після преміювання та чому заповів спалити увесь свій архів після смерті (що й було зроблено)? На ці питання відповідей нема. На жаль, не можна ознайомитись і з листуванням К. Рентгена з І. Пуллойем, оскільки листи зберігалися в доньки І. Пуллойа Наталії, що загинула в ГУЛАГІ.

Альберт Айнштайн, як зазначено вище, приятелював з І. Пуллойем і щодо історії з Х-променями сказав йому: “Не можу вас нічим втішити: що сталося – не відстанеться. Хай залишається при вас сатисфакція, що і ви вклали свою частку в епохальне відкриття. Хіба цього мало? А коли на тверезий розум, то все має логіку. Хто стоїть за вами, рутенійцями, – яка культура, які акції? Прикро вам це слухати, але куди подінешся від своєї долі? А за Рентгеном – уся Європа!”, як свідчить один з діалогів у романі Р. Іваничука “Шрами на скалі”.

У 1879 р. І. Пуллой видав працю “Непропаща сила”, а через два роки – тісно з нею ідейно-теоретично пов'язану науково-популярну працю “Нові і перемінні зірки”, у яких закони збереження і перетворення енергії, відкриті й обґрунтовані в 1840-х роках Р. Майером, Г. Гельмгольцем та Дж. Джоулем, були провідними ідеями. У цих працях І. Пуллой згадав Р. Декарта, який ще 1664 р. “зовсім ясно сказав, що матерія і рух тільки змінюються, а не пропадають. Не пропало ж слово того велетня духа, не пропала і правда, хоч треба було дождити більше двох сотень років, поки народяться внуки, котрі зрозуміють велику всесвітню тайну, що одкривається найперше тільки вибраним священикам правди”. І. Пуллой розглядав процеси в небесних тілах і аналізував питання життя й смерті, вічності й тимчасовості, мінливості та сталості з філософського погляду. Водночас метою наукового пізнання він уважав відкриття законів природи за допомогою дослідів та мислення. І. Пуллой доводив, що наука не повинна обмежуватися пізнанням лише законів природи – вона має розкривати способи використання її сил для добра людини. Отже, від проблем природознавства він перейшов у лоно духовного життя, моралі й етики: “Закон, що сила не пропадає, має загальне значення. Він править як фізичним, так і моральним світом, де діє сила правди на людський розум з такою повно-

тою, з якою Сонце притягає Землю або атом діє на атом. Що ми пізнаємо як щиру правду, те мусимо й признати за правду, коли ми люди з розумом”. Отже, для І. Пулюя важливим було не тільки доведення до свідомості ролі науки, значення пізнання навколишнього світу та суспільного розвитку людства, а й виховання високих моральних якостей членів громадянського суспільства.

Величезну справу перекладу Біблії українською мовою започаткував видатний український письменник, історик та етнограф Пантелеймон Куліш (1819–1897), який вірив, що Біблія, Гомер і Шекспір є трьома стовпами всесвітньої, у тому числі української культури. У 1869 р. він познайомився у Відні з І. Пулюєм, який мав вищу релігійну освіту та володів 15 мовами, у 1870 р. вони – православний “схизматик” П. Куліш та греко-католик І. Пулюй – почали спільну працю над перекладом. Пізніше І. Пулюй згадував: “Поділили ми роботу між собою так, що я перекладав із грецької, дбаючи більше про докладність, ніж про красу слова. Пізніше порівнювали ми цей переклад з церковнослов’янським, російським, польським, сербським, німецьким, латинським, англійським і французьким. Впевнивши себе таким чином у правильності нашого перекладу, я наважився покинути на якийсь час мої університетські науки й усі заробітки та весь час віддати для спільної праці – українського перекладу Біблії”. У підсумку вже 1871 р. у віденській друкарні Зоммера послідовно вийшли Євангелії від Матвія, Марка, Луки та Івана. Водночас у Львові П. Куліш видав український переклад Псалтиря. Так відбувся поступовий переклад Біблії окремими частинами.

Протягом чотирьох років П. Куліш та І. Пулюй цілком переклали Новий Завіт. Редагував усе перекладене П. Куліш у себе на хуторі Мотронівка на Чернігівщині. Редагування Старого Завіту затягувалося. У листопаді 1885 р. нищівна пожежа знищила все майно Куліша разом з манускриптами повної Біблії. Проте, як відповідальна перед майбутніми поколіннями людина, він знову активно взявся за відновлення матеріалів і цю працю провадив до смерті (1897). І. Пулюй продовжив роботу на Біблію, запросивши до помічі письменника Івана Нечуя-Левицького, який переклав четверту частину Старого Завіту. Повний переклад Старого і Нового Завіту П. Куліша, І. Пулюя та І. Нечуя-Левицького уперше вийшов друком 1903 р., наступні видання – 1906, 1909, 1912 у Відні, 1920 р. у Берліні, 1944 і 1947 у Нью-Йорку й Лондоні. В Україні вперше вона видана у 2000 р. Перший примірник повного україномовного видання Біблії в одній книзі І. Пулюй надіслав удові П. Куліша Олександрі Михайлівні (літературний псевдонім Ганна Барвінок) і підтримував її матеріально до самої кончини. В одному зі своїх вдячних листів Івану Павловичу вона писала: “Не було б Пулюя, не було б і Біблії. Так, у нас рідкісні благодетелі добра і честі... Тисячу раз Вам спасибі!”.

Як патріот України І. Пулюй пожертвував 1 000 примірників перекладених ним українською мовою “Псалмів” полоненим у російсько-японській війні українцям, за що імператор Японії подарував йому іменний килим.

Не можна не навести власноручного документа Івана Павловича “В обороні українського слова” (1904), де він відстоює право українців Російської імперії мати Біблію своєю рідною мовою: “До Головного Управління по ділам печаті в Петербурзі! Переклади св. Письма дозволені в Російській імперії на більше як 36 мовах. Вільно там навіть Монголам, Туркам, Татарам читати і проповідати слово Боже на своїй мові; вільно й Полякам і таким слов’янським народам, як Серби, Болгари та Чехи, що розсіяні по всій Імперії і становлять тільки малесенький процент російського населення. Не вільно тільки 25-мільйонному русько-українському народові, хоч він з московським ще й одновір-

ний. Минуло вже 21 рік з часу того, як моє прошення шановному Управленню по ділам печаті щодо дозволу на Україні русько-українського перекладу Нового Завіту, було признане “не подлежащим удовлетворению”. ...Русько-український народ нічим не провинив перед царями і російською державою, та не тільки що нічим не завинив, сини його клали голови свої за царів і проливали кров неповинну. Бо хіба-ж мало прислужився руський нарід до потуги і слави Росії? За що ж така тяжка кривда і кара на нього – той царський декрет 18-го травня 1876 року, котрим спинено і затамовано всенародну просвіту і культурне життя на землі руській, а задекретоване рабство духовне і тілесне? Однак, одна правда й один тільки правий суд повинні бути для всіх народів Російської Імперії, як для народу московського, для Монголів і Татар, так і для Русинів-Українців. ...Нехай же настане ясний день, освітлений та ogrітий сонцем правди і любові до ближнього. Нехай не гине нарід український рабом в темряві духовній; має ж і він право до культурного життя! Тому представлю шановному Управленню по ділам печаті сим разом вже цілий русько-український переклад св. Письма Старого і Нового Завіту, виданий “Британським і закордонним Біблійним товариством” у Відні. Очікуючи, що у сучасних верховодів Росії буде розуміння великого діла, прошу дозволу, щоб можна було розширювати те видання Біблії на Україні. Предкладаю се прохання в надії, що після двадцяти років (з 1876) в Росії обставини і люди змінилися. Надіюсь, що тепер це прошення – не моє тільки, але й мільйонів русько-українського народу – не буде даремне. Се прошення роблю з власної волі, а не з ініціативи “Британського і закордонного Біблійного товариства”, роблю його в імені мільйонів українського народу. Прага, 20-го січня 1904. Проф. д-р Пулюй”.

Після вибуху Першої світової війни І. Пулюй у 1915 р. написав дві праці – “Україна та її міжнародне політичне значення” та “Польські русофіли і масові арешти вірних державі українців у Галичині”. Тільки блискучий політик, яким був Іван Павлович Пулюй, міг написати: “Поневолені народи Росії мають бути вільними і зорганізованими у самостійні держави. Але найвизначнішим для здійснення цієї високої мети, для встановлення високого миру в Європі, може бути тільки самостійна Україна. Самостійність України є, на наш погляд, ключем для мирного дому в Європі... Найбільше і найважливіше наше бажання, ідея і головна мета наших національних прагнень – це визволена з-під Росії вільна Україна, де не повинно бути жодного пригнобленого і жодного гнобителя, де український народ після довголітнього рабства вестиме нарешті вільне в усіх напрямках національне життя, розвиватиме вільно свої великі духовні здібності і братиме участь у примноженні скарбів культури усього людства. Ми бажаємо і очікуємо з упевненістю здійснення цього!”.

Помер Іван Павлович Пулюй у Празі 31 січня 1918 р., там і похований. Ушанування пам’яті видатного науковця на рідній Україні почалося тільки 1990 р. Тоді у Гримайлові було відкрито музей вченого за матеріальної допомоги випускника місцевої школи, директора агрофірми “Нічлава” Степана Коміри. Організаторами музею були вчителі загальноосвітньої школи імені І. Пулюя Ольга Юрчишин та Галина Капелюх. Через п’ять років, до 150-річчя знаменитого земляка у Гримайлові йому споруджено пам’ятник. У лютому 2010 р. з нагоди 165-річчя в Тернопільському національному технічному університеті (з 1995 року імені І. Пулюя) відкрито музей. У серії “Видатні особистості України” Національний банк України 25 січня 2010 р. ввів у обіг пам’ятну монету номіналом п’ять гривень, на реверсі якої розміщений вислів славетного вченого: “Нема більшого гонору для інтелігентного чоловіка, як берегти свою і національну честь та без

нагороди вірно працювати для добра свого народу, щоб забезпечити йому кращу долю”. Вулиці імені Пулюя є в містах Києві, Львові (колишня вул. Орджонікідзе), Тернополі (колишня Нахімова), Івано-Франківську (колишня Жукова) та Дрогобичі.

Він світло зумів підкорити,  
Що жодних не бачило меж,  
Тривоги серпанком сповите  
І мудрості сяянням теж.  
Був вченим і радником двору.  
Той вплив розростався, як ген.  
У ньому вбачали опору  
І Герц, і поважний Рентген,  
Ейнштейн, що у величі власній  
Тримав надвисоку струну,  
Франц-Йосип по-цісарськи красно  
Без слів довірявся йому...  
(Любов Гонтарук).

#### ПРАЦІ ІВАНА ПУЛЮЯ ТА ЛІТЕРАТУРА ПРО НЬОГО

1. Банцер В. Біблія і про біблію / В. Банцер // Наука і суспільство. – 1990. – № 3. – С. 73.
2. Барна В. Промені у темряві / В. Барна // Вільне життя. – 1991. – 11 червня.
3. Бекесевич Б. Національний дух живив “Громаду”: До 155-річчя Івана Пулюя / Б. Бекесевич // Вільне життя. – 2000. – 1 лютого.
4. Бліхар Є. Іван Пулюй чи Конрад Рентген? / Є. Бліхар // Тернопіль вечірній. – 1994. – 13 квітня. – С. 1, 2.
5. Буган І. Геній за багаторічними цензурними заборонами / І. Буган, Р. Августин // Русалка Дністрова. – 1995. – № 2.
6. Верига В. Нариси з історії України (кінець XVIII–початок XX ст.) / Василь Верига. – Львів : Видавництво “Світ”, 1996. – С. 276–278.
7. Влох О. Г. Доля вченого в долі України / О. Г. Влох, Р. П. Гайда, Р. М. Пляцко // Аксіоми для нащадків : [Українські імена у світовій науці]. – Львів : Меморіал, 1991. – С. 119–143 с.
8. Вовк С. Український Рентген / С. Вовк // Голос України. – 1993. – 2 квітня. – С. 13.
9. Возняк Г. Були знаними у всьому світі, хоч працювали без зарплати / Г. Возняк // Західна Україна. – 1993. – № 20. – С. 3.
10. Герета І. Шлях до Івана Пулюя: Спогад / І. Герета // Русалка Дністрова. – 1995. – № 22.
11. Гирич І. Речники українськості і глашатаї “русскості” / І. Гирич, О. Рибалко // Пам’ятки України. – 1999. – № 3–4. – С. 169.
12. Гордість і слава України. До 155-річчя від дня народження Івана Пулюя // Знаменні дати : Календар 2000. – К., 2000. – С. 35–37.
13. Гривняк Ю. Іван Пулюй / Ю. Гривняк, О. Климчук // Україна. – 1992. – № 20. – С. 10–13.

14. Гришук Б. Велич і трагедія обкраденого генія / Б. Гришук // Свобода. – 1995. – 31 січня.
15. Гайда Р. Іван Пулюй та становлення науки про X-промені / Р. Гайда. – Львів, 1997. – 62 с.
16. Гайда Р. Іван Пулюй. 1845–1918 : [Життєписно-бібліографічний нарис] / Роман Гайда, Роман Пляцко. – Львів, 1998. – 284 с.
17. Гайда Р. Самостійна Україна – це ключ до миру в Європі (до 150-річчя від дня народження Івана Пулюя) / Р. Гайда [та ін.] // Тернопіль. – 1995. – № 1. – С. 36–38.
18. Даценко Л. Славетний український вчений Іван Пулюй / Л. Даценко, В. Шендеровський // Тернистий шлях. – 1994. – 23 лип.; Розбудова держави. – 1994. – № 5. – С. 24–30.
19. Даценко Л. Рентген був другим! Чому замовчували Івана Пулюя / Л. Даценко, В. Шендеровський // Русалка Дністрова. – 1995. – № 2.
20. Долчук М. Чиї ж загадкові промені / М. Долчук // Вільне життя. – 1989. – 16 серпня.
21. Долчук М. Попередник славнозвісного Рентгена / М. Долчук, В. Полек // Дзвін. – 1996. – № 10–12. – С. 95–101.
22. Дуда І. Вулиці змінюють імена / І. Дуда // Тернопіль вечірній. – 1992. – 6 червня.
23. Заїка О. Повернення Івана Пулюя в Україну. Дещо з біографії Івана Пулюя (1845–1918) / О. Заїка // Вечірній Київ. – 1995. – 10 лютого. – С. 2.
24. Заставний Ф. Іван Пулюй – великий патріот України. Малознані сторінки творчості / Ф. Заставний. – Львів : ЛДУ імені Івана Франка; Мюнхен : Український Вільний університет, 1996. – 76 с.
25. Збожна О. “Громада”: слідами листа І. Пулюя, написаного 20–21 січня 1864 р. / О. Збожна // Русалка Дністрова. – 1995. – № 21.
26. Збожна О. Немає більшої вірності, ніж вірність власному народові / О. Збожна // Західна Україна. – 1995. – № 22. – С. 6.
27. Збожна О. У боротьбі за український університет / О. Збожна // Русалка Дністрова. – 1995. – № 2.
28. Збожна О. Апостол науки і душпастир українського народу / О. Збожна // Наша віра. – 1996. – № 10. – С. 14.
29. Збожна О. Друге повернення Івана Пулюя / О. Збожна // Тернопільська газета. – 1996. – 26 вересня. – С. 2.
30. Збожна О. Іван Пулюй і український університет у Львові / О. Збожна // Українська наука: минуле, сучасне, майбутнє. – Тернопіль, 1997. – С. 47–53.
31. Збожна О. Галицькі “Громади” – школа формування української еліти (за листами Івана Пулюя) / О. Збожна // Мандрівець. – 2000. – № 3–4. – С. 48–52.
32. Збожна О. Молитовник Івана Пулюя / О. Збожна // Молодь України. – 2000. – 3 березня. – С. 2.
33. Збожна О. Приймний син Івана Пулюя / О. Збожна // Свобода. – 2000. – 4 листопада.
34. Зозуляк Є. Зірка першої величини / Є. Зозуляк // Свобода. – 1994. – 16 серпня.
35. Зозуляк Є. Пулюєве світло / Є. Зозуляк // Вільне життя. – 1994. – 29 жовтня.
36. Іван Пулюй. Віхи біографії // Вісн. фонду О. Смакули. – 1997. – № 12. – С. 17.
37. Іван Пулюй: життя в ім’я науки та України : [Бібліогр. покажчик] / [Укл. Л. Оленич, Г. Онисько]. – Тернопіль : ТНТУ імені Івана Пулюя, 2010. – 84 с.

38. Іван Пулюй – Пантелеймон Куліш. Подвижники нації / [Ред. В. Шендеровський]. – К. : Рада, 1997. – 288 с.
39. Іванчук Р. Шрами на скалі : [Роман] / Р. Іванчук. – Львів : Каменяр, 1987. – 213 с.
40. Івченко В. Полювання на Х-промені / В. Івченко // Урядовий кур'єр. – 1994. – 15 березня.
41. Кіндрась К. Безмежна людина ікс / К. Кіндрась // Голос України. – 1995. – 9 лютого.
42. Климчук О. Знимки мають бути ясні, як Боже світло / О. Климчук // Русалка Дністрова. – 1995. – № 2.
43. Козирський В. До 150-річчя І. Пулюя / В. Козирський, В. Шендеровський // Слово. – 1995. – Ч. 2.
44. Козирський В. Пулюй і Україна / В. Козирський, В. Шендеровський // Урядовий кур'єр. – 1999. – 7 серпня. – С. 8–9; Наука і суспільство. – 1999. – № 10–12. – С. 53–55.
45. Кореневич Л. Молитва докторів І. Пулюєві / Л. Кореневич // Літературна Україна. – 1997. – 8 травня. – С. 5.
46. Ліберний О. Апостол правди і науки / О. Ліберний // Свобода. – 1995. – 30 травня.
47. Мала гірнича енциклопедія : У 3-х т. / [За ред. В. С. Білецького]. – Донецьк : Донбас, 2004.
48. Марусик Т. Іван Пулюй як дзеркало української бездержавності / Т. Марусик // Независимость. – 1995. – 19 июля. – С. 9.
49. Нагорняк С. Загадкова історія великого відкриття / С. Нагорняк // Свобода. – 1996. – 30 січня.
50. Нагорняк С. Фізико-технічні ідеї Івана Пулюя / С. Нагорняк, М. Медюх. – Тернопіль : Джура, 1999. – 212 с.
51. Нагорняк С. Ікс-промені Пулюя / С. Нагорняк, М. Медюх // Свобода. – 2000. – 5 лютого.
52. Недоведена істина: Вечір-вистава, присвячена І. Пулюю // Русалка Дністрова. – 1995. – № 2.
53. Нужна О. Людина, яка формувала світ / О. Нужна, В. Шендеровський // Голос України. – 1996. – 1 лютого. – С. 12.
54. Олійник М. Пантелеймон Куліш / М. Олійник // Літературна Україна. – 1999. – 29 червня.
55. Ониськів М. Іван Пулюй: Збірник праць / М. Ониськів // Вільне життя. – 1996. – 23 липня. – С. 3. – (Рядок з біографії краю). – Рец. на кн.: Пулюй І. Збірник праць [Т. 1–2]. – К. : Рада, 1996. – 710 с.
56. Орнарівич І. Викрадення Рентгена / І. Орнарівич // Україна молода. – 2000. – 2 лютого. – С. 12.
57. Пасенко І. Іван Пулюй повертається в Україну. А його наукове відкриття? / І. Пасенко // Тернопілля '97: Регіон. річник. – Тернопіль, 1997. – С. 458–459.
58. Петрик М. Іван Пулюй і українська національна ідея / М. Петрик // Ровесник. – 2000. – 27 січня.
59. Пиндус Б. Пулюй Іван Павлович / Б. Пиндус, Л. Щербак // Тернопільський енциклопедичний словник. Т. 3 : П–Я. – Тернопіль : Видавн.-поліграф. комбінат “Збруч”, 2008. – С. 156–157.
60. Пляцко Р. М. Забуті імена – у нові підручники / Р. М. Пляцко, В. Р. Шаромова // Рідна школа. – 1992. – № 2. – С. 7–11.



61. Повернення із забуття: Невідомі імена видатних фізиків і математиків, вихідців із Тернопільщини – дійсних членів НТШ / О. І. Августин, Ю. В. Буган, Ю. Г. Бачинський, Г. М. Возняк. – Тернопіль, 1995. – 78 с.
62. Продан І. “Святе письмо нехай іде в світ...” // Русалка Дністрова. – 1995. – № 2.
63. Пуллой І. Нові і перемінні звізди / І. Пуллой. – Лозанна; Тернопіль, 1995. – 36 с.
64. Пуллой І. Збірник праць / [За заг. ред. проф. В. Шендеровського]. – К. : Рада, 1996. – Т. 1–2. – 712 с.
65. Пуллой І. Збірник праць. Молитовник. Псалтир / [За заг. ред. проф. В. Шендеровського]. – К. : Рада, 1997. – Т. 3. – 272 с.
66. Шаров І. Ф. Пуллой Іван Павлович (1845–1918) – фізик і електротехнік / І. Ф. Шаров // 100 видатних імен України. – К., 1999. – С. 341–344.
67. Пундій П. Винахід променів “Х” належить професорові Іванові Пуллою / П. Пундій, А. Гороховський // Русалка Дністрова. – 1995. – № 12. – С. 1, 3.
68. Рокіцький О. За рік до ювілею / О. Рокіцький // Свобода. – 1994. – 8 лютого.
69. Росіцький Р. Доля вченого в долі України / Р. Росіцький // Русалка Дністрова. – 1994. – 13 жовтня.
70. Садовська Г. Важка дорога додому / Г. Садовська // Вільне життя. – 1997. – 30 травня.
71. Сарбей В. Всесвітньо відомий вчений-перекладач Біблії / В. Сарбей // Історичний календар’ 98. – К., 1997. – С. 27–28.
72. Сарбей В. Про авторів першого повного видання Святого Письма українською мовою / В. Сарбей // Історія України. – 1998. – № 5, 6.
73. Сарбей В. Г. Перший україномовний друкований переклад Біблії Іваном Пуллою // В. Г. Сарбей // Національне відродження України. – К., 1999. – Т. 9. – С. 182.
74. Святе Письмо Старого і Нового Завіту. Мовою русько-українською : [Пер. П. О. Куліша, І. С. Левицького, І. П. Пуллой]. – Відень, 1903. (перевидання: К. : Рада, 2000).
75. Скоробагатько С. Безмежний чоловік: До 150-річчя від дня народження І. Пуллой / С. Скоробагатько // Сільські вісті. – 1995. – 2 лютого.
76. Стус В. Іван Пуллой – великий український вчений / В. Стус // Україна. – 1990. – № 22. – С. 11.
77. Сулевич Є. Г. Хто сіяв, а хто пожинав... / Є. Г. Сулевич // Зірка. – 1995. – 17 лютого.
78. Сулима І. Винахідник “Х” променів / І. Сулима // За вільну Україну. – 1991. – 6 лютого.
79. Таранюк В. Владислав Таранюк про Івана Пуллой, Василя Єрошенка, Василя Каразіна, Агатангела Кримського, Лазаря Заменгофа / В. Таранюк. – К. : Грані-Т, 2009. – 88 с.
80. Тарнашинська Л. Як повертався в Україну Іван Пуллой / Л. Тарнашинська // Літературна Україна. – 1999. – 1 квітня. – С. 9.
81. Тимочко П. Він ніколи не забув своєї Батьківщини / П. Тимочко // Русалка Дністрова. – 1995. – № 2.
82. Фіалко Л. Іван Пуллой ніколи не спростовував відкриття Рентгена / Л. Фіалко // Рідна школа. – 2000. – № 3. – С. 25–26.
83. Філіпчук Г. Національна еліта – це важливіше, ніж національна валюта / Г. Філіпчук // Голос України. – 1995. – 5 липня; Тернопіль вечірній. – 1995. – 12 липня.
84. Фішбейн М. ”Слова мої, печальні голуби...” / М. Фішбейн // Україна. – 1989. – № 35. – С. 15.

85. Харкавий І. Іван Пулюй: “Ціль наша єсть – вибороти своєму народові поважне становище між іншими народами...” / І. Харкавий // Свобода. – 1997. – 28 січня.
86. Харкавий І. Світоч науки Іван Пулюй / І. Харкавий // Свобода. – 2000. – 29 січня, 8 лютого.
87. Черемшинський О. Володимир Гнатюк про Івана Пулюя / О. Черемшинський // Селянська доля. – 1995. – 4 лютого.
88. Шаблій О. Професор Іван Пулюй – світоч української науки / О. Шаблій // Тернопілля’ 95: Регіон. річник. – Тернопіль, 1995. – С. 228–231.
89. Шевчук Л. Іван Пулюй знайде вічний спочинок в Україні / Л. Шевчук // Свобода. – 1997. – 23 вересня.
90. Шендеровський В. Відкриття віку: Іван Пулюй чи Конрад Рентген? / В. Шендеровський // Рідна школа. – 1993. – № 7–8. – С. 51–58.
91. Шендеровський В. Іван Пулюй – забутий геній / В. Шендеровський // Рідна школа. – 1994. – № 8. – С. 2–6.
92. Шендеровський В. Видатний внесок Івана Пулюя у становлення рентгенології / В. Шендеровський // Ваше здоров’я. – 1995. – № 45, 46.
93. Шендеровський В. Помилка великого вченого, або кому належить епохальне відкриття / В. Шендеровський // Літературна газета. – 1995. – 18 травня.
94. Шендеровський В. Кому людство повинно завдячувати відкриттям X-променів? / В. Шендеровський // Вісн. фонду О. Смакули. – 1997. – № 12. – С. 21–27.
95. Шендеровський В. Про своєрідне тлумачення історії фізики: Коментар до статті Л. Фіалко “Іван Пулюй ніколи не спростовував відкриття Рентгена” / В. Шендеровський // Рідна школа. – 2000. – № 3. – С. 26–27.
96. Ярема С. Іван Пулюй / С. Ярема // Ювілейна книга Української гімназії у Тернополі 1898–1998. – Тернопіль; Львів, 1998. – С. 667–668.

*Стаття: надійшла до редакції 12.06.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

**IVAN PULYUI – THE GIANT  
OF THE UKRAINIAN SCIENTIFIC AND SOCIAL THOUGHT  
(TO THE 170<sup>th</sup> ANNIVERSARY OF THE BIRTHDAY)**

**Yu. Voroshylov<sup>1</sup>, V. Pavlyshyn<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*E-mail: voryura@mail.ru*

<sup>2</sup>*Taras Shevchenko National University of Kyiv,  
90, Vasylkivska St., 03022 Kyiv, Ukraine  
E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com*

The article provides principal stages of I. P. Pulyui's life – prominent physicist, genius inventor, translator of the Bible in the Ukrainian language.

His youthful years in Ternopil region, student learning in the Universities of Vienna, Strasbourg and Prague, grate scientific achievements in physics and electrical engineering, invention of so cold Pulyui's lamp, which generated X-rays for 14 years earlier of W. C. Röntgen, have been illustrated.

Ivan Pulyui was resplendently talent skilled person, he knew 15 languages, was an excellent teacher of the European high schools. In 1877, he defended his thesis "The Dependence of the Internal Friction of Gases on Temperature" and received the degree of doctor of natural philosophy of Strasbourg University in the field of physics. I. Pulyui was a Professor of experimental and technical physics in German higher technical school in Prague (now Czech Technical University), in which he headed the Physics Department, and later became the rector of this school. He first discovered the role of sorption of gases in the discharge and that the cathode rays are a beam of electrons. In 1878, he created a device for determining the mechanical equivalent of heat, awarded a medal in Paris. A variety of physical devices of I. Pulyui exhibited in science museums and exhibitions of Vienna, Paris, Leipzig and Prague. Proposed I. Pulyui's design of telephone exchanges and subscriber devices (with application of a distribution transformer) has patented several industrialized European countries.

For 14 years prior to the opening of K. Roentgen, Ivan Pulyui invented so called Pulyui's lamp, which generate radiation.

Ivan Pulyui together with the Ukrainian writer Panteleimon Kulish translated into Ukrainian language the New Testament. After the death of P. Kulish he continued to work on the Bible, inviting the assistance of the writer Ivan Nechui-Levytskyi, who translated the fourth part of the Old Testament. A complete translation of the Old and New Testament of P. Kulish, I. Pulyui and I. Nechui-Levytskyi was first published in 1903, following edition – 1906, 1909, 1912 – in Vienna, 1920 – in Berlin, 1944 and 1947 – in New York and London. In Ukraine, it was first published in 2000.

I. Pulyui was not only grate scientist, but he was prominent Ukraine patriot, which always and everywhere defended his natal peoples. He wrote that "the enslaved peoples of Russia should be free and sorgente in an independent state. But the most important for achieving this lofty goal, for higher peace in Europe can only be an independent Ukraine. In our opinion, the independence of Ukraine is the key to a peaceful home in Europe" (1915).

*Key words:* Ivan Pavlovych Pulyui, physics, discovery of X-rays, the Bible, translation in the Ukrainian language, Ukraine.

**ИВАН ПУЛЮЙ – ГИГАНТ УКРАИНСКОЙ НАУЧНОЙ  
И ОБЩЕСТВЕННОЙ МЫСЛИ  
(К 170-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

**Ю. Ворошилов<sup>1</sup>, В. Павлишин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*E-mail: voryura@mail.ru*

<sup>2</sup>*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
ул. Васильковская, 90, 03022 г. Киев, Украина  
E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com*

Статья посвящена 170-летию выдающегося украинского ученого, знаменитого физика, гениального изобретателя, переводчика на украинский язык Библии – Ивана Павловича Пулюя. Изложены вехи его жизненного пути, начиная с детских лет в Гримайлове Тернопольской области, овладения им основами наук и многогранные ступени его выдающейся научной деятельности в университетах Вены, Страсбурга и Праги. Доказан его безусловный приоритет в открытии им рентгеновских лучей за 14 лет до К. Рентгена. Изложена история перевода им Библии в соавторстве с П. Кулишом и И. Нечум-Левицким, а также его подвижничество в активной общественной деятельности.

*Ключевые слова:* Иван Павлович Пулюй, физика, открытие рентгеновских лучей, Библия, перевод на украинский язык, Украина.

## **ХРОНІКА**

### **ДЕВ'ЯТИ НАУКОВІ ЧИТАННЯ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА**

Фундаментальний характер наукової діяльності видатного вченого сучасності, академіка Євгена Костянтиновича Лазаренка засвідчують періодичні наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка, започатковані 1997 р. з ініціативи його учнів, насамперед, професора Львівського національного університету імені Івана Франка Ореста Матковського і професора Київського національного університету імені Тараса Шевченка Володимира Павлишина.

Уже відбулося вісім таких зібрань науковців і педагогів. У рамках їхнього проведення стало доброю традицією наукової геологічної громадськості, з одного боку, обговорювати назрілі проблеми мінералогічної і кристалографічної науки, з іншого, – оцінювати роль академіка Євгена Лазаренка та створеної ним Львівської мінералогічної школи у розвитку мінералогії в Україні та за її межами, адже, будучи патріотом України, Є. Лазаренко не створював кордонів у науці. Тому й увічнення пам'яті про видатних учених, оцінки вагомості їхнього внеску у розвиток фундаментальної науки неможливе без наукових форумів, організованих на їхню честь.

Дев'ять наукових читання імені академіка Євгена Лазаренка, організовані Українським мінералогічним товариством та Інститутом геології Київського національного університету (КНУ) імені Тараса Шевченка, відбулися 5 січня 2015 р. в Інституті геології КНУ імені Тараса Шевченка. Вони стосувалися обговорення проблем мінералогічної науки в Україні у контексті розвитку світової мінералогії, багаторічної діяльності на цьому поприщі професора Інституту геології КНУ імені Тараса Шевченка Володимира Павлишина й оцінки його внеску в мінералогічну науку стосовно з'ясування різних сторін окресленої фундаментальної проблеми впродовж незабутніх шістдесяти років у мінералогії.

У читаннях узяло участь понад 50 спеціалістів з провідних вищих навчальних закладів, науково-дослідних установ і виробничих геологічних організацій України, серед них – провідні геологи, мінералоги й геохіміки України: член-кор. НАН України С. Довгий, доктори геолого-мінералогічних наук О. Бобров, В. Загнітко, В. Квасниця, В. Павлишин, О. Платонов, М. Таран, А. Таращан, В. Шевчук, доктори геологічних наук Д. Возняк, М. Ковальчук, В. Михайлов, І. Наумко, С. Шнюков, кандидати наук О. Андрєєв, Ю. Галабурда, О. Гречановська, О. Гречановський, В. Дяків, П. Загороднюк, Г. Павлов, В. Синицин, В. Хоменко, В. Шунько, інші славні гості, насамперед, Г. Анастасенко – доцент Санкт-Петербурзького державного університету (РФ).

Наукові читання відкрив заступник голови Оргкомітету, директор Інституту геології КНУ імені Тараса Шевченка проф. В. Михайлов, який схарактеризував особистість професора Павлишина та значимість його ролі в розвитку мінералогії.

Зовсім юним, у п'ятнадцятирічному віці, він став студентом геологічного факультету Львівського державного (нині національного) університету імені Івана Франка й за 60 років став одним із провідних мінералогів України, академіком Академії наук вищої школи України, заслуженим діячем науки і техніки України, лауреатом Державної премії України в галузі науки і техніки, почесним президентом Українського мінералогічно-

го товариства, доктором геолого-мінералогічних наук, професором кафедри мінералогії, геохімії та петрографії КНУ імені Тараса Шевченка, – ось такий, далеко неповний перелік державних і відомчих відзнак ювіляра!



Професор Володимир Михайлов відкриває IX наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка.



Перший віце-президент Академії наук вищої школи України А. Філіпенко вручає В. Павлишину нагороду Володимира Великого за громадську діяльність, яка сприяє розвитку української освіти і науки.

Перший віце-президент Академії наук вищої школи України А. Філіпенко вручив В. Павлишину нагороду Володимира Великого за громадську діяльність, яка сприяє розвитку української освіти і науки.

У доповіді на тему “60 років у мінералогії в контексті розвитку світової мінералогії” В. Павлишин, якому 3 січня 2015 р. виповнилося 75 років, підсумував свій внесок у мінералогію. Ювіляр наголосив на такому: “Мінерали, руди та гірські породи з прадавніх часів й донині є основним ресурсом для розвитку цивілізації й тому знання про них – це органічна і невід’ємна частина загальної частини людства. Орієнтовно 3/4 матеріалів, які виробило людство для свого існування та розвитку, виготовлені з мінеральної сировини. Тому мінералогічна наука – дуже вагома в сучасному суспільстві сфера людської

діяльності, у якій напрацьовують, систематизують, скеровують у практичне русло знання про мінерали.



З доповіддю на тему “60 років у мінералогії в контексті розвитку світової мінералогії” виступає професор Володимир Павлишин.

Звичайно, 60 років тому, коли, навчаючись на геологічному факультеті Львівського університету, скромно розпочав експериментальне дослідження карбонатів спільно з присутнім тут Дмитром Возняком, я ще не усвідомлював цих високих слів і високого призначення мінералогічної науки. Крім того, мій перший учитель Г. Піотровський, за фахом – класичний європейський кристалограф, завідував єдиною в Україні кафедрою кристалографії, залучив мене до роботи в кристалографічному гуртку, який я згодом очолив як староста, і весь час схиляв мене до кристалографії. Фактично я готувався формально стати кристалографом, і це було, допоки мінералог Є. Лазаренко, тоді завідувач кафедри мінералогії й ректор Львівського університету, за 5 хвилин перорієнтував мене на мінералогію.

Мета лекції – сприяти інтервенції мінералогії в справу реалізації напрацьованої у 2002 р. за моєї участі під загальним керівництвом член-кор. С. Довгого концепції, підтриманої Міністерством екології та природних ресурсів України й Інститутом геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України, у якій засадничою є така ідея: земля і надра – основні чинники, які найефективніше впливатимуть у найближчому майбутньому на розвиток економіки та культури України.

Чому я так думаю? Тому, що вперше за роки так званої незалежності України відчув щире й офіційне, тобто на державному рівні, розуміння цієї, вважаю – невід’ємної, концепції уряду з уст нашого прем’єр-міністра Арсенія Яценюка. У його останніх виступах, які стосуються виходу України з кризового стану, чи не найчастіше звучали ключові слова, похідні від найголовнішого природного багатства України – її землі і надр.

Світова практика споживання корисних копалин свідчить, що в сучасних воєнно-кризових умовах України споживання не може бути ефективно реалізоване без належного вивчення мінеральної сировини, яке доцільно скерувати на отримання якісного остаточного результату – напрацювання з окремих розділів або прикладної мінералогії в цілому, особливо, якщо вони ґрунтуються на засадах генетичної мінералогії, про що і не тільки йтиметься нижче”.



Професора В. Павлишина віншує член-кореспондент НАН України С. Довгий.



Від колективу Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (м. Львів) подальших творчих успіхів і життєвих гараздів ювіляру щиро зичить завідувач відділу геохімії глибинних флюїдів, доктор геол. наук І. Наумко.

Матеріали доповіді професора Володимира Павлишина були різноплановими й акцентованими і стосувалися, зокрема, таких основних напрямів сучасної мінералогічної науки, як вступ до мінералогії, кристалохімія мінералів, регіональна мінералогія, біомінералогія – молода, але дуже важлива наука, генетична мінералогія, прикладна мінералогія, наномінералогія – наука з великим і, не дай Бог, небезпечним майбутнім (за словами ювіляра).

Надалі основну доповідь вдало доповнили виступи члена-кор. НАН України С. Довгого, заступника голови правління Спільки геологів України, Президента Українського мінералогічного товариства В. Квасниці (ІГМР імені М. П. Семененка НАН України), завідувача відділу геохімії глибинних флюїдів Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України І. Наумка, завідувача кафедри мінералогії, геохімії та петрографії КНУ імені Тараса Шевченка С. Шнюкова та доцента цієї ж кафедри В. Шунька, доцента кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології Львівського національного



університету імені Івана Франка В. Дяківа, інших осіб, які, крім того, висвітлили й високо оцінили багатолітню наукову, педагогічну, організаторську, громадську діяльність В. Павлишина з нагоди ювілею.



Теплі вітання від російських мінералогів передає Галина Анастасенко – доцент Санкт-Петербурзького державного університету.

Товариська зустріч з нагоди 75-річчя В. Павлишина, на яку після завершення пленарного засідання всіх учасників зібрання запросив В. Михайлов, відбулася в ініційованій В. Павлишиним і відкритій 2013 р. аудиторії імені академіка В. І. Вернадського КНУ імені Тараса Шевченка. Цій події передувало педантичне і скрупульозне дослідження В. Павлишиним матеріалів стосовно участі В. Вернадського в роботі Київського університету як вдале й необхідне продовження його мінералого-історіографічних уподобань. Власне відкриття аудиторії імені Вернадського на геологічному факультеті КНУ імені Тараса Шевченка напередодні 150-річчя від дня народження акад. В. Вернадського стало яскравим явищем у житті навчальної установи. Ця аудиторія не має аналогів в Україні, унікальною її роблять сучасний інтер'єр з оригінальним портретом академіка-мислителя, вітрини з кристалами мінералів, книжкові шафи з творами В. Вернадського, літературою про нього, а також тогочасними науковими виданнями і приладами.

Теплою і невимушеною виявилася атмосфера товариської зустрічі, на якій спогади про акад. Є. Лазаренка продовжили ювіляр і його соратники, колеги та учні – С. Довгий, В. Михайлов, П. Загороднюк, Г. Анастасенко, С. Шнюков, О. Платонов, А. Тарашан, М. Таран, В. Шунько, О. Бобров, Д. Возняк, В. Шевчук, М. Ковальчук, Ю. Галабурда, В. Дяків. Гідним завершенням товариської зустрічі, як і зібрання загалом, стала улюблена пісня Євгена Лазаренка, яку проникливо виконав його найдовірениший аспірант Юрій Галабурда.

*Ігор Наушко, Василь Дяків*

## АКАДЕМІК ЄВГЕН ФЕДОРОВИЧ ШНЮКОВ (до 85-річчя від дня народження)

Двадцять шостого березня 2015 р. виповнилося 85 років від дня народження видатного вченого зі світовим іменем, геолога й організатора науки, дійсного члена Національної академії наук України, заслуженого діяча науки і техніки України, двічі лауреата Державної премії УРСР (України) в галузі науки і техніки та премії імені В. І. Вернадського АН УРСР, доктора геолого-мінералогічних наук, професора Євгена Федоровича Шнюкова.

Загальною рисою є всеосяжність наукових поглядів і захопленість та широка ерудиція вченого, насамперед, у галузях геологічної науки, пов'язаних з вивченням мінеральної та органічної речовини. Коло його наукових зацікавлень охоплює багато проблем сучасної геологічної науки, серед найголовніших – утворення осадових родовищ корисних копалин, грязьового (болотного) вулканізму, будови і мінеральних ресурсів дна Світового океану, зокрема, акваторій морів у межах України – Чорного та Азовського.

Євген Шнюков – один із засновників нової галузі геологічної науки – учення про Світовий океан та його корисні копалини, творець всесвітньовідомої наукової школи з морської геології й осадового рудоутворення.

Доктор геолого-мінералогічних наук (1966), професор (1970), член-кореспондент АН УРСР (1978), дійсний член (академік) АН УРСР (1982) – ось головні віхи наукового зростання вченого. Науково-організаторські здібності він виявив на високих адміністративних посадах: заступник директора з наукової роботи Інституту геологічних наук (ІГН) АН УРСР (1968–1969), а потім (1969–1973) – Інституту геохімії і фізики мінералів АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) імені М. П. Семененка НАН України), директор ІГН АН УРСР (1977–1992), а з 1992 р. – директор Відділення морської геології та осадового рудоутворення НАН України.

Як бачимо, багатолітня наукова, науково-організаційна, педагогічна та громадська діяльність акад. Є. Шнюкова безпосередньо пов'язана з установами Національної академії наук України. Дослідник зробив вагомий внесок у вивчення надр держави. Водночас незалежно від наукової проблеми, яку він вирішував, у кожній з його численних монографічних праць, у наукових статтях, тезах доповідей, у виступах на конференціях належне місце відведено мінералогічним дослідженням. Тому значним є його внесок у розвиток найголовнішої фундаментальної геологічної науки – мінералогії. Не оминув він своєю увагою і таку нову галузь геологічної науки, як учення про мінералоутворювальні флюїди, розробники якого повсякчас відчували розуміння і підтримку вченого.

Євген Федорович народився 26 березня 1930 р. на далекій північній окраїні Росії – у м. Архангельськ, у сім'ї службовців. Там, на берегах Північної Двіни, що впадає у Біле море, і розпочався життєвий шлях майбутнього академіка. Батьки 1944 р. остаточно



переїхали в Україну, до Одеси, де Є. Шнюков у 1948 р. закінчив середню школу з золотою медаллю. Однак проблеми з зором не дали змоги допитливому і цілеспрямованому юнаку вступити до Одеського вищого морехідного училища, тому без вагань у виборі життєвого шляху морську романтику гідно замінила романтика професії геолога. Її він здобув, навчаючись на “відмінно” упродовж 1948–1953 рр. на геологічному факультеті Київського державного університету імені Тараса Шевченка, після закінчення якого отримав диплом з відзнакою за спеціальністю “геолог-геохімік”.

Навчання студент Євген Шнюков вдало поєднував з науковою працею, що стало підставою для зарахування до аспірантури ІГН АН УРСР (1953–1956). Шлях у велику науку розпочався з вивчення за керівництва професора Юрія Юрійовича Юрка мінералогії Криворізького залізорудного басейну. Цей етап досліджень 1958 р. підсумували захист кандидатської дисертації на тему “Мінералогія Попельнастовського залізорудного месторождения”, присудження наукового ступеня кандидата геолого-мінералогічних наук та опублікування першої монографії “Рудные минералы Криворожской железорудной полосы” (разом з Ю. Юрком).

У 1957–1959 молодший науковий співробітник Інституту мінеральних ресурсів АН УРСР у Сімферополі Євген Шнюков зацікавився Керченським залізорудним басейном і всією киммерійською Азово-Чорноморською залізорудною провінцією. Видані за даними їхнього дослідження монографії “Мінералогія залізорудної формации Керченского бассейна” (1960), “Марганцево-железные руды Керченского бассейна” (1961), “Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции” (1965) стали основою докторської дисертації на тему “Геология неогеновых оолитовых железных руд Азово-Черноморской рудной провинции”, захищеної 1965 р. У 1966 р. вченому присуджено науковий ступінь доктора геолого-мінералогічних наук, 1970 р. – присвоєно вчене звання професора. Не забарилося й визнання на академічному рівні: обрання 1978 р. членом-кореспондентом, 1982 р. – дійсним членом (академіком) АН УРСР.

Багатогранність наукових інтересів акад. Є. Шнюкова виявляється в охопленні ним якнайширшого кола питань геології, мінералогії, геохімії у зв’язку зі з’ясуванням їхньої ролі у формуванні корисних копалин різного генезису.

Важливим висновком, що випливав з вивчення класичних керченських залізорудних родовищ, стало висунення гіпотези про зв’язок з грязьовим вулканізмом нафтогазоносності та промислового рудоутворення у Керченсько-Таманському регіоні (на підставі виявленого зв’язку між залізорудним процесом і грязьовим вулканізмом). Ці матеріали узагальнено в численних статтях і низці монографій: “Грязевой вулканизм и рудообразование” (1971), “Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас” (1986), “Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона” (2005), що дало змогу обґрунтувати природну модель грязевулканічного мінералоутворювального процесу.

Уміння відчувати ситуацію, ентузіазм та організаційний талант Євгена Шнюкова посприяли обґрунтуванню ним (одним із перших в Україні) необхідності розвитку геологічних досліджень Світового океану. Такі дослідження розпочалися 1964 р. з вивчення будови верхньої товщі донних відкладів Азовського й Чорного морів з борту бурового науково-дослідного судна “Геохимик”, що відображено у монографіях “К геологии акватории Азовского моря” (1968) і “Геология Азовского моря” (1974). У підсумку за восьми томну серію праць “Геология шельфа УССР” (1981–1986), у яких узагальнено всі отримані фундаментальні дані, Євген Федорович разом зі співавторами був удостоєний звання лауреата Державної премії УРСР у галузі науки і техніки (1989).

Надалі експедиції з вивчення геологічної будови дна Чорного моря продовжилися на науково-дослідних суднах (НДС) “Академик Вернадский”, “Михаил Ломоносов”, “Ихтиандр”, “Киев”, “Профессор Водяницкий”, “Владимир Паршин”. Їхні результати узагальнено в наукових статтях і монографіях, найвагоміші з яких – “Палеоостровная дуга севера Черного моря” (1997) і “Минеральные богатства Черного моря” (2004).

Обґрунтовані на матеріалах вивчення морських акваторій України теоретичні висновки Євгена Шнюкова підтвердилися у двох наступних спеціалізованих комплексних геолого-геофізичних експедиціях НДС “Академик Вернадский” в Індійській та Атлантичному океані (1978–1979). Результати цих досліджень геолого-металогенічного спрямування опубліковано в численних колективних монографіях, зокрема, “Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана” (1984), “Геология и металлогения тропической Атлантики” (1989) та ін. За цикл праць “Регіональна океанологія: стан середовища і мінерально-сировинні ресурси Атлантичного, Індійського, Південного океанів та їхніх морів” Є. Шнюков у складі групи дослідників удруге удостоєний звання лауреата Державної премії України в галузі науки і техніки (2000).

Вагомим підсумком досліджень Світового океану стала монографія “Полезные ископаемые Мирового океана” (1974, друге видання 1979), за яку Є. Шнюкову, Р. Білодіду та В. Цемку присуджено премію імені В. І. Вернадського АН УРСР.

Визнаним є і міжнародний авторитет Євгена Шнюкова як фахівця в галузі морської геології – делегата сесій Комітету ООН з мирного використання дна морів і океанів (Женева, 1971; Нью-Йорк, 1972), засідань Міжурядової океанографічної комісії в Парижі (1985, 1987) та дослідника осадових залізних руд: з 1988 р. він голова Радянської робочої групи проекту № 277 “Фанерозойские оолитовые железняки” МПГК ЮНЕСКО, у рамках якої з 1976 р. очолював Українську робочу групу з мангану (проекти № 111, 226). У 2000 р. його як академіка Міжнародної академії наук Євразії відзначено Золотою медаллю Леонардо да Вінчі. Євген Федорович та його учні й послідовники гідно представляли українську науку на міжнародних, всесоюзних і республіканських наукових форумах.

Створена академіком Євгеном Шнюковим наукова школа морської геології та осадового рудоутворення отримала визнання як в Україні й у межах колишнього СРСР, так і у світі, а очолюване ним Відділення морської геології та осадового рудоутворення НАН України є важливим центром розвитку наукових напрямів у галузі морської геології, авторитетною школою підготовки наукових кадрів. Тут завжди підтримують нові наукові ідеї, надають кваліфіковані консультації, щедро поділяться набутим досвідом. Учений багато часу віддає благородній справі виховання молодого покоління фахівців. Серед його учнів понад 30 кандидатів і докторів геолого-мінералогічних наук.

Євген Шнюков бере активну участь у роботі спеціалізованих учених рад з захисту дисертацій, опонує численні дисертації у нашій країні та за її межами, рецензує й редагує багато монографій і збірників наукових праць. Він – член редакційних колегій низки геологічних журналів і збірників, у 1989–1993 рр. очолював редакційну колегію “Геологічного журналу”, з 2005 р. – головний редактор журналу “Геология и полезные ископаемые Мирового океана”.

З ініціативи акад. Є. Шнюкова – багаторічного голови Українського літологічного комітету – організовано й успішно проведено багато міжнародних нарад, зокрема, він 2008 р. започаткував конференції з сучасних проблем літології і мінералогії осадових басейнів України та суміжних територій, у програмі яких чільне місце посідає обгово-

рення мінералогічних питань. Завдяки зусиллям ювіляра і наукової літологічної спільноти досягнуто періодичної організації наукових зібрань учених з цієї значущої проблематики, їхнє проведення з періодичністю раз у два–три роки і набуття ними статусу міжнародних. Відбулося вже чотири такі конференції: 2008, 2010, 2012 і 2014 рр.

Багаторічна діяльність Є. Шнюкова на посаді директора Національного науково-природничого музею НАН України (1977–2008) і голови Музейної ради НАН України (1978–2008) сприяла популяризації науки. Такі науково-популярні видання, як “Скарби моря” (1966), “Всеволодні мінерали” (1969), “Полуостров сокровищ” (1973), “Мир мінералів” (1986), “Сокровища и загадки” (1995), “Камень ночи” (2000, 2009), “Мінерали и мир” (2008), зокрема й про Чорне море: “Черное море” (1985), “Катастрофы в Черном море” (1994), “Пираты Черного моря” (1995), “Опасное Черное море” (2000) та інші, поглиблюють знання і розширюють світогляд читачів.

Перу Євгена Шнюкова належить понад 600 наукових і науково-популярних праць – такий підсумок багатолітньої видавничої діяльності вченого, яка не лише послаблюється, а й посилюється, незважаючи на поважний вік.

Найвагоміші фундаментальні і прикладні здобутки вченого належно оцінено державою: як уже зазначено, йому двічі присуджено Державну премію УРСР у галузі науки і техніки, він удостоєний багатьох урядових нагород, зокрема, орденів “Знак пошани” (1980) і “За заслуги” III ступеня (2000), медалей “За доблестный труд” (1970), “В память 1500-летия г. Киева” (1982) і “Ветеран труда” (1985).

Разом з дружиною Галиною Дмитрівною Забелло, якої вже, на жаль, немає поруч з Євгеном Федоровичем, – також геологом-геохіміком, вони виховали двох чудових дітей: сина Сергія – нині завідувача кафедри мінералогії, геохімії та петрографії Київського національного університету імені Тараса Шевченка і дочку Катерину – сьогодні провідного наукового співробітника ІГМР імені М. П. Семененка НАН України. Обоє вони – доктори геологічних наук – гідно поповнили геологічну династію Шнюкових.

І нині Євген Федорович Шнюков демонструє приклад сумлінної праці та взірець відповідального ставлення до своїх обов’язків, здобувши цим упродовж багатьох років життя й діяльності заслужений авторитет і повагу геологічної громадськості. Він активно працює на науковій і науково-організаційній ниві, роблячи неocenний внесок у вирішення сучасних фундаментальних і прикладних проблем морської геології, літологічної та мінералогічної науки. Своє 85-річчя від дня народження ювіляр зустрів у добром здоров’ї, сповнений енергії та фізичних і духовних сил, творчих задумів на майбутнє, особливо у зв’язку з потребою оцінки газогідратного потенціалу Чорного моря та можливістю обґрунтування відкриття нових родовищ корисних копалин в Азово-Чорноморському регіоні.

Наукова спільнота, віддаючи належне академіку Євгену Федоровичу Шнюкову не тільки як видатному діячеві науки, геологу, літологу і мінералогу, а й добрій та щирій людині, громадянину, щиро і тепло вітає його зі світлим ювілеєм, зичить доброго здоров’я і довголіття в достатку й любові рідних та близьких, повазі друзів і колег, здійснення творчих задумів і нових звершень в ім’я майбуття світової та української науки.

*Орест Матковський, Ігор Наушко*

## ДО 80-РІЧЧЯ АКАДЕМІКА МИКОЛИ ВОЛОДИМИРОВИЧА СОБОЛЄВА

Відомий знавець проблем мінералогії і петрології верхньої мантії Землі та алмазної тематики, випускник Львівського державного університету імені Івана Франка Микола Соболев (а нині академік РАН) народився 28 травня 1935 р. в Ленінграді (нині Санкт-Петербург). Він успішно розвиває наукову спадщину свого батька і вчителя академіка В. Соболева – видатного вченого-петролога і мінералога, за прогнозами якого відкрито алмазні родовища в кімберлітах Якутії. Уже 1941 р. в секретному науковому звіті В. Соболев назвав басейн р. Вілюй одним із вірогідних районів наявності кімберлітів та алмазів.



Трубку Мир знайдено саме в районі середньої течії р. Вілюй. Після переїзду родини В. Соболева до Львова Микола ще в шкільні роки разом з батьком побував на різних геологічних об'єктах у Закарпатті, у тому числі на соляному Солотвинському родовищі, де вперше зацікавився геологією. Невдовзі він вступив на геологічний факультет Львівського державного університету (нині Львівський національний університет імені Івана Франка), який закінчив 1958 р., отримавши базові знання з мінералогії, петрографії та інших дисциплін.

У 1956 р., після закінчення третього курсу, Миколі Соболеву поталанило взяти участь у польових роботах в Якутії впродовж майже п'яти місяців. Там його зарахували на посаду колектора партії № 132. Саме її працівники лише рік тому відкрили кімберлітову трубку Мир у районі середньої течії р. Вілюй. Це була ґрунтова виробнича студентська практика, яка дала змогу отримати необхідні навички для подальшої успішної наукової роботи, хоча умови праці в Якутії під час польового сезону були дуже суворими. Тоді Микола вперше побував на кімберлітовій трубці Мир.

Після закінчення факультету М. Соболев працював у Львові директором Мінералогічного музею Львівського університету (1958–1960). Тут він започаткував вивчення хімізму гранатів із кімберлітів та метаморфічних порід. За результатами статистичного опрацювання складу гранатів М. Соболев захистив кандидатську дисертацію (1962) і опублікував відому монографію “Парагенетические типы гранатов” (1964), яку й нині широко використовують.

У 1960 р. молодий учений перейшов в Інститут геології і геофізики Сибірського відділення АН СРСР (ІГіГ) в Новосибірському академмістечку, де працював на посадах молодшого та старшого наукового співробітника лабораторії мінералогії (1960–1973), завідувача новоствореної лабораторії мінералів високих тисків (1973–1984) та заступника директора з наукової роботи (1984–1990). Після реорганізації ІГіГ СО АН СРСР Микола Соболев став директором Інституту мінералогії і петрографії СВ РАН (1990–1996), у якому плідно працює і тепер на посаді головного наукового співробітника.

М. Соболев у 1963 р. організував польові роботи на кімберлітових трубках Обнаженая, Удачная та Загадочная. Тут разом зі своїми учнями (М. Похіленком та ін.) удалося зібрати унікальну колекцію мантійних ксенолітів. Унаслідок їхнього вивчення отримано

важливу інформацію про мінералогічні особливості ксенолітів різного складу, у тому числі кіанітових еклогітів і гроспідитів з трубки Загадочная та алмазоносних еклогітів трубки Мир. У 1967 р. опубліковано спеціальну статтю В. та М. Соболевих, присвячену важливій ролі хрому в процесах мантийного мінералоутворення. Разом з М. Добрецовим запропоновано перші моделі складу і будови верхньої мантиї в Якутії.

У 1969 році М. Соболев зі співавторами опублікував результати рентгеноспектральних мікрозондових аналізів мікровключень високохромистого субкальцієвого піропу в якутських алмазах. Подібні відміни піропу В. Соболев зі співавторами виявив поза алмазом у ксенолітах серпентинізованих алмазоносних перидотитів. У парагенезисі з цими гранатами знайдено високохромистий хроміт з низьким вмістом титану. Виконані роботи дали змогу новосибірським ученим розробити мінералого-геохімічні критерії алмазостостності кімберлітів (1971). Правомірність їхнього використання дослідники підтвердили в колективній закордонній публікації 1993 р., у якій запропоновано відому діаграму складу піропів, що асоціюють з алмазом (у ній взято до уваги співвідношення вмісту CaO та  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Знахідка ксенолітів алмазоносних еклогітів і перидотитів остаточно довела: ксеногенну щодо кімберлітів природу мають алмази не тільки еклогітового, а й ультраосновного парагенезису, тобто другі не є продуктами кристалізації протокімберлітового розплаву.

Поряд із вивченням Якутської алмазоносної провінції М. Соболев брав участь у роботах на території України (разом зі співробітниками сімферопольського Інституту мінеральних ресурсів Міністерства геології УРСР).

У 1973 р. Микола Володимирович захистив докторську дисертацію “Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии”, що її опубліковано як монографію 1974 р. У 1977 р. книгу перекладено англійською мовою та видано за редакцією відомого петролога Ф. Р. Бойда.

М. Соболев є співавтором фундаментального монографічного зведення новосибірських учених про фації метаморфізму. У 1976 р. за ці праці й карту метаморфічних фацій СРСР він разом з науковим керівником робіт В. Соболевим, а також М. Добрецовим, В. Ревердатто та В. Хлестовим нагороджений Ленінською премією.

Результативними були й пізніші експедиційні та лабораторні роботи працюючих новосибірських “алмазників” з мінералого-геохімічного районування алмазоносних провінцій, якими в ІМП СВ РАН керували Микола Володимирович Соболев і його учень Микола Петрович Похіленко (нині академік і директор ІМП СВ РАН). Ці роботи виконували в тісному контакті з якутськими виробничниками за активної фінансової підтримки Амакінської та Ботубінської експедицій. Микола Володимирович брав участь у реалізації програми “Алмазы Сибири”, а з 1982 р. керував цією програмою (вона була складовою комплексної державної програми “Сибирь”, яку реалізовувало Сибірське відділення Академії наук).

Виявлення ореолів від потенційно високоалмазоносного тіла в межах Алакитського поля з використанням удосконалених мінералогічних методів прогнозування та розшуку алмазних родовищ (М. Соболев, М. Похіленко) дало змогу виробничникам на запропонованій ділянці виконати детальні розшукові роботи, за результатами яких відкрито трубку Ювілейна. Ці ж удосконалені методи використано для прогнозування та виявлення промислової розсипної алмазостостності в Нижньооленьцькому районі (роботи 1974–1979 рр. М. Соболева й М. Похіленка). Було обґрунтовано прогнозування алмазостостності в межах нового поля кімберлітів середньопалеозойського віку в північно-

східній частині Сибірської платформи (1979–1990, М. Похіленко, М. Соболев, В. Афанасьєв). Роботами М. Соболева, виконаними протягом 2001–2003 рр., також був даний прогноз алмазності складнопобудованих силів Венесуели. Суттєвий внесок новосибірських учених у прогнозування й відкриття Архангельської алмазної провінції, за що у 1980 р. державні нагороди отримали М. Соболев та М. Похіленко.

З 1986 р. разом з В. Шацьким (нині чл.-кор. РАН, директор Інституту геохімії РАН) М. Соболев почав вивчати склад і з'ясувати походження алмазних метаморфічних порід Кокчетавського масиву (Північний Казахстан), що викликали тоді сенсацію. Ці специфічні родовища алмазу відкрив випускник геологічного факультету Львівського університету А. Заячковський. Удалося з'ясувати, що в цих породах у зернах гранату і циркону, як у контейнерах, зберігаються мікрровключення алмазу і що вони утворюються після субдукції вуглецевмісних порід на глибину й подальшої ексгумації новоутворених алмазних порід на поверхню. З'ясовані М. Соболевим і його сибірськими учнями специфічні мінералогічні особливості кокчетавських алмазних порід дали змогу виявити разом із казахстанськими геологами нові алмазні тіла. Пізніше аналогічні високбаричні породи знайдено іншими дослідниками в багатьох регіонах світу.

М. Соболев ініціював дослідження ізотопного складу вуглецю з різних парагенетичних типів алмазу. Разом з групою акад. Е. Галімова визначено принципи різниці природи джерел вуглецю для алмазів ультраосновного й еклогітового парагенезисів. Склад вуглецю перших відповідає мантійному, а багато алмазів еклогітового парагенезису мають ознаки корового вуглецю. Ще на початку 1980-х років Володимир та Микола Соболеви висловили думку про субдукцію корових вуглецевмісних порід на глибину, де за стабільних умов може відбуватись алмазоутворення.

За активної участі М. Соболева, М. Похіленка, А. Томіленка та очолюваних ними співробітників досліджено речовинний склад середовищ алмазоутворення та особливості складу й будови верхньої мантії відповідних ділянок платформ. У природних алмазах і мінералах ксенолітів мантійних порід знайдено флюїдні включення високої щільності – конденсованих газів  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$ .

Внесок М. Соболева в науку і практику відзначений державними і науковими нагородами. Він є заслуженим діячем Якутської АРСР (1986), лауреатом Державної премії СРСР (1991), премії імені А. Гумбольдта (ФРН, 1996), нагороджений трьома державними орденами (1982, 1989, 1999) та вищою нагородою Міжнародної мінералогічної асоціації – медаллю ММА “За визначні досягнення в галузі мінералогії” (2014) та ін.

Багатогранною є науково-організаційна діяльність М. Соболева. Він – почесний член і віце-президент Російського мінералогічного товариства, головний редактор журналу “Геология и геофизика” і член редколегії журналу “Записки Российского минералогического общества”, Радник РАН, член Вченої ради ІГМ СО РАН, голова дисертаційної ради ВАК з надання наукового ступеня доктора геолого-мінералогічних наук за спеціальностями 25.00.05 – мінералогія, кристалографія та 25.00.09 – геохімія, геохімічні методи розшуків корисних копалин.

Микола Володимирович є шанованим членом низки закордонних організацій: дійсний член Геологічного товариства Франції та Європейської академії наук, закордонний член Національної академії наук США, почесний член Європейського союзу геологічних наук, Лондонського геологічного товариства та Мінералогічного товариства США, член Американського геофізичного союзу та міжнародного консультативного Комітету з кімберлітових конференцій та інших організацій.



У зв'язку зі славетним ювілеєм Alma mater щиро вітає Миколу Володимировича і бажає здоров'я та наснаги в подальшій науковій праці, науково-організаційній, педагогічній і громадській діяльності.

ЛІТЕРАТУРА ПРО М. В. СОБОЛЄВА

1. Институт геологии и геофизики СО (АН СССР и РАН) в воспоминаниях сотрудников-ветеранов института: Научные коллективы, люди, события, факты, антология самодеятельной поэзии разных лет. – Новосибирск : АИ “Гео”, ИНГГ СО РАН, 2013. – 509 с.
2. История развития Института геологии и геофизики СО (АН СССР и РАН) и его научных направлений. – Новосибирск : АИ “Гео”, 2010. – 907 с.
3. Николай Владимирович Соболев (к 60-летию со дня рождения) // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 5. – С. 128–129.
4. Соболев Николай Владимирович // Академическая когорта Института геологии и геофизики СО (АН СССР – РАН). – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2011. – С. 180–184.
5. Соболев Николай Владимирович (к 70-летию со дня рождения) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 5. – С. 584.

*Ігор Бакуменко, Орест Матковський, Петро Білоніжка*

**ВНЕСОК П. М. БІЛОНІЖКИ У ВИВЧЕННЯ МІНЕРАЛОГІЇ  
І ГЕОХІМІЇ СОЛЯНИХ РОДОВИЩ ПЕРЕДКАРПАТТЯ  
ТА ПРИРОДИ ДЕЯКИХ ШАРУВАТИХ СИЛКАТИВ  
(до 80-річчя від народження)**

Двадцять восьмого травня 2015 р. виповнилося 80 років від уродин і понад 50 років науково-педагогічної, науково-організаторської та громадської діяльності доцента кафедри мінералогії Львівського національного університету імені Івана Франка Петра Михайловича Білоніжки. Його ім'я добре відоме широкій геологічній громадськості з огляду на значний внесок у вивчення питань геохімії й мінералогії загалом та соляних руд, зокрема. Саме їм присвячена найбільша кількість публікацій (усього їх понад 330), у тім числі монографічні зведення у чотирьох книгах із серії “Мінерали Українських Карпат”: “Оксиди, гідроксиди, хлориди, йодиди, фториди” (1995), “Борати, арсенати, фосфати, молібдати, сульфати, карбонати, органічні сполуки” (2003), “Силікати” (2011), “Процеси мінералоутворення” (2014).

Численними і різнопрофільними є праці П. Білоніжки *геохімічного спрямування*. Дуже багато уваги вчений приділив природі бору, бромю і йоду в соляних родовищах. На підставі вивчення вмісту й розподілу бору в соляних мінералах і соленосних глинах Передкарпаття він довів, що бор не входить ізоморфно в кристалічні структури карбонатів, сульфатів, хлоридів, а в ході кристалізації солей у седиментаційному басейні поступово нагромаджується в ропі, з якої випадає в осад у вигляді боратів. У випадку привнесення в солеродний басейн теригенного глинистого матеріалу бор спочатку адсорбується гідрослюдами, а потім входить у їхні кристалічні структури.

За результатами досліджень геохімії бромю науковець уточнив його вміст у вузлових точках кристалізації солей у седиментаційному басейні. На цій підставі П. Білоніжка побудував нові діаграми залежності бром-хлорного співвідношення від мінерального складу хлоридів у калійних соляних породах. Результати цих досліджень мають важливе значення для з'ясування генетичних особливостей покладів калійних солей та проведення їхніх розшуків. Щодо йоду, то він, за даними Петра Михайловича, у дуже рідкісних умовах утворює свої мінерали. Основна його маса в гірських породах, рудах і мінералах міститься в розсіяному стані, а найбільший резервуар йоду – це вода морів і океанів. Дуже важливий його висновок про те, що йод у підземних водах нафтоносних басейнів є, зокрема, показником органічного походження нафти.

Важливе значення мають дослідження залежності форм знаходження хімічних елементів у морській воді від будови їхніх електронних оболонок – положення в Періодичній системі. Аналізуючи енергію зв'язку електронів зовнішньої електронної оболонки хімічних елементів з ядром, П. Білоніжка з'ясував, чому одні елементи перебувають у морській воді у формі простих іонів (катіонів, аніонів), а інші – у формі комплексних аніонів або ж нейтральних атомів.

Низка його наукових праць стосується питань ізоморфізму, у тім числі ізоморфізму особливого роду, – напряму, започаткованого В. Соболевим понад півстоліття тому, теоретичні основи якого пізніше розробляли М. Белов, В. Франк-Каменецький та ін. У сучасній літературі замість терміна *ізоморфізм особливого роду* вживають терміни *доменний*, *блоковий* і *аномальний ізоморфізм* як синоніми. У тонкодисперсних шаруватих

силікатах цей вид ізоморфізму відомий як змішаношаруваті утворення. На прикладі альбіту в плагіоклазах, ярозиту й натроярозиту, сподумену і жадеїту, амблігоніту й натромонттебразиту, трифіліну і натрофіліту та інших груп мінералів учений з'ясував, що цей вид ізоморфізму в природі досить поширений, однак чомусь на нього ще й нині мінералоги і геохіміки звертають мало уваги.

Багато наукових праць П. Білоніжки присвячено питанням умов утворення і післяседиментаційного перетворення покладів калійно-магнієвих солей. Ці проблеми впродовж багатьох десятиріч є остаточно не з'ясованими і дискусійними. Для їхнього вирішення науковець використав ізотопний склад сірки в каїніті, лангбейніті, які є головними мінералами калійних солей, а також у полігаліті, астраханіті, леоніті, сингеніті (калушиті) й гіпсі. За цими даними зроблено обґрунтований висновок, що соляні родовища Передкарпаття утворилися, головню, з морської води, частково – з поверхневих континентальних вод. З генетичного погляду важливе значення має вивчення послідовної зміни мінерального складу розсіяних карбонатів у галогенних відкладах залежно від ступеня осолонення басейну, у якому вони утворилися. Дослідник визначив, що в соленосних глинах і кам'яній солі наявні кальцит і доломіт, а в калійних соляних породах – магнезит, який є типоморфним мінералом родовищ калійних солей Передкарпаття.

Останніми десятиліттями для вивчення фазових перетворень кристалогідратів П. Білоніжка провів низку експериментальних досліджень. Унаслідок нагрівання кристалогідратів і аналізу продуктів нагрівання дифрактометричним методом він вивчив фазові перетворення каїніту, епсоміту, астраханіту, шеніту, леоніту, сингеніту (калушиту) і гіпсу. За результатами цих досліджень зроблено висновок, що в тектонічних розривних порушеннях у покладах калійних солей утворення жильних мінералів відбувалося не з порової води, що міститься в соленосних глинах, як уважали раніше, а під впливом води, виділеної з кристалогідратів. Вивчено також фізико-хімічні процеси перекристалізації соляних мінералів на стадіях пізнього діагенезу, катагенезу та в разі новоутворення кристалів астраханіту, каїніту й чемберситу.

Досить численними є праці П. Білоніжки *мінералогічного спрямування*. Серед них, перш за все, – це перша знахідка в Україні й третя у світі рідкісного борвмісного мінералу чемберситу  $Mn^{2+}_3[B_7O_{13}]Cl$  у складі соляних родовищ Передкарпаття. Мінерал усебічно схарактеризовано у публікації 1970 р. (співавт. О. Винар, В. Мельник, П. Вовк). Петру Білоніжці також належать знахідки добре огранених кристалів каїніту, на яких виявлено нову форму  $m \{011\}$ . Детально досліджено новоутворення гексагідриту по епсоміту і жильних виділень леоніту (співавтор В. Малашевський).

Найбільша кількість публікацій П. Білоніжки мінералогічного спрямування присвячена деяким шаруватим силікатам. Більшість із них виявлено серед глинистих мінералів у покладах калійних солей Передкарпаття. Вже у ранніх статтях, опублікованих 1966 р. (співавт. О. Винар, В. Мельников), з'ясовано, що глинистий матеріал складається не тільки з гідрослюди, як це трактувала Е. Яржемська (1954), а є полімінеральним. Крім гідрослюди, у глинистих фракціях наявні хлорит та домішки каолініту і змішаношаруватих утворень. Подальшими дослідженнями доведено, що склад глинистих мінералів змінюється залежно від ступеня осолонення басейну, у якому вони осаджувалися. Учений також з'ясував, що з осолоненням седиментаційного басейну під впливом зростання в його ропі концентрації калію і магнію відбувається трансформаційне перетворення монтморилоніту й каолініту в гідрослюду і хлорит.

Для з'ясування генезису гідрослюд П. Білоніжка застосував калій-аргоновий метод визначення їхнього віку. Визначено, що середній вік гідрослюди фракції до 0,01 мм із міоценових родовищ калійних солей становить 200 млн років, а із фракції до 0,001 мм – 175 млн років. Ці дані, на його думку, засвідчують теригенне походження мінералу.

Учений досліджував також природу міжшарової води в гідрослюдах. За його даними, у міжшарових позиціях гідрослюд містяться не тільки молекули води, які займають гексагональні комірки, не зайняті калієм, а й молекули води, що містяться в міжшаровому просторі смектитів, наявних у структурі гідрослюд у вигляді мікроблоків, тобто змішаношаруватих утворень. Завдяки цьому Петро Михайлович з'ясував, що аутигенне силікатоутворення в соляних відкладах пов'язане з накладанням двох процесів: галогенезу й вулканізму. Джерелом кремнію, алюмінію й заліза були продукти вулканізму (вулканічний попіл) або ж гідротермальні розчини, що надходили в соленосні басейни по конседиментаційних розломах, а джерелом калію і магнію – морська вода. Це дало підставу вважати помилковим твердження Т. Соколової про те, що в Передуральському калієносному басейні аутигенні силікати утворилися з елементів морської води, і про залежність їхнього мінерального складу від ступеня осолонення басейну.

Цікавими є праці П. Білоніжки, присвячені вивченню кристалохімічних, генетичних і адсорбційних властивостей глауконіту. На підставі аналізу літературних даних і особистих досліджень з'ясовано, що є безперервний перехід від нонтроніту через змішаношаруваті утворення до селадоніту і глауконіту. Їхнє утворення пов'язане з гідротермальними водами, які надходять у морські седиментаційні басейни по конседиментаційних розломах, а також з процесом гальміролізу пірокластичного матеріалу, головню, вулканічного попелу, який переносився атмосферою на сотні-тисячі кілометрів від центрів виверження вулканів.

Мабуть, правильним є висновок П. Білоніжки про те, що глауконіт і селадоніт належать до гідрослюд, а не до слюд, як це вважають деякі дослідники. Вивченням мікроструктури глауконіту за допомогою сканувального електронного мікроскопа (співавтор Ю. Дацюк) доведено, що висока адсорбційна здатність цього мінералу пов'язана не стільки з наявністю в його структурі мікроблоків смектиту, як раніше вважали, а, головню, з особливостями його мікроструктури. Вона сітчаста, пластинчаста, короткостовпчаста, тобто між кристалітами глауконіту є мікропорожнини, які зумовлюють його адсорбційну здатність.

П. Білоніжка, виїжджаючи впродовж багатьох років на студентську практику з геологічного картування у Крим, зібрав матеріали для дослідження природи поліморфних модифікацій каолініту – дикіту і накриту. Накрит на території України вірогідно визначений уперше. Ці мінерали виявлені у тріщинах порід флішової товщі Криму. На підставі рентгеноструктурного аналізу уточнено кристалічну структуру цих мінералів і визначено параметри їхніх елементарних комірок (співавтор. О. Азарська, Л. Скакун). Автори зазначили, що в багатьох підручниках і довідниках (А. Бетехтіна, Є. Лазаренка та ін.) наведено помилкові параметри елементарної комірки накриту, які ґрунтуються на давніх неточних аналітичних даних Дж. Грюнера (1933).

Своє 80-річчя Петро Михайлович Білоніжка зустрів у бадьорому настрої. Він провадить активну діяльність на ниві науки й освіти, має чітку громадянську позицію. Зичимо ювіляру доброго здоров'я, наснаги і довголіття.

*Орест Матковський, Леонід Скакун*

## ЗМІСТ

<i>О. Матковський, Л. Скакун, П. Білоніжка</i> ДІЯЛЬНІСТЬ КАФЕДРИ МІНЕРАЛОГІЇ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА ПРОТЯГОМ 2005–2014 рр. ....	4
<i>Н. Зінчук</i> ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ.....	16
<i>В. Василенко, Л. Кузнєцова, В. Мінін, М. Зінчук</i> ПІСЛЯМАГМАТИЧНІ ЧИННИКИ АЛМАЗОНОСНОСТІ КІМБЕРЛІТІВ.....	41
<i>К. Шкуренко, В. Семененко</i> МІНЕРАЛОГІЯ ТОНКОЗЕРНИСТОЇ РЕЧОВИНИ ОБОЛОНОК ХОНДР З МЕТЕОРИТА КРИМКА (LL3.1).....	53
<i>Н. Гасва, В. Сукач, М. Ковальчук</i> АСПЕКТИ ЗОЛОТОНОСНОСТІ ЧОРТОМЛИЦЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ.....	64
<i>О. Митрохин, Т. Митрохина, С. Вишневецька, О. Кирієнко, О. Петренко, О. Андрєєв</i> ХІМІЗМ ПОРОДОУТВОРЮВАЛЬНИХ МІНЕРАЛІВ ЯК ІНДИКАТОРНА ОЗНАКА ПІД ЧАС ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ Й КОРЕЛЯЦІЇ ІНТРУЗИВНИХ УТВОРЕНЬ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	76
<i>Н. Юрченко, С. Шнюков, Г. Павлов</i> НОВІ ДАНІ ЩОДО ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПРОКСЕНІВ З ФЕНІТІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАСИВУ (ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ).....	84
<i>В. Моргун</i> ПРОКСЕНИ ФЕНІТІВ СХІДНОГО ПРИАЗОВ'Я.....	95
<i>О. Гречановська, К. Льченко, Л. Канунікова, С. Курило</i> СТРУКТУРНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ В АЛАНІТІ АНАДОЛЬСЬКОГО ТИПУ В ПРОЦЕСІ ВІДПАЛЮВАННЯ (ЗА ДАНИМИ РЕНТГЕНІВСЬКИХ, МІКРОАНАЛІТИЧНИХ ТА ІЧ-СПЕКТРОСКОПІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ).....	102
<i>Л. Маметова</i> МІНЕРАЛЬНІ НОВОУТВОРЕННЯ НА КВАРЦОВИХ ЗЕРНАХ.....	110
<i>Б. Яворський, В. Степанов, І. Побережська</i> УТОЧНЕННЯ ПЕТРОГРАФІЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ БАТЯТИЦЬКИХ КВАРЦИТОПОДІБНИХ ПІСКОВИКІВ ЯК КРОК НА ШЛЯХУ ДО ВИРІШЕННЯ ПРОБЛЕМИ ЇХНЬОГО ГЕНЕЗИСУ.	117

<i>Н. Словотенко, Л. Скакун, Р. Серкіз</i> ОЗНАКИ І ДОКАЗИ ФОРМУВАННЯ КВАРЦУ З СИЛКАГЕЛЮ В ЗОЛОТОНОСНИХ ЖИЛАХ БЕРЕГІВСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАКАРПАТТЯ).....	132
---	-----

<i>І. Бучинська, Г. Лазар, О. Шевчук</i> СВИНЕЦЬ ЯК ЕЛЕМЕНТ-ДОМІШКА У ВУГЛІЛІ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ.....	150
--	-----

### ІСТОРІЯ НАУКИ

<i>Ю. Ворошилов, В. Павлишин</i> ІВАН ПУЛЮЙ – ВЕЛЕТЕНЬ УКРАЇНСЬКОЇ НАУКОВОЇ ТА ГРОМАДСЬКОЇ ДУМКИ (ДО 170-РІЧЧЯ ВІД НАРОДЖЕННЯ).....	160
---	-----

### ХРОНІКА

<i>І. Наумко, В. Дяків</i> ДЕВ'ЯТИ НАУКОВІ ЧИТАННЯ ІМЕНІ АКАДЕМІКА ЄВГЕНА ЛАЗАРЕНКА..	176
--	-----

<i>О. Матковський, І. Наумко</i> АКАДЕМІК ЄВГЕН ФЕДОРОВИЧ ШНЮКОВ (ДО 85-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ).....	181
--	-----

<i>І. Бакуменко, О. Матковський, П. Білоніжка</i> ДО 80-РІЧЧЯ АКАДЕМІКА МИКОЛИ ВОЛОДИМИРОВИЧА СОБОЛЄВА.....	185
--	-----

<i>О. Матковський, Л. Скакун</i> ВНЕСОК П. М. БІЛОНІЖКИ У ВИВЧЕННЯ МІНЕРАЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ СОЛЯНИХ РОДОВИЩ ПЕРЕДКАРПАТТЯ ТА ПРИРОДИ ДЕЯКИХ ШАРУВАТИХ СИЛКАТІВ (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД НАРОДЖЕННЯ).....	189
---	-----

## CONTENTS

<p><i>O. Matkovskiy, L. Skakun, P. Bilonizhka</i>            THE ACTIVITIES OF THE MINERALOGY DEPARTMENT OF IVAN FRANKO            NATIONAL UNIVERSITY OF LVIV DURING 2005–2014.....</p>	4
<p><i>N. Zinchuk</i>            GEOLOGICAL-MINERALOGICAL MODELS IN CONNECTION            WITH PROSPECTING OF DIAMONDIFEROUS KIMBERLITES.....</p>	16
<p><i>V. Vasilenko, L. Kuznetsova, V. Minin, N. Zinchuk</i>            POSTMAGMATIC FACTORS OF KIMBERLITES DIAMOND CONTENT.....</p>	41
<p><i>K. Shkurenko, V. Semenenko</i>            MINERALOGY OF FINE-GRAINED CHONDRULE RIMS            IN THE <i>KRYMKA</i> (LL3.1) METEORITE.....</p>	53
<p><span style="border: 1px solid black; padding: 0 2px;">N. Hayeva</span>, <i>V. Sukach, M. Kovalchuk</i>            SOME ASPECTS OF GOLD CONTENT OF THE CHORTOMLYK            GREENSTONE STRUCTURE.....</p>	64
<p><i>O. Mytrohin, T. Mytrohina, Ye. Vyshnevskaya, O. Kyriyenko, O. Petrenko,            O. Andryeyev</i>            THE CHEMISTRY OF ROCK-FORMING MINERALS AS AN INDICATOR            IN THE CASE OF GEOLOGICAL DIVISION AND CORRELATION            OF THE UKRAINIAN SHIELD INTRUSIVE FORMATIONS.....</p>	76
<p><i>N. Yurchenko, S. Shnyukov, H. Pavlov</i>            NEW DATA ABOUT CHEMICAL COMPOSITION OF PYROXENES            FROM CHERNIHIVKA CARBONATITE MASSIF FENITES            (WEST PRE-AZOV REGION, UKRAINIAN SHIELD).....</p>	84
<p><i>V. Morhun</i>            PYROXENES FROM FENITES OF THE EAST-AZOV REGION.....</p>	95
<p><i>O. Grechanovska, K. Ilchenko, L. Kanunikova, S. Kurylo</i>            THE STRUCTURE TRANSFORMATIONS IN ANADOL ALANITE DURING            ANNEALING PROCESS (BY X-RAY, INFRARED-SPECTROSCOPY            AND ELECTRON PROBE MICROANALYSES DATA).....</p>	102
<p><i>L. Mametova</i>            NEOCRYSTALLIZATION ON QUARTZ GRAINS.....</p>	110
<p><i>B. Yavorskiy, V. Stepanov, I. Poberezhskaya</i>            REVISED PETROGRAPHIC FEATURES OF THE BATIATYCHI QUARTZITIC            SANDSTONES: A STEP TOWARDS SOLVING THE PROBLEM OF THEIR            GENESIS.....</p>	117

---

<i>N. Slovotenko, L. Skakun, R. Serkiz</i> SIGNS AND PROOFS OF THE QUARTZ FORMATION FROM SILICA GEL IN THE GOLD-BEARING VEINS OF BEREHOVE ORE FIELD (TRANSCARPATHIANS).....	132
<i>I. Buchynska, G. Lazar, O. Shevchuk</i> LEAD AS THE TRACE ELEMENT IN COAL OF THE LVIV-VOLYN COAL BASIN.....	150
<b>HISTORY OF SCIENCE</b>	
<i>Yu. Voroshylov, V. Pavlyshyn</i> IVAN PULYUI – THE GIANT OF THE UKRAINIAN SCIENTIFIC AND SOCIAL THOUGHT (TO THE 170 <sup>th</sup> ANNIVERSARY OF THE BIRTHDAY).....	160
<b>CHRONICLE</b>	
<i>I. Naumko, V. Dyakiv</i> ACADEMICIAN YEVHEN LAZARENKO NINTH SCIENTIFIC READINGS.....	176
<i>O. Matkovskyi, I. Naumko</i> ACADEMICIAN YEVHEN FEDOROVYCH SHNYUKOV (TO THE 85 <sup>th</sup> ANNIVERSARY FROM HIS BIRTHDAY).....	181
<i>I. Bakumenko, O. Matkovskyi, P. Bilonizhka</i> TO THE 80 <sup>th</sup> ANNIVERSARY OF ACADEMICIAN MYKOLA VOLODYMYROVYCH SOBOLYEV.....	185
<i>O. Matkovskyi, L. Skakun</i> THE CONTRIBUTION OF P. M. BILONIZHKA IN THE STUDY OF MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF PRE-CARPATHIANS SALT DEPOSITS AND THE NATURE OF SOME LAYERED SILICATES (TO THE 80 <sup>th</sup> ANNIVERSARY FROM HIS BIRTHDAY).....	189