

## **ЗОНА ЗЧЛЕНУВАННЯ СХІДНО- ТА ЗАХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМ НА ТЕРИТОРІЇ ЗАХІДНОЇ УКРАЇНИ**

**В. Тимощук, І. Чоботок**

*ДМП "Геофізичне моделювання (ГЕОМОД)"  
79060 м. Львів, вул. Наукова, 36  
E-mail: geomod@i.ua*

Карпатський регіон належить до одного з найліпше вивчених на території України. Однак такому важливому питанню, як формування Карпатської складчастої споруди, та безпосередньо пов'язаній з ним проблемі визначення зони контакту Східно- та Західноєвропейської платформ, сучасна вітчизняна наука приділяла недостатню увагу, а накопичений фактичний матеріал ще й досі не дає змогу робити однозначні висновки про окремі інтервали геологічної історії цього сегмента Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу.

Геологічне вивчення Карпатського регіону – це понад столітні пошуки причин утворення складчастої споруди на контакті двох різновікових геологічних структурних одиниць. Дослідники наголошують на неоднорідності тектоніки центральної частини Європи та намагаються віднайти ту межу, ту лінію, яка розділяє давню Східноєвропейську платформу від молодшої Середньоєвропейської споруди. Нині ці питання набули особливої ваги: на тлі спустошення наявних нафтових і газових родовищ та боротьби за енергозбереження все гострішими стають проблеми відкриття нових нафтогазових родовищ.

З іншого боку, останніми роками вчені, оцінюючи можливості й вирішуючи завдання з відкриття нових великих родовищ нафти і газу, дійшли невтішних висновків: надій на відкриття нових великих родовищ нема, єдина надія – на переоцінювання наявних та виявлення нових типів покладів вуглеводнів, що пов'язані, зазвичай, з насувними і піднасувними структурами.

На регіон, який розмежовує Східноєвропейську платформу та молоду Західноєвропейську, вперше звернули увагу польські вчені Є. Семирадський (1889) та В. Тейссейре (1893, 1898).

Зокрема, В. Тейссейре наприкінці XIX–початку XX ст. вивчав тектоніку Східної Польщі та прилеглих територій Західної України, наслідком чого стали складені ним тектонічні схеми. Однак першим, хто на початку XX ст. (1910 р.) конкретно визначив межу між платформами, був А. Торнквіст (Tornquist, 1910). Відтоді зону контакту називають зоною (лінеаментом) Тейссейре–Торнквіста (ТТЗ).

Дослідження останніх десятиліть засвідчили, що ця зона є лише частиною масштабнішого структурного лінеамента – Транс'європейської шовної зони, яка, крім ТТЗ, містить зону Соргенфрей–Торнквіста (СТЗ), розташовану в південній частині Скандинавії. На території Західної України Транс'європейська шовна зона представлена саме зоною Тейссейре–Торнквіста.

Однією з головних структур регіону є Датсько-Польський прогин, який багато дослідників трактує як шовну зону між платформами і до якого через мережу уступів у фундаменті та флексур у чохлі пристосовані майже всі структурні елементи, у тім числі Львівсько-Люблінський прогин. Уважають, що всі ці особливо-

сті є наслідком впливу зони ТТЗ, а такі структури, як прогин, є характерними для крайових частинах давніх платформ.

У самому прогині виділяють чотири структурні поверхи: байкальський, венд-фанерозойський, девон-карбонівий та перм-мезозойський. Уже під час формування третього структурного поверху (девон-карбон), утворення Свентокшиських гір, сформувався Львівсько-Люблінський прогин, який виявився приурочений до зони максимального занурення фундаменту вздовж лінії ТТЗ, а на південному сході – до розломів, що обмежують Передкарпатський прогин.

І польські, і українські вчені намагалися пов'язати зону Тейссейре-Торнквіста з якимсь одним визначеним глибинним розломом. Проте оскільки відомі в регіоні глибинні розломи практично не мають вертикального падіння та їхнє глибинне розташування недостатньо відоме, то стверджувати, що зона ТТЗ на теренах Західної України – це Рава-Руський, Радехів-Волинський або інший розлом, – суб'єктивно, оскільки ТТЗ не може бути лише одним розломом, навіть глибинним. Тим паче, що згідно з більшістю як старих, так і нових моделей утворення контактової зони, приймають наявність насунання та занурення шарів у разі колізії двох тектонічних сегментів.

Дослідження, виконані європейськими вченими протягом останніх десятиліть у рамках численних геолого-геофізичних проектів (EUROPROBE, TESZ, POLONAISE'97, EUGENO-S, EUGEMI, BABEL, LT2-LT7, TTZ, DEKORP-BASIN'96 та ін.), дали змогу з великою ймовірністю виявити місце розташування СТЗ і ТТЗ у межах Транс'європейської шовної зони на території від Скандинавії до польсько-українського кордону. А розвиток електронних систем навігації (GPS – систем глобального позиціонування) зробив доступним отримання більш-менш точних географічних координат об'єктів і структур. Усе це дало змогу в загальнодоступних публікаціях зазначати географічні координати (координатну сітку). Так під час виконання перелічених європейських проектів з'явилися численні "оцифровані" карти і схеми розташування Транс'європейської шовної зони, а також ТТЗ і СТЗ в її межах (див. працю Jensen, Thybo, 2002 та ін.).

Унаслідок зіставлення численних карт-схем європейських геологів (особливо польських і румунських), на яких визначено розташування ТТЗ на північний захід і південний схід від українського кордону, з'ясовано, що, по-перше, найімовірнішою південно-західною межею ТТЗ на теренах Західної України є Передкарпатський глибинний розлом; по-друге, – найімовірнішою північно-східною межею ТТЗ у межах Західної України є північно-східна межа Рава-Руської зони, яка в першому наближенні проходить по лінії Львів-Івано-Франківськ-Чернівці й далі по території Румунії між Сучавою та Ботошані до Бачау на південь.

Отже, ТТЗ на території Передкарпаття має вигляд лінеамента, який звужується в південно-східному напрямі та проходить, головню, по території Передкарпатського прогину.

Цікаві висновки про розташування зазначеної зони в межах Західної України можна зробити на підставі аерофотознімків: з висоти 600–1 000 м досить упевнено простежено лінеамент ТТЗ на території України в межах, зазначених вище та визначених європейськими дослідниками. Більше того – з більших висот можна відстежити навіть загальний контур Транс'європейської шовної зони та її розгалуження у Південній Скандинавії, а також пов'язані з шовною зоною тектонічні структури, наприклад, Транс'європейський розлом.

Ми навели лише узагальнені положення, які свідчать про розташування ТТЗ на території Західної України. Для детальної розробки питання вкрай необхідні, по-перше, виконання на високому рівні відповідних геолого-геофізичних робіт (як це роблять нині наші європейські колеги), а по-друге, – тісна співпраця у міжнародних європейських проектах.

## **МІКРОВКЛЮЧЕННЯ В КРИСТАЛАХ АЛМАЗУ З РОЗСИПИЩ ПІВНІЧНОЇ ЯКУТІЇ ТА КІМБЕРЛІТОВОЇ ТРУБКИ ЮВІЛЕЙНА**

**С. Тітков<sup>1</sup>, Б. Помазанський<sup>2</sup>, І. Рябчиков<sup>1</sup>, Л. Магазіна<sup>1</sup>, А. Ліпашова<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Інститут геології рудних родовищ, петрографії, мінералогії і геохімії РАН*

*Росія, м. Москва, Старомонетний пров., 35*

*<sup>2</sup>Науково-дослідне підприємство АК "АЛРОСА"*

*Республіка Саха (Якутія), м. Мирний, Чернишевське шосе, 7*

*E-mail: bogdan@cnigri.alrosa-mir.ru; lipashova@cnigri.alrosa-mir.ru*

У північній частині Якутської алмазоносної провінції (ЯАП) поширені багаті розсипища алмазу. Мінерал сконцентрований, головню, у відкладах четвертинного віку, в алювії сучасних водотоків. Виявлено також дуже продуктивні, хоча й малопотужні алмазоносні осадові відклади карнійського ярусу верхнього тріасу (Граханов, 2010 та ін.).

Виконані геологорозвідувальні роботи та дослідження виявлених алмазів і супутніх мінералів поки що не привели до відкриття корінних джерел алмазу цих розсипищ. Проблема визначення таких джерел стимулює подальші розшукові та науково-дослідницькі роботи (Граханов, 2001; Рагозин с соавт., 2009 та ін.).

Серед алмазів на північному сході ЯАП досить поширені темно-сірі, майже чорні округлі кристали додекаедрального типу з полегшеним ізотопним складом вуглецю. Їхнє забарвлення зумовлене великою кількістю чорних мікровключень (переважно графіту), сконцентрованих у зовнішній частині кристала. За класифікаціями Ю. Орлова та З. Бартошинського, це алмази виду V і групи V/1, відповідно. Подібні за зовнішнім виглядом кристали відомі в деяких кімберлітових тілах Якутії (наприклад, трубка Ювілейна) і Архангельської кімберлітової провінції (Солодова с соавт., 1974; Зинчук с соавт., 2001).

Тривалий час у науковій літературі практично не було даних про склад включень мінералів в алмазах виду V (Соболев с соавт., 1976; Соболев, 1995; Афанасьєв, 1998; Афанасьєв с соавт., 2001). Нещодавно повідомили про знахідки у них мікровключень гранатів, моноклінних піроксенів, коеситу та деяких інших мінералів, які належать винятково до еклогітового парагенезису включень в алмазах (Рагозин с соавт., 2009).

Ми досліджували включення мікронного (3–400 мкм) розміру в алмазах виду V із розсипищ Північної Якутії та подібних кристалах із кімберлітів трубки Ювілейна. Включення вивчали на свіжій поверхні сколів взірців. Дослідження виконано з використанням сканувального електронного мікроскопа JSM-5300 (Jeol, Японія), доповненого енергодисперсійним спектрометром Link-ISIS (Oxford, Велико-

британія). Застосовано всі запобіжні заходи щодо забруднення взірців неприродними речовинами.

У кристалах виду V з розсипищ Холомолох та Істок (Північна Якутія) виявлено різноманітні вclusions як у вигляді індивідуальних мінеральних фаз, так і розкристалізованих зі складним складом флюїдів чи розплавів. Відшукано мікроевключення самородних заліза, цинку, свинцю, бісмуту, інтерметалідів Cu-Sn, ільменіту, магнетиту, апатиту, бариту, фази  $\text{CaCO}_3$  (попередньо – кальцит), фази  $\text{CaSO}_4$  (можливо, ангідрит), циркону, алюмосилікатів, фази  $\text{SiO}_2$  (імовірно, коесит). Раніше аналогічні складні неврівноважені асоціації зафіксовано в алмазах різного типу з кімберлітів (з використанням того ж методу аналітичної електронної мікроскопії). Примітно, що їх виявлено в недосконалих типах кристалів алмазу – індивідах кубічного габітусу з волокнистою будовою, кристалах з волокнистою оболонкою (Титков с соавт., 2006; Klein-BenDavid et al., 2006), з “туманностями” в центральній частині та в темно-сірих напівпрозорих кристалах октаедричного габітусу (Горшков с соавт., 2006; Logvinova et al., 2008), а також у полікристалічних агрегатах (Горшков с соавт., 2000). Водночас подібну неврівноважену асоціацію включень простежено в округлих сірих кристалах алмазу зі значною кількістю чорних включень з лампроїтової трубки Аргайл в Австралії (Горшков с соавт., 2003).

У досліджених нами алмазах виду V значно поширені флюїдно-розплавні вclusions складного складу. Він подібний до складу флюїдно-розплавних включень, які раніше відшукали в кристалах кубічного габітусу, в алмазах з волокнистою оболонкою та алмазах з “туманностями” в центральній частині з кімберлітових порід (Tomlinson et al., 2006; Klein-BenDavid et al., 2007). Результати мікронзондового аналізу й аналітичної електронної мікроскопії засвідчили, що у флюїдно-розплавних вclusions у мінливій кількості наявні K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Ti, Ba, Si, Cl, P, O. Також у багатьох флюїдних вclusions зафіксовано сірку, що, вірогідно, свідчить про наявність у них сульфатного компонента. Сульфати кальцію й барію як індивідуальні мінеральні фази теж трапляються в досліджених взірцях.

