

СЬОГОДЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ

М. Павлунь

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
<http://www.lnu.edu.ua/faculty/geology/index.htm>*

Геологічному факультетові – 65! Це дата повної зрілості, за якою непростий, однак успішний шлях підготовки висококваліфікованих фахівців-геологів, шлях непересічних наукових досліджень з різних проблем геологічної науки і геолого-розвідувального виробництва, де їх розділити неможливо.

Цей шлях підтверджений успішною професійною долею випускників, серед яких сотні докторів і кандидатів наук, професорів і доцентів, десятки лауреатів Державних та інших премій, першовідкривачів родовищ, академіків національних і галузевих академій, директорів академічних і галузевих науково-дослідних інститутів, перших керівників геологічних об'єднань і експедицій, відомих бізнесменів та економістів в Україні й за її межами (диверсифікація знань і умінь лише тоді можлива, коли є ґрунтовна, фундаментальна освіта).

Це також неперевершене професійне зростання багатьох (понад 60) випускників-іноземців з Монголії, Сирії, Куби, Німеччини, В'єтнаму, Лаосу: абсолютна більшість з них стали в себе на батьківщині відомими геологами, директорами й віце-директорами великих геологорозвідувальних і гірничодобувних компаній.

Нам є чим пишатися і що продовжувати й нарощувати!

Нині геологічний факультет такий, який був, і не такий. Адже він функціонує в певному соціумі, через що не міг не зазнати тих чи інших змін. Які ж вони?

Унаслідок розпаду Радянського Союзу ринок праці випускників звужився до розмірів, потреб і можливостей України. І хоча наша держава має дуже великий і різноманітний сировинно-ресурсний потенціал (у тім числі так званої нетрадиційної сировини – золота, алмазів, рідкісних металів, рідкісних земель тощо), рівень залучення випускників до роботи в галузі різко знизився. Тому нам доводиться працювати за умов досить великого дефіциту потреби в спеціалістах, хоча реальні потреби значні.

Останніми роками, коли Україна приєдналася до Болонського процесу, на факультеті готують фахівців за трьома ступенями (освітньо-кваліфікаційними рівнями): бакалавр (чотири роки), спеціаліст, магістр (наразі п'ять років). Проте навчання за спеціальністю (наприклад, "геологія", "геохімія і мінералогія", "гідрогеологія" та ін.) є лише на п'ятому курсі, тоді як навчання в бакалавраті здійснюється за традиційним напрямом "геологія" та порівняно новим напрямом "екологія, охорона навколишнього середовища і збалансоване природокористування". У зв'язку з цим поряд із традиційними фундаментальними кафедрами факультету (загальної і регіональної геології, історичної геології і палеонтології, мінералогії, петрографії, геології корисних копалин) нині функціонують дві новостворені – екологічної та інженерної геології і гідрогеології та кафедра фізики Землі. На кафедрах працює дев'ять докторів наук, професорів, 25 кандидатів наук, доцентів і 13 асистентів. Отже, якісно викладацький склад факультету редукуції не зазнав.

Однак змінився навчальний план підготовки фахівців. Він складається з трьох циклів – гуманітарної та соціально-економічної підготовки, природничо-наукової, а також професійної і практичної підготовки. Гуманітарний напрям охоплює такі дисципліни, як філософія, соціологія, психологія, культурологія тощо (за вибором студента), у природничому обов'язковими є вища математика, фізика, хімія та ін. Фаховий блок складається з двох частин. Перша – це дисципліни державного стандарту освіти, які є обов'язковими: загальна геологія, геологія корисних копалин, мінералогія тощо за напрямом “геологія”, екологія людини, економіка природокористування та ін. – для екологічного напрямку. Друга частина – це дисципліни за вибором факультету і самостійним вибором студента. Блок спрямований на вибір студентом майбутньої спеціальності та відповідної кафедри за освітньо-кваліфікаційним рівнем “спеціаліст” або “магістр”.

Студенти проходять необхідні навчальні та спеціальні навчально-виробничі польові практики. Після першого курсу загально-геологічна та загально-екологічна практика, яка триває шість тижнів, відбувається на території Львівської, Тернопільської, Хмельницької, Івано-Франківської і Закарпатської областей. У Криму традиційно проводять практику зі структурної геології і геокартування для студентів-геологів другого курсу, а з 2010 р. – ландшафтно-екологічну практику для екологів. У с. Верхнє Синьовидне Сколівського р-ну функціонує лабораторія еколого-геологічних досліджень, де відбуваються навчальні практики з геологічного й еколого-геологічного картування та ін.

Під час навчального процесу ми використовуємо здобутки й нові наукові напрацювання усталених наукових шкіл і напрямів факультету: мінералогічної школи академіка Євгена Лазаренка, геології і формаційного аналізу докембрію професора Євгена Лазька, термобарогеохімічної школи професора Миколи Єрмакова, школи прикладної термобарогеохімії професора Євгена Лазька, напрямів геології алмазу, геотектоніки тощо.

Як приклад наукових здобутків останніх років наведемо державну тектонічну карту України масштабу 1: 1 000 000, одним із авторів якої є доц. А. Лисак, а серед авторів частини карти – тектонічної карти Українського щита – проф. В. Кирилюк; науковий рецензент – проф. А. Сіворонов. Серед новітніх наукових праць – підручник О. Матковського, В. Павлишина та Є. Сливко “Основи мінералогії України”, монографії Г. Яценка зі співавт. “Металогенія золота протоплатформних структур Українського щита” та В. Узіюка зі співавт. “Газоносність і ресурси метану вугільних родовищ України” у трьох томах та ін.

Регулярно виходять періодичні наукові видання факультету – Мінералогічний збірник, Палеонтологічний збірник, Вісник Львівського університету. Серія геологічна. На факультеті навчається багато аспірантів, функціонує спеціалізована вчена рада з захисту кандидатських і докторських дисертацій за трьома спеціальностями: 04.00.01 – загальна і регіональна геологія, 04.00.11 – геологія металевих і неметалевих корисних копалин та 04.00.20 – мінералогія, кристалографія.

Отже, геологічний факультет і нині працює в повну силу, він посідає чільне місце серед восьми геологічних факультетів України.

Ми дуже раді, що випускники різних років відгукнулися на наше запрошення і знайшли змогу приїхати на святкування 65-річчя рідного факультету. Щиросердечно вітаємо всіх вас. З роси вам і води!

МОНГОЛЬСЬКІ ВИПУСКНИКИ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ

О. Матковський, М. Павлунь, А. Сіворонов, Ю. Дорошенко

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

Протягом трьох останніх десятиліть ХХ ст. на геологічному факультеті Львівського державного університету імені Івана Франка готували фахівців-геологів за спеціальністю “геохімія” для зарубіжних країн (Алжир, В’єтнам, Куба, Лаос, Монголія, НДР та ін.). Серед них – 31 випускник із Монголії: 1984 р. – Балдангійн Цогтсайхан, Батсухійн Сарангерел, Дугерійн Енхтуяа, Дугерійн Чимегеє, Лхангаажавин Ганболд; 1985 – Авірмедійн Енхбаяр, Банзрагчійн Саранцеєг, Буурайн Давадорж, Ворошиловин Енхжаргал, Готовин Болормаа, Дашзевегійн Ерденеделгер, Жам’янсуренгійн Янжмаа; 1986 – Даваанямин Булганмаа, Дамбасенгеєгійн Атарсайхан, Раднаагійн Енхжаргал, Цедевдамбин Оюунчімеєг, Церендоржійн Тогсоо; 1987 – Балдандоржійн Монгонцеєг, Мянгаагійн Ерденецеєг, Шарангійн Монхцаг; 1988 – Даяндійн Оюунгерел, Зіядбекійн Раяа, Хажідсуренгійн Болормаа, Хазбазарин Болормаа, Чімедбалдірин Батмунх; 1989 – Шаравин Золжаргал, Шегебекійн Єркегул; 1990 – Нергуй Гомбожавин; 1991 – Тумур-Очірин Монхбат; 1992 – Баасанбатин Даваажаргал, Гончигійн Оюун.

Саме монгольські випускники запросили відвідати Монголію викладачів нашого факультету. За наказом ректора в Улан-Батор з 7 по 17 липня 2010 р. були відряджені професори О. Матковський, М. Павлунь, А. Сіворонов та доцент Ю. Дорошенко. До них приєдналася доцент М. Бондаренко, чоловік якої С. Бондаренко (обидва – випускники факультету 1990 р.) уже понад 10 років працює в Монголії.

Боїнг-747 приземлився вранці 9 червня 2010 р. в міжнародному аеропорту Улан-Батора “Чингізхан”. Нас зустрічали Тумур-Очірин Монхбат і Гончигін Оюун, які одружилися ще під час навчання у Львові, а нині стали ініціаторами нашого візиту й опікувалися нами від початку до завершення перебування в Монголії. Після влаштування в готелі відбувся обід, організований випускниками 1984 р. у французькому ресторані, яким керує випускниця факультету Батсухійн Сарангерел. Потім нас повели на ознайомчу екскурсію Улан-Батором, яку провела випускниця 1987 р. Шарангійн Монхцаг – нині менеджер туристичного агентства Монголії. Ми відвідали площу Сухе-Батора, Зайсан толгой, храм Гандан, Музей національної історії та інші видатні місця Улан-Батора.

Увечері відбулася тривала й незабутня зустріч з монгольськими випускниками різних вузів Львова у Міністерстві закордонних справ Монголії, яку організував випускник військово-політичного училища Львова С. Боярмонх – нині керівник департаменту протоколу МЗС. У зустрічі брало участь майже 20 випускників геологічного факультету. Під час переклички кожен з них розповів про своє життя після повернення зі Львова, про сім’ю та головні здобутки. Виявилось, що переважна більшість випускників факультету до нині працює в геології, у тім числі на керівних посадах, деякі займаються бізнесом, туризмом, працюють у мерії Улан-Батора. Серед наших випускників і перша леді Монголії Хажідсуренгійн Бо-

лормаа – дружина президента країни, який є випускником військово-політичного училища Львова. Зустріч і вечеря відбулися в дуже теплій і дружній обстановці. Всі випускники згадували навчання у Львові, висловлювали вдячність педагогам львівських вузів та всім тим, хто опікувався й спілкувався з ними. Лунали українські та російські пісні під гітару, з невеликим концертом виступили двоє молодих солістів державної опери Монголії, яким акомпанувала випускниця Свердловської (нині Єкатеринбурзької) консерваторії.

10 липня ми ознайомилися з комплексом Чингізхана та іншими історичними місцями Монголії. Цю екскурсію організували випускники 1985–1986 рр. Вражаючим є пам'ятник Чингізхану на коні: це величезна триповерхова споруда – заввишки понад 80 м, усередині якої ліфтом можна піднятися до вершини монумента. Цього дня відбулися також товариські зустрічі на виїзді та у великому ресторанному комплексі.

Наше перебування в Монголії збіглося з великим національним святом Наадам, яке триває три дні (11–13 липня). 11 липня львівська група в супроводі Гончигійн Оюун, Тумур-Очірин Монхбата і С. Бондаренка брала участь у церемонії відкриття цього свята, яке відбувалося на центральному стадіоні Улан-Батора за участю президента країни, прем'єра, спікера Парламенту та делегацій інших держав. Після привітання президента відбувся урочистий парад з демонстрацією досягнень країни в економіці, культурі, спорті. У другій половині дня ми відвідали кінні перегони, які є традиційними для Монголії під час національного свята, і побували в гостях у святковій юрті господаря коней.

Неперевершеною була поїздка вахтовим літаком (12–13 липня) на родовище Оюу Толгой, яке відкрите за участю нашого випускника Тумур-Очірин Монхбата. Нині його розвідує канадська компанія “Айвенго Майнс” разом з англійсько-австралійським стратегічним партнером “Ріо-Тінто”. Родовище, розташоване в південній частині пустелі Гобі, – велике й унікальне комплексне золото-мідно-молібденове. Запаси міді на ньому становлять 35 млн т, золота – 800 т, видобуток руди в кар'єрі та копальнях – від 100 до 150 т за добу. Під час поїздки, у якій нас супроводжував Тумур-Очірин Монхбат (нині віце-директор компанії “Айвенго Майнс”), ми оглянули низку відслонень і поверхневих гірничих виробок, ознайомилися з особливостями геологічної будови родовища, масштабами геологорозвідувальних робіт, методами досліджень, з велетенським (близько 800 погонних кілометрів) керновим матеріалом, роботою шахти. У мінералого-петрографічній лабораторії переглянули низку шліфів і аншліфів, висловили зауваження й поради. Вражає технічне оснащення родовища, культура обслуговування і порядок на всіх ділянках роботи компанії.

У другій половині дня 13 липня в замиській резиденції уряду Монголії відбулася неофіційна зустріч з дружиною президента країни. Під час зустрічі ми передали пакет документів від Львівського національного університету імені Івана Франка з пропозиціями щодо налагодження співпраці з нашим вузом.

14 липня ми відвідали виставку картин, у тім числі президентських, і приватну шліхову лабораторію дружини президента, а також різні аналітичні підрозділи Центральної геологічної лабораторії, яка є державною, однак фінансується, головню, за рахунок різних замовлень. Про особливості роботи лабораторії розповів її генеральний директор В. Ватяргал, а про аналітичні підрозділи – співробітники

лабораторії, наші випускниці Хасбазарин Болормаа, Зіядбекійн Раяа і Готовин Болормаа.

Наприкінці перебування в Монголії ми відвідали офіс Центру геологічної інформації та маркетингу, який створила і очолює Гончигійн Оюун. Тут Тумур-Очірин Монхбат та геолог компанії "Айвенго Майнс" Д. Гарамжава, який є співвідкривачем родовища Оюу Толгой, вручили нам від компанії пам'ятні сувеніри. Такі ж сувеніри передали П. Білоніжці, Т. Винниченко, А. Костенку та А. Ясинській. Після церемонії відбулася прощальна вечерея.

Усі учасники візиту надзвичайно вдячні своїм учням за теплий прийом і незабутні враження про Монголію.

КОРІННА І РОЗСИПНА ЗОЛОТОНОСНІСТЬ РЕСПУБЛІКИ БЕНІН (ЗАХІДНА АФРИКА)

О. Артеменко, О. Черніцина, В. Ширкунов

*Кримське відділення УкрДГРІ
95017 м. Сімферополь, просп. Кірова, 47/2
E-mail: shirkunov@yahoo.com*

Практично весь Бенін (Західна Африка) розташований у межах Дагомейсько-Нігерійського паракратону, який на заході межує з пізньопротерозойським Буем-Атакорським складчастим поясом. У 1927 р. французькі колоністи на р. Перма відшукали розсипне золото, а 1938 р. – корінні жильні родовища золота. Нині метал видобувають старателі з алювію р. Перма та її приток, а також із золотоносних жил у горах Атакора на північному заході Беніну. Протягом 2002–2006 рр. у країні видобували 20 кг золота щорічно.

Ми працювали в північно-західній частині Беніну, яка є найперспективнішою щодо золотого зруденіння, у межиріччі Перма–Сина-Іссирі. Район складений, головню, породами формації Атакора (AR_2-PR_1), представленими кварцитами і кварц-мусковітовими сланцями. Це вмісні породи для малосульфідних золотокварцових жил і прожилків, які є корінними джерелами золота.

Слюдяні (мусковітові) сланці середньо-крупнозернисті із зернисто-сланцюватою текстурою. В їхньому складі переважають крупнокристалічний мусковіт і кварц, рідше трапляються турмалін, гідрослюда, ільменіт, серед акцесорних мінералів наявні циркон, апатит, рутил, титаніт. Сланці часто озалізнені завдяки розсіяним вкрапленням і більшим включенням кристалів піриту кубічного, рідше кубооктаедричного габітусу, заміщених гетитом і гематитом. Подекуди породи озалізнені інтенсивніше, ніж січні кварцові жили, ймовірно, завдяки наявності піриту, пов'язаного з метасоматитами. Вміст гідроксидів заліза у сланці може досягати 15–25 %. Кварцити дрібно-середньозернисті, вміст кварцу в них – 70–90 %, трапляються тонкі прошарки і гнізда мусковіту. Зрідка наявні розсіяні вкраплення гематиту й гетиту, подекуди приурочені до тріщин.

Золотовмісні жили складені кварцом, переважно великокристалічним, рідше дрібно-середньокристалічним, молочно-білим, цукроподібним, іноді сіруватим, непрозорим до напівпрозорого. У тонких тріщинах фіксують скупчення гідро-

слюди. У кварці наявні включення сульфідів, головню піриту, у вигляді кристалів кубічного, кубооктаедричного, рідше пентагондодекаедричного габітусу та ксеноморфних інтерстиційних виділень. Розмір зерен – від часток міліметра до 1–3 см. Пірит асоціює з халькопіритом, галенітом, сфалеритом, бляклими рудами, сульфосолями Ag та мінералами Bi. Він містить домішки Au (до 80 г/т), Ag (до 32 г/т), As, Sb, W, Bi, Cd. У зоні окиснення сульфідні замінюються гематитом, гематитом, ковеліном. У гематиті, який замінює пірит, наявні дрібні включення самородного золота. Загалом вміст сульфідів у жилах незначний, що дає змогу зачислити зруденіння до золото-кварцового типу, найсприятливішого для утворення розсипів.

Виділення самородного золота в кварці інтерстиційні, амебоподібні, заповнення тріщин, найдрібніші зерна – ізометричні, краплеподібні. Розмір виділень – від 0,05 до 1,0 мм. Отже, золото належить до дуже дрібного, дрібного і середнього класів крупності. Геохімічними індикаторами зруденіння є Au, Ag, As, Sb, Bi, W, Cu, Pb, Zn, Cd.

Унаслідок руйнування золотоносних кварцових жил сформувалися алювіальні розсипи, розвинені на ріках Перма, Топа, Син-Іссирі. Продуктивні горизонти алювію представлені великогальковими конгломератами, галька й валуни – добре обкатаними уламками підстильних кварцитів і кварц-мусковітових сланців. Цементувальною масою є середньо-грубозернисті піски та глинистий матеріал. Середній вміст золота в розсипах – близько 1 г/м³. Ширина терас, що вміщують розсипи золота, становить десятки–сотні метрів, протяжність уздовж русел річок – десятки кілометрів з розривами.

Самородне золото з розсипів добре обкатане, золотини сплюснені, млинцеподібні до лускових. Переважає дрібне золото (0,1–0,9 мм), однак трапляються великі (2–4 мм) і дуже великі (> 4 мм) млинцеподібні виділення.

Асоціація рудних мінералів із корінних жил багато в чому нагадує асоціацію на Майському родовищі Українського щита, руди якого також належать до золото-кварцової (малосульфідної) рудної формації, а асоціація золота з сульфідами заліза й поліметалів змінюється асоціацією самородного золота з сульфосолями, мінералами бісмуту й телуру, в якій зафіксовано ураганний вміст золота.

ДОСЛІДЖЕННЯ МІКРОВКЛЮЧЕНЬ В АЛМАЗАХ ІЗ ТРУБКИ ІНТЕРНАЦІОНАЛЬНА (ЯКУТІЯ)

В. Афанасьєв¹, Б. Помазанський², А. Логвінова¹, Т. Кедрова²

¹ *Інститут геології і мінералогії імені В.С. Соболева СВ РАН
Росія, м. Новосибірськ, вул. Коптюга, 3*

² *Науково-дослідне підприємство АК "АЛРОСА"
Республіка Саха (Якутія), м. Мирний, Чернишевське шосе, 7
E-mail: bogdan@cnigri.alrosa-mir.ru; kedrova@cnigri.alrosa-mir.ru*

Алмаз є моноелементним мінералом, тому важливу генетичну інформацію про умови його утворення можна одержати в разі вивчення особливостей мікродомішок та складу мінеральних і флюїдних включень, захоплених під час росту. Багаторічні експериментальні дослідження і вивчення природних алмазів привели

більшість дослідників до висновку, що мантієне середовище кристалізації алмазу насичене леткими сполуками, розплавами чи флюїдами (Бартошинський с соавт., 1987; Sobolev, Shatsky, 1990; Harris, 1992; Boyd, 1994; Navon, 1999; Palyanov et al., 2007).

Останніми роками в алмазах різного генезису цілеспрямовано розшукують і досліджують флюїдні та флюїдовмісні включення. Визначальним чинником стало значне розширення можливостей аналітичного обладнання, яке нині дає змогу виконувати фазовий і елементний аналіз фаз із включень нанорозміру.

У трубках Мир, Інтернаціональна, Ювілейна, Удачна наявні алмази октаедричного габітусу з так званими туманностями включень, трапляються кристали кубічного габітусу, сіре забарвлення яких зумовлене включеннями. Спостережені явища зумовлені скупченнями субмікронних включень окремих індивідів і флюїдних включень. У кубічних кристалах вони розміщені зонально в усьому їхньому об'ємі, а в кристалах з октаедричним огрануванням – у центральній зоні (Logvinova et al., 2006) або трасують піраміди росту поверхні куба.

Ми дослідили скупчення включень в октаедричних кристалах алмазу з трубки Інтернаціональна. Початковий розмір взірців – 1,5–2,0 мм. Для досліджень виготовлено пластинки завтовшки 200–300 мкм, які вирізані переважно паралельно до грані куба і ромбододекаедра, а також високоякісні надтонкі зрізи розміром $0,2 \times 10 \times 15$ мкм з попередньо відполірованої поверхні алмазів у ділянці скупчення включень (установка FEI FIB 2000). Обов'язкові чинники контролювання первинності включень – відсутність тріщин та огранка включень. Головні методи досліджень: ІЧ-фуреспектроскопія (VERTEX 70 з мікроскопом HYPERION 2000, Bruker, Німеччина), просвічувальна (ТЕМ, НРЕМ, АЕМ виконані на електронному мікроскопі Philips CM200 (LaB₆) з мікродифракційною та енергодисперсійною приставками) і сканувальна (LEO-1430 VP) електронна мікроскопія, дослідження в поляризованому світлі видимого діапазону.

Усі вивчені алмази з трубки Інтернаціональна за фізичною класифікацією належать до типу IaA (вміст В1-дефекту становить 2–14 %). Розподіл домішки азоту по кристалу рівномірний за коливань в інтервалі 600–900 ат. ppm. В ІЧ-спектрах взірців поряд із головними дефектами (А-, В1-дефекти) виявлено смуги поглинання води (1 630–1 690, 3 200–3 700 см⁻¹) і карбонатів (860–880, 1 420–1 460 см⁻¹). За діагностичними смугами визначено наявність доломіту, кальциту, анкериту, карбонатних фаз з Ва і Sr. В усіх взірцях у туманоподібних скупченнях мікрровключень зафіксовано різке підвищення вмісту водню, який, вірогідно, міститься у складі сполук типу $\text{CH}=\text{CH}$ (Sobolev, Lenskaya, 1965), $>\text{C}=\text{CH}_2$ (Woods, Collins, 1983) чи інших вуглеводнів.

Молочно-білі, сірі скупчення представлені субмікронними включеннями діаметром від 20 до 800 нм. Звичайно кожне включення складене з декількох фаз: кристалічних (карбонати, силікати, оксиди, сульфіді, галогеніди), флюїдної, а також аморфної нерозкристалізованої речовини. Дослідження флюїдної фази ускладнене тим, що більшість таких включень руйнується під впливом електронного променя.

Усі мікрровключення в алмазах трубки Інтернаціональна за набором кристалічних мінеральних фаз достатньо однотипні: вони складені Са, Mg, Fe-карбонатами, Ва, Sr-вмісними карбонатами, флогопітом, магнетитом, ільменітом, рутилом, апатитом, високомагнезійною Al-вмісною силікатною фазою, піротинном, К,

Fe-вмісним сульфідом, KCl. У всіх включеннях є високомагнезіальна силікатна фаза з незначною домішкою Al і міжплощинною відстанню 7,4 Å. Точно діагностувати цю фазу наразі не вдалося. У залишковому розплаві визначено K, Cl, P, S, Ba, Si, O. Повсюдно наявна домішка K. Виконаний експеримент з розгерметизації флюїдної вакуолі засвідчив наявність збагаченої калієм речовини, можливо, KOH(?).

Карбонати виявлено в усіх вивчених включеннях, і вони є переважною фазою. Мікрровключення в алмазах трубки Інтернаціональна мають значні коливання співвідношення Mg/(Mg+Fe) за незначних коливань показника Ca/(Ca+Mg). Наявність залізовмісного карбонату, магнетиту, ільменіту свідчить про збагачення материнського розплаву залізом.

Наступними за поширенням в описуваній сукупності фаз є силікати: слюда і алюмінієвмісний високомагнезіальний силікат. Флогопіт діагностовано за даними дифракції та аналізу хімічного складу.

Оксиди представлені ільменітом і магнетитом. Їхня стабільна наявність у досліджених взірцях у вигляді ізольованих фаз, в ізольованих полімінерально-флюїдних включеннях з негативною алмазною огранкою є переконливим свідченням їхнього первинного характеру. У кожному випадку оксиди асоціюють з апатитом, карбонатами й галогенідами. Апатит є звичайною фазою в центральних мікрровключеннях.

Повсюдно також трапляється фаза KCl. Зазначимо, що все більше дослідників схиляється до думки про наявність у субмікронних включеннях фази KCl (Israeli et al., 2004; Klein-BenDavid, 2006). Співвідношення K/Cl у низці взірців з трубки Інтернаціональна досягає значення 3,6. Як зазначено у праці (Jambon et al., 1995), значення цього співвідношення для мантії значно вище – близько 7. Це свідчить про збагачення середовища кристалізації алмазів трубки Інтернаціональна ропою хлоридного складу.

Постійна наявність висококалієвих фаз засвідчує важливу роль калію в алмазогенерувальному розплаві. Нині в алмазах із кімберлітів описані включення похідних фаз мантійних рідин, головною характеристикою яких є висока концентрація K₂O незалежно від концентрації інших елементів.

Наявність у системі піротину дає змогу зачислити всі вивчені алмази трубки Інтернаціональна до еклогітового парагенезису (Ефимова с соавт., 1983; Klein-BenDavid et al., 2003₂). Цікаво, що серед макровключень в алмазах цього родовища досить поширені хроміт, олівін, піроп, а це є свідченням наявності алмазів ультраосновного парагенезису вихідного субстрату. Як загальний факт можна констатувати, що багато фаз із мікрровключень в алмазах не виявлено серед макровключень (Sobolev et al., 2004).

Отже, одержані результати свідчать про складний характер і склад субмікронних первинних включень в алмазах. Склад мікрровключень в алмазах трубки Інтернаціональна змінюється від карбонатного до силікатного (Si, Al), збагаченого водними компонентами. Безперервні переходи між складом водно-силікатних і карбонатитових включень, а також карбонатитових і водно-сольових є доказом можливої змішаності й еволюції цих рідин за умов стабільності й росту алмазу. Високолужний характер мантійних флюїдів може мати важливі геохімічні наслідки: лужним флюїдам притаманна висока транспортувальна здатність щодо багатьох рідкісних і розсіяних елементів.

ЕВОЛЮЦІЯ ОРИКТОКОМПЛЕКСІВ ЧЕРЕВОНОГИХ МОЛЮСКІВ У КРЕЙДІ НА ВОЛИНО-ПОДІЛЛІ

С. Бакаєва

Державний природознавчий музей НАН України
79008 м. Львів, вул. Театральна, 18
E-mail: office@museum.lviv.net

У відкладах крейдового періоду на території Волино-Поділля виявлено близько 130 видів червононогих, які належать до 33 родин та 60 родів. Найчисленнішими щодо кількості родів і видів для періоду загалом були родини Aporrhaidae, Volutidae, Trochidae, Pleurotomariidae та Fasciolaridae. А представники родин Turritellidae, Angariidae, Cerithiidae і Ringiculidae становили дещо меншу частку в угрупованнях червононогих. Від давніших віків до молодших у структурі, яку формують найчисленніші родини, простежується поступове збільшення розмаїття. Протягом усіх віків існувало лише три родини – Pleurotomariidae, Trochidae і Aporrhaidae, хоча їхнє співвідношення змінювалося.

Вивчення просторового поширення ориктокомплексів червононогих молюсків у крейдових відкладах Волино-Поділля дало змогу з'ясувати, що в породах альбського, сеноманського, кампанського і маастрихтського ярусів їхні знахідки численні, у відкладах сантонського ярусу трапляються зрідка, а в туронських і коньякських не виявлені.

За особливостями поширення видів у дослідженому стратиграфічному інтервалі можна виділити шість різних за віком ориктокомплексів, які відрізняються за систематичним складом і таксономічним розмаїттям.

Перший комплекс наявний у фосфоритонесних шарах Середнього Придністер'я. Він представлений змішаним ориктокомплексом альб-сеноманського віку та складений загалом 22 видами червононогих молюсків, з яких лише для нього характерні *Bathrotomaria cassisiana* (d'Orbigny), *Pseudomelania albensis* (d'Orbigny), *Proscala gaultina* (d'Orbigny), *P. albensis* (d'Orbigny), *Ampullina ervyna* (d'Orbigny).

Другий комплекс об'єднує ранньосеноманські форми і приурочений до верхньої частини незвиської світи. Він складений 36 видами червононогих. Лише в межах світи відшукали *Pleurotomaria tirasensis* Plămădeală, *P. vectensis* Cox, *Nummocalar granosum* (d'Orbigny), *N. zarivintsyensis* Plămădeală, *Solariella sobetskii* Plămădeală, *Gibbula subhercynica* (Tessén), *G. longa* (Hoffman), *Calliostoma tourtiaie* (Tessén), *Damesia zarecznyi* Plămădeală, *Avellana telegdii* Benkő-Czabalaу.

Третій комплекс характеризує відклади сантону і виділений у нижній підсвіті журавненської світи. Він складений лише з трьох видів: *Calliomphalus boimstorffensis* (Gripenkerl), *Natica(?) cretacea* Goldfuss та *Rostellana aequocostata* (Favre), представлених поодинокими екземплярами. Усі зазначені види трапляються у вищих стратиграфічних інтервалах.

Четвертий комплекс наявний в утвореннях кампанського віку і виділений у відкладах вербзької світи. Він загалом представлений 34 видами червононогих молюсків. З них лише *Actaea inornata* Alth, *Cultrigera* cf. *arachnoides* (Müller),

Fasciolaria roemeri (R e u s s) і *Graphidula vistulensis* A b d e l - G a w a d не виявлені на дослідженій території за межами кампанського ярусу. Решта поширена як у давніших, так і в молодших стратиграфічних інтервалах.

П'ятий комплекс охоплює **ранньомаастрихтський** стратиграфічний інтервал і виділений у відкладах потелицької світи. Він складений 72 видами червононогих, більшість яких характерна лише для раннього маастрихту, а саме: *Bathrotomaria ravni* B l a n k, *Emarginula costatostrata* F a v r e, *E. radiata* B i n k h o r s t, *Calliomphalus fenestratus* (A l t h), *Trochacanthus tuberculatocinctus* (G o l d f u s s), *Turritella nitidula* B i n k h o r s t, *Cerithium lorioli* F a v r e, *Xenophora onusta* (N i l s s o n), *Aporrhais(?) ovata* (v. M ü n s t e r), *Aporrhais(?) bicarinata* (G e i n i t z), *Gyrodes hoernesii* (F a v r e), *Tudicla globosa* A b d e l - G a w a d, *Tudicla planulata* (N i l s s o n).

Шостий комплекс характеризує відклади верхнього маастрихту і виділений у львівській світи. Він складений загалом 44 видами червононогих. За межі під'ярусу не виходять *Architectonica sturi* (F a v r e), *Columbellaria tuberculosa* (B i n k h o r s t), *Cassidaria truncata* A b d e l - G a w a d, *Charonia tuberculosa* (K a u n h o w e n), *Euthriofusus nereidiformis* (K a u n h o w e n), *Volutispina kasimiri* (K r a c h).

Отже, як у стратиграфічному розрізі, так і латерально простежується тісний зв'язок червононогих з фаціальними умовами. Він виявляється у приуроченості їхніх комплексів до певних світ. Найбагатші комплекси наявні в піщаних і алевритових породах, а підвищення карбонатності у відкладах спричинює зменшення їхнього складу й чисельності до повного зникнення у висококарбонатних утвореннях.

БУРЕ ВУГІЛЛЯ ЗАХІДНОЇ УКРАЇНИ

Є. Бартошинська, С. Бик

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

Вивченню бурого вугілля Західної України не приділяють належну увагу, між тим воно не тільки вносить значний внесок у паливну енергетику регіону, а й є цінною хімічною сировиною.

На теренах Західної України буре вугілля наявне у відкладах мезозою (юра, крейда) та кайнозою (палеоген–неоген). У юрських відкладах, які залягають на еродованій поверхні карбону, в ізольованих ділянках зафіксовано буре вугілля потужністю від сантиметрів до 1,2 м, іноді більше. Відклади крейди трансгресивно залягають на породах палеозою, інколи – юри. Буре вугілля виявлене в окремих ділянках у вигляді дрібних лінз невеликої потужності. Найперспективнішим є буре вугілля палеоген-неогенового віку, поширене на Поділлі, у Передкарпатті й Закарпатті. На Поділлі й у Передкарпатті вугленосні відклади формувалися за умов консолідованої платформи, де переважали плавні форми рельєфу і тектонічний режим був порівняно спокійний. У Закарпатському внутрішньому прогині

вугленосна товща накопичувалася в зоні активної тектонічної діяльності (Іванців, Смішко, 1989).

Вугілля переважно гумусове, а сапропелеве має підпорядковане значення. Серед гумусового вугілля трапляються лінзи лігнітів – сильно обвугленої або мінералізованої деревини рослин із добре збереженою ботанічною структурою. Довжина таких уламків становить 2,0 м і більше за ширини до 0,7 м.

Незважаючи на різні умови формування вугленосних товщ на зазначених площах, за хіміко-технологічними показниками вугілля досить подібне, середні значення, %: вологість W_t^r – 6–17; зольність A^d – 10–21; сірка S_t^d – 1–6; вихід летких речовин V^{dat} – 31–59; калорійність Q_5^{daf} – 22 000–34 000 кДж/кг; вихід бітумів B – 2–5; $C^{daf}H^{daf}(S+N+O)^{daf}$ – 30–36. За виходом летких речовин різняться буре вугілля марок Б1, Б2, Б3 і перехідне до кам'яного марки Д ($V^{daf} = 35–50\%$) (Федушак зі співавт., 1967; Свириденко, 1971). Одна з важливих причин широкого діапазону змін хіміко-технологічних показників вугілля пов'язана з місцем відбирання проб: з керн свердловин чи з численних відслонень, де пласти виходять на денну поверхню і вугілля зазнає інтенсивного звітрювання й окиснення.

Протягом 60–70-х років ХХ ст. на деяких ділянках зазначених площ неглибокими шахтами і штольнями видобували вугілля для місцевих потреб. Загальні запаси бурого вугілля Західної України не підраховані.

У промисловості буре вугілля використовують достатньо широко: крім енергетики, для одержання монтан – воску, вуглелужних реагентів, гумінових добрив, напівкоксу тощо. У складі бурого вугілля виявили комплекс важливих для промисловості мікрокомпонентів, серед яких германій та скандій містяться у підвищеній кількості (до $6 \cdot 10^4$ г/т).

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ НИЖНЬОКАРБОНОВОГО ВУГІЛЛЯ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ

Є. Бартошинська, С. Бик, О. Шевчук, Г. Лазар

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

Геохімічний склад вугілля залежить від багатьох генетичних і епігенетичних чинників. Один із важливих генетичних чинників – фаціальні умови накопичення вихідної речовини вугілля. Вони зумовлюють розвиток певних асоціацій вищих і нижчих рослин (кожний вид здатен концентрувати ті чи інші мікроелементи), накопичення рослинних залишків, їхнє біохімічне розкладання, хімізм середовища у торфовищах.

У Львівсько-Волинському басейні наявні різноманітні вугільні фації. Зокрема, під час формування вугільного пласта n_7 (серпухівський ярус) на півночі басейну фітомаса (дерева, чагарники, трави) нагромаджувалася, головню, за умов обводнених періодично проточних лісових боліт (аеробне середовище). У центральній частині басейну найбільше були поширені фації обводнених стійких застійних лісових боліт з аеробно-анаеробним середовищем, тут накопичувалися, пе-

редусім, залишки дерев, менше – чагарників. На півдні торфонагромадження (також переважно залишки дерев) відбувалося за умов сильно обводнених стійких застійних лісових боліт (анаеробне середовище), а також озерно- і озерно-болотних фацій, де розвивалися водорості й накопичувався сапропелевий мул.

У золі нижньокарбонowego вугілля (візейський і серпухівський ярусів) зафіксовано понад 30 мікроелементів. Концентрація більшості з них нижча за кларкову, вища характерна для Ag, Be, Ge, La, Mn, Mo, As, Y, Pb, Sc, Zn. Такі мікроелементи, як Au, Cd, Nb, In, Ta, Te, Th, у золі вугілля не виявлені. Деякі мікроелементи із золи викопного вугілля є й у сучасних рослинах – As, Ga, Mg, Na, Ni та ін. (Бартошинская с соавт., 1980; Бартошинская, Бык, 1983).

Загалом наведені для пласта n_7 фаціальні умови накопичення вихідного матеріалу вугілля та склад фітомаси (залишки дерев, чагарників, трав, водоростей) з незначними відхиленнями показові майже для всіх вугільних пластів візейського і серпухівського ярусів. Зазначимо, що геохімічний склад золи вугілля цих ярусів, концентрація і частота трапляння мікроелементів досить подібні, крім ділянок, де зафіксовано структурні й неструктурні геохімічні бар'єри та сингенетичні розмивання вугільних пластів.

Деякі мікроелементи золи вугілля мають промислове значення. Розроблено технології вилучення Ag, Au, Pb, Zn, Mo.

У вугіллі Львівсько-Волинського басейну досить поширений германій. На окремих ділянках його концентрації відповідають промисловим кондиціям. Зокрема, на Тягівському родовищі (південно-західна частина басейну) запаси германію 1986 р. затверджені в ДКЗ (Лелик, Гірний, 1989).

ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ЕЛЕМЕНТІВ-ДОМІШОК У ВУГІЛЛІ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ

С. Бик, Г. Лазар

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

Результати обробки фактичного матеріалу, який нагромадився під час досліджень вугілля Львівсько-Волинського басейну, дали змогу простежити зміну вмісту домішкових елементів у вугіллі за площею та стратиграфічним розрізом.

Концентрація переважної частини елементів-домішок, виявлених у вугіллі басейну, закономірно зростає від верхніх горизонтів до нижніх. Найнижчі значення властиві вугіллю середнього карбону. У нижніх вугільних горизонтах розрізу вміст більшості елементів (Cr, Pb, Sr, V, Ga, As, B, Mn, Ba, Cu, Co, Be, Se, La, Ni, Ag) зростає поступово, лише Ge, Zr, Mo, Ti – різкіше і досягає максимуму у вугіллі візейського та низів серпухівського ярусів. Пов'язано це, на нашу думку, з умовами формування вугільних пластів.

Породи нижньої частини розрізу, які вміщують вугільні пласти від v_0 до v_5^6 , – це найчастіше аргіліто-вапнякові відклади переважно морського походження, представлені продуктами, які зазнали не тільки чисто механічного роздроблен-

ня, але й певної хімічної перебудови, а також продуктами, які утворилися з молекулярно-дисперсної речовини (розчинів). Органічна речовина, яка відкладалась у цій товщі, була доступнішою для сорбції хімічних елементів з таких порід. Саме з цим пов'язуємо зростання концентрації більшості хімічних елементів у вугіллі візейського і нижньої частини серпухівського ярусів.

Порівняно низький вміст мікроелементів у вугіллі верхньої частини карбону (башкирський ярус) пов'язаний, з нашого погляду, з тим, що вугільні пласти цієї частини розрізу формувалися, головню, серед псамітових порід за континентальних прісноводних умов. Ці породи є продуктами майже чисто механічного роздроблення, і лише незначна їх частина зазнала глибинних хімічних перетворень, які впливали, здебільшого, на утворення цементу. Псаміти звичайно складені з кварцу і польових шпатів, які, як відомо, "чисті" стосовно більшості хімічних елементів. Отже, вуглисті речовині, що залягає серед цих утворень, було важче "добувати" з них мікроелементи.

Вугільні пласти від v_6 до n_9 , які залягають у середній частині розрізу, за вмістом елементів-домішок займають проміжне положення.

Аналізування розподілу вмісту елементів у породах і вугіллі за площею басейну засвідчило, що їхнє поширення має певні закономірності. Для вмісних порід зафіксовано поступове зростання переважної кількості досліджуваних елементів з північного сходу на південний захід. Виявлені подекуди відмінності від наведеної закономірності локальні, вони притаманні периферійним частинам басейну. Це засвідчує чіткий зв'язок між умістом мікроелементів у вуглистих відкладах і вугленосністю утворень карбону, тобто наявна певна залежність між концентрацією більшості досліджуваних хімічних елементів та умовами формування вугленосної товщі. У вугіллі така залежність менш чітка, хоча виявлено деяке збільшення концентрації рідкісних і розсіяних елементів у південній та південно-західній частинах басейну.

Збільшення вмісту мікроелементів у південно-західному напрямі у вугіллі та вмісних породах пов'язане, на думку Б. Лелика, з загальним скороченням у цьому напрямі піщано-алевритових відкладів, які мають знижений геохімічний фон, і зі збільшенням на південний захід кількості глинистих утворень, які є найліпшими концентраторами мікроелементів.

МІНЕРАЛЬНІ ПАРАГЕНЕЗИСИ ТА РТ-ЕВОЛЮЦІЯ ГРАНАТ-БІОТИТОВИХ ПОРІД ХАЩУВАТО-ЗАВАЛІВСЬКОЇ СТРУКТУРИ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

Н. Білик, К. Шакіна, Л. Скакун, О. Скакун

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

Хашувато-Завалівська структура обмежена з півдня та півночі граніт-мігматитовими поясами. Ядром структури є Гайворонський ендербітовий масив – найдавніший фрагмент земної кори Українського щита.

Первинні породи району представлені ультраосновними та основними (перидотити, габро, серпентиніти, піроксеніти, амфіболіти), а також карбонатними (мармури, кальцифіри) утвореннями. Вони вивіряють западини між гранітогнейсовими та ендербіт-чарнокітовими куполами. На контакті ендербітів і кальцифірів сформувалися зони діоксид-форстеритових скарнів. Вік порід, визначений уран-свинцевим методом за цирконом (за даними М. Щербака зі співавт.), становить 3,0–2,8 млрд років. Молодші ультраметаморфічні утворення (2,0–1,9 млрд років) – це гранітогнейсові й мігматитові куполи, оточені гранат-біотитовими сланцями і гнейсами. Характерною рисою структури є значне поширення гранат-біотитового парагенезису в різноманітних породах.

Реконструкцію *PT*-умов метаморфізму виконано з використанням детально вивчених реакцій мінеральних перетворень іонообмінного типу (гранат (gr)-біотитовий (bt) геотермометр (GB): $alm + phl = py + ann$) та зміщення рівноваги (гранат- Al_2SiO_5 -плагіоклаз-кварцовий геобарометр (GASP): $2Al_2SiO_5 + gr + q = 3 an$). Під час розрахунків геотермометрів і геобарометрів використано програмний пакет WinTWQ 2.34 (Berman, 2007), а також внутрішньо узгоджену термодинамічну базу даних для системи KNCMFASTH. Температуру формування біотиту обчислено за одномінеральним Ті-біотитовим термометром (Henry, 2005).

Характерною особливістю всіх досліджених порід є розвиток гранату й біотиту в пластично-деформованому породному матриці тонкосмугастих гнейсів. Такі породи формуються внаслідок рекристалізації і тектонічного перемішування ендербітів, чарнокітів, скарнів і кальцифірів, ними складені широкі смуги тонкосмугастих гнейсів субширотного простягання. У цьому полімінеральному тонкозернистому субстраті простежено ріст гранатових порфіробластів, часто зі спіральними, S-подібними структурами та структурами "снігової кулі", в тінях тиску яких розвивається біотит.

Досліджувана генерація гранату наявна в постійній асоціації з біотитом і фіксує одну з останніх фаз метаморфізму, що підтверджують релікти більш ранніх мінералів у гранат-біотитових породах. Гранат росте, головне, в рекристалізованому ортопіроксені й калішпаті. Він має альмандин-піроповий склад, вміст піропового міналу – від 12 до 50 %, вміст grosularового міналу нижчий, порівняно з гранатом першої генерації. Біотит розвивається по всіх мінералах попередніх етапів метаморфізму.

Гранат-біотит-плагіоклаз-рутил-кварц-силіманітовий парагенезис формувався під час регресивного метаморфізму. У складі таких агрегатів звичайні апатит, Th-монацит, ксенотим, торіаніт, Th-Се-аланіт.

Формування парагенезису відбувалося послідовно: гранат+плагіоклаз → гранат+плагіоклаз+біотит → біотит+кварц. У цьому ж напрямі зменшується основність плагіоклазу, і його заміщує кварц. У найзріліших агрегатах плагіоклазу може й не бути.

Біотит високотитанистий. Обчислення, виконані за геотермометром Генрі, свідчать про значні варіації температурного інтервалу утворення біотиту – від 590 до 800 °С. Температура поступово знижується від центральних зон гранат-біотит-силіманітових сланців і гнейсів з дайками пегматитів до периферійних ділянок, де наявні лише поодинокі виділення біотиту.

Реконструкція *PT*-умов, виконана у програмі TWQ за перетином ліній гранат-біотитового термометра і GASP-барометра, засвідчує значну амплітуду коливань

температури й тиску. Найвищі параметри зафіксовані у пробах, відібраних із центральних ділянок смуг гранат-біотитових перетворень, збагачених дайками кварц-польовошпат-гіперстенових пегматитів: 750–800 °С і ~10 кбар. З урахуванням позиції парагенезису в системі порфіробластові виділення–тіні тиску та розмірності порфіробластів гранату з'ясовано, що під час формування агрегату *PT*-параметри поступово знижувалися. Найнижчі визначено для асоціації гранат-біотит-плагіоклаз у тріщинах відриву у великих порфіробластах гранату: 575–625 °С і ~6 кбар.

Формування гранат-біотитового парагенезису відбувалось за апліфту блока на тлі активного ультраметаморфізму, гранітоутворення і становлення пегматитових тіл.

Процеси формування гранат-діопсидових і гранат-біотитових метаморфічних порід відбувались у відкритій системі з привнесенням Si, Al, Na, P, REE, Th.

БЕРЕСТІВСЬКА ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНА СТРУКТУРА ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТИ ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНОГО КАРТУВАННЯ

О. Бобров¹, О. Лисенко¹, І. Меркушин¹, О. Сватков²

¹*Український державний геологорозвідувальний інститут
01013 м. Київ, вул. Кутузова, 18/7*

²*Східний гірничо-збагачувальний комбінат*

Берестівську зеленокам'яну структуру (ЗС) виявлено під час геолого-прогнозного картування масштабу 1:50 000 (ГПК-50), яке протягом 2002–2008 рр. спільно виконували геологи КП Кіровогеологія та колектив фахівців УкрДГРІ.

Структура розташована в 6–8 км північно-східніше від відомої Сорокинської ЗС і простягається субпаралельно до неї. Назва структури пов'язана з р. Берестова, вздовж якої в районі сіл Новосолдатське, Миколаївка та Карла Маркса відслонені породи. Берестівська структура приурочена до Миколаївського глибинного розлому, її простежено від узбережжя Азовського моря до західної околиці с. Карла Маркса протягом близько 30 км.

Берестівська структура складена утвореннями ольжинської світи, серед яких значно переважають амфіболіти по метабазальтах (близько 85–90 % від об'єму розрізу) та метагаброїди (метагабро, метагабро-діабази). У підпорядкованій кількості наявні метатуфолави і метатуфи основного складу, а також прошарки ультраосновних порід типу меланократових амфіболітів, актинолітитів (по плутонічних метапіроксенітах та аналогічних за складом лавах). Породна асоціація належить до нижньої парагенерації (КТ-1) метакоматіт-толейтової формації. У центральній частині структури (10–12 км на південний схід від с. Новосолдатське) під час геологічних знімів (Довгань, 1970) серед метабазальтів свердловинами розкрили залізисті кварцити.

За головними геохімічними та петрохімічними показниками метавулканіти подібні до відповідних порід Сорокинської структури, які належать до ольжинсь-

кої світи, а інтрузивні метабазит-ультрабазити відповідають породам, поширеним у Сорокинській структурі у складі сорокинського комплексу.

В облямуванні Берестівської ЗС розвинені породні комплекси фундаменту, а також пізніші інтрузивні й метаморфічні утворення. Фундаментом слугують суперкрустальні породи кайінкулацької товщі західноприазовської серії, які збереглися в південно-західному борті у вигляді достатньо великих реліктів витягнутої форми. Поширені плагіомігматити ремівського комплексу, які розвинені по породах західноприазовської серії. Широко розвинені інтрузивно-ультраметаморфічні утворення шевченківського комплексу (плагіограніти, тоналіти, гранодіорити, діорити), які мають, головню, інтрузивні співвідношення з зеленокам'яними утвореннями Берестівської структури та породами її облямування.

Структура інтенсивно інтродована гранітоїдами салтичанського комплексу і плагіогранітоїдами шевченківського комплексу, завдяки чому її потужність значно редукована, а іноді, як свідчить рівень гравімагнітного поля, зеленокам'яні утворення інтродовані цілком. Потужність реліктів ЗС, які збереглися і наявні нині, коливається від перших сотень метрів до перших кілометрів.

Структуру чітко простежують за ланцюжком додатних гравітаційних і магнітних аномалій. У гравітаційному полі добре виражена контрастна за інтенсивністю (від 39 до 47 мгл) лінійна аномалія (на тлі навколишнього поля, рівень якого становить 37–38 мгл). У магнітному полі структура виявлена ланцюжками локальних позитивних магнітних аномалій (загальне перевищення поля над фоном досягає 300 нТл).

Рудну мінералізацію Берестівської ЗС досліджено на прикладі Миколаївської ділянки, яка найбільше відслонена і тому найліпше вивчена. У межах ділянки відшукали Миколаївський прояв золота. Рудовмісними є метавулканіти ольжинської світи, серед яких поширені графітовмісні метасоматити. Максимум концентрації рудних мінералів приурочений до ділянок з інтенсивно виявленими тектонічними й метасоматичними процесами. Серед вивчених мінеральних асоціацій ми виділили допродуктивну (графіт-кварцову), продуктивну (золото-галеніт-карбонат-піритову) та післяпродуктивну (гематит-марказитову).

Під час ГПК-50 виконано спеціальні дослідження, які були зосереджені, головню, на Миколаївській ділянці. Отримано позитивні результати, які засвідчують високі перспективи виявлення промислового золотого зруденіння. Аномальні концентрації золота визначено в керні картувальних і похилих оцінювальних свердловин, які пробурили в зеленокам'яному розрізі та навколишніх породах. Знаки золота відшукали в протолочних пробах, відібраних із кварцових жил та зон окварцювання амфіболітів (Ширкунов, 2005). У межах Миколаївської ділянки прояви золота відомі також у найближчому облямуванні Берестівської ЗС (кар'єри Скляна Гора та Боцманівський).

Відкриття нової зеленокам'яної структури значно підвищує перспективи золотоносності Західного Приазов'я загалом і району Сорокинської ЗС, зокрема. Цей висновок ґрунтується на наявності в межах Берестівської структури ознак, сприятливих для локалізації зруденіння за структурно-геологічних ситуацій, властивих типовим зеленокам'яним структурам, а також на отриманих позитивних результатах аналітичних та електронно-мікроскопічних досліджень.

ЗАКОНОМІРНОСТІ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ЗОЛОТОЇ ТА МОЛІБДЕНОВОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В МЕЖАХ ЧОРТОМЛИЦЬКОЇ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНОЇ СТРУКТУРИ (СЕРЕДНЄ ПРИДНІПРОВ'Я)

О. Бобров¹, О. Лисенко¹, І. Меркушин¹, М. Кір'янов², О. Фалькович²

*¹Український державний геологорозвідувальний інститут
01013 м. Київ, вул. Кутузова, 18/7*

²КП Кіровгеологія

Останніми десятиліттями доведено промислову золотоносність зеленокам'яних структур (ЗС) Середньопридніпровського мегаблока Українського щита. У межах лише Чортомлицької ЗС оцінено родовище Балка Широка та виявлено 18 рудопроявів золота, а також численні (близько 540) аномалії й точки мінералізації.

Це дало змогу виділити окремо Чортомлицький золоторудний район, який об'єднує такі рудні поля: Широкобалківське, Кіровське, Чкаловське, Північно-Чкаловське, Олексіївське та ін.

У цьому ж районі раніше виявили високоперспективні рудопрояви молібдену, а також серію аномалій і точок молібденової мінералізації. Прояви з підвищеною концентрацією молібдену сконцентровані в межах декількох перспективних ділянок – Олексіївської, Чкаловської, Кіровської, на площі золоторудного родовища Балка Широка.

Унаслідок геолого-прогнозного картування масштабу 1:50 000, яке спільно виконують співробітники КП Кіровгеологія та УкрДГРІ, визначено, що золота і молібденова мінералізація тісно асоціюють, часто пов'язані з одними і тими ж структурами і локалізовані в єдиному геологічному просторі. Водночас формування молібденових концентрацій передувало золоторудному процесу.

Виділено молібденову мінералізацію двох типів.

Перший тип (продуктивний) належить до ранньої (дозолотопродуктивної) рідкіснометалевої рудно-мінеральної асоціації руднометалевого комплексу ранніх сульфідів, який пов'язаний з метаріодацит-плагіогранітною вулканоплутонічною асоціацією (ВПА).

Мінералізація другого типу (непродуктивного) асоціює з двопольовошпативими гранітоїдами токівського комплексу. Безпосереднього зв'язку золоторудних концентрацій з цим комплексом не виявлено.

Найліпше вивченим і промислово значущим золоторудним об'єктом у Чортомлицькій структурі нині є родовище Балка Широка, яке контрольоване Східно-Чортомлицькою тектонометасоматичною зоною. Золоторудні тіла зосереджені в межах потужної гетерогенної пачки, у складі якої є верхня парагенерація (КТ-3) метакоматіт-толейтової формації та сланцево-джеспіліт-метатолейтова формація (СДТ). Найсприятливішими для локалізації зруденіння є тіла залізистих кварцитів, карбонатно-залізистих і силікатно-залізистих порід.

До найперспективніших молібденових рудопроявів належить Олексіївський комплексний золото-молібденовий рудопрояв, який розташований у південній частині Чортомлицької ЗС і контрольований вузлом перетину Південно-Чортомлицької тектонометасоматичної зони субширотного простягання та зон розломів

північно-західного простягання. Молібденіт, зазвичай, приурочений до зон розвитку кварцових жил і прожилків, ділянок об'ємного окварцювання; наявний у вигляді окремих лусок, гніздоподібних або прожилково-вкраплених виділень, іноді виповнює тріщини в зальбандах кварцових жил.

Рудопродукувальним породним комплексом золотої та молібденової мінералізації продуктивного типу є метаріодацит-плагіогранітна ВПА, в об'ємі якої поєднані метаріодацитова формація (солонянська світа з субвулканічними тілами комагматичних кварцових плагіопорфірів сурського комплексу) і тоналіт-плагіогранітна формація (сурський комплекс).

Рудовмісним породним комплексом є асоціація порід сурської світи. Найсприятливіші для локалізації зруденіння петрофізично контрастні утворення метаконатіт-толеїтової формації (метабазити з підвищеним вмістом магнетиту, прошарки ультрабазитів, ділянки їхнього перешаровування) та, головню, сланцево-джеспіліт-метатолеїтової формації (різною мірою метасоматично змінені залізісти кварцити, прошарки сланців і метабазальтів).

Аналіз наявних матеріалів свідчить, що рудопрояви і підвищені концентрації золота й молібдену приурочені, зазвичай, до зон контактів з рудопродукувальною метаріодацит-плагіогранітною ВПА; вони локалізовані, головню, в пацці контрастних порід, де інтенсивно виявлені процеси динамометаморфізму (синрудне дроблення, катаклаз, утворення тектонічних брекчій).

Сприяють локалізації золотої та молібденової мінералізації розривні порушення, системи опіряючих дрібних порушень і зон тріщинуватості, які формуються в апікальних частинах масивів кислих магматитів метаріодацит-плагіогранітної ВПА (гіпабісальна й субвулканічна частини сурського комплексу, сурська світа).

Сприятливими для рудолокалізації є локальні складчасті структури (антиклінальні складки високих порядків, перегини, флексури), які ускладнюють головню синкліналь Чортотлицької ЗС. Формування цих структур супроводжує золоторудний процес або передуює йому.

Концентрації золота й молібдену приурочені до ділянок, де інтенсивно виявлений залізо-магнезіальний метасоматоз, накладений на різні типи порід (передусім, на залізісті кварцити). У рудовмісних породах поширені березитизація, пропілітізація та лиственітізація.

ГІДРОХІМІЧНІ ІНДИКАТОРИ ЗАБРУДНЕННЯ РІЧКОВИХ ВОД БАСЕЙНУ р. СТРИЙ ГОСПОДАРСЬКО-ПОБУТОВИМИ СТОКАМИ ТА ДИНАМІКА САМООЧИЩЕННЯ ВОД

Ю. Боруцька, В. Дяків

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: min2009.lviv@gmail.com*

Ріка Стрий – найбільший (понад 230 км) правий доплив Дністра у верхній течії. Басейн ріки, який охоплює площу 3 055 кв. км, розташований, головню, в

межах гірської частини Львівської обл. Стрий бере початок на північно-західних схилах гори Явірник Великий (на висоті 1 405 м) Верховинського хребта (Головний Карпатський вододіл), поблизу сіл Лавочне та Верхнячка Сколівського р-ну, де зливається декілька струмочків.

Головною площею водозбору басейну Стрия є північно-східний схил Карпатської складчастої області в межах середньогірських ландшафтів Сколівського, Турківського та Дрогобицького районів Львівської обл.

Нижче за течією від сіл Любинці й Розгірче, у ділянці виходу з Карпатського гірського пасма на Передкарпатську рівнину, ширина басейну річки суттєво зменшується – до 7–10 км.

На ділянці заплави алювіальних відкладів р. Стрий від сіл Нижня Стинава та Розгірче до сіл Дуліби і Братківці розвідано Стрийське родовище високоякісних прісних питних вод, яке експлуатують протягом десятків років низкою водозаборів (Любинецький, Гірненський, Семигинівський, Жулинський, Братківський, Дулібський). Води Стрийського родовища забезпечують значні потреби Львова, Стрия, Дрогобича, Трускавця, Моршина та низки інших населених пунктів Львівщини.

Специфікою Стрийського водозабору є ефект підживлення алювіального водоносного горизонту річковими водами. Це зумовлює значні запаси підземних вод і дає змогу відбирати воду з дебетом десятки тисяч кубометрів на добу (Козак, Колодій, 2005; Карабин зі співавт., 2006).

Водночас вище за течією від водозабору Стрий та його допливи течуть через міста Турка, Сколе, смт Східниця, Верхнє Синьовидне, десятки сіл.

У всіх цих населених пунктах нема централізованих систем збирання й очищення стічних вод, тому в басейн річки постійно потрапляють неочищені комунальні стоки.

Головними забруднювальними компонентами стоків є хімічні й біологічні полутанти – від синтетичних миючих речовин до хвороботворних бактерій. Навіть незначна кількість їхніх домішок спричинює неприємний смак і запах води, а утворення піни на поверхні відкритих водойм утруднює доступ атмосферного кисню і призводить до зменшення у воді його концентрації в розчиненій формі, погіршує здатність води до самоочищення.

Такий стан зумовлює суттєве забруднення річкових вод басейну р. Стрий, а відтак – потенційну загрозу погіршення якості вод Стрийського родовища. Про це свідчать результати наших досліджень урбоєкосистем міст Сколе й Турка поблизу, відповідно, правого та лівого допливів – річок Опір та Яблунька.

Проби води відбирали з безіменних потічків, у які безпосередньо скидають неочищені комунальні стоки, та у створах допливів р. Стрий першого порядку вище та нижче за течією від місця впадіння забруднених водотоків. Така схема опробування, а також результати хімічного аналізу вод на головні компоненти, йони нітратів, нітритів, амонію, вміст розчиненого кисню, параметри хімічного та біологічного споживання кисню, перманганатної окиснюваності дали змогу виявити найінформативніші гідрохімічні індикатори забруднення водойм господарсько-побутовими стоками та відстежити динаміку розбавлення й самоочищення вод річок басейну Стрия.

Результати спостережень свідчать про погіршення екологічного стану річок, у які відбувається прямий скид неочищених комунальних стоків, уже за органо-

лептичними показниками – неприємним запахом, брунатним забарвленням, зменшеною прозорістю, підвищеним піноутворенням.

З розбавленням ґрунтовими й дощовими водами та водами дрібних потічків (допливів нижчих порядків) на відстані декількох сотень метрів нижче за течією ці показники певною мірою нівелюються, і про забруднення водотоку однозначно можуть свідчити гідрохімічні показники.

Найінформативніші гідрохімічні індикатори забруднення господарсько-побутовими стоками такі:

- зростання мінералізації (у два рази);
- поява у воді амонію;
- збільшення у три-чотири рази концентрації Na^+ , K^+ , хлоридів і сульфатів, у 40 разів – біологічного споживання кисню через п'ять діб (БСК₅) та у п'ять разів – хімічного споживання кисню (ХСК) і перманганатної окиснюваності;
- зменшення у два рази вмісту розчиненого у воді кисню.

Після впадіння в допливи першого порядку фіксують різке розбавлення комунальних стоків до концентрацій, за якими дуже важко виявити забруднення водотоку, проте можна оцінити динаміку самоочищення річкових вод.

Забрудненню поверхневих вод протидіють процеси природного очищення води під час її руху та взаємодії з донними відкладами, атмосферним повітрям, водними мікроорганізмами.

Серед чинників самоочищення виділяють фізичні, хімічні та біологічні.

До фізичних належать турбулентне перемішування, розчинення, розведення, осідання забруднень, що потрапляють у річкові води. Стерилізація вод відбувається під дією ультрафіолетових променів, які згубно впливають на бактерії, спори й віруси.

До хімічних чинників належить окиснення органічних і мінеральних речовин. Про ступінь хімічного самоочищення води свідчать зміни вмісту легкоокиснювальних органічних речовин, які визначають за БСК₅ або за зміною загального вмісту органіки (визначають за ХСК). За цими показниками в обох випадках наявна стійка позитивна динаміка самоочищення річкових вод – від 25,0 до 1,5 БСК₅ та від 76,2 до 2,0 ХСК.

Виконані дослідження свідчать про високу здатність до самоочищення річок, які належать до басейну Стрия вище від Стрийського родовища та інтенсивно забруднюються господарсько-побутовими стоками міст Турка і Сколе.

Висока здатність до самоочищення зумовлена значною водністю басейну Стрия, гірським характером рельєфу (течія переважно турбулентна), а також нижнім порівняно незначним об'ємом господарсько-побутових стоків.

Однак це в жодному разі не може бути підставою для збереження сучасного стану за умов практично повної відсутності очищення господарсько-побутових стоків у басейні Стрия вище від Стрийського родовища підземних вод. Адже у разі зменшення водності басейну за умов тривалого бездощового періоду, збереження нинішніх об'ємів скидів чи їхнього збільшення якості вод берегових водозаборів Стрийського родовища підземних вод погіршиться.

**ЕЛЕМЕНТИ-ДОМІШКИ В СУЛЬФІДАХ
КАПІТАНІВСЬКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАСИВУ
ТА ЇХНЄ ІНДИКАТОРНЕ ПРОГНОЗНЕ Й РОЗШУКОВЕ ЗНАЧЕННЯ**

Р. Бочевар¹, В. Гулій²

¹*Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022 м. Київ, вул. Васильківська, 90а
E-mail: ruskana-kra@ukr.net*

²*Український державний геологорозвідувальний інститут
04114 м. Київ, вул. Автозаводська, 78
E-mail: vgul@ukr.net*

Капітанівський ультрабазитовий масив розташований у центральній частині Побузького рудного району і є важливою складовою частиною Капітанівського рудного поля, контури якого обмежені тілами серпентинітів (метаморфізованих ультрамафітів) (Лепігов, Василенко, 1996, 2001). Металогенічну спеціалізацію рудного поля визначають родовища силікатного нікелю і низка його перспективних проявів, хромітові руди, прояви золота і платиноїдів (Фомін, Сахацький, 1976; Лепігов, Василенко, 2001). Останніми роками виявлено й інші види мінералізації (Гурський зі співавт., 2007), що дає змогу трактувати родовище як комплексне, руди якого зосереджені в корі звітрювання та корінних породах.

Детальними роботами останніх років у Капітанівському ультрабазитовому масиві виявлено широкий розвиток сульфідної мінералізації, часто в ділянках з підвищеним вмістом платини й золота. Сульфідна мінералізація наявна у вигляді розсіяних вкраплень у зонах контакту кальцифірів і серпентинітів. У гранат-біотитових гнейсах і метасоматитах трапляються скупчення агрегатів сульфідних мінералів. Ці знахідки мають важливе значення, оскільки засвідчують, що в межах масиву можливе зруденіння, яке належить до сульфідної мідно-нікелевої платиновмісної формації (Фомін, 1984).

Документація керна свердловин та складання серії розрізів по Капітанівському родовищу мали на меті виявити особливості просторового розміщення сульфідної мінералізації та співвідношення її з іншими типами зруденіння. Дослідження елементів-домішок у сульфідах масиву (Ni, Co, Cu, платиноїди) виконано для з'ясування їхньої можливої індикаторної ролі в разі прогнозування і розшуків сульфідної мінералізації з благородними металами.

Під час виконаних робіт виявлено дрібнозернисті виділення піриту, піротину, мілериту, халькопіриту, пентландиту, кобальтину, нікеліну, віолариту, сфалериту, маухериту, молібденіту, герсдорфіту, глаукодоту. Основна маса сульфідів Капітанівського ультрабазитового масиву представлена піритом і піротином. Інші сульфідні мінерали трапляються спорадично.

Піротин – один із найпоширеніших мінералів рудних зон. Він утворює дрібні розсіяні вкраплення, виповнює системи розгалужених тріщин і є січним щодо нерудних мінералів.

Пірит представлений двома генераціями – у серпентинітах і гранат-біотитових гнейсах. Зерна піриту першої генерації мають гіпідіоморфну форму і розмір

0,5 мм, пірит другої генерації більший – до 1,0 мм, його кристалам притаманна ксеноморфна форма.

У лабораторії прецизійних аналітичних досліджень УкрДГРІ виконано мікроскопічні дослідження і мікроаналіз піриту й піротину методом рентгеноспектрального електронно-зондового мікроаналізу (РСМА, чутливість – до 1 %, аналітик О. Ковтун), що дало змогу з'ясувати загальний склад сульфідів. Для точнішого визначення складу сульфідів, зокрема, наявності елементів-домішок, ми використали метод рентгенофлюоресцентного аналізу (РФА, чутливість – до 0,01 %; лабораторія аналітичних досліджень КНУ ім. Тараса Шевченка, аналітик О. Андрєєв).

На підставі узагальнення результатів наших попередників та власних досліджень з'ясовано, що в сульфідах Капітанівського ультрабазитового масиву наявні такі елементи, мас. %: Ni – 0,05 (середній вміст) і 0,24 (максимальний вміст); Co – 0,69 і 2,89, відповідно; Cu – 0,03 і 0,14; Zn – 0,02 і 0,07; As – 1,65 і 14,68; Ag – 0,01 (середній вміст).

Виявлено, що більша домішка міді частіше трапляється в сульфідах з серпентинітів, ніж із гранат-біотитових гнейсів. Вищі вмісти нікелю й арсену характерні для піриту з серпентинітів, метасоматитів і гранат-біотитових гнейсів. Наявність цинку зафіксована в піротині з гранат-біотитових гнейсів.

Отже, на підставі виконаних досліджень з'ясовано, що в породах Капітанівського ультрабазитового масиву можливе мідно-нікелеве платиновмісне (Фомин, 1984) сульфідне зруденіння (Чернышов, 2004). Тому важливими й актуальними видаються подальші мінералогічні дослідження в межах зазначеної території.

ВУГЛЕВОДНЕВІ СПОЛУКИ В ОСАДОВО-МЕТАМОРФІЧНИХ КОМПЛЕКСАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

М. Братусь, І. Наумко

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

Параметаморфічні породи Українського щита є продуктами перетворення первинно осадових верств від седиментогенезу до високотемпературних мінеральних парагенезисів амфіболітової і гранулітової фацій метаморфізму та гранітизації. Ці перетворення відбувались на тлі зростання температури й тиску в супроводі геолого-структурних і тектонічних перебудов басейнів.

До стадії катагенезу включно з органічної речовини (ОР) формується, головню, вуглеводне-(нафто-газо)-водний флюїд, а також діоксидвуглецево-водний та інші менш поширені типи флюїдів. Із завершенням процесу катагенезу (а це температури порядку 230–250 °С) генерація важких (нафтових) вуглеводнів в осадових товщах сповільнюється.

Докембрійські осадові породи, як і їхні молодші аналоги, містили значну кількість ОР. Їхній метаморфізм під час посткатагенної стадії призводив до генерації рідких (нафтових) і газових вуглеводнів. Наступне зростання температури й тис-

ку на стадії метаморфізму приводило до деструкції (метанізації) нафтових вуглеводнів. Наведене спонукає по-новому проаналізувати поведінку вуглеводнів під час постметаморфічної (діафоричної) стадії мінералогенезу.

Серед кристалічних порід Українського щита в асоціації з рудними й нерудними мінералами виявлено значну кількість твердих чорних бітумів (типу антраксоліту). Найпоширеніші вони в Малотерсянському і Верхньоінгулецькому районах (Шумлянський, 1982). Прояви твердих бітумів відомі серед кристалічних вапняків Завалля (Лазаренко с соавт., 1979; Братусь зі співавт., 2004), у прожилках сланцевої товщі Кривого Рогу (Лазаренко с соавт., 1979), на Клишівському родовищі золота (Братусь зі співавт., 1998), у камерах гранітних пегматитів Коростенського плутону (Наумко, 2002). Бітумінозну речовину, за складом подібну до нафти Охтирського нафтопромислового району, виявлено в асоціації з рідкими вуглеводнями (хлороформний бітум А (ХБА)) у жильно-прожилкових утвореннях серед метаморфічних порід фундаменту Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), який розкрили Хухрянською та іншими свердловинами (Ляшкевич с соавт., 1990).

За широкого спектра перелічених вуглецевмісних сполук у породах і мінералах значна частина їхніх проявів пов'язана в регіональному масштабі з зонами тектонічної активізації, а в локальному – з тріщинами виповнення гідротермальними мінералами.

За характером взаємовідношень вуглецевмісних сполук (тверді бітуми й вуглеводні) з вмісною породою можна виділити дві їхні групи: 1) залишкові вуглеводні, екстраговані органічними розчинниками з вмісних порід; 2) епігенні щодо вмісних порід вуглецеві (вуглеводневі) сполуки, пов'язані з гідротермальними мінералами, які виповнюють тріщини в метаморфічних породах.

Ми не заперечуємо частково залишкову природу вуглеводнів, зокрема, метану та його перших гомологів, у включеннях у первинних мінералах метаморфічних порід загалом і графітоносних зокрема, як одного з компонентів мінералоутворювального флюїду. Під час звітрювання метаморфічних порід він стає продуктом їхнього "вуглеводневого дихання" (Сидоренко, Сидоренко, 1970).

Що стосується ХБА, то екстракція з породи ще не є бездоганим доказом його залишкового характеру.

Наявність рідких вуглеводнів у включеннях у жильному кварці серед метаморфічних порід фундаменту Охтирсько-Новотроїцького нафтогазопромислового району ДДЗ й у вмісних породах свідчить про те, що й у породах вуглеводні можуть бути епігенні.

Вуглець чорних смолистих бітумів (типу антраксоліту) з січних тріщин у сланцевій товщі Криворіжжя легший (значення $\delta^{13}\text{C}$, яке становить $-39,8$ і $-37,3$ ‰, близьке до такого вуглецю вуглеводнів нафти) порівняно з вуглецем графіту ($\delta^{13}\text{C}$ – від $-25,8$ до $-34,3$ ‰) і сланців (від $-24,7$ до $-28,1$ ‰) (Лазаренко с соавт., 1979). Вуглецева речовина, яка наявна у сланцевій товщі у вигляді тонких крапель, має значення $\delta^{13}\text{C}$ від $-40,0$ до $-30,0$ ‰. На Завалівському родовищі вуглець вуглецевої речовини без кристалічної структури також легший ($\delta^{13}\text{C}$ становить -24 ‰) від графіту (від $-12,0$ до $-3,0$ ‰) (Лазаренко с соавт., 1979), що асоціює з кристалічними вапняками (від $-12,2$ до $+0,5$ ‰) (Братусь зі співавт., 2004). Подібне виявлено на Клишівському родовищі золота, де вуглець шунгіту із зернових виділень у кварці ізотопно легший ($\delta^{13}\text{C}$ становить $-28,9$ і

-28,7 ‰) (Братусь зі співавт., 1998) від вуглецю графіту, карбонатів і CO₂ флюїдних включень у жильному кварці. Значення δ¹³C кериту з камер гранітних пегматитів Коростенського плутону становить -35,2 ‰ (Наумко, 2002).

Епігенний (гідротермальний) характер проявів твердобітумної мінералізації і вуглеводнів в асоціації з рудними й нерудними мінералами серед метаморфічних порід Українського щита та полегшений ізотопний склад їхнього вуглецю порівняно з іншими вуглецевмісними сполуками (графітом, CO₂, карбонатами) є свідченням, що тверді бітуми й рідкі вуглеводні – це новоутворені продукти, які сформувалися з вуглецю вмісних метаморфічних порід зон активізації. У цих зонах під впливом глибинних чинників посилювалися механофізичні явища у твердофазовому середовищі, що стимулювало виділення води та інших флюїдних складових за постійних мінеральних перетворень у самих породах, спричинених зміною термобаричного градієнта і режиму тектонічної перебудови регіону. Функціонування новосформованих флюїдів у зоні мінераловідкладення забезпечувало необхідні параметри процесу.

На етапі регресивного метаморфізму (діафторезу) вони змінювалися, що зафіксовано на ізотопному рівні. Зокрема, під час окиснення графіту CO₂ і карбонати збагачувалися важким ізотопом вуглецю ¹³C, а утворена внаслідок окиснення й полімеризації газоподібних вуглеводнів твердобітумна мінералізація та рідкі вуглеводні – його легким ізотопом ¹²C.

ГІДРОХІМІЧНИЙ МОНІТОРИНГ ПІДЗЕМНИХ ВОД ЧЕРВОНОГРАДСЬКОГО ГІРНИЧОПРОМИСЛОВОГО РАЙОНУ

Г. Бучацька

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

Україна має порівняно обмежені запаси поверхневих водних ресурсів, тому важливе значення мають підземні води, які задовольняють суттєву частку питних потреб держави. У зв'язку з прогресуючим забрудненням поверхневих вод у водопостачанні зростає роль підземних вод.

Видобуток вугілля підземним способом у Червоноградському районі Львівсько-Волинського басейну є одним із важливих чинників загального техногенного навантаження на довкілля. Вже нині через значне забруднення підземних вод і ґрунтів постали проблеми безпечного питного водопостачання багатьох населених пунктів та землекористування.

Гідрохімічний моніторинг підземних вод має на меті оцінити у просторі і з часом екологічний стан підземних вод, виявити джерела техногенного впливу на поверхневі й підземні води. Спостережну мережу формують у межах гірничого відводу і прилеглих територій діючих та закритих копалень, на які поширюється депресійна лійка копальні, з урахуванням гідрогеологічних, гідрологічних чинників, наявності потенційних джерел забруднення підземних вод, складності гідрогеологічних умов. Створи свердловин закладають також за потоком підземних

вод, у напрямі відвалу порід копальні, ставка-накопичувача, водозабору, населеного пункту, промислових підприємств, у зонах, де можливі зміни фільтраційних властивостей пласта (зоні підвищеної техногенної тріщинуватості або фаціального заміщення водовмісних порід) та взаємозв'язку з суміжними водоносними горизонтами (літологічні вікна у водотривких пластах, тектонічні порушення тощо). Розміщення спостережних свердловин може бути площинне (за декількома профілями, що йдуть від джерела забруднення) або приурочене до головного опорного профілю, який орієнтований за потоком підземних вод, з боковими поперечниками на окремих ділянках, де розташовані джерела інтенсивного забруднення підземних вод.

Свердловини на різні водоносні горизонти розташовують за потоком підземних вод парами на відстані 15–20 м одна від одної. Відстань між ними у створі на один водоносний горизонт становить 500–1 000 м. Кількість свердловин у кожному створі (у випадку складних гідрогеологічних умов) залежить від площі досліджуваної території. Якщо площа становить 4 кв. км, то закладають три свердловини, за площі 36 кв. км – п'ять, у разі 100 кв. км – сім. Спостереження ведуть за рівнем підземних вод, температурою та хімічним складом. Вимірювання виконують один–три рази на місяць під час злив і повеней.

Для скороченого хімічного аналізу проби води об'ємом 1 л відбирають один раз на місяць, для повного і спеціального аналізу об'єм проб становить 5–15 л, їх відбирають один раз на квартал.

На ділянках об'єктів-забруднювачів кількість спостережних свердловин нарошують залежно від інтенсивності джерела забруднення. У мережу спостережень залучають свердловини, які розташовані в зоні впливу об'єкта-забруднювача і на ділянках з фоновими характеристиками підземних вод.

Програма гідрохімічного опробування на спостережних пунктах повинна діяти в системі загального моніторингу підземних вод. Для загальної характеристики режиму якості підземних вод потрібно визначати всі компоненти під час скороченого хімічного аналізу, а також такі характеристики: органолептичні показники (смак, запах, колір, прозорість), завислі речовини, рН, твердість, мінералізацію, вміст головних іонів (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-), сполук азоту (NO_2 , NO_3 , NH_4^+), окиснюваність.

До спеціальної програми фонового моніторингу доцільно залучати визначення мікрокомпонентів (Hg, Pb, As, Cd, Se, Ni, Cr, Cu, Be, V), найпоширеніших органічних забруднювачів (нафтопродуктів, летких фенолів), сполук фосфору, пестицидів, які повільно розкладаються.

Частота відбирання проб води на хімічний аналіз різна. На початку моніторингу (один–два роки) проби відбирають один раз на квартал, в окремих випадках – частіше. Частоту відбирання проб коректують за результатами раніше виконаних аналізів.

З еталонних (фонових) водних об'єктів рекомендують відбирати проби на хімічний аналіз не рідше двох разів на рік під час періодів високого й низького стояння рівня підземних вод.

У разі спеціального аналізу визначають таке:

1) вміст Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Br^- , I^- , F^- , Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , Bi^{3+} та йонів інших металів;

2) склад розчинених і спонтанних газів (H_2S+CO_2 , O_2 , CH_4 , рідкі гази та важкі вуглеводні);

3) нафтові кислоти;

4) радіоактивність.

Під час відбирання проб води на хімічний аналіз зі спостережних свердловин потрібно виконати попереднє прокачування, щоб не було сумнівів у якості гідрохімічного опробування. Непредставницькими є результати хімічних аналізів проб води, відібраних з колодязів, які розкрили верхню частину ґрунтових вод (вона зазнає найбільшого впливу природних і техногенних чинників). Під час обробки результатів разового гідрохімічного опробування водопунктів, особливо приурочених до перших від поверхні водоносних горизонтів, варто пам'ятати, що отримані дані випробування характеризують хімічний склад води тільки на момент відбору проби і можуть суттєво відрізнятися з часом (наприклад, за сезонами). Ці обставини гідрохімічного опробування потрібно брати до уваги в разі вибраккування фактичного матеріалу щодо якості підземних вод з метою забезпечення створення достовірної гідрохімічної інформаційної бази в системі моніторингу підземних вод.

Поодинокі спостережні свердловини, які є на території Червоноградського гірничопромислового району, не можуть слугувати джерелом необхідної інформації про стан підземних вод. Тому на полях копалень доцільно створити спостережну мережу та провадити гідрохімічний моніторинг підземних вод за наведеною методикою.

ПОРІВНЯННЯ ПЕТРОХІМІЧНОГО СКЛАДУ ГРАНІТОЇДІВ ВОРОНЕЗЬКО-ВОЛИНСЬКОГО СУПЕРПОЯСУ

А. Бучинська

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

У межах південної частини Східноєвропейської платформи відомі Волино-Поліський, Брянсько-Курський та Лосевсько-Лівенський ранньопротерозойські пояси. Вулкано-плутонічні асоціації цих поясів мають індивідуальні відмінності, що спонукає трактувати їх як різні, самостійні структури. Проте вони подібні за складом, близькі за віком утворення і займають однакове тектонічне положення. Це дає змогу об'єднати їх в одну тектономагматичну структуру, яку К. Свешніков запропонував назвати Воронежсько-Волинський вулкано-плутонічний суперпояс.

Волино-Поліський (Осницько-Мікашевицький) вулкано-плутонічний пояс простягається в північно-східному напрямі на відстань 600 км від м. Рівне до району міст Кричів і Рославль. Плутонічна його складова представлена штокоподібними інтрузивними тілами складом від габро і габродіоритів до лейкократових гранітів, які об'єднані в осницький (на території України) або мікашевицький (у Білорусі) комплекси. Безпосередньо на північно-східному продовженні Волино-Поліського поясу розташований Брянсько-Курський вулкано-плутонічний

пояс, у складі якого наявні тіла від габро до гранодіоритів стойло-ніколаєвського комплексу. Далі на схід пояс зчленований з Лосевсько-Лівенським поясом, плуто-нічна складова якого представлена інтрузивними гранодіоритами й монцонітами усманського комплексу разом з габро і габродіоритами рождественського комплексу.

Під час зіставлення, розчленування та кореляції магматичних утворень широко використовують петрохімічні дані, які відображають головні структурно-речовинні ознаки магматичних утворень. Такі дані є масовими (за роки досліджень Східноєвропейської платформи, зокрема Українського щита, накопичено величезну кількість аналізів), кількісними і дають змогу графічно зображати отримані результати, а це полегшує аналіз виявлених закономірностей.

Саме тому для підтвердження правомірності кореляції утворень зазначених поясів, зокрема, їхніх інтрузивних складових, ми проаналізували й порівняли їхні петрохімічні особливості.

Найважливішими петрохімічними характеристиками інтрузивних комплексів є їхня кислотність, лужність, залізистість, глиноземистість і титанистість.

Для утворень досліджуваних комплексів зафіксовано підвищення рівня загальної лужності від перших до останніх фаз. Гранітоїди мають нормальну, рідше підвищену лужність, їх можна схарактеризувати як нормально-лужні. Утворенням усіх комплексів із вмістом SiO_2 до 62–64 % притаманний більший вміст Na_2O щодо K_2O , у разі $\text{SiO}_2 > 62\text{--}64\%$ у породах переважає K_2O . Отже, осницький, мікашевицький, стойло-ніколаєвський та усманський комплекси за типом лужності калієво-натрієві. Порооди всіх цих комплексів у переважній більшості низькоглиноземисті, загалом глиноземистість підвищується від перших до останніх фаз. Тренди коефіцієнтів залізистості зі збільшенням вмісту SiO_2 в досліджуваних комплексах подібні. Зафіксовано збільшення залізистості від ранніх до пізніх фаз, а породи представлені помірно залізистими й залізистими відмінами. Вміст TiO_2 в досліджуваних комплексах різко зменшується зі збільшенням вмісту SiO_2 . Власне гранітоїди мають значення TiO_2 переважно в межах 0,25–0,75 %, тому їх зачисляють до титанистих і помірно титанистих.

У практиці петрохімічних досліджень часто використовують співвідношення $[(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})]\cdot 100$, відоме як коефіцієнт фракціонування K_ϕ , або індекс Сімпсона. На діаграмах зміни значень K_ϕ для гранітоїдів досліджуваних комплексів виявлено зростання K_ϕ зі збільшенням вмісту SiO_2 . Наявні ще кілька проміжних піків, що свідчить про багатофазність та складну диференційованість досліджуваних комплексів.

Для оцінки кислотності магматичного розплаву гранітоїдів використано відому діаграму Л. Бородіна. Розташування фігуративних точок на цій діаграмі засвідчує, що осницький комплекс відрізняється від мікашевицького дещо зниженою лужністю (хоча вони, безперечно, належать до одного поясу), водночас мікашевицький і стойло-ніколаєвський комплекси за цими параметрами практично не відрізняються (хоча належать до різних поясів). За особливостями хімічного складу магматичні утворення осницького комплексу відповідають орогенному лужноземельному тренду, а мікашевицького і стойло-ніколаєвського – латитовому і трахітовому трендам.

Для зіставлення багатокомпонентних об'єктів (у даному випадку гранітоїдів) зі всіх методів, які застосовують у петрології, найліпше підходить факторний

аналіз, зокрема, метод головних компонент. Як вихідні параметри для порівняння утворень осницького, мікашевицького та стойло-ніколаєвського комплексів за допомогою факторного аналізу використано вміст породоутворювальних оксидів.

Для більшої інформативності ми розглядали факторні структури, сформовані окремо для порід гранітової та діорит-гранодіоритової формацій. Факторні діаграми та формули факторів для порід зазначених комплексів певною мірою подібні. Для всіх комплексів зафіксовано протиставлення за першим фактором групи $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ групі $\text{FeO-TiO}_2\text{-MgO-CaO}$, що відображає головне фізико-хімічне спрямування процесів магматичної диференціації. Вона полягає у послідовному зби́дненні розплавів, які кристалізуються, фемічними (найбільш тугоплавкими) елементами і збагаченні салічними (найбільш легкоплавкими). Другий і третій фактори відображають певні метасоматичні зміни порід. За другим фактором зафіксовано антагонізм Na_2O і K_2O , найімовірніше – це відображення калієвого метасоматозу, ознаки якого виявлено і петрографічними методами.

Для підвищення об'єктивності статистичних зіставлень ми спочатку всю вибірку аналізів кожного комплексу розбили на породні групи методом групування проб у полях факторного аналізу. Середній склад отриманих груп наносили на діаграму О. Маракушева для уточнення їхньої номенклатури. Потім однойменні (чи близькі до таких) породні групи зіставляли за допомогою критеріїв Фішера (зіставлення дисперсій) та Стьюдента (зіставлення середнього вмісту). Виконаний аналіз дав змогу наочно порівняти еволюційні ряди досліджуваних комплексів і виявити ступінь їхньої подібності й відмінності.

У всіх комплексах є низка породних груп (від габродіоритів до гранітів), які не розрізняються між собою, що підтверджує правомірність кореляції комплексів. Водночас кожен з них має певні відмінності, що цілком природно для таких складно диференційованих магматичних серій.

Виконаний детальний аналіз та порівняння петрохімічного складу осницького, мікашевицького, стойло-ніколаєвського та усманського комплексів свідчить про те, що їхні петрохімічні ознаки аналогічні.

Отже, підтверджено правомірність об'єднання поясів, в яких вони є плутонічною складовою, в одну велику структуру – Воронежсько-Волинський суперпояс.

ГАЗОНОСНІСТЬ ВУГІЛЬНИХ ТОВЩ, ЇЇ ГЕНЕЗИС І ЗОНАЛЬНІСТЬ НА ПРИКЛАДІ ПОЛЯ ШАХТИ ТЯГЛІВСЬКА № 1 ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ

І. Бучинська, П. Явний, О. Яринич, І. Книш, О. Шевчук

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

Поклади метану у вугільних пластах зачисляють до нетрадиційних родовищ природного газу. В Україні розробці таких родовищ приділяють недостатню увагу, тоді як в інших країнах уже належним чином оцінили економічний ефект від

освоєння вугільних родовищ з метою видобутку газу і активно експлуатують вугільні басейни в цьому напрямі.

Лідерство належить США, де бурити свердловини для вилучення газу у вугільних басейнах Сан-Хуан (штат Колорадо) і Блек-Уорріт (штат Алабама) почали ще у 80-х роках ХХ ст. До 2000 р. частку газу вугільних пластів у сумарних газових запасах США оцінювали в 0,44 трлн м³ (8,8 %). На заході Китаю п'ять великих газових родовищ асоціюють з вугільними родовищами. Розвідані запаси газу вугільних пластів Західного Китаю становлять 67,8 % від сумарних ресурсів газу країни.

Україна за ресурсами вугільного метану посідає четверте місце у світі. Наші ресурси оцінено у 12 трлн м³ метану, що у 3,0–3,5 раза перевищує запаси природного газу. В Україні щорічно під час видобутку вугілля в атмосферу потрапляє понад 2 млрд м³ метану, а утилізують лише близько 80 млн м³ (4 %).

Звичайно, головна частка припадає на Донецький басейн, проте і Львівсько-Волинський вугільний басейн (ЛВВБ) не безперспективний щодо газонасності вугільних товщ. Його запаси – 2,3 млрд т вугілля, що становить 2,0 % від усіх запасів вугілля країни. Сучасний видобувний потенціал перевищує 10 млрд м³ метану.

Поряд із визначенням кількісних показників газонасності вугільних пластів і порід важливим є питання генезису газу вугленосних формацій.

Об'єкт наших досліджень – пласти вугілля і прошарки порід Тяглівського родовища ЛВВБ, що належать до серпухівського ярусу нижнього карбону та башкирського ярусу середнього карбону.

Ми побудували карти газонасності вугільних пластів b_4 , n_9 , n_8^B , n_8 , n_7^1 та вмісних порід деяких стратиграфічних інтервалів ($n_9 \int b_1$, $n_8 \int n_9$, $n_0^6 \int n_7$), які відображають реальну картину газонасності.

Значна частина вугільних газів, зокрема, метан, – це аутогенні утворення, що виникли одночасно з утворенням вугільної речовини в процесі її вуглефікації. Тобто, завжди наявна система вугілля–порода–газ, кількість СН₄ в якій залежить від ступеня метаморфізму. Наприклад, уважають, що в разі формування однієї тонни довгополуменового вугілля в процесі вуглефікації утворюється 150 м³/т метану, а під час формування 1 т коксівного вугілля – 350 м³/т газу.

Водночас можливо, що певна частина вуглеводневих газів вугільних родовищ має епігенетичне (глибинне) походження. Про це свідчать результати ізотопних досліджень. Аналіз складу газу зі свердловин у межах поля шахти Тяглівська № 1 поблизу Белз-Милятинської зони насувів засвідчив наявність газів глибинного походження. Наприклад, у газі, відібраному з пласта n_7^B , вміст важких вуглеводнів досягає 3 %, водню – 0,35, гелію – 0,02 %. Про термогенне глибинне походження метану свідчить і високий вміст ізотопу ¹³С в метані: для пласта n_7^B значення $\delta^{13}\text{C}$ становить від –42,5 до –19,42 ‰, для пласта n_8^B – від –44,2 до –13,8 ‰.

Багато дослідників наводить факти стосовно збільшення газонасності вугільних пластів з глибиною, що підтверджено нашими даними для пластів поля шахти Тяглівська № 1 (див. таблицю).

Під час аналізування карт ми дійшли висновку, що в більшості випадків максимально високі концентрації метану приурочені в межах пласта до тектонічних порушень, які є певними флюїдоактивними зонами.

Природна газонасність і вміст метану
в газовій суміші вугільних пластів поля шахти Тяглівська № 1

Пласт вугілля	n_9	n_8^B	n_8	n_7^B	n_7^1	n_7	v_6
Природна газонасність, м ³ /т с.б.м.	<u>3,7-18,0</u> 11,49	<u>5,2-28,0</u> 14,36	<u>7,9-24,2</u> 12,46	<u>5,9-31,8</u> 17,77	<u>6,9-31,0</u> 17,72	<u>10,2-31,2</u> 18,32	<u>24,9-31,0</u> 19,84
Вміст метану в газовій суміші, об. %	<u>59,8-98,6</u> 84,91	<u>55,8-97,2</u> 88,47	<u>65,3-96,8</u> 86,38	<u>61,5-99,0</u> 89,68	<u>64,2-98,0</u> 85,64	<u>66,9-96,1</u> 87,23	<u>89,6-98,8</u> 90,95

Саме по таких зонах відбувається підтікання газу, і вони є джерелом поновлювальних ресурсів для вугільного метану. У вугільних пластах поряд із вертикальною зональністю є й латеральна зональність, яка зумовлена особливостями розташування тектонічних порушень різного порядку.

Газонасність вугільних покладів Львівсько-Волинського вугільного басейну нині ще досліджують. Карти, побудовані нами, є кроком до вивчення безпосередньо кількісних показників газонасності та загальних питань генезису газів вугільних родовищ.

**ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНОГО ОЦІНЮВАННЯ
РУДОНОСНИХ ОБ'ЄКТІВ, ВИЯВЛЕНИХ НА СТАДІЇ
РЕГІОНАЛЬНОГО ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ**

А. Василенко

*Український державний геологорозвідувальний інститут
01013 м. Київ, вул. Кутузова, 18/7
E-mail: alla_vas@ukr.net*

Геолого-економічне оцінювання об'єктів геологорозвідувальних робіт – це визначення доцільності промислового освоєння родовища корисних копалин на підставі техніко-економічних показників передбачуваного виробничого процесу та фінансових результатів реалізації інвестиційного проекту. Його виконують з урахуванням стану мінерально-сировинної бази і попиту на кожний вид мінеральної сировини, розвитку технології її видобутку й переробки, перспектив розвитку окремих районів, забезпечення економічної незалежності країни та ін.

Згідно з нормативними документами (“Класифікація запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр” та “Положення про стадії геологорозвідувальних робіт на тверді корисні копалини”), під час розшукових, розшуково-оцінювальних та розвідувальних робіт виконують початкове (ГЕО-3), попереднє (ГЕО-2) та детальне (ГЕО-1) геолого-економічне оцінювання об'єктів геологічного вивчення.

На стадії регіонального вивчення провадять геолого-знімальні та геолого-прогнозні роботи масштабу 1:200 000 (1:100 000), які, крім складання Державної геологічної карти багатоцільового призначення, передбачають прогнозне оціню-

вання перспектив рудоносності території, визначення і вивчення перспективних площ для крупномасштабного картування.

На цій стадії об'єктами прогнозування є перспективні рудні райони, зони, вузли, в яких на опорних ділянках оцінюють прогнозні (категорія P_3) та перспективні ресурси (категорія P_2). Кожний об'єкт з оціненими ресурсами, який у разі детальнішого вивчення може перейти в ранг родовища, вже на цьому етапі потрібно оцінити з геолого-економічного погляду, оскільки наявна інформація про ймовірні ресурси руд і вміст у них корисних компонентів ще не дає змогу остаточно з'ясувати їхнє промислове значення.

Якщо завдяки виконаним розшукам і розвідці ми маємо справу з конкретними об'єктами (окремі рудопрояви, локальні перспективні ділянки і власне родовища), то на стадії виконання регіональних геологічних досліджень завдання ускладнене через те, що головні параметри рудних об'єктів (кількість і якість мінеральної сировини) не можна визначити з достатньою точністю. Усунути це протиріччя і визначити строгі правила оцінювання ресурсів за таких умов – надзвичайно важливе завдання.

Виходячи з досвіду, накопиченого в Українській Раді з прогнозування, прогнозні ресурси категорії P_3 оцінюють з геолого-економічного погляду позитивно, якщо комплекс загальногеологічних чинників свідчить про можливість відкриття на території прогнозування промислово-значимих родовищ.

Перспективність ресурсів корисної копалини визначають за параметрами родовища, яке передбачають відкрити, з урахуванням того, що воно, по-перше, не повинно бути менше за розміром і гірше за якістю від родовища-аналога і, по-друге, – буде представляти практичний інтерес за географо-економічних умов заданого району.

Прямі геолого-економічні розрахунки не виконують. Аналізують загальногеологічні чинники з урахуванням геологічних параметрів родовища-аналога. Родовища-аналоги повинні обов'язково відповідати прогнозованим об'єктам за трьома параметрами: геолого-промисловим типом, вмістом головного корисного компонента і способом відпрацювання.

Геолого-економічне оцінювання перспективних ресурсів категорії P_2 виконують, зазвичай, за допомогою методу загальної аналогії, тобто зіставляють головні параметри об'єктів прогнозування з відповідними параметрами експлуатованих і розвіданих родовищ такого ж геолого-промислового типу (родовища-аналога). Вартісні показники сировини (вартість концентрату, тонни руди тощо) теж приймають за показниками родовища-аналога.

Загальне геолого-економічне обґрунтування повинне містити інформацію стосовно очікуваних запасів корисних копалин. У цьому разі коефіцієнт переведення перспективних ресурсів категорії P_2 рудних корисних копалин у запаси C_2 орієнтовно становить 0,32.

Можна також використовувати порайонні оцінні кондиції або так звані бракувальні кондиції (у цьому разі використовують діаграми в координатах мінімальний промисловий вміст–геологічні запаси).

За відсутності родовища-аналога виконують укрупнені техніко-економічні розрахунки для об'єкта прогнозування з урахуванням його геолого-промислового типу, можливих масштабів, якості руд, способу відпрацювання і географо-економічних умов району.

ГІДРОГЕОЛОГІЧНА СИТУАЦІЯ КРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Н. Величко, Г. Медвідь

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

Крейдовий період – один із характерних і визначальних у пізньофанерозойській історії геологічного розвитку Землі. Уважають, що сучасний вигляд земної поверхні, геометрія континентальних блоків, циркуляція вод Світового океану та інші специфічні явища зумовлені геологічними подіями, що відбувалися, головню, у крейді. З осадовими відкладами крейдового віку пов'язані найбільші на Землі запаси нафти й газу.

Для вивчення сучасних гідродинамічних і гідрогеологічних умов крейдових відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину ми проаналізували близько 50 проб води за шістьма головними показниками та 45 замірів пластового тиску на родовищах зони. За результатами аналізу складено гідрогеохімічні картосхеми.

Після порівняно короткочасної перерви в осадоагромадженні наприкінці юрського–початку крейдового часу в ранній і пізній крейді формувалася глауконітово-крейдова формація, у складі якої поширені мергелі, іноцерамові вапняки з глауконітом, органогенні вапняки з конкреціями кременів, кварц-глауконітові пісковики з включеннями гравію й гальки. Загальна потужність крейдових відкладів у Зовнішній зоні перевищує 800 м (площі Угерсько–Більче-Волиця). У напрямі на південний схід потужність крейдових відкладів поступово зменшується, оскільки в межах північно-східної частини Покутсько-Буковинського поперечно-го підняття крейдовий прогин, головню, замикається. Їхня потужність знову зростає із зануренням на південний захід під алохтонні утворення ранньоміоценових молас і крейдово-палеогенового флішу; це відбувається поступово і часто стрибкоподібно в сусідніх блоках.

За даними М. Бойчука, у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину газоносними є породи сенонського над'ярусу. Вони в ділянці їхнього сучасного поширення в нижній частині представлені, зазвичай, чистими вапняками, які поступово догори переходять у глинисті вапняки, мергелі, вапнякові глини, пісковики.

Реконструкція гідродинамічного режиму альб-сеноманського басейну свідчить про наявність сильних донних течій з південного сходу на північний захід. Водночас у крейді відбувались досить динамічні коливання рівня моря. За цей геологічний час його рівень піднявся до 400 м (екстремальні значення припадають на коньяк і кампан). З погляду гідродинаміки відкладам сенонського підвідділу в центральній і південно-західній частинах регіону притаманне зниження гідроізоп'єз у південно-західному напрямі, тобто від Східноєвропейської платформи до глибоких частин прогину.

Гідрогеологічні умови мезозойських відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину різні в північно-західній і південно-східній її частинах. На північному заході наявна гідрогеохімічна зона розсолів (1 000–2 500 м), яка об'єднує

палеозойський і мезозойський структурно-тектонічні поверхні. Тут води мають однорідний хімічний склад і близькі п'єзометричні поверхні, що свідчить про гідрогеологічну замкнутість басейну і приналежність до єдиної природної водонапірної системи елізійного типу. Цій частині притаманні сірководневі мінералізовані води, які формуються внаслідок вилуговування гіпсоносних порід та біохімічного відновлення розчинених сульфатів. З часу утворення Зовнішньої зони прогину в зазначеній її частині не було жодного повного циклу водообміну.

У південно-східній частині високомінералізовані води нижньої гідродинамічної зони у відкладах мезозою розвинені під насувом Внутрішньої зони. Тут виявлено зв'язок з водоносними комплексами південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (ділянка живлення), тобто відбувалось інтенсивне підтікання інфільтраційних прісних вод з боку платформи. Таке явище добре простежено на Мало-Горожанському і Більче-Волицькому газових родовищах (мінералізація – 55,7 г/дм³). Свердловини, в яких зафіксоване підтікання, розташовані на відстані 3–5 км від краю платформи. Нижче інтервалу 1 500–1 580 м залягають уже води власне верхньокрейдових відкладів, мінералізація яких становить 107,85 г/дм³. У межах площі Красноільськ зона проникнення вод платформи досягає позначки 15 км.

Аналізування картосхеми значень мінералізації підземних вод крейдових відкладів дало змогу виявити певну горизонтальну зональність: високі значення мінералізації вод у північно-західному напрямі (від 15 до 116 г/дм³, подекуди вищі) і порівняно низькі (від 13 до 36 г/дм³) – у південно-східному. Беззаперечною є тенденція до зростання мінералізації підземних вод крейдового водоносного горизонту від Східноєвропейської платформи до Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Простежено зростання мінералізації в зонах розташування газових родовищ – Угерського, Більче-Волицького, Летнянського, Глинківського, Меденицького, Грудівського; максимальну мінералізацію зафіксовано в районі Малогорожанського (173 г/дм³) та Опарського (154 г/дм³) родовищ. Максимальні значення мінералізації в центральній частині визначені також у межах Гринівського родовища (від 92 до 137 г/дм³). Проте найбільші значення мінералізації (269,9 г/дм³) приурочені до південно-східної частини, де розташоване Лопушнянське родовище.

Отже, можна зробити висновок про переважне поширення в підземних водах крейдових відкладів солянок з мінералізацією понад 55 г/дм³. А в крайніх північно-західній та північно-східній частинах наявні солені води з мінералізацією від 16 до 32 г/дм³.

Значення градієнта мінералізації (співвідношення мінералізації до глибини залягання водоносного горизонту) у крейдових відкладах змінюється від 9 до 108 мг/дм³/м. Тенденція до зменшення градієнта мінералізації в північно-західному напрямі збігається зі схемою мінералізації вод. У південно-східній частині простежено зменшення градієнта мінералізації в напрямі від Східноєвропейської платформи до Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Однак максимальні значення цього коефіцієнта тут припадають на Гринівське родовище (72–108). Високі значення градієнта мінералізації зафіксовані також у межах Гайсько-го, Угерського та Летнянського родовищ.

ПАРАГЕНЕЗ ГАГАТІВ ГІРСЬКОГО КРИМУ

Н. Вергельська

*Інститут геологічних наук НАН України
01054 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б
E-mail: vnata09@meta.ua*

Гагат – особливий різновид утворення біогенно-осадового типу, який зачислено до викопного вугілля промислової марки ЗБ, найбільш вуглефікованого серед бурого вугілля (Аммосов с соавт., 1964). Однак трактувати гагат як буре чи кам'яне вугілля не цілком коректно, зважаючи на ознаки його положення в контактних частинах вугільного пласта, відмінне від типового вугілля за фізико-хімічними властивостями. Це збагачена бітумами смолиста речовина, яка також значно подібна за властивостями на бурштин (іноді гагат називають чорним бурштином). У взірцях на поверхні та в розрізі чітко простежено деревну клітинну будову, яка відповідає структурі тканини араукарієвої деревини й листя. Гагат легко шліфувати, однак під час обробки нема запаху паленої деревини.

Прояви гагату, відомі на території Кримського півострова, пов'язані з родовищами вугілля і вуглепроявами. Відомі виходи вугільних пластів і прошарків вугілля, які пов'язані з відкладами тріасу, верхньої юри, нижньої крейди (східна частина Гірського Криму) та середньої юри (західна частина Гірського Криму).

Крим – це типова тектономагматична мобільна зона, на формування якої впливала вулканічна діяльність. Структурно вугленосна формація Гірського Криму приурочена до південного крила Качинського антиклінорію.

Гагат виявлено у 28 (з 57 відомих) вуглепроявах у відкладах середньої юри та, можливо, нижньої крейди у вигляді прошарків, лінз різного розміру та гнізд. Дослідники зазначають, що в розрізі гагат міститься у покрівлі вугільних пластів, у поодиноких випадках – між вугільними пластами та в їхній підшві. Відклади гагату та обвугленої чи скам'янілої деревини в породах J_2 пов'язані з глинистими, вуглистими та вуглисто-глинистими сланцями, лише в районі Судака гніздоподібні скупчення гагату і скам'янілої деревини приурочені до пачок пісковиків.

Більшість дослідників вважає, що гагат утворився з решток деревини хвойних завдяки біогеохімічним постседиментаційним процесам за умов відновного анаеробного середовища поряд зі скам'янілою чи обвугленою деревиною, сланцями (вуглистими, глинистими, вуглисто-глинистими) або пісковиками. Доцільно визначити взаємозв'язок формування гагату, торфонагромадження та вуглеутворення на території Криму в середньоюрський вік.

Відомі у світі родовища і прояви гагату (Англія, Іспанія, Німеччина, Франція, Польща, Росія, країни Азії та Північної Америки) мають, головно, юрський вік, як і в Криму. Оскільки вугільні поклади на території Гірського Криму не мають промислового значення та розташовані у рекреаційних або заповідних зонах, то їхнє вивчення ускладнене, проте важливе для виявлення найсуттєвіших ознак генезису гагатів та їхнього природного співвідношення з вуглеутворенням. Подальше вивчення гагату і вугільних покладів Кримського півострова сприятиме виявленню нових суттєвих особливостей утворення вуглецевих формацій.

НОВЕ ПРО ГЕНЕЗИС КРИСТАЛІВ БЕРИЛУ ІЗ ЗАНІРКОВИХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНИ

Д. Возняк, В. Хоменко

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
імені М.П. Семененка НАН України
03680 м. Київ-142, просп. акад. Палладіна, 34
E-mail: voznyak@igmof.gov.ua; vladimir.khom@yahoo.com*

Берил – характерний мінерал пегматитів Володарськ-Волинського пегматитового поля. Його основна маса кристалізувалась на ранній стадії формування заніроків (Мінералоутворюючі флюїди..., 1971; Лазаренко с соавт., 1973).

Досліджено два взірці берилу Волинського родовища з колекції ІГМР НАН України, які раніше вивчено методом оптичної спектроскопії (Хоменко зі співавт., 2007). Морфологічно взірці є фрагментами розчинених кристалів з елементами первинного огранування. За видовженням вони досягають близько 3 см, у поперечнику – 1,5–2,0 см. Обрис стовпчастий, габітус призматичний: збереглися невеликі релікти граней гексагональної дипіраміди $\{11\bar{2}1\}$. Обидва взірці мають жовтувато-зелене забарвлення слабкої інтенсивності, у пластинах завтовшки до 2–3 мм – безбарвні. За хімічним складом вони належать до безлужного різновиду (Фекличев, 1964).

Кристали берилу містять первинні і вторинні флюїдні включення, які стали головним об'єктом наших досліджень. Первинні включення мають видовжену, трубчасту (переважно $\sim 10:1$) форму. За видовженням вони паралельні до L_6 мінералу. Їхні розміри змінюються в широких межах: від 4–10 до 150–200 мкм. Деякі видовжені перенаповнені первинні включення досягають 1,1 мм. Вторинні включення розміром до 90–160 мкм мають трубчасту, неправильну форму.

Під час опису флюїдних включень використано термінологію В. Калюжного.

Уперше для пегматитів Волині в периферійній зоні кристалів берилу (1 мм від поверхні) виявлено первинні флюїдні включення, які утворилися з гетерогенної мінералоутворювальної системи: водний розчин + газова фаза CO_2 -флюїду. Водний розчин цієї системи представлений газопо-рідкими включеннями (рідини близько 85–90 %). Температура гомогенізації T_g включень гомогенного захоплення становить 180–200 °С. Вона відповідає температурі утворення зазначеної зони кристала берилу. Первинні і вторинні включення CO_2 -флюїду гомогенного захоплення містять водний розчин (до 5 % об'єму) та фазу CO_2 . Температура її фазових переходів така, °С: температура потрійної точки CO_2 -розчину $T_{\text{тгCO}_2} = (-57,1) - (-57,4) \pm 0,2$; температура гомогенізації газової CO_2 -фази $T_{\text{гCO}_2} = (12,5 - 18,5) \pm 0,2$. Густина CO_2 -розчину $\rho = 0,14 - 0,18 \text{ г/см}^3$, вона відповідає значенню густини чистого CO_2 за $T_{\text{гCO}_2}$. Обчислений за такими включеннями (Мінералоутворюючі флюїди..., 1971) флюїдний тиск становить 16–18 МПа, а глибина формування занірка, якому належав досліджуваний берил, – $\leq 1,6 - 1,8 \text{ км}$. Гетерогенний флюїд брав участь у рості щонайменше ще двох мінералів: пізнього кварцу (різновиду Д) та периферійної зони кристалів топазу (Мінералоутворюючі флюїди..., 1971; Возняк, Калюжний, 1976, 1977; Возняк, Павлишин, 2008).

Форма переважно первинних флюїдних включень у кристалах берилу зазнала суттєвих змін. З'явилися численні зубчасті виступи, відділені від основної речовини мінералу світловими облямівками (смужками Бекке). Показник заломлення речовини таких виступів звичайно більший від показника заломлення основної маси берилу. Дослідження зазначених зон методом ІЧ-спектроскопії засвідчили, що вони складені епітаксично нарощеним берилом зі значно більшим вмістом молекул води в структурних каналах. Фіксують особливо значне зростання інтенсивності смуг води типу II, що свідчить про відносне збільшення вмісту лугів (Na) протягом пізнього етапу кристалізації. Подібні включення виявлено також у кристалах топазу з пегматитів Волині. За Г. Леммлейном та М. Клія (1950, 1958), які вперше описали такі включення, речовина берилу й топазу, обмежена світловою облямівкою і сучасною порожниною включення, викристалізувалась із вмісту включення під час його охолодження. Тобто, у мінералоутворювальному середовищі, з якого в пегматитах Волині росли кристали берилу й топазу, була дуже велика концентрація їхніх речовин. У подальшому доведено (Возняк, Калюжний, 1973), що включення із світловими облямівками формувалися внаслідок перевідкладання речовини мінералу в процесі набуття його порожниною форми рівноважного негативного кристала. У цьому разі розчинність берилу, топазу в мінералоутворювальному флюїді була малою чи дуже малою.

За даними ІЧ-спектроскопії, в епітаксичному берилі пізніх включень вміст CO₂ також дещо підвищений, порівняно із вмісним кристалом, проте основна маса CO₂ зосереджена в газовій фазі цих включень. Діоксид вуглецю у вигляді флюїдних потоків надходив у пегматити тоді, коли граніти були вже достатньо холодним твердим тілом (180–200 °C), пронизаним густою мережею тріщин, які були заповнені водним розчином. Зазначимо, що у світі серед районів поширення занірковок пегматитів наведена особливість генезису притаманна лише Володарськ-Волинському пегматитового полю (Возняк, Павлишин, 2008).

Отже, вперше зафіксовано ріст кристалів берилу під час пізнього періоду формування пегматитів, для якого характерне надходження у водний розчин потоків CO₂-флюїду. Мінералоутворювальне середовище хоча й містило незначну кількість розчиненого берилу, та мало велику кристалізаційну здатність, що виявилось у значних змінах форми флюїдних включень у кристалах берилу.

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ШАХТНИХ ВОД ЧЕРВОНОГРАДСЬКОГО ГІРНИЧОПРОМИСЛОВОГО РАЙОНУ

С. Войтович, А. Сеньковський

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: min2009.lviv@gmail.com*

Шахтні води – це підземні води, що проникають у гірничі виробки під час розкриття й експлуатації родовищ.

Шахтні води становлять головну частину (74–76 %) стічних вод вугільної промисловості району.

За умов Червоноградського гірничопромислового району (ГПР) на формування шахтних вод найбільше впливають підземні води кам'яновугільного гідрогеологічного комплексу. За складом і властивостями шахтні води відрізняються від підземних природних вод цього комплексу. Вони починають формуватися ще на першій стадії проходки підготовчих виробок. У цьому разі особливо помітна роль очисних робіт, під час яких утворюються тріщини обвалу, що поширюються на сусідні водоносні горизонти і навіть гідрогеологічні комплекси. Води, які циркулюють по них, змішуються з водами, що містяться у розроблюваних вугільних пластах і бічних породах, зазнають впливу повітряного окиснювального середовища і в такому, метаморфізованому вигляді надходять у гірничі виробки.

Суттєвішого впливу зазнають шахтні води під час другої стадії розробки виробки за умов активного впливу шахтного середовища.

Накопичення вод у підшві штреків і відпрацьованому просторі лави, їхній рух до центральних водозбірників зі збагаченням на шляху продуктами руйнування вугілля і гірських порід, що містять сульфід, зумовлюють їхні нові властивості і склад. Як наслідок – накопичуються сульфати, збільшується вміст лужноземельних елементів. Крім того, шахтні води під час стікання у відпрацьованому просторі збагачуються розчинами мінерального й механічного походження та завислими речовинами. Це піщані і глинисті частинки, мінеральні вкраплення з вугілля (кварц, пірит, карбонати), інертний порошок, розчинені у воді солі й кислоти, частинки вугілля (флоїніт, вітреніт), мінеральні олії, нафтопродукти тощо. Наявність зазначених речовин у воді спричинює її каламутність, забарвлення, запах, присмак, мінералізацію, кислотність і твердість.

Завислі речовини утворюються і надходять у води внаслідок руйнування гірського масиву, під час навантажування вугілля на транспортні засоби, дренажу вод через вироблений простір. За умов гірничого виробництва формуються вторинні джерела речовин, які потім надходять у шахтні води: під час транспортування вугілля (вантажні пункти, пересипи, стовбури), руху транспорту і людей у підтоплених місцях виробок, унаслідок здування вентиляційними повітряними потоками технологічного інертного порошку та ін.

Відпомповувані з гірничих виробок шахтні води через систему шахтного водовідливу звичайно збирають у ставки-накопичувачі, які відіграють роль відстійників, а під час повеней ці води частково потрапляють у р. Західний Буг.

Для визначення особливостей розподілу компонентів у шахтних водах виконано комплексний аналіз методами багатомірної статистики геохімічних даних за 2005–2009 рр.

За результатами регресійного аналізу зроблено такі висновки:

- серед аніонів значно переважає Cl^- , а серед катіонів – Na^+ ;
- зростання мінералізації зумовлене збільшенням вмісту йонів Cl^- і Na^+ ;
- катіони Ca^{2+} і Mg^{2+} наявні в невеликій кількості;
- переважні класи шахтних вод (за К. Питтьовою): $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$, $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg}$;
- зміни класу шахтних вод фіксують у весняно-осінній період.

Для шахтних вод Червоноградського ГПР виконано факторний аналіз. За дев'ятьма шахтами проаналізовано вісім змінних протягом п'яти років та всі змінні (14) протягом п'яти років. Аналізували як усю сукупність шахт, так і кожному шахту окремо.

Результати факторного аналізу засвідчили, що формування компонентного складу шахтних вод на 58,4 % зумовлене першим фактором, який є головним. Другий фактор має підпорядковане значення (14,8 %).

Під час інтерпретації даних факторного аналізу з'ясовано, що перший фактор зумовлює формування складу шахтних вод завдяки надходженню вод кам'яно-вугільного водоносного комплексу. Цей фактор контролює вміст Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} і такі характеристики, як мінералізація і сухий залишок (води кам'яновугільного водоносного комплексу за складом переважно гідрокарбонатно-хлоридні кальцієво-натрієві).

Другий фактор контролює зміну складу шахтних вод унаслідок перетікання вод із сенонського водоносного комплексу і через це – їхнє опріснення. Цей фактор контролює вміст Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- і таку характеристику, як жорсткість (води сенонського водоносного комплексу переважно гідрокарбонатно-кальцієві).

На підставі даних факторного аналізу та карт тренду зміни значимості факторів виділено два умовні блоки шахт. Перший “блок” – це шахти 1 ВМ, 3 ВМ, 7 ВМ та 9 ВМ. У формуванні шахтних вод цього “блоку” провідну роль відіграє перший фактор (Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , мінералізація, сухий залишок). Другий “блок” – шахти 2 ЧГ, 10 ВМ, 4 ВМ, 6 ВМ, 8 ВМ. Тут більший вплив має другий фактор (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , жорсткість).

ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ТЕРИТОРІЇ ЛЬВОВА ЯК ЧИННИК СЕЙСМІЧНОГО РИЗИКУ

П. Волошин

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: min2009.lviv@gmail.com*

Уведення в практику проектування будівельних норм, які регламентують будівництво в сейсмічних районах України (ДБН В.1.1-12 2006), потребує нових підходів у містобудівельному освоєнні території м. Львова. Згідно з вимогами зазначеного документа, територію міста зачислено до категорії сейсмонебезпечних з прогнозованою шестибальною фоновою сейсмічністю. Це, своєю чергою, потребує уточнення сейсмічної бальності окремих районів міста, зумовленої особливостями інженерно-геологічних умов.

Значні відмінності у складі і властивостях гірських порід, порівняно з прийнятими під час сейсмічного районування, можуть суттєво підвищувати сейсмічну небезпеку і завдавати значну економічну й екологічну шкоду. Тому вкрай важливим та актуальним завданням є просторовий аналіз сейсмічного ризику.

Територія м. Львова постійно зазнає впливу сейсмоактивного району Вранча, який розташований у Румунії на ділянці зчленування Східних і Південних Карпат. У межах цього сеймофокального району часто виникають сильні глибокофокусні (150–180 км) землетруси з магнітудою > 7 , вплив яких фіксують практично на всій території України.

За період з 1578 р. (перша письмова згадка) по 1978 р. в межах Львова, за даними (Евсеев, 1979), зафіксовано 23 землетруси району Вранча, які відчували в місті, силою від чотирьох до п'яти-шести балів.

На ділянках, складених сейсмічно нестійкими ґрунтами, відхилення від нормативної сейсмічності можуть досягати одного-двох і навіть трьох-чотирьох балів.

Сейсмічна стійкість окремих територій змінна. Вона значно залежить від властивостей і стану ґрунтових масивів, особливостей, характеру та інтенсивності антропогенного впливу на них і може змінюватися з часом. Наприклад, деякі типи ґрунтів, що мають сенсорні властивості (леси), можуть суттєво змінюватися під впливом техногенних чинників і, отже, з часом впливати на сейсмічну стійкість складених ними ділянок.

За комплексом чинників, які визначають сейсмічність у межах території міста, виділено чотири типи ділянок. Найменшу площу охоплюють райони вірогідного зниження фонові сейсмічності на один бал. Вони розташовані у місцях виходу на денну поверхню мергелів верхньої крейди та вапняків і пісковиків верхнього баденію.

Території, інертні щодо сейсмічного впливу (сейсмічна бальність у їхніх межах під час землетрусів відповідає фоновій), розташовані, головню, на височині Розточчя. Вони складені маловологими щільними й середньої щільності неогеновими пісками (з прошарками пісковиків і вапняків), перекритими іноді незначним (1–3 м) шаром елювіально-делювіальних, часто облесованих супісків. Завдяки високому ступеню дренажу рівні ґрунтових вод залягають тут глибше 10–20 м. Крутим схилам, які містять прошарки скельних порід, притаманна висока стійкість. Невеликі за площею ділянки такого типу розташовані на Клепарівській та Святоюрській височинах, горі Цитадель, схилах Львівської улоговини, частково – на Львівському плато.

Райони вірогідного підвищення сейсмічності на один бал, порівняно з фоною, охоплюють південну та південно-західну частину Львівського плато, лесові пасма Малого Полісся та пологі схили потоків Білогоро-Мальчицької долини, на два бали – заболочені міжпасмові долини Малого Полісся – Полтвинську, Маруньківську, Гамулецьку, днища долин річок Зубра, Пасіки, а також Білогірського, Ряснянського, Брюховицького, Збоїського, Вулецького, Клепарівського та багатьох інших потоків. До них належать і ділянки розвитку сульфатного карсту (Львівське плато, схили Білогірського та Ряснянського потоків), зсувонебезпечні та зсувні схили долин р. Полтви, Пасіки, Вулецького, Клепарівського, Софіївського, Світязького, Голосківського, Збоїського й інших потоків, а також суфозійнонебезпечні схили і днище Львівської улоговини.

У районах розвитку сульфатного карсту, окрім сейсмічно несприятливої будови ґрунтових товщ (другий тип), наявні карстові порожнини в гіпсах розміром у плані до 6–10 м, у розрізі – 3–4 м. Вони суттєво знижують сейсмічну стійкість.

Не менш потужним чинником впливу на сейсмічну стійкість території Львова є зсувні процеси. Аналіз закономірностей їхнього розвитку засвідчив, що головною причиною виникнення зсувів на території міста є непродумана інженерно-господарська діяльність. Найчастіше перехід схилів у стан нестійкої рівноваги та її втрата відбуваються внаслідок техногенного зволоження ґрунтів, надмірного навантаження й недопустимого підризання.

У межах районів з однаковим ступенем посилення сейсмічної бальності значення сейсмічного ризику можуть дещо відрізнятися. Адже реакція на сейсмічний вплив інженерних об'єктів різного типу і стану неоднакова. Наприклад, вірогідність ушкоджень від сейсмічного впливу однакової інтенсивності новітніх будинків із монолітного залізобетону набагато нижча, ніж дуже старих будівель центральної частини міста з надмірно зношеним будівельним матеріалом несучих конструкцій.

До територій з високим ступенем сейсмічного ризику зачислено Львівську улоговину, в межах якої є складні ґрунтові умови та щільна й найдавніша у місті забудова. Підвалинами більшості розташованих тут споруд та інженерних мереж (каналізації, водогонів тощо) слугують украй неоднорідні за складом і будовою ґрунти культурного шару. Внаслідок розвитку в них техногенно зумовленої механічної суфозії відбувається вимивання дрібнозему та розущільнення.

До зони високого сейсмічного ризику залучено також ділянки розвитку сульфатного карсту, охоплені сучасною багатоповерховою житловою та промисловою забудовою без протикарстового захисту, а також частково забудовані зсувні схили Вулецького, Снопківського і Клепарівського потоків, де зафіксовано значні за об'ємом зміщення ґрунтових мас. Активізація зазначених процесів унаслідок землетрусу також може завдати значної шкоди розташованим тут будівлям і спорудам.

Середній ступінь ризику притаманний природно і техногенно підтопленим ділянкам, складеним насиченими водою піщано-глинистими ґрунтами, а також потенційно підтоплюваним районам поширення лесових просадних ґрунтів з прогнозованою сейсмічністю шість балів. Розташовані в цій зоні окремі будівлі як старої, так і сучасної забудови можуть отримати легкі ушкодження, а споруди, що перебувають у незадовільному технічному стані, – пошкодження середнього ступеня. Низький ступінь ризику притаманний ділянкам, де в геологічній будові переважають піщані відклади неогену, ґрунтові води залягають глибоко (близько 10–20 м), а сейсмічність відповідає фоновій (шість балів). Землетрус такої інтенсивності може спричинити легкі пошкодження поодиноких інженерних споруд. Дуже низький ступінь ризику визначено для ділянок виходу на поверхню верхньокрейдових мергелів та неогенових пісковиків з сейсмічністю п'ять балів. У цій зоні пошкодження малоімовірні.

МОДЕЛІ ФОРМУВАННЯ РОЗШАРОВАНИХ ТИТАНОНОСНИХ ІНТРУЗИВІВ ГАБРО УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Л. Галецький, О. Ремезова

*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ-54, вул. Олеся Гончара, 55б
E-mail: geos@geolog.kiev.ua; remezova-e@mail.ru*

У межах Коростенського плутону є низка розшарованих інтрузій габро, до яких приурочені значні за масштабами зруденіння корінні родовища титану. Особливістю цих інтрузій є те, що горизонт найбільш основних порід розташова-

ний у їхніх центральних частинах і, зазвичай, вище від нижнього (зовнішнього) мезо-лейкократового горизонту. Збережені частини Кропивенківського й Федорівського масивів у розрізі мають форму роздутих лінз, Стремигородський масив – це шток, а Давидківський – лополіт. Всі об'єкти розкриті на поверхні кристалічного масиву. Порооди зазнали інтенсивного впливу екзогенних процесів аж до утворення кори звітрювання. Їхні верхні горизонти в розрізі не збереглися.

На підставі обробки даних хімічного складу руд виконано переінтерпретацію геологічних матеріалів за деякими промислово-рудними і перспективними об'єктами. Внаслідок статистичної переінтерпретації виділено два типи корінних родовищ. Відповідно, запропоновано дві моделі їхнього походження, будови, особливостей хімізму, що визначає напрями і стратегію розшукових робіт у межах Коростенського й Корсунь-Новомиргородського плутонів.

Згідно з першою моделлю, збільшення основності в серії порід розшарованих інтрузій, що формуються послідовно, можливе внаслідок зсування ліквідусних котектичних ліній системи в разі надходження в неї полівалентних кислотоутворювальних катіонів. Це сприяє зростанню частки місткового кисню в розплаві і, як наслідок, полімеризації й зміцненню силікатних каркасоутворювальних комплексів, активність яких у цьому разі зростає.

Для підтримки рівноваги кристал–розплав під час зростання активності силікатних полімерних комплексів їхній вміст у розплаві повинен зменшуватися, а склад розплаву повинен зміститися в ділянку збіднення силікатними каркасоутворювальними йонами. Поле кристалізації каркасних мінералів (польових шпатів, кварцу та ін.) розширюється. Котектики між полями кисліших та основніших фаз системи зміщуються у бік основних. Якщо під час фракціонування розплаву полівалентний кислотний компонент надходить у нього поступово, то й продукти кристалізації, яка відбувається в процесі такого зсуву, будуть усе більш основні. Для об'єктів, що містять апатит-ільменітові руди, як полівалентний кислотний компонент природно залучати фосфор – іони $[PO_4]^{3-}$. Така модель характерна для більшості титаноносних розшарованих масивів Коростенського плутону.

Друга модель полягає у гравітаційному сортуванні мінеральних зерен, які кристалізуються за умов значної щільності розплаву, достатньо високої для спливання зерен плагіоклазу. На дно магматичної камери в момент кристалізації осідають важкі олівін і піроксени. Основна маса плагіоклазу повинна спливати у верхню частину магматичної камери з утворенням тут зони флотаційних кумулатів. Така модель найбільше виявлена у Федорівському та Кропивенківському масивах.

Визначені моделі можуть накладатись одна на одну і формувати складну систему розшарованості в інтрузіях. Зазначимо, що під час формування масивів діють також конвективні потоки, які призводять до накопичення кристалічного осаду на дні магматичної камери й утворення бічних крайових груп.

На підставі виконаних досліджень виділено два типи титаноносних інтрузій: тип Стремигород–Давидки, в якому простежуються сієнітові диференціати і ймовірно багате зруденіння поблизу дна інтрузії, і тип Федорівка–Кропивенка.

Формування багатого чи бідного зруденіння в масивах пов'язане з особливостями гідродинаміки міжпорової рідини та фільтраційно-ємнісними характеристиками кумулатних шарів. Чим більше диференційовані масиви, тим більше вони рудоносні.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНІ УМОВИ РУДОКОНЦЕНТРАЦІЇ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Л. Галецький, У. Науменко, Н. Чернієнко

*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б, офіс 427
E-mail: geos@geolog.kiev.ua*

Запропоновано новий комплексний підхід до вивчення геології та рудоносності давніх платформ, в якому синтезовано конструктивні положення наявних сучасних концепцій. Він ґрунтується на таких нових засадах:

- вивчення еволюції земної кори від її зародження до становлення зрілої континентальної кори;
- використання концепції геоблокового поділу на сучасному ерозійному зрізі, проте з типізацією блокових структур за їхнім формаційно-речовинним складом і характером розшарування земної кори в їхніх межах;
- вивчення еволюції блокових структур з часом, зміна їхньої морфології, складу, характеру розшарування протягом архею–протерозою;
- урахування наявності різного роду шовних зон як структур спрямованого еволюційного розвитку (шовних між блоковими) та накладених трансрегіональних (трансблокових) зон активізації;
- металогенічна зональність зумовлена формаційним складом геоблокових структур, геодинамікою розвитку шовних зон та їхнім сполученням з накладеними трансблоковими (наскрізними) мегазонами активізації, багатофакторними умовами рудоконцентрації.

На території України серед головних рудоносних структур виділено такі.

Шовні зони субмеридіонального напрямку:

- 1) Голованівсько-Трахтемирівська;
- 2) Інгулецько-Криворізько-Крупецька;
- 3) Оріхово-Павлоградська.

Наскрізні субширотні мегазони активізації:

- 1) Північноукраїнська;
- 2) Центральньо-Українська;
- 3) Південноукраїнська.

З ними пов'язане найбагатше зруденіння та майже всі великі родовища рідкісних, благородних і кольорових металів, урану, флюориту, а також нафти й газу. Найпродуктивнішими є вузли перетинання цих структур, в яких геодинамічні умови найсприятливіші для рудоконцентрації (рудні вузли).

Отже, підтверджено найбільшу рудопродуктивність вузлів перетинання міжблокових шовних зон та наскрізних мегазон активізації у цих структурах унаслідок процесів розтягування і стиснення та відповідної міграції рудної речовини, що приводить до формування складних веретеноподібних рудних скупчень. Важливу роль у цьому разі відіграють електромагнітні поля, які стимулюють розвиток гідротермально-метасоматичних процесів.

Наведені закономірності доцільно використовувати у практиці прогнозно-металогенічних досліджень та розшукових робіт.

ГОСПОДАРСЬКА ДІЯЛЬНІСТЬ ТА ГЕОЕКОЛОГІЯ ЧОРНОГО МОРЯ

В. Геворк'ян

*Інститут геологічних наук НАН України
01054 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б
E-mail: info@igs-nas.org.ua*

Азово-Чорноморський басейн за природними екологічними параметрами унікальний. Він не має на Землі аналогів не тільки за географічним положенням – практично в центрі Європейського континенту, але й за геологічною позицією на стику давніх платформ і молодих орогенічних поясів. Це басейн кінцевого стоку майже всіх великих річкових систем півдня Центральної та Східної Європи.

Чорному й Азовському морям притаманні винятково високі темпи сучасного осадонакопичення, що пов'язано з потужними потоками суспендованої й розчиненої речовини, знесеної з суші.

У межах ложа Чорного моря зафіксовано надзвичайно високу активність геологічних процесів. Неотектонічні процеси супроводжуються землетрусами, підводними зсувами й переміщенням значної кількості осадового матеріалу.

Глибинну речовину активно постачають грязьові вулкани та чорноморські “курильщики”, з якими пов'язане сірководневе зараження, а також надходження у водну товщу метану, нітратів, вуглекислоти й інших сполук у вигляді газів і високомінералізованої рідкої компоненти глибинних флюїдів.

Саме завдяки цим природним геологічним процесам формуються геоекологічний фон, який є основою існування гідробіонтів у всьому їхньому різноманітті, та головні риси гідрохімічного балансу басейну.

Проте останніми десятиліттями екологічна обстановка в Чорному й Азовському морях значно погіршилася, передусім, через антропогенне втручання в природні процеси, масштаби якого порівнянні з геологічними явищами (зарегулювання річкового стоку, скидання в море біологічно активних речовин, забруднених промислових стоків і, особливо, продуктів сільськогосподарської діяльності, нерациональна організація рибпромислових робіт, будівництво інженерних споруд тощо).

З наведеного випливає, що екологічна ситуація в Чорному морі зумовлена багатьма чинниками і є багатокомпонентною системою, кожний компонент якої є системою нижчого рангу.

Взаємодія природних і антропогенних чинників врешті-решт визначає стабільність екологічної ситуації морського басейну. Тому розробка єдиного підходу до аналізу екологічного стану Чорноморської системи загалом та методів моніторингу, прогностичної оцінки й ліквідації порушень екологічного балансу неможлива без урахування якісного та кількісного внеску кожного чинника. На нашу думку, це одне з найважливіших завдань, особливо стосовно освоєння мінеральних ресурсів регіону.

Важливе значення нині мають методи геоекологічних досліджень морських басейнів, які розробили фахівці Інституту геологічних наук НАН України та бази “Гідронавт” (м. Севастополь).

Спільні експедиційні роботи в Чорному морі засвідчили, що багато геоекологічних проблем (як стосовно методичних розробок, так і отримання достовірної інформації, розробки конкретних рекомендацій і прогнозного оцінювання) можна вирішити тільки із застосуванням підводних населених апаратів.

За допомогою такої техніки дослідник безпосередньо контактує з об'єктом дослідження, що дає змогу найадекватніше оцінити реальний стан об'єкта.

Поряд із прямими візуальними спостереженнями з відповідною фіксацією відео-, фото- і кінотехнікою, апарати, оснащені необхідною реєструвальною апаратурою, можуть оперативно забезпечити:

- отримання комплексу геологічних, біологічних, гідрофізичних та інших даних у будь-якому заданому горизонті водної товщі;
- виконання знімачів як по горизонту, так і в придонному шарі на межі найактивнішої зони геохімічного бар'єра водне середовище–донний субстрат на значних площах дна;
- відбирання проб донних осадів, води, фауни і флори у безпосередній близькості від джерел забруднення.

Отже, зазначене вище протиріччя можна вирішити поєднанням традиційних і принципово нових методів отримання комплексної інформації за допомогою підводної техніки, що дає змогу створити найбільш повноцінну базу екологічних даних і оперативно її використовувати для вирішення питань раціонального виконання розшуково-розвідувальних і розвідувально-експлуатаційних геологічних робіт. Саме за таких умов забезпечений кваліфікований контроль за станом середовища в районах активної розробки корисних копалин, промислу донних об'єктів, водоскидів, дампінгу тощо.

Обробка й аналіз наявних у нас матеріалів засвідчують високу екологічну інформативність підводних досліджень.

Результати спостережень прямо доводять: втручання людини в донні природні комплекси привело до того, що низка районів Чорного моря перебуває в стані екологічної катастрофи або близького до неї із зовсім непередбаченими наслідками. У багатьох випадках це результат елементарної недбалості й безграмотності, непродуманості науково-технічних рішень, а також ігнорування природних процесів еволюції загалом.

Аналіз ситуації екологічної вивченості Чорного й Азовського морів, застосовувані методи дослідження, розширення геологічних робіт з освоєння мінерально-сировинних ресурсів басейну, передусім вуглеводневої сировини, що приведе до зростання антропогенного навантаження на морське дно, – усе це свідчить, що природно-територіальні комплекси дна стають одним із найважливіших об'єктів екологічних досліджень.

Тому лише поєднання методів, за допомогою яких вирішують регіональні й локальні екологічні проблеми, може привести до найсуттєвіших результатів, що забезпечать створення ефективної системи контролювання й охорони навколишнього природного середовища.

Зазначимо, що екологічна безпека геолого-розшукових та розвідувально-експлуатаційних робіт прямо пов'язана з безпекою їхнього проведення.