Цікавими є знахідки мікроевключень, представлених практично чистими хлоридами Na і K. Це свідчить про те, що в процесі еволюції глибинних алмазоутворювальних систем могла з'являтися майже чиста ропка з хлоридів лужних металів. Утворення такої ропки раніше передбачали на підставі трендів еволюції складу флюїдних включень, які містили компоненти хлоридів і карбонатів кальцію, магнію і заліза (Tomlinson et al., 2006; Klein-BenDavid et al., 2007).

Аналогічне різноманіття мікроевключень виявлене серед алмазів з трубки Ювілейна: мікроевключення самородних заліза й цинку, інтерметалідів Cr-Fe (у зростку з алюмосилікатом) і Ni-Fe-Co-Cu, магнетиту, оксидів заліза (близьких за складом до вюститу, магнетиту), сульфідів Fe й Ni, фази  $\text{CaCO}_3$ , фази  $\text{CaSO}_4$  (можливо, ангідрит), фази  $\text{SiO}_2$  (вірогідно, коесит), силікату магнію, незвичайної висококалієвої фази, в складі якої, крім K, в меншій кількості є Na, Mg, Fe.

Отже, в алмазах виду V виявлено складні неврівноважені асоціації мікроевключень карбонатів ( $\text{CaCO}_3$ ), силікатів, алюмосилікатів, самородних металів, оксидів (магнетит, ільменіт), фосфатів (apatит), сульфатів (барит, ангідрит), хлоридів (галіт, сильвін) та ін.

Загалом у вивчених алмазах з трубки Ювілейна трапляється менше включень, ніж у кристалах з розсипищ Холомолох та Істок. Проте в них є подібна асоціація

включень – карбонати, оксиди, самородні метали, силікати, сульфати, хлориди і продукти розкristалізації захоплених розплавів/флюїдів.

Одержані нами дані про принципову подібність асоціацій мікрровключень в алмазах виду V з розсипищ і схожих кристалів з трубки Ювілейна свідчать про близькі ендегенні параметри алмазоутворення в початковому карбонатно-силікатному субстраті, який містив значну кількість лужних і лужноземельних елементів. Тому не виключена можливість походження характерних алмазів виду V з глибинного джерела кімберлітової (лампроїтової) природи. Найімовірніше, кристалізація вивчених алмазів виду V з розсипищ північного сходу Якутії відбувалась за активної участі флюїдів, у тім числі хлоровмісних, так само як і кристалізація, в крайньому випадку, частини алмазів із кімберлітів та лампроїтів.

**ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ  
РАННЕГЕРЦИНСКИХ КОМПЛЕКСОВ КИМБЕРЛИТОВ  
И КОНВЕРГЕНТНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ  
(СЕВЕРО-ЗАПАД АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛ., РОССИЯ)**

**В. Третьяченко**

*НИГРП АК "АЛРОСА" ЗАО  
163020 Россия, г. Архангельск, ул. Маяковского, 25, кв. 7  
E-mail: alrosacn@atnet.ru*

Открытие в начале 80-х годов XX ст. первого в Европе месторождения алмазов имени М.В. Ломоносова, а позднее, в 1996 г., высокоалмазоносной трубки (месторождение имени В.П. Гриба) позволило рассматривать Юго-Восточное Беломорье как новый промышленный источник алмазов мирового значения.

Сегодня в пределах Беломоро-Кулойского плато и Онежского полуострова открыто уже около сотни проявлений раннегерцинских трубок взрыва, реже – силлов и даек кимберлитов и конвергентных им пород, для которых характерно значительное разнообразие степени алмазоносности, вещественного состава, внутреннего строения и т. п. Их объединяют в щелочно-ультраосновную формацию Юго-Восточного Беломорья.

В отличие от других алмазоносных территорий земного шара (Западная Якутия, Африка, Канада, Австралия, Финляндия), данному региону присущ целый ряд типоморфных особенностей вещественного состава, геологического строения и алмазоносности разноранговых сообществ вулканитов, отдельных трубок и выполняющих их разновидностей пород. Эти особенности проявлены настолько отчётливо, что в пределах центральной части Беломоро-Кулойского плато в непосредственной близости друг от друга (5–10 км) или на некотором удалении расположены и кимберлитовые трубки, представляющие промышленный интерес, и слабо-, убого- или неалмазоносные кимберлиты различных минералогопетрохимических типов, и типичные конвергентные породы. А непосредственно к востоку уже расположены трубки взрыва толеитовых базальтов нормальной щёлочности (Сояна-Пинежский комплекс).

Приведенные факты предопределили выделение в составе щелочно-ультраосновной формации ряда вулканических комплексов (мегакомплексов). Мы рассматриваем их в составе двух резко различных и территориально обособленных субформаций:

субформации кимберлитов–беспироксеновых щелочных пикритов (зимнебережный мегакомплекс), где очень отчетливо выделяется два минералого-петрохимических типа пород: глинозёмистый – золотицкий (месторождение имени М.В. Ломоносова) и верхотинский комплексы, а также железо-титанистый: черноозёрский (месторождение имени В.П. Гриба), кепинский, мегорский и мельский комплексы;

субформации фельдшпатоидных пикритов–оливиновых мелилититов (ненокско-чидвинский мегакомплекс), относящейся только к глинозёмистому минералого-петрохимическому типу (ненокский, чидвинско-ижмозёрский и суксомский комплексы).

Резко выраженные различия вещественного состава, геологического строения и алмазоносности вулканических комплексов отражены также в их возрастной позиции.

Выполненные нами в последнее время комплексные исследования свидетельствуют, что становление раннегерцинских вулканических сообществ Юго-Восточного Беломорья происходило на протяжении двух этапов:

первый – пражско-раннефранский (410–375 млн лет), в течение которого сформировались кепинский, мегорский и мельский комплексы (пражско-раннеживетская эпоха – 410–390 млн лет) и ненокский, чидвинско-ижмозёрский, суксомский и сояна-пинежский комплексы (позднеживетско-раннефранская эпоха – 387–375 млн лет);

второй – фаменско-ранневизейский – 370–340 млн лет, в течение которого произошло становление алмазоносных трубок золотицкого и черноозёрского комплексов, а также верхотинских трубок.

В пределах выделенных этапов и эпох формирование отдельных комплексов, вероятнее всего, происходило в течение кратковременных (не более 5 млн лет) периодов, приуроченных к определённым геотектоническим событиям на северо-востоке Восточно-Европейской платформы. Эти события были тесно связаны с особенностями геодинамических режимов в прилегающих складчатых системах Фенноскандии и Урала.

Особая роль в формировании алмазоносных кимберлитов (фаменско-ранневизейский этап) отводится фазам сжатия и литосферной складчатости, тогда как для различных типов вулканитов первого этапа более характерно чередование эпизодов растяжения (рифтогенез, базальтовый вулканизм) и сжатия.

В соответствии с разработанными нами схемами тектонического районирования фундамента и платформенного чехла Юго-Восточного Беломорья, структурная позиция зимнебережного и ненокско-чидвинского мегакомплексов определяется их приуроченностью к Архангельской кимберлитоконтролирующей зоне, а в её пределах, соответственно, – к Кольско-Кулойскому кратону и Беломорскому подвижному поясу, которые в рифее–раннем венде гомологически-автономно были унаследованы, соответственно, внешней областью Притиманского перикратона и Кандалакшско-Двинской рифтогенной зоной. Особая роль в структурном контроле алмазоносных кимберлитовых комплексов принадлежит погра-

ничной (между Кольско-Кулойским кратоном и Беломорским подвижным поясом), коллизионной по природе палеопротерозойской Южно-Кулойской зоне, которая была унаследована в начале позднего рифея Архангельско-Керецким горстообразным поднятием (осевая зона этого поднятия проходила, вероятно, по линии Главного Беломорского шва), в рифее-раннем венде – раннебайкальской Золотицко-Полтинской зоной краевых дислокаций, а в позднем силуре-раннем карбоне – центральной зоной раннегерцинского Кулойско-Вычегодского поднятия.

На основании принципов и методов решения задач минерагенического районирования блок земной коры, в пределах которого установлены кимберлиты и конвергентные им образования Юго-Восточного Беломорья, определен как Северодвинская кимберлитовая область (более известная как Архангельская алмазодносная провинция), как составная часть Балтийско-Северодвинской (Балтийско-Беломорской) субпровинции щелочно-ультраосновного магматизма. Эту субпровинцию, в свою очередь, рассматривают в составе Восточно-Европейской провинции кимберлитов и карбонатитов. Выделение минерагенических единиц второго (район) и третьего (поле) порядков основано на их соответствии установленным формационным таксонам: субформация (мегакомплекс)-кимберлитовый (пикритовый) район, комплекс-кимберлитовое (пикритовое) поле. Таким образом, в качестве основных минерагенических таксонов второго и третьего порядка в составе Северодвинской кимберлитовой области выделено Зимнебережный кимберлитовый район, включающий месторождения алмазов имени М.В. Ломоносова и имени В.П. Гриба, а также безрудные Верхотинское, Кепинское, Мегорское и Мельское поля, и Архангельский район фельдшпатоидных пикритов-оливиновых мелилититов, объединяющий Ненокское, Чидвинско-Ижмозёрское и Суксомское поля.

На основании минерагенического районирования выполнена общая оценка перспективности выделенных разноранговых минерагенических таксонов на выявление новых промышленно алмазодносных объектов.

## **ФОРАМІНІФЕРИ І СТРАТИГРАФІЯ НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ РІВНИННОГО КРИМУ**

**Я. Тузяк**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: tuzyak@rambler.ru*

З огляду на тривалу історію стратиграфо-палеонтологічного вивчення мінливої за складом і різної за генезисом товщі нижньої крейди Рівнинного Криму обсяг, положення і поширення в стратиграфічній схемі нижньокрейдових літостратонів є предметом дискусій, що спричинює труднощі під час стратифікації й кореляції розрізів. Такий стан зумовлений недостатнім обґрунтуванням виділених підрозділів результатами палеонтологічних досліджень, зокрема тими групами фауни, які належать до ортостратиграфічних.

Форамініфери, які є ортостратиграфічною групою викопної мікрофауни для нижньої крейди Південної України, впродовж останніх 70 років найменше вивчені і монографічно не описані. Детальне дослідження цієї групи викопних організмів дасть змогу вирішити низку палеонтолого-стратиграфічних завдань, головними з яких є модернізація і деталізація чинної стратиграфічної схеми Рівнинного Криму та кореляційних схем окремих структурно-фаціальних зон у межах Південної України, обґрунтування міжрегіональної кореляції, з'ясування умов седиментогенезу й палеоекологічних особливостей, реконструкція палеогеографічної обстановки ранньокрейдового палеобасейну. Вирішення спірних наукових питань сприятиме розв'язанню важливих прикладних проблем – ефективнішому геологічному картуванню та подальшому зміцненню енергетичної бази держави, оскільки територію Рівнинного Криму трактують як головний перспективний об'єкт щодо видобутку вуглеводнів, промислові поклади яких пов'язані з відкладами саме нижньої крейди.

Ми виконали комплексні дослідження із застосуванням мікропалеонтологічного, палеоекологічного, біостратиграфічного та літолого-фаціального методів. Отримано такі результати.

У нижньокрейдових відкладах Рівнинного Криму визначено 64 види форамініфер, які належать до 34 родів і 15 родин. Серед виявлених уперше для території України описано 24 види, для району досліджень – 54 види. Складено палеонтологічний атлас ранньокрейдових форамініфер.

Уперше в нижньокрейдових відкладах Рівнинного Криму за комплексом ознак (повнота стратиграфічної колонки, літологічний склад відкладів, вертикальна послідовність і просторове поширення окремих літостратонів, закономірності зміни їхніх потужностей, послідовність зміни біостратонів, час формування кожного типу розрізу: віковий обсяг – відносний геологічний вік, визначений за викопними організмами) виділено три типи розрізів: теригенно-вулканогенно-карбонатний у Північнокримському структурно-фаціальному районі, теригенно-кременистий і теригенно-карбонатно-глинистий у Південнокримському структурно-фаціальному районі.

Уперше виділено й описано дев'ять біостратиграфічних підрозділів за форамініферами – три зони (глобального поширення) і шість верств з фауною (регіонального поширення), які характеризують відповідні стратиграфічні рівні нижньокрейдового розрізу: верстви з *Marginulinopsis sigali*–*Dorothia kummi* (нижня частина калінінської світи, нижній готерив); верстви з *Hedbergella sigali*–*Hedbergella tuschepsensis* і *Favusella tardita*–*Blefuscuiana primare* (верхня частина калінінської світи, нижній та верхній барем); верстви з *Blefuscuiana aptica* (донузлавська світа нижнього апту); зона *Hedbergella gorbachikae* (нижня частина каштанівської світи, верхи середнього й низи верхнього апту); верстви з *Hedbergella trocoidea* (верхня частина каштанівської світи, верхи верхнього апту); зона *Hedbergella planispira* (тетянівська, рилеївська, тарханкутська світи, елізаветівська товща, нижній і середній альб); верстви з *Trochogerina infracretacea*–*Hedbergella globigerinellinoides* (ковильненська світа, нижня частина верхнього альбу); зона *Rotalipora ticinensis* (нижньокраснополянська та нижньопривольненська підсвіти, верхи верхнього альбу). Побудовано біостратиграфічну схему розчленування нижньокрейдових відкладів Рівнинного Криму.

Запропоновано зміни й доповнення до чинної стратиграфічної схеми нижньокрейдових відкладів Рівнинного Криму: доповнено мікропалеонтологічну характеристику, деталізовано літологічний опис, уточнено межі проведення та значення потужностей виділених літостратиграфічних підрозділів. Обґрунтовано вік і стратиграфічне положення у ЗСШ калінінської, каштанівської світ і елізаветівської товщі.

За результатами міжрегіональної кореляції виявлено одновікові аналоги біостратонів нижньої крейди Рівнинного Криму за межами регіону досліджень, а саме – на територіях, що належали до басейнів Тетісної області, Атлантичного й Тихого океанів. Простежено глобальне поширення складових нижньої крейди, зв'язки між басейнами седиментації, зміну повноти стратиграфічної колонки розрізів  $K_1$ , деталізовано місцеві шкали з визначенням глобальних, регіональних і локальних біостратонів, складено схему міжрегіональної кореляції.

За результатами палеоекологічного аналізу асоціацій форамініфер уточнено палеоокеанографічні характеристики ранньокрейдового басейну седиментації, простежено зміну з часом і за площею умов осадо накопичення, доповнено знання про напрями трансгресії, коливання глибин, гідродинамічний і термогалінний режим басейну та його зв'язки з океаном Тетіс.

Визначено, що впродовж ранньокрейдової епохи накопичення відкладів у межах Рівнинного Криму відбувалось у приконтинентальному морському седиментаційному басейні в зоні субліторалі (шельф). Він характеризувався постійною зміною фізичних, хімічних, біологічних та географічних чинників, що позначилося на виділенні в його розвитку двох палеобасейнів – готерив-ранньооптського та середньоопт-альбського, які відрізнялись за конфігурацією обрисів та напрями трансгресії моря, збільшенням швидкості осадо накопичення, глибиною басейну седиментації, підвищенням температури, комплексами мікрофауни й поліпшенням зв'язків з басейнами Західного і Східного Мезотетісу.

## **ОСОБЛИВОСТІ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЛІТОСФЕРНОЇ ЧАСТИНИ МАНТІЇ ДАВНІХ ЩИТІВ І ПЛАТФОРМ З ПОГЛЯДУ ПОТЕНЦІЙНОЇ АЛМАЗОНОСНОСТІ**

**Ю. Федоришин, М. Яковенко, Ю. Мицишин, Н. Тріска**

*Львівське відділення УкрДГРІ  
79038 м. Львів, вул. Пасічна, 38а  
E-mail: lv\_ukrdgri@polynet.lviv.ua; myroslavakoshil@ukr.net*

Єдиними методами, які дають змогу проникати на великі глибини і вивчати особливості структури й поширення глибинних оболонок Землі, є геофізичні (сейсмічний метод та його модифікації) та петрологічні (вивчення глибинних ксенолітів). На підставі результатів інтерпретації матеріалів геолого-сейсмічного зондування та петрологічної інформації, отриманої під час вивчення мантійних ксенолітів і високобарних мінералів у них, дійшли висновку, що кімберлітові розплави починають виплавлятися з глибини 120 км (Посухова, 2000), проте алмазопродуктивними вони є з глибини 150 км, де тиск становить 40 кбар (генеруються в межах ділянки стабільного існування алмазу). Безпосередній вплив асте-

носферних флюїдів на їхню генерацію зумовлений високими концентраціями таких компонентів, як CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO, H<sub>2</sub> та ін., які обґрунтовано вважають похідними астеносфери (Карпов с соавт., 1998).

Згідно з флюїдною моделлю формування літосфери і земної кори як її частини (Летников, 1992), упродовж усієї історії існування Землі з її надр виносилась велика кількість речовини – відбувалася дегазація. Це процес переміщення теплової енергії та речовини у вигляді флюїдів (газоподібна та газоподібно-рідка фази) до поверхні (Летников, 1999). На тих чи інших глибинних рівнях і за різних температурних режимів (PT-умови) змінювалось співвідношення газової та рідкої фази. Зростання тиску призводить до переходу флюїду у зріджений стан, а температури – до збільшення кількості газової фази. Водночас високі значення PT-параметрів сприяли збагаченню флюїду кремнеземом, калієм і натрієм (Горбачев, 1991). Флюїд також збагачувався некогерентними компонентами (Rb, Ba, Th, Sr, Nb, La, Ce, Zr, Ti, Y, B, Br, H<sub>2</sub>O) – вони несумісні щодо головних мінерало- та породоутворювальних фаз мантії. Тривале винесення таких компонентів призвело до підвищення температури солідусу мантійної речовини, кристалізації порід і, відповідно, формування мантійної частини літосфери (нарощування її нижньої частини часто у вигляді так званих кілів). Її потужність та глибина диференціації безпосередньо залежали від тривалості процесу дегазації та його інтенсивності. Наслідком цього процесу було зростання потужності сіалічної частини і зменшення потужності базальтового шару земної кори.

З часом інтенсивність енергомасоперенесення згасала (Летников, 1999). Його площинний тип в археї змінився на лінійний (поясний) у пізньому археї-протерозої, а в фанерозої механізм дегазації й енергомасоперенесення був лінійно-дискретний (лінійно-вузловий). Кожна стадія (імпульс) дегазації мала геологічні (структурно-речовинні) наслідки. Зокрема, площинний характер дегазації призвів до первинної диференціації мантії і земної кори, широкого розвитку в ній метаморфічних утворень. Флюїдна дебазифікація найвищої частини земної кори зумовила утворення гранітогнейсового шару. Крихкість верхньої частини кори (гранітогнейсового шару) сприяла розвитку процесів розломної тектоніки. У зв'язку з цією обставиною наступний етап дегазації відрізнявся різким зменшенням масштабів та лінійним (поясним) характером. На фанерозойському етапі дегазація мала яскраво виражений локально-вузловий характер. Кожен з етапів призводив до зародження та прогресуючого розвитку зон стовбурної (стовбурно-лінійної) мантійно-корової та внутрішньокорової проникності, нагромадження певного комплексу рудних елементів, наявність яких фіксована не лише у вигляді родовищ і рудопроявів, а й їхнім підвищеним вмістом у породах.

Тривалий і багатоетапний процес формування літосфери призвів до її внутрішньої диференціації, утворення літосфери та астеносфери, став причиною латерально й вертикально неоднорідної будови кори. Неоднорідності відрізнялись за глибиною зародження (мантійні та внутрішньокорові), розміром, внутрішньою структурою, мінливістю фізичних параметрів, температурним режимом формування, речовинним складом і агрегатним станом речовини. Отже, потужність літосфери прямо функціонально залежить від інтенсивності енергомасоперенесення та його тривалості і може, відповідно, слугувати критерієм зрілості літосфери як геодинамічної тектонічної одиниці.

На підставі глибинних геофізичних досліджень за різних геолого-структурних умов виявлено емпіричну залежність між потужністю літо- й астеносфери та щільністю теплового потоку (Летников с соавт., 1985): зі зростанням потужності літосфери закономірно зменшується потужність астеносфери. Це зумовлене виношенням у земну кору флюїдних і некогерентних елементів із мантиї, її виснаженням і кристалізацією тієї частини, яка зазнала деплетації. Унаслідок зазначених процесів підошва літосфери занурюється, а потужність астеносфери зменшується. Це призводить до зростання концентрації флюїдів та їхнього тиску в астеносфері. Таке спрямування процесу суттєво підвищує міграційну здатність флюїду (флюїдно-магматичного розплаву), що сприяє максимальному енергомасо- та рудоперенесенню у верхні горизонти літосфери і кору. За таких термодинамічних умов на межі літосфера-астеносфера можуть зароджуватись найглибинніші магматичні розплави, зокрема кімберлітові і лампроїтові.

Викладений підхід дає змогу розрізнити літосферні блоки або їхні фрагменти за завершеністю розвитку, яка є функцією інтенсивності і тривалості процесу флюїдної дегазації мантиї, виснаженості мантиї між поверхнею Мохо та покрівлею астеносфери і виражена потужністю літосфери та складом земної кори.

Виконаний аналіз мантийної частини літосфери й астеносфери ґрунтується на сучасних досягненнях петрології та експериментальної мінералогії, на широкому спектрі петролого-геохімічних даних. Він містить низку послідовних і достатньо обґрунтованих положень. Разом з глибинними геофізичними дослідженнями ці дані можна успішно використовувати під час прогнозування алмазоносності давніх щитів (платформ), виявлення потенційно алмазоносних площ (природних меж кімберлітових полів) і ділянок локалізації груп тіл (окремих тіл) залежно від масштабу досліджень та детальності матеріалів. Правомірність наведеного підходу до розділення літосферних сегментів (мегаблоків, блоків) у межах докембрійських щитів і платформ не лише науково обґрунтована і практично підтверджена, а й нині не має винятків. Яскравим прикладом цього є емпіричні підтвердження С. Хаггерті (1992) та петрологічні тлумачення В. Соболева (1973), Б. Лутца (1974), М. Добрецова (1978, 1981), А. Маракушева і Н. Безмена (1992), Ф. Летнікова (2000) та ін.

## **СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФІЧНА МІНЛИВІСТЬ ВНУТРІШНЬОЇ БУДОВИ БАЗАЛЬТОВИХ ВИЛИВІВ ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ ВОЛИНИ У ЗВ'ЯЗКУ З ПРОЦЕСАМИ ЛІКВАЦІЇ**

**Ю. Федоришин, А. Ткачук, Н. Нестерович, О. Хом'якова, І. Репін**

*Львівське відділення УкрДГРІ  
79038 м. Львів, вул. Пасічна, 38а  
E-mail: lv\_ukrdgri@polynet.lviv.ua*

У праці “Эволюция изверженных пород” (1934) Н. Боуен, розмірковуючи над відомими фактами і результатами експериментальних досліджень, які свідчили про прояви незмішуваності в магматичних розплавах, дійшов висновку, що “данные, полученные на основании экспериментальных исследований, ...говорят ре-

шительно против существования ограниченной смешиваемости в естественных магмах". Ці переконання Н. Боуена та запропонований ним реакційний принцип, які пояснювали послідовність кристалізації мінералів гірських порід, на тривалий час призупинили розвиток ліквідаційної гіпотези. "Свіже дихання" вона отримала у зв'язку з роботами Е. Реддера (Реддер, 1983), який виявив значну область незмішуваності розплавів у системі  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$  для реальних складів і температур, що цілком можливі за природних умов. Додатковим аргументом стали результати дослідження проб місячних базальтів, трапових утворень, а також експериментальних робіт (Рябов, 1989). Виконані протягом останніх 30 років дослідження різноманітних силікатних систем підтвердили існування ліквідації в магмах і засвідчили її не лише петрологічне, але й рудогенетичне значення. Ознаки ліквідації дослідники трактують неоднозначно, проте результати низки експериментів доводять власне ліквідаційну природу таких утворень.

Аналізування наявної наукової літератури засвідчило, що дослідники, по суті, не пов'язували формування базальтових утворень трапової формації Волині з процесами ліквідації, основну увагу приділяли фракційній кристалізації та процесам гідротермально-метасоматичного характеру, завдяки яким формувались асоціації постмагматичних мінералів. Перша інформація з цього приводу з'явилася 2002 р. (Białowolska, Bakun-Czubarow, Fedoryshyn, 2002). Останніми роками вчені продовжили дослідження, які ґрунтувались на значній кількості зібраних польових матеріалів і були присвячені вивченню ролі ліквідаційних процесів у формуванні остаточного складу базальтових порід, а також масштабів їхнього поширення.

Об'єктом наших досліджень слугував окремий базальтовий вилів у розрізі заболотівської світи в межах Ратно-Камінь-Каширської площі, потужність якого сумірна з максимальною і становить 60,5 м (свердловина 8 265). Достовірність інтерпретації отриманих результатів ґрунтувалась на петрографічних і петрологічних ознаках ліквідації, визначених на підставі експериментів та спостережень над природними об'єктами.

У внутрішній будові виліву в розрізі, зазвичай, чітко виражена асиметрична зональність, яку простежено від покрівлі та подошви виліву в напрямі до центральної частини. Її ознаки такі: зміна кольору, об'єму, розміру та морфології мигдалин, кількісного співвідношення кристалічних фаз породоутворювальних мінералів і вулканічного скла або продуктів, що його заміщують, мінливе співвідношення піроксену і плагіоклазу, зміна ступеня кристалічності, кількісного вмісту акцесорного магнетиту і, відповідно, структури. Різких меж між зонами нема, звичайно їх простежують в інтервалі від перших сантиметрів до 10–15 см. Залежно від умов формування лавових тіл потужність кожної зони може змінюватись аж до повного виклинювання. Якщо потужність виліву близька до максимальної, то в його розрізі фіксують (на макро- і мікрорівні) максимально можливий прояв зональності.

Під час вивчення різних відмін базальтів у розрізі виліву вперше виділено сукупність принципово нових структурно-петрографічних елементів, на які раніше не звертали увагу і які, безперечно, свідчать про прояви ліквідаційної диференціації в розплаві під час його еволюції та "оформлення" у вигляді окремого геологічного тіла. Цим структурно-петрографічним і, без перебільшення, важливим петрологічним елементом є глобулі – прямі свідчення процесів незмішуваності

(розшарування, розщеплення) розплаву. Не вдаючись до петрологічних передумов виникнення незмішуваності, відстежимо її розвиток в окремих зонах базальтового виливу.

**Зона загартовування (покрівля і підшва виливу).** У гіалінових та гіалопілітових відмінах базальту на тлі бурого нерівномірно забарвленого склоподібного, оптично непрозорого матриксу простежується нуклеаційний етап формування глобулярних утворень (їхній об'єм становить перші відсотки). Морфологічно вони різні – зірко-, лінзо-, лейсто-, гантелеподібні тощо. Колір лимонно-жовтий, розмір – від перших мікронів до 0,3–0,4 мм. Межі з матриксом різкі. Наявність глобулярних утворень дає змогу виділити для таких відмін базальтів окрему, нуклеарну структуру.

**Зона, перехідна від кірки загартовування до зони мандельштейнів,** характеризується розвитком дендритової та нечіткої інтерсертальної (гіалоофітової) структур. Окремі дрібні (від десятків мікронів до 0,2–0,4 мм) глобулярні утворення внаслідок коалесценції укрупнюються й утворюють складно побудовані морфологічні форми, складні гантелі, які досягають розміру 1 мм, тощо. Наведене дає змогу виділити для зони переходу мікроглобулярну структуру. Об'єм глобулярних утворень становить 5–7 %, розподілені вони нерівномірно.

**Зону мандельштейнів,** як і попередні, діагностують макроскопічно. Мигдалини становлять до 35 % об'єму породи. Структура базальтів мікрогломеропорфірова (скупчення зерен заміщеного олівіну), основної маси – інтерсертальна. Структура ліквацийного типу – глобулярна. У таких базальтах глобулярні утворення розвинені найбільше: їхній розмір досягає 1,5–1,7 мм, є ознаки коалесценції, внутрішня будова чітко зональна (кількість зон – від двох до чотирьох, вони мають різний мінеральний склад і ступінь кристалічності), морфологія складна (хоча переважає видовжена форма), межі плавні хвилясті. Подекуди на межі глобулярних утворень і основної маси помітно яскраво виражену ввігнутість у бік мигдалини, яка морфологічно зумовлена відповідним розташуванням окремої лейсти в основній масі. Така ознака є прямим свідченням, що на момент кристалізації лейсти глобулі перебували, як і основна маса базальту, в рідкому стані, тобто розшарування відбувалося тоді, коли розплавна базальтова система була на рівні ліквідусу й відбувалась звичайна локальна деформація глобулярних утворень.

Частина лейст плагіоклазу орієнтована вздовж фрагментів меж або сама є фрагментом межі. Структурно їхнє місце визначено енергетичною вигідністю кристалізації на межі двох розплавів, які співіснують. У такій зоні фіксують глобулярну структуру. Об'єм відщепленої частини розплаву досягає 15–20 %.

**Центральна зона, або зона масивних базальтів-долеритів.** Для неї характерні пойкилітова, пойкилоофітова та долеритова структури. Водночас зафіксовано значний розвиток структур ліквацийного типу – глобулярної, гніздово- та лінзоподібно-глобулярної. Це свідчить про максимально можливий для описуваного виливу прояв ліквациї, що відбувалася в зоні, режим кристалізації якої був умовно стабільний, близький до умов закритої системи. Розмір глобулярних утворень досягає 5 мм, морфологія зумовлена як коалесценцією, так і взаємною порівняно повільною розкристалізацією двох розплавів, унаслідок чого значно ускладнилася внутрішня будова. Об'єм глобулярних утворень досягає 25–30 %, їхній розподіл нерівномірний.

Ми не зупиняємось на природі мигдалин, хоча за багатьма ознаками (і це підтверджене опублікованими результатами досліджень) її можна трактувати з аналогічних позицій.

Головним надбанням наших досліджень є достовірне виявлення ознак процесу ліквідації, які наявні в усіх зазначених відмінах базальтів і наростають від поверхні (підшви) до центральної частини. Масштаби розвитку ліквідації тим більші, чим потужніший вилив. Головним доказом ліквідації в базальтах вивченого вилування є формування глобулярних утворень, їхня, в широкому розумінні, еволюція у напрямі до центральної частини тіла (збільшення розміру окремих глобулярних крапель, коалесценція, формування внутрішньої структури, варіації мінерального складу тощо).

Визначені особливості дають підстави припускати, що процес ліквідації був багатостадійним: унаслідок еволюції магматичної системи від розплаву відщеплювалися все кисліші складові – від палагонітового до практично мономінерального кремнеземистого чи кальцитового складу. Відбувалася вона впродовж усього періоду формування базальтових порід (магматичний і постмагматичний етапи), чим зумовлена закономірна зміна низькотемпературних мінеральних асоціацій, включно з мономінеральними утвореннями.

Отже, процес ліквідації (ліквідаційної диференціації) є об'єктивним чинником еволюції розплаву, а з огляду на збагачення відщепленої частини розплаву леткими компонентами – головним критерієм зародження і розвитку магматичної рудогенерувальної системи. Запропонований підхід до розуміння еволюції магматичної базальтової системи відкриває принципово новий напрям у стратегії прогнозування та розшуків самородномідного зруденіння.

## **ТРАНСФОРМАЦІЯ МОРФОЛОГІЇ РОЗСИПНОГО ЗОЛОТА В СУЧАСНИХ ВОДОТОКАХ БАСЕЙНУ РІЧОК ЧОРНИЙ ТА БІЛИЙ ЧЕРЕМОШІ**

**Л. Фігура**

*Інститут геологічних наук НАН України  
01054 м. Київ, вул. Олеся Гончара, 55б*

Річкові водотоки, в які потрапляє золото, значно впливають на його перенесення, розсіяння і концентрацію. Під час цих процесів метал зазнає численних різноманітних змін унаслідок впливу на нього механічних, хімічних і електрохімічних чинників: золото механічно зношується, зазнає пластичних деформацій, зменшується (або збільшується), ущільнюється, вивільняється від різних мінералів і органічних оболонок, що покривають його поверхню, або набуває їх, змінюється зовнішньо і внутрішньо, самоочищується, розчиняється та “народжується” знову.

Самородному золоту з алювію рік Чорний та Білий Черемоші та їхніх приток притаманна значна трансформація форми, мікроморфології поверхні тощо. Ступінь механічного зношування, сплюсненість, деформація золотинок, розвиток структур пластинчастих деформацій свідчать про значний термін перебування золота у водно-динамічному середовищі. У верхів'ях річок золото ще повністю

зберігає ознаки рудного. Вниз за течією морфологія золота змінюється внаслідок механічної взаємодії з кластичним матеріалом алювію та вивільнення металу від мінеральних зростків. Це виявляється у переході від об'ємних до сплюснених форм, появи механічних шрамів, сплюсненні, розвальцюванні, загинанні та скручуванні мінералу, зменшенні його розмірів. Набуття золотом сплюснених (пластинчастих, таблитчастих, лускоподібних) форм та зменшення його розміру сприяють зростанню мобільності мінералу у водному потоці та перенесенню його на значні відстані. Вже екзогенно трансформоване золото безпосередньо надходить в алювій з проміжних колекторів (в які воно потрапило з рудних тіл або з давніших проміжних колекторів), результатом чого є переміщення мінералу з давніших стратиграфічних рівнів на молодші.

Наявність у золоті високопробних облямівок, структур рекристалізації свідчить про періоди вилучення мінералу з процесу седиментогенезу (консервація в алювії або проміжних колекторах). Для четвертинних алювіальних відкладів такі періоди пов'язані з тектонічною стабільністю й епохами зледеніння. Наявність в алювії новоутвореного золота є доказом існування золотовмісних водорозчинних розчинів і міграції золота в розчинній формі, а також процесів вторинного золотого збагачення в ділянках денудації.

Ущільнення високопробних облямівок, повторні структури деформацій золотинок і рекристалізованого золота, поява ліній ковзання, видовження й розпадання зерен тощо свідчать про повторну міграцію золота після періоду спокою, тобто про розмивання вже сформованих відкладів (унаслідок зміни базису ерозії), що позначилось на будові алювію та появі річкових терас.

Дослідження трансформації золота має фундаментальне (палеогеографічні реконструкції, виявлення закономірностей процесів седиментогенезу й розсипування) та практичне (з'ясування первинної форми, дальності перенесення золота, джерел живлення розсипів та їхньої рудно-формаційної приналежності, розшукових критеріїв) значення.

## **ПАЛЕОВУЛКАНІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ СТРАТОВУЛКАНА ПОПРИЧНИЙ (ДОЛИНА р. УЖ)**

**У. Фіцяк<sup>1</sup>, Л. Скакун<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України  
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а*

*<sup>2</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Стратовулкан Попричний пізньосарматського–ранньопанонського віку розташований у північно-західній частині Вигорлат-Гутинського пасма на межі України і Словаччини.

Дослідження виконано в долині р. Уж, де розріз стратовулкана розкритий численними каменоломнями (Онаківці, Оріховиця, Кам'яниця). Підтверджено дані стосовно словацької частини стратовулкана (Pecskay et al., 2008) про те, що він

формувався протягом двох етапів вулканічної активності, які розділені коротким періодом ерозійних процесів і вирівнювання рельєфу. Співвідношення відповідних структурних поверхів чітко виявлені в Кам'яницькій та Оріховицькій каменоломнях.

Унаслідок аналізування розрізу виявлено, що вулканізм мав низький індекс експлозивності, переважали лавові потоки гребінчастої форми. Орієнтація гребенів і характер обтікання лавовими потоками нерівностей рельєфу свідчать про те, що лавові потоки західніше від с. Ворочево текли на захід.

Не підтверджено існування самостійного стратовулкана в районі г. Діл (Анталівський вулкан, за Малесвим). Імовірно, це так званий паразитичний кратер, аналогічний до виявленого нами в каменоломні Оріховиця.

Нижні лавові потоки виливалися на сильно зволожену поверхню, про що свідчить наявність фреатичних трубок. Під час першого етапу виливалася лава андезитового й андезито-дацитового складу з високим вмістом газів. Її в'язкість зростала знизу догори за розрізом, що виявляється у зміні будови лавових потоків аж до формування брилових лав і брилових лавобрекчій у верхньому лавовому потоці. Другий етап фіксований гомодромним рядом від андезито-базальтів до дацитів і представлений чотирма лавовими потоками, розділеними агломеративними туфами.

Мінеральний склад неогенових вулканітів стратовулкана Попричний достатньо простий. Головні мінерали – це моноклінний і ромбічний піроксени, плагіоклаз андезин-бітовнітового складу, калієвий польовий шпат. Рогова обманка звичайно розвивається по піроксену. Вторинні мінерали представлені карбонатом, а рудні – магнетитом. Значно розвинуті процеси заміщення, тому незмінених мінералів практично нема. Більшість досліджених проб андезито-базальтів і андезитів є кварц-нормативними.

Особливості хімічного складу вулканічних порід свідчать про їхню гібридну природу. Вулкан живився з диференційованої магматичної камери, переважали процеси змішування базальтового й дацитового розплавів.

Палеовулканічні побудови засвідчують, що центральна частина стратовулкана розташована в районі Перечина і нині інтенсивно еродована. Це підтверджено значним поширенням на цій ділянці субвулканічних тіл та еруптивних брекчій.

## **ТЕРМОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ У КОНВЕКТИВНИХ ПОТОКАХ ВЕРХНЬОЇ МАНТІЇ ЗЕМЛІ**

**В. Фурман**

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

Сейсмічні і теплові дані засвідчують, що температура верхньої мантії під давніми кратонами різко знижена, принаймні на 400–600 °С, порівняно з молодшими континентальними й океанічними структурами (Mooney, Vidale, 2003). Отже, якщо не брати до уваги інші чинники, то густина мантії під ними повинна бути під-

вищена, тобто повинна існувати сила, що дестабілізує ці утворення, унаслідок чого континентальна частина верхньої мантії матиме тенденцію до занурення, а це різко обмежить час існування таких структур (Deschamps, Trampert, 2004; Ghias, Jarvis, 2007). Наприклад, розрахунки (Anderson, 2002; Courtillot et al., 2003; Ghent et al., 2004) засвідчують, що, навіть беручи до уваги підвищену в'язкість, час існування кратонів не повинен перевищувати мільярда років, тоді як реальний час існування цих структур принаймні у кілька разів більший.

Донедавна всі глобальні конвективні моделі обчислювали на підставі припущення, що мантійні неоднорідності густини зумовлені винятково варіаціями поля температур. Однак, мабуть, це припущення не справджується для верхньої мантії континентів. Для того, щоб узгодити цю суперечність, Т. Джордан запропонував гіпотезу, відповідно до якої збільшення густини, зумовлене зниженням температури, скомпенсоване під кратонами завдяки змінам хімічного складу, що спричинені виплавлянням з первинної мантійної речовини деяких компонентів (Phillips, Bunge, 2005). Правильність гіпотези Т. Джордана підтверджена експериментальними даними, що отримані на підставі аналізу взірців перидотитів з різних кратонів, згідно з якими густина мантійної речовини під ними може бути знижена (за однакових *PT*-умов) на 1,5–2,5 % щодо верхньої мантії молодих континентальних або океанічних структур (Anderson, 2002; Deschamps, Trampert, 2004; Ghent et al., 2004). Проте ступінь цієї компенсації дотепер не визначений. Також не з'ясовано, до яких глибин можуть поширюватися теплові й хімічні аномалії під континентами. За цих умов уже наявні в мантії великі неоднорідності густини повинні спливати або тонути (залежно від того, легші чи важчі вони від мантії) на порядок швидше, ніж малі плюми під час зародження в низах мантії.

За умов нелінійної залежності швидкості деформації від напружень це розходження буде ще більшим. Наявність у мантії великих неоднорідностей свідчить, однак, що вони рухаються в ній досить повільно, проходячи цей шар за час близько сотень мільйонів років. За таких умов малі плюми, що з'явилися у нижній частині нижньої мантії, не можуть суттєво переміститися в ній угору за геологічний час. Якщо температура мантії збільшується з часом, то в її нижній частині речовина ядра повинна плавитись. Важкий розплав, що виділився, стікає в ядро так, як легша магма у верхніх шарах Землі підходить до поверхні. Після відокремлення важкої речовини зовнішнього ядра від нижнього шару нижньої мантії суміш мінералів, що залишається, стає на  $\Delta\rho \sim 200 \text{ кг/м}^3$  легшою від початкової речовини нижньої мантії. Ця різниця в густині у кілька разів або на порядок вища від тієї, що зумовлена різницею температур, і приводить до теплової конвекції в мантії (Deschamps, Trampert, 2004; Phillips, Bunge, 2005). Легкий матеріал, утворений у низах мантії внаслідок диференціації за густиною, повинен спливати вгору – у верхню мантію. Унаслідок цього в мантії починається хімічна конвекція, рушійною силою якої є різниця густини, зумовлена різним складом речовини, а не різницею температури, як у тепловій конвекції, причому відбувається додаткове зростання середовища верхньої мантії з речовини нижньої мантії.

Два зазначені види конвекції – хімічна і тепла – можуть відбуватися в мантії і зовнішньому ядрі одночасно. Підймання блоків легкого матеріалу через нижню мантію в полі тяжіння супроводжується виділенням великої кількості потенційної енергії, яка, передусім, іде на нагрівання нижньої мантії поблизу від траєкторії блока. В'язкість порід швидко зменшується з підвищенням температури

(Anderson, 2002; Sleep, 2006). Тому після підймання блока за ним залишається канал з підвищеною температурою і зниженою в'язкістю. Вздовж нього надалі відбувається піднімання у верхню мантію нових порцій легкого матеріалу, що утворюється в нижній частині мантії з відокремленням від неї важкої речовини ядра. Водночас речовина мантії в каналі сильно розігрівається, і її в'язкість стає набагато менша, ніж у навколишньому середовищі мантії.

Отже, диференціація густини речовини в мантії, пов'язана з варіаціями як температури, так і хімічного складу, є рушійною силою мантійної конвекції, а структура розподілу густини мантії має вирішальне значення для розуміння еволюції Землі. Виконано теоретичний аналіз термодинамічних властивостей речовини верхньої мантії Землі, що ґрунтується тільки на вірогідно відомих сейсмічних даних, які є основою для отримання залежності теплового стану мантії від можливих варіацій не тільки температури, а й інших термодинамічних характеристик у різних точках глибинних структур верхньої мантії Землі.

## **ПРОБЛЕМНІ АСПЕКТИ МОДЕЛЮВАННЯ ОБЕРНЕНИХ ЗАДАЧ У ГЕОФІЗИЦІ**

**В. Фурман, О. Павлюк**

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

Фізичні та механіко-математичні моделі хвильових процесів у неоднорідному геофізичному середовищі широко застосовують для розв'язування прикладних задач геофізики, геомеханіки та сейсмології (Regenauer-Lieb, Yuen, 2003; Alves, 2006; Panza et al., 2007). Зазвичай неоднозначність задачі і наявність помилок у даних означає таке: якщо модель узгоджується з даними, то необмежена кількість моделей узгоджуватиметься з цими даними. Загалом закони фізики забезпечують спосіб розрахунку значень даних для заданої моделі. Це – пряма задача. В оберненій задачі намагаються реконструювати модель з набору вимірювань. В ідеальному випадку існує точна теорія, що визначає як треба опрацювати дані для того, щоб відтворити модель. Моделювання динамічних процесів, що відбуваються в неоднорідному геофізичному середовищі після збудження як зовнішніми, так і внутрішніми полями різної фізичної природи (поверхневими і заглибленими сейсмічними джерелами коливань, припливними силами, хвильовими процесами в атмосфері, техногенними процесами тощо), пов'язане з потребою врахування всіх особливостей складної будови досліджуваних реальних геологічних структур.

З огляду на це принципи фізичного розуміння геологічних процесів і створення відповідних фізичних моделей реальних геологічних структурних утворень та оболонок Землі полягають у такому:

- Земля – космічне тіло, і процеси у ній підпорядковані фізичним законам, що можна формалізувати рівняннями математичної фізики;
- головні чинники тектонічної активності Землі, зокрема гравітаційна диференціація речовини, мають внутрішню природу;

- Земля та її оболонки (кора, мантія і ядро) є спільною фізичною системою, а тому необхідно загалом розглядати горизонтальні і вертикальні зв'язки між ними;
- геодинаміка Землі є наслідком фізико-хімічних і механічних процесів, що відбуваються в надрах Землі;
- нерівномірна геодинамічна активність у просторі і з часом приводить до ймовірнісної періодичності головних процесів еволюції планети.

Особливості поведінки геофізичних, гідрогеодинамічних і геохімічних процесів не можна описати в рамках лінійних моделей математичної фізики. Нелінійність є проявом сукупності багатьох характеристик і стану речовини середовища. Тому нелінійні сейсмічні і геофізичні процеси використовують у прикладній і фундаментальній геофізиці для дослідження процесів “самовзаємодії”, складних “ланцюгів” взаємодій, що охоплюють різні геофізичні поля та процеси в земних оболонках. Наслідком такого підходу є поняття про геофізичне середовище, якому притаманні:

- ієрархічна неоднорідність, несучільність, різнорангова диференціація від малих частинок зерна мінералу до планетарних неоднорідностей;
- фізична нелінійність характеристик і процесів;
- мінливість фізичних властивостей з часом;
- здатність геофізичних процесів взаємодіяти між собою безпосередньо.

Теоретичні і розрахункові аспекти теорії оберненої задачі корисні для розвитку технології обробки геофізичних даних про відповідне середовище, проте ітеративну геофізичну інверсію наразі ще широко не використовують у розвідувальній галузі через надто високу вартість отримання спостережуваних даних та складність обчислювальних процедур. Адаже тільки тоді тривимірна глибинна томографія стане економічно вигідною, коли алгоритми обернених задач дадуть змогу геофізикам отримувати дані спостережень не тільки для приповерхневої структурної геометрії кори, а й для зростаючої кількості необхідних детальних фізичних, хімічних і геологічних характеристик.

Обернений процес близько пов'язаний з прямим моделюванням. Пряме моделювання ґрунтується на використанні математичного взаємозв'язку, такого як хвильове рівняння, для синтезування відгуку моделі Землі на збудження, наприклад, імпульс сейсмічної енергії. Такі моделі визначаються у зв'язку з поняттями набору параметрів для вибраного шару, таких як шарава швидкість та густина шару. Отже, звичайно важливо вибрати процедуру прямого моделювання, яка може адекватно описати фізичні процеси спостереження. У випадку сейсмічного дослідження пряме моделювання пов'язане з алгоритмом, що виробляє синтетичну сейсмограму з незначною різницею для скінченного розв'язку хвильового рівняння і вимірюваних величин. Для гравітаційних даних процедура прямого моделювання передбачає розрахунок гравітаційних полів за відомим приповерхневим розподілом густини досліджуваного шару структурних оболонок Землі. Для вибору потрібної математичної моделі також важливо знати, скільки модельних параметрів треба використати і які параметри є найвагомішими у впливі на розв'язок конкретної фізичної задачі.

Отже, головні проблеми і напрями фундаментальних фізичних досліджень у обернених задачах геофізики такі:

- вивчення сучасних рухів і розвитку деформаційних процесів у земній корі, у тім числі повільних рухів, що супроводжуються нагромадженням деформацій і концентрацією напружень на неоднорідностях;
- вивчення взаємодії з земною корою потоків енергії, що надходять до неї з надр унаслідок розсіяння гравітаційної, кінетичної і теплової енергії планети;
- вивчення механізмів виникнення і перетворення блокової структури та функціонального призначення ієрархічних структур земної кори;
- вивчення механізмів формування і релаксації тектонічних напружень у неоднорідному блоковому середовищі на різних масштабних рівнях;
- розробка геомеханічних і геодинамічних моделей структурних оболонок Землі, спрямованих на побудову кількісної теорії з урахуванням неоднорідної і блоково-ієрархічної структури та особливостей розподілу густини речовини мантиї і ядра.

## **СУЧАСНІ ІНФОРМАЦІЙНІ ТЕХНОЛОГІЇ У МЕТОДАХ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ**

**В. Фурман, М. Хом'як, Ю. Дацюк**

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

Сучасний інструментарій для вивчення навколишнього середовища охоплює різноманітні методи, у яких застосовують електричні, електромагнітні або механічні джерела енергії разом з пасивними методами для вимірювання фізичних параметрів Землі.

Традиційні методи експериментальних геофізичних досліджень, які ґрунтуються на пасивному моніторингу природних полів і природних збурень випадкового характеру (землетруси, сонячні спалахи, атмосферні електричні розряди тощо), потребують тривалих років спостережень і, зазвичай, виявляють лише ймовірнісні закономірності (Baker et al., 1999).

Досягнення методів досліджень останніх років стали можливі завдяки прогресу в апаратній частині та комп'ютерному опрацюванні даних, а також через збільшувані вимоги до геофізичних досліджень забруднених ділянок Землі (Duliu, 1999).

Фізичні параметри, які вимірюють прямими методами під час геофізичних досліджень, передбачають вимірювання гравітаційних і магнітних полів, електричної провідності, пружних властивостей, проникності й поляризованості електромагнітних хвиль та дослідження природної гамма-радіоактивності. Такі вимірювання потім можна застосовувати для визначення провідності, пористості, хімічного складу, стратиграфії, геологічної структури та багатьох інших характеристик верхньої частини земної кори.

Визначення геологічної будови потребує використання сучасного способу наведення й опрацювання даних – за допомогою геоінформаційних систем (ГІС). Геофізичні методи вдосконалюють також на рівні автоматизації: від використан-

ня роботів, які рухаються по поверхні, до моделей аеропланів, які перевозять мікроскопічні прилади над небезпечними або забрудненими районами, чи виявлення віддалених геофонів у сейсмології (Ritsema, Van Heijst, 2000).

До таких методів належать інтерпретаційна томографія, частотна селекція, кореляційне зондування, компенсувальна фільтрація, методи, які ґрунтуються на аналітичному продовженні полів, спосіб пошарового визначення густини та ін. Реалізуючи можливості інтерпретації потенціальних полів з використанням апріорної геологічної інформації, можна успішно вирішувати складні геологічні задачі, визначати глибини залягання джерел аномалій, ідентифікувати їх з визначеними геологічними об'єктами.

Спільне застосування системи векторного сканування, гравітаційного моделювання і кореляційного аналізу дає змогу побудувати геологічну модель, адекватну до апріорної геологічної інформації та спостережуваного поля.

Підвищення інформативності геофізичних методів, в яких під час вивчення земних надр використовують потенціальні поля (передусім, гравітаційне і магнітне), пов'язане зі спробами одержати пошаровий розподіл фізичних властивостей порід, тобто розділити джерела полів за вертикаллю.

Очевидно, що в загальному випадку вирішити задачу розчленування геологічного розрізу за вертикаллю за даними гравіметрії і магнітометрії принципово неможливо. Проте необхідність одержання тривимірних розподілів густини й намагніченості порід диктується практикою геофізичних робіт, ускладненням геологічних задач, високим ступенем освоєння ресурсів тощо (Duliu, 1999).

З огляду на відомі теоретичні обмеження та використання деяких властивостей потенціальних полів і апріорної геологічної інформації останніми роками інтенсивно розробляють принципово нові методи інтерпретації полів, що мають на меті побудову тривимірної моделі геологічного середовища, яка буде адекватною до спостережуваного поля і наявної апріорної інформації (Husen, Kisslin, 2001; Wasson, Claussen, 2002).

За допомогою сейсмічної томографії отримують тривимірні розподіли швидкостей сейсмічних хвиль у мантії. Оскільки швидкості цих хвиль залежать від температури, то за ними можна визначити розподіл температури. Тривимірною сферичною моделлю Землі, у якій використано дані сейсмічної томографії, пояснюють глобальні геологічні процеси, що сформували образ сучасної Землі, та генетичний зв'язок між геофізичними полями. На підставі розрахованих мантійних плинів вона дає змогу зрозуміти процеси глобального перерозподілу хімічних елементів.

Однією з головних переваг томографічних систем (що й зумовлює їхню велику потребу у практиці геофізичних робіт) є можливість одержати тривимірну модель розподілу фізичних властивостей порід і локалізувати джерела аномалій у просторі. До таких методів належать інтерпретаційна томографія, частотна селекція, кореляційне зондування, компенсувальна фільтрація, пошарове визначення густини, а також методи, що ґрунтуються на аналітичному продовженні полів, тощо.

Інтерпретація потенціальних полів з використанням апріорної геологічної інформації дає змогу успішно вирішувати складні геологічні задачі, визначати глибини залягання джерел аномалій та ідентифікувати їх з геологічними об'єктами конкретно заданої форми.

## ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ САПРОПЕЛЕВИХ МУЛІВ ПОЛІССЯ (НА ПРИКЛАДІ ШАЦЬКИХ ОЗЕР)

**В. Хмелівський, В. Баранов, О. Костюк**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: Kostyuk\_O@rambler.ru*

Детально досліджено біогеохімічний склад сапропелевих мулів Шацьких озер. Вивчено вміст у них органічних речовин (ОР), аміачної, нітратної та нітритної форм азоту, неорганічного фосфору, аскорбінової кислоти і 34 хімічних елементів. Виявлено значне збагачення ОР мікроелементами.

Спектральні аналізи сапропелів засвідчили наявність у них великого комплексу мікроелементів. Тут виявлено 34 хімічні елементи, з яких 28 – рідкісні та розсіяні: Sr, Ba, Ag, Cu, V, Cr, Ti, Pb, Ga, Ce, Li та ін. Серед мікроелементів є такі важливі для росту й метаболізму рослин, як Mo, Zn, B, Mn, Cr, Ni тощо.

З огляду на те, що головною складовою сапропелевих мулів є органічна речовина, значний інтерес становить вивчення взаємозв'язку  $C_{орг}$  з мікроелементами. Для виділення асоціації елементів, які перебувають у мулах у певному взаємозв'язку, використано факторний аналіз за значеннями факторних навантажень можна виділити асоціації елементів, які однаково реагують на дію відповідних чинників. Такі елементи у факторному просторі утворюють компактні групи. Привертає увагу те, що в розподілі всіх без винятку елементів у мулах провідну роль відіграє чинник  $F_1$ . У полі чинників  $F_1$ – $F_2$  виділено три асоціації:  $C_{орг}$ –Co–Ga–V–Y–Zn–Mo; B–Ag–Pb–Sr–Ba; Cr–Mn–Ni–Cu. Якщо на розподіл елементів першої асоціації впливає чинник  $F_1$ , то на розподіл компонентів другої і третьої асоціацій діє також чинник  $F_2$ , причому ці асоціації полярні.

За даними літолого-мінералогічних досліджень проб мулу з екстремальними значеннями чинника  $F_2$ , на розподіл B, Ag, Pb, Sr, Ba, Cr, Mn, Ni, Cu впливають наявні в мулах кальцит, польові шпати і глинисті мінерали.

Елементи, які асоціюють з  $C_{орг}$ , належать до типових органофільних. Для ОР характерне накопичення Co, Ga, V, Y, Zn, Mo та ін. у вигляді металоорганічних комплексних сполук сорбованих або адсорбованих домішок. Цей процес починається в живому організмі і триває після його руйнування й захоронення під час взаємодії з навколишнім середовищем. Збагачення органіки мікроелементами може бути пов'язане з їхнім накопиченням живою біомасою у вигляді металоферментів та інших білкоподібних утворень. Судячи з отриманих результатів, біос Шацьких озер (як живі мікроорганізми, так і мертва необіогенна речовина) чинить енергійний біохімічний вплив на мінеральну частину донних осадів та інтенсивно руйнує (звітрює) навіть дуже стійкі мінерали (наприклад, акцесорні), з яких вилучає й засвоює різноманітні мікроелементи. Внаслідок відмирання й осадження великих мас органічних решток за умов повільної деструкції біомаси відбувається концентрація елементів, зумовлена сорбцією відповідних іонів білковими фрагментами за йонообмінним і адсорбційним механізмом.

Зазначимо, що використання сапропелевих мулів у різних галузях господарства веде до розболочування озер, які перебувають на останніх стадіях замулю-

вання й заболочування. Саме тому чимало озер можна використовувати, з одного боку, для розведення риби, а з іншого, – для рекреації та інших цілей.

## **УПРАВЛІННЯ РАЦІОНАЛЬНИМ ПРИРОДОКОРИСТУВАННЯМ НА ПІДСТАВІ СИСТЕМНОГО ПІДХОДУ**

**О. Чепіжко**

*Одеський національний університет імені І.І. Мечникова  
65082 м. Одеса, вул. Дворянська, 2  
E-mail: oguint@paco.net; avcher@i.ua*

Становлення і розвиток нового наукового напрямку в геології – екологічної геології – дали змогу розробляти проблеми впливу людини на довкілля, зокрема, на літосферу, на підставі положень теорії систем. Так виникла необхідність у розробці й розвитку поняття “техно-геологічна система” (ТГС). Це нова система, що складається з природної самовпорядкованої системи – літосфери і техносистеми як керованої системи, створеної людиною. Техногеосистеми належать до класу складних систем, і керувати ними потрібно з використанням їхніх математичних моделей. За допомогою таких моделей можна прогнозувати найближчі й віддалені наслідки різних природних і техногенних впливів на довкілля та оцінювати ці наслідки в разі реалізації проектів його перетворення.

Безпосередньому спостереженню доступні атмо-, гідро-, біосфера та верхня зона літосфери, які разом формують геологічне середовище. Цим фізичним агрегатним сферам притаманна специфічна організація на хімічному й мінеральному рівнях, де вони формуються як комплексні геосистеми першого порядку. На вищих геологічних рівнях визначені гірські породи та геологічні формації. Верхня зона літосфери як георечовинної системи є комплексною геосферою розвитку надречовинної геосистемної організації.

Будь-який геологічний об’єкт і процес можна трактувати як динамічну систему. Для цього йому повинні бути властиві певні елементи, що характеризують його як цілісну одиницю, зумовлені певними зв’язками, які формують її структуру. Під геологічними процесами звичайно розуміють такі процеси, внаслідок яких змінюються розмір, форма, склад, структура або розташування геологічних тіл і/або руйнуються старі та формуються нові геологічні тіла. Геодинамічна функція літосфери в екологічному аспекті виявляється під час різних геологічних процесів – як екзогенних (звітрявання, зсуви, обвали, селі, ерозія, берегова абразія, підтоплення та ін.), так і ендегенних (магматизм як процес виплавлення магми, її подальшого розвитку, переміщення, взаємодії з твердими породами, кристалізації, вулканічних вивержень; тектонічні рухи як механічні рухи земної кори, що призводять до деформації порід; метаморфізм гірських порід – суттєві зміни текстури, структури, мінерального складу гірських порід у земній корі та мантиї під впливом температури й тиску; землетруси, які так чи інакше впливають на літосферу тощо).

Вплив людини на довкілля – це технічний процес, під час якого людина є зовнішнім чинником через техносистему. Зазначимо, що нові елементи, впроваджу-

вані людиною в навколишнє середовище (будівлі, інші техногенні об'єкти і навіть техногенні викиди й відходи), не впливають зі структури природної системи, не зумовлені нею і тому є чужорідними елементами, не властивими конкретному геологічному середовищу. Саме через це геологічне середовище прагне відторгнути їх або "перетворити", модифікувати. Тому елементи техносистеми або сама техносистема, впроваджені в геологічне середовище, стають нестійкі, вони не здатні самостійно існувати без постійної підтримки людини через керівні чинники. Завдяки раціональному керуванню техно- і геосистема можуть об'єднатися в техногеосистему, яка перебуватиме у стані динамічної рівноваги.

Дослідження такої системи (яка містить достатньо різноманітні об'єкти) припускає використання як базового методологічного прийому системного підходу. У цьому разі аналізований об'єкт трактується як певну множину, взаємний зв'язок і взаємодію компонентів якої зумовлюють властивості й загальний характер цієї множини. Використання методологічних принципів теорії систем дає змогу сформулювати з реальних складних різноманітних об'єктів систему відповідно до екологічної мети дослідження, визначити її головні елементи, частини або підсистеми, з'ясувати системоформувальні взаємовідношення і виявити зв'язки між елементами, що характеризують її структуру.

Критерієм оцінки еколого-геологічної ситуації може слугувати екологічна стійкість системи, яка забезпечує комфортний стан усіх учасників системи, у тім числі людини як соціального елемента. Для оцінювання і прогнозування еколого-геологічних змін, їхнього запобігання та ухвалення рішень стосовно управління процесами потрібно розробити науково обґрунтовану методіку еколого-геологічних досліджень, створити принципову схему її реалізації на підставі аналізування інформації про будову системи, технічне навантаження на неї, зміни середовища, проблемні еколого-геологічні ситуації. Обов'язковим є систематичне відстеження динаміки параметрів ТГС під час її розвитку, тобто систематичний моніторинг. Програма моніторингу буде ефективною в тому разі, якщо чітко визначені параметри системи, які контролюватимуть.

Мета організації ТГС визначена умовами геологічного середовища і цілями людської діяльності, а власне організація – це процес створення, розвитку й удосконалення системи. Водночас кожна система має індивідуальні якісні й кількісні характеристики. Тому, поряд із глобальною метою, її організація матиме й індивідуальну мету. Організація виражає динаміку системи, визначає спрямованість, характер і мету цієї динаміки. Усе наведене є специфічною особливістю організації техногеосистеми.

Особливе місце в системі організації посідає управлінський процес. Керування – це, фактично, зовнішній вплив на функціонування будь-якої системи, спрямований на досягнення певної мети. Воно передбачає визначення мети, способів і методів її досягнення, виявлення зворотних зв'язків, розробку системи опрацювання даних (моніторинг) і засобів корекції шляхів досягнення мети. Керування властиве тільки техногеосистемам, де функціонує людина, діяльність якої спрямована на процес їхньої організації.

Модель управління об'єктом відтворює причинні зв'язки між елементами ТГС, які наявні на декількох ієрархічних рівнях. Визначають керовані чинники, а серед них такі, регуляція яких може дати найбільший ефект на виході (найвагоміші чинники). Функціонування моделі управління такою системою може ґрунтувати-

ся на методології аналізу ризику. Створення моделі оптимальної ТГС (для забезпечення основи моделі управління об'єктом) є стратегічним завданням екологічної геології. Під оптимальною у цьому випадку розуміємо систему, що зберігає або поліпшує свої функції (принаймні геодинамічну, геофізичну і геохімічну) за мінімально необхідних витрат енергії та засобів.

## ПЕТРОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНІТІВ КАРАДАГУ

### О. Черніцина

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

Карадаг розташований у східній (Судацькій) частині Гірсько-Кримської структурної зони. Його головними складовими елементами є Береговий хребет (масиви Карагач, Хоба-Тепе, Магнітний), який простягається в північно-східному напрямі, та куполоподібне підняття Святої гори з ускладненою північно-західною вершиною (Малий Карадаг). Окремо ізольовані (на захід від балки Туманова) Шапка Мономаха і Лобовий хребет.

В оточенні палеовулкана Карадаг поширені схилово-шельфові (можливо, й давніші флішові) байоські, бат-келовейські, оксфордські теригенні, теригенно-карбонатні й карбонатні відклади. Лавово-пірокластична товща потужністю 775 м сформувалася під час пізньобайоської фази вулканізму.

*Вулканіти Карагача.* Толейтові базальти мають нормальну лужність калій-натрієвого, натрієвого типу ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,0\text{--}13,4$ ), слабо пересичені кремнеземом ( $Q = 2,3\text{--}5,8$ ); нормативні клінопіроксени за складом наближаються до залізо-магнезійно-кальцієвих авгітів складу  $\text{Wo}_{52}\text{En}_{35\text{--}40}\text{Fs}_{8\text{--}13}$ .

Толейтові олівінові базальти – недосичені породи нормальної лужності натрієвого типу за зниженого вмісту  $\text{K}_2\text{O}$ . У нормативному складі є велика кількість магнезійного ромбічного піроксену  $\text{En}_{72}\text{Fs}_{28}$  (24 %); вміст магнезійного олівіну  $\text{Fo}_{65}$  – до 2 %.

Спілітові базальти (трахібазальти) належать до основних порід сублужного ряду ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  – до 7,54 %). У нормативному складі містяться нефелін (10,5–23,5 %), ортоклаз (4,5–20,0 %), моноклінні Fe-Mg-Ca та Mg-Fe-Ca піроксени складу  $\text{Wo}_{52\text{--}53}\text{En}_{34\text{--}45}\text{Fs}_{2\text{--}14}$ ,  $\text{Wo}_{48}\text{Fs}_{45}\text{En}_7$ , а також гіперстен. Склад нормативного плагіоклазу –  $\text{An}_{51\text{--}84}$ .

Андезито-базальти-андезити відповідають нормальному петрохімічному ряду K-Na, Na серій, інколи з підвищеною та зниженою лужністю, проте серед лугів переважає  $\text{Na}_2\text{O}$ , значення  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  коливається від 2,5 до 52,0. У нормативному складі кількість альбіту досягає 60 %, наявні один або два піроксени. Склад моноклінних піроксенів авгітової серії –  $\text{Wo}_{50\text{--}53}\text{En}_{20\text{--}39}\text{Fs}_{8\text{--}30}$ .

Плагіодацити-дацити-ріодацити-плагіоріоліти належать до низьколужного нормального ряду K-Na серії ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,8\text{--}3,4$ ). У нормативному складі порід переважає плагіоклаз  $\text{An}_{11\text{--}49}$  (до 50 %). Трапляються різновиди порід з біотитом і клінопіроксеном складу  $\text{Wo}_{50}\text{Fs}_{29\text{--}51}\text{En}_{19\text{--}21}$ .

*Вулканіти Хоба-Тене.* Дацити-плагіодацити належать до нормального ряду калій-натрієвої серії ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,4\text{--}2,1$ ), коефіцієнт агпайтності  $K_a$  становить 0,6–0,8. У нормативному складі кількість олігоклазу  $\text{An}_{16\text{--}26}$  досягає 53 %, альбіту – 44, ортоклазу – 18 %. Породи глиноземисті ( $c = 1,1$ ;  $a' = 2,0\text{--}2,4$ ). Наявні різновиди, що містять Fe-Mg-Ca авгіти складу  $\text{Wo}_{50\text{--}56}\text{En}_{33}\text{Fs}_{11\text{--}17}$ , та породи з біотитом і без моноклінного піроксену (андезитоїдна та ріолітоїдна відміни).

Ріодацити-плагіоріодацити характеризуються низькою нормальною лужністю калієво-натрієвого типу:  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,7\text{--}3,2$ ;  $K_a = 0,5\text{--}0,6$ . Породи біотитовмісні; у нормативному складі польових шпатів кількість альбіту становить 35 %, ортоклазу – 21 %.

Трахіандезити-кварцові трахіти належать до середніх порід сублужного ряду K-Na серії:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,22\text{--}8,24$  %;  $K_a = 0,7$ . Породи містять біотит. Вміст нормативного ортоклазу – 13–26 %; кількість олігоклазу  $\text{An}_{21\text{--}22}$  досягає 56 %.

*Вулканіти Магнітного масиву.* Спілітові базальти (трахібазальти) за хімічним складом відповідають породам основного складу сублужного ряду K-Na, Na серій:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,94\text{--}7,85$  %;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,2\text{--}7,7$ ;  $K_a = 0,5\text{--}0,7$ . У нормативному складі наявний нефелін (9,1–15,6 %) і водночас – значна кількість гіперстену (9,8–13,3 %). Моноклінний піроксен має склад  $\text{Wo}_{50}\text{En}_{25\text{--}27}\text{Fs}_{23\text{--}25}$ . Склад нормативного плагіоклазу андезин-лабрадоровий ( $\text{An}_{35\text{--}51}$ ).

*Вулканіти Святої гори.* Дацити-плагіоріодацити мають нормальну або трохи знижену лужність K-Na типу ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,63\text{--}8,52$  %;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,2\text{--}2,9$ ;  $K_a = 0,4\text{--}0,8$ ). У нормативному складі переважає плагіоклаз олігоклаз-андезиновий складу (до 49 %, у тім числі альбіту – 40 %). Моноклінний піроксен має магнезієво-залізо-кальцієвий склад ( $\text{Wo}_{48}\text{Fs}_{43}\text{En}_9$ ). Породи містять біотит, високоглиноземисті ( $c = 0,2\text{--}0,6$ ;  $a' = 3,6\text{--}9,1$ ).

Плагіоріолітам-ріолітам (у тім числі гіалолітам) притаманна низька нормальна лужність калієво-натрієвого, натрієвого, калієвого типу (сума лугів становить 4,04–7,88 %;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,4\text{--}4,8$ ;  $K_a = 0,6\text{--}0,9$ ). У нормативному складі кількість альбіту досягає 45 %, ортоклазу – 31 %; наявний біотит. Склад нормативного плагіоклазу альбіт-олігоклаз-андезиновий.

Трахіріоліти – сублужні кислі породи калієвої серії ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9,22$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,4$ ;  $K_a = 0,8$ ). Вміст нормативного ортоклазу становить 39 %. Породи містять біотит;  $c = 0,9$ ;  $a' = 4,2$ .

*Вулканіти Малеого Карадагу.* У толейтових олівінових базальтах сумарний вміст лугів незначно підвищений (4,81 %), проте кількість  $\text{K}_2\text{O}$  залишається нормальною для основних порід. Це недосичені породи, у нормативному складі яких міститься магнезіальний олівін  $\text{Fo}_{78}$  (11 %), діопсид піжоніт-авгітового складу  $\text{Wo}_{53}\text{En}_{39}\text{Fs}_8$  (12 %), магнезіальний гіперстен  $\text{En}_{78}\text{Fs}_{22}$  (до 7 %).

Андезити мають нормальну лужність натрієвого типу за  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{CaO}$  та знижену глиноземистість ( $a' = 0,8$ ), що приводить до підвищення коефіцієнта агпайтності ( $K_a = 0,7$ ).

Отже, вулканіти близькі, головню, до толейтових порід. Такі особливості, як наявність гіперстену разом з олівіном (у базальтоїдах) і переважна роль магнезіально-кальцієвих клінопіроксенів у недосичених та нормально лужних різновидах, свідчать про те, що породам притаманні риси розвитку континентальної й океанічної кори.

**ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСІВ  
КРІОГЕННОЇ ДЕЗІНТЕГРАЦІЇ СІРЧАНИХ АГРЕГАТІВ ІЗ ДІЛЯНОК  
ПІДЗЕМНОЇ ВИПЛАВКИ СІРКИ ЯЗІВСЬКОГО ТА НЕМИРІВСЬКОГО РОДОВИЩ**

**О. Чоба, В. Дяків**

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

З 1969 по 2006 рр. в межах Язівського та Немирівського сірчаних родовищ видобували сірку методом підземної виплавки. У такий спосіб відробляли Шаварівську та Завадівську ділянки Немирівського родовища та Ярошівську, Центральну і Староязівську ділянки Язівського родовища. Внаслідок нерентабельності та інших економічних передумов усі ділянки підземної виплавки сірки (ПВС) закрили, залишки запасів сірки переведено в позабалансові.

Нині ділянки ПВС – це землі з деградованим ґрунтово-рослинним шаром, системою водовідвідних каналів, водою та ґрунтами, яким притаманні екстремально кислі значення рН через аварійні й технологічні розливи розплавленої сірки та її кристалізацію у вигляді найрізноманітніших агрегатів. Окиснення сірки приводить до утворення сірчаної кислоти, внаслідок чого ґрунтові й поверхневі води збагачені сульфатами і сірководнем. Ділянки колишніх територій ПВС представлені техногенно трансформованими хімічно забрудненими ландшафтами, які без технічної рекультивації можуть відновлюватися протягом десятків років. Прикладом цього може бути сучасний стан денної поверхні дослідної ділянки ПВС-1130, яку розробляли 1969 р. (Гайдин, Реутский, 1985).

Мінеральні агрегати сірки, які викристалізувалися з сірчаного розплаву, на денній поверхні зазнають різноманітного екзогенного впливу: фізичного, хімічного, мікробіологічного, фітоценотичного, що приводить до їхньої дезінтеграції. Фітоценотичні процеси стримує аномально кисла реакція ґрунту. Мікробіологічні активізуються в разі радикального зменшення в ґрунті концентрації сірки. Дуже слабо виявлені за природних умов ознаки хімічної дезінтеграції, особливо для агрегатів зі склоподібною кіркою оплавлення.

Спостереження за сучасним станом сірчаних агрегатів з ділянок ПВС засвідчили, що серед фізичних чинників екзогенного впливу найдієвішим є проникнення води у поровий простір, її замерзання під час сезонного зниження температури, збільшення на 10 % об'єму льоду порівняно з рідкою водою та руйнування агрегатів сірки. Такий процес названо кріогенна дезінтеграція (Шестернев с соавт., 2006).

Експериментальне моделювання процесів кріогенної дезінтеграції сірчаних агрегатів ми виконали на взірцях з Шаварівської та Староязівської ділянок ПВС. Досліджені взірці за хімічним і мінеральним складом майже не відрізняються, це практично чиста ромбічна сірка. Суттєва різниця полягає в особливостях онтогенезу, у ступені кристалічності, пористості, водопровідності, водовіддачі, характері поверхні.

За лабораторних умов ми вивчали дію кріогенного чинника на послаблення і часткове руйнування структурних зв'язків сірчаних агрегатів. Для цього онтоге-

нічні особливості досліджуваних взірців описували й фотофіксували. Потім взірці скроплювали дощовою водою до моменту витоку води з більшої частини ізольованих порожнин на поверхні взірців (так імітували атмосферні опади). Наступним кроком був первинний цикл заморожування та відтаювання у криокамері за температури стадії заморожування  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  та відтаювання  $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . На кожній стадії фіксували візуальні зміни взірців. Експериментально моделювали кількість циклів заморожування-відтаювання, які міг витримати взірець.

Об'єктом досліджень стали техногенні мінеральні агрегати сірки різної морфології. Вивчено вісім взірців сірки, яка утворилася під час експлуатації Шаварівської та Староязівської ділянок ПВС.

Взірець № 1 – мінеральний агрегат, складений, головню, великими стовпоподібними кристалами сірки діаметром до 2 мм і завдовжки до 2 см. Під час криогенної дезінтеграції він зруйнувався після шести циклів заморожування-відтаювання.

Взірець № 2 – мінеральний агрегат, складений дрібними голкоподібними, стовпчасто-видовженими кристалами діаметром 0,5 мм і завдовжки 0,5–1,0 см, на яких є шар прихованокристалічної пористої сірки. В процесі криогенної дезінтеграції взірець зруйнувався після семи циклів заморожування-відтаювання.

Взірець № 3 складений щільною сіркою з порожнистою текстурою. Діаметр порожнин – від 0,1 до 1,0 см. Порожнинам притаманне зональне горизонтальне розшнування. Підвищена порожнистість взірця зумовила його найшвидше руйнування під час криогенної дезінтеграції – після п'яти циклів заморожування-відтаювання.

Взірець № 4 – агрегат брудно-сірого кольору з внутрішньою зональною будовою. Одна частина взірця складена прихованокристалічною сіркою з невеликою кількістю горизонтальних порожнин діаметром 0,1–0,3 см. У центральній частині є велика порожнина, в якій наявні мікродрузи сателітних кристаликів розміром 0,1–0,2 см. Інша частина складена щільною сіркою з порожнистою текстурою. В процесі криогенної дезінтеграції взірець зруйнувався після семи циклів заморожування-відтаювання.

Взірець № 5 – губчастоподібний агрегат з різною локалізацією порожнин діаметром 0,1–0,3 см. На їхньому тлі є декілька порожнин розміром до 0,8–1,0 см. Значні розміри порожнин зумовили найшвидше руйнування взірця в процесі криогенної дезінтеграції – після п'яти циклів заморожування-відтаювання.

Взірець № 6 – землистий агрегат, який має щільну губчастоподібну внутрішню частину, що на периферії переходить у сфероліт-дендритне нашарування віялоподібних голчастих кристалів брудно-сірого кольору. Низька порожнистість взірця зумовила його найбільшу стійкість щодо криогенної дезінтеграції та руйнування після 12 циклів заморожування-відтаювання.

Взірець № 7 – мінеральний агрегат, складений призматичними кристалами ясно-жовтого кольору з двома темними коричневими смугами. Відсутність видимих неозброєним оком порожнин зумовила його підвищену стійкість до криогенної дезінтеграції та руйнування після 10 циклів заморожування-відтаювання.

Взірець № 8 – агрегат, складений, головню, великими ясно-жовтими стовпоподібними кристалами сірки. Простежено зональність від центра до периферії кристалів, де їхній діаметр збільшується від 2,0 до 2,5 мм, а довжина – від 1,5 до

2,1 см. Під час криогенної дезінтеграції взірць зруйнувався після семи циклів заморожування–відтаювання.

Руйнування мінеральних агрегатів відбувалося під впливом коливань температури та дії води, що замерзала. Внаслідок багаторазової зміни розширювання–стиснення окремих мінеральних зерен їхнє взаємне зчеплення порушується, агрегат розтріскується й розсипається на окремі уламки. У цьому разі руйнівну дію здійснює вода, яка замерзає в тріщинах і порах. Тиск, який виникає під час цих процесів, сприяє розширенню тріщин і руйнуванню мінерального агрегату.

Під час експериментального моделювання виявлено чітку залежність процесу криогенного руйнування взірців від їхніх структурно-текстурних особливостей. Найшвидше дезінтегруються порожнисті агрегати, яким притаманні підвищені водопровідність і водовіддача. Взірці, в яких наявні порожнисті й суцільні ділянки, руйнуються внаслідок більшої кількості циклів заморожування–відтаювання. Агрегати сірки зі стовпоподібними кристалами дуже стійкі до криогенної дезінтеграції. Руйнуються лише їхні зовнішні ділянки, де наявні найменш досконалі кристали і є умови для зародження мікротріщин діаметром до 0,1 мм, які впродовж тривалого часу не змінюються. Агрегати з землистою структурою практично не зазнають дезінтеграції.

Зазначимо, що експериментальне моделювання криогенної дезінтеграції відбувалося за ідеальних умов максимального заповнення порожнин атмосферною вологою й негайного заморожування, без урахування чинника випаровування та нерівномірного розподілу порожнин на денній поверхні сірчаних агрегатів. На цій підставі можна дійти висновку, що природна криогенна дезінтеграція сірки у ґрунтовому покриві може тривати десятки років.

## **МІНЕРАЛЬНІ АСОЦІАЦІЇ ГРАФІТУ НА ЗАВАЛІВСЬКОМУ РОДОВИЩІ (УКРАЇНСЬКИЙ ЦИТ)**

**К. Шакіна, Л. Скакун**

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

Завалівське родовище графіту традиційно трактують як стратиформне (Іванців, 1972; Лазько, 1975; Войтович, 1990). Формування графіту в цьому разі описують з погляду метаморфічної або органогенно-сингенетичної гіпотези: графіт утворився під час регіонального метаморфізму первинно-осадових алюмосилікатних порід, збагачених вуглецем біогенного походження. Родовище за головними ознаками (тип вмісних порід, фація метаморфізму, тектонічні умови, головні мінеральні асоціації порід тощо) подібне до багатьох графітових родовищ світу: у Шрі Ланці, Східних Гатах (штати Керала й Оріса, Індія), у масивах Блек Хілс (Південна Дакота, США) та Рубі Рендж (Ділон, штат Монтана, США), у штаті Британська Колумбія (Канада) та ін. Ці родовища в науковій літературі трактують як гідротермальні (Luque et al., 1998).

Характерною рисою опису багатьох родовищ графіту є те, що дослідники, зазвичай, не розрізняють парастеричні та парагенетичні асоціації графіту. В асоціації з графітом часто залучають як метаморфічні мінерали (наприклад, асоціація графіт + турмалін + мусковіт + хлорит + силіманіт + Fe-Ti-ортопіроксен для порід родовища Нью-Гемпшир, США) (Luque et al., 1998), так і домагматичні (графіт + хроміт у магматичних породах масивів Серанья де Ронда в Південній Іспанії та Бені-Боусера в Марокко) (Crespo et al., 2006). Для окремих об'єктів характерні асоціації графіту з сульфідами: графіт + піротин (масив Блек Хілс, Південна Дакота, США) (Duke et al., 1989), графіт + пірит (родовища у Шрі Ланці та Британській Колумбії) (Luque et al., 1998).

Завданням наших досліджень було з'ясувати парагенезиси графіту на Завалівському родовищі (Український щит).

Графіт наявний у всіх типах порід. Найбільші його концентрації (до 7–9 %) виявлені в різноманітних графітовмісних гнейсах і кристалосланцях центральної зони родовища. Для цих порід характерне збагачення Mg-Fe-слюдами. Інші типи порід містять графіт у вигляді розсіяних вкраплень: у кальцифірах і скарнах вміст графіту досягає 3 %, у кварцитах – до 5, гранат-піроксенових кристалосланцях – до 1–2 %. Вміст графіту в деформованих ендербітах, чарнокітах і гранулітах не перевищує 1 % (Іванців, 1972).

Формуванню графіту передували крихкі деформації. Графітовмісні породи в зоні графітизації тонкосмугасті, пухкі, кліважовані. Графіт наявний по тріщинах відколу, у тінях тиску будин калішпат-плагіоклаз-кварцових пегматитів, а також у тінях тиску будин діопсидових скарнів у графітовмісних сланцях.

Кристалізація графіту супроводжувалась розчиненням кварцу в центральній частині та відкладенням його на периферії у вигляді кварцових жил. Графіт формувался за високого співвідношення порода/розчин.

Мінеральні асоціації графіту описані для різноманітних типів порід Завалівського родовища. Графіт в асоціації з іншими мінералами фіксують, головню, в силікатній матриці (графітовмісні кристалосланці, кварц-польовошпатові породи). Він завжди асоціює з магнезійно-залізистими змішаношаруватими силікатами, які виповнюють порожнини розчинення кварцу або заміщують магнезійні силікати (зокрема, ранній Ti-вмісний біотит), формуючи паралельні зростки з графітом та облямівки. За результатами рентгеноспектрального аналізу, змішаношаруваті Mg-Fe-силікати в асоціації з графітом у графітовмісних кристалосланцях складені з пакетів шамозиту, лizarдиту та мінесотаїту, у кварц-плагіоклазових пегматитах і кварцитах – з пакетів клінохлору і смектиту. Інші мінерали в асоціації з графітом трапляються локально: у вигляді тоненьких облямівок потужністю до десятків мікрометрів, окремих зерен розміром до декількох десятків мікрометрів. Для всіх силікатних порід Завалівського родовища характерні асоціації графіт + серицит + альбіт + кальцит та графіт + K-Ва польові шпати. Виявлено асоціації графіту, склад яких залежить від складу вмісних порід. Поряд з більш раннім Ti-вмісним біотитом, що перебуває в парагенезисі з гранатом, ми відшукали безтитанистий біотит в асоціації з графітом. Ця асоціація властива породам, збагаченим магнієм і залізом (гранат-біотит-графітові кристалосланці). У породах, збагачених алюмінієм (кварц-плагіоклазові пегматити і кварцити), в асоціації з графітом наявний алюмоселадоніт. Для магнезійних скарнів характерна асоціація графіт + серпентин. Специфічну асоціацію виявлено у кварцових

жилах з графітом, де кварц сингенетичний з графітом, і в кальцит-кіношталіт-цельзіанових жилах: графіт + Sr-вмісний доломіт + Sr-вмісний барит + барієві карбонати (норсетит, баритокальцит) + магнезіальний амфібол.

Графіт є також у парагенезисі піротин + магнетит. Для зони графітизації характерна мінералогічна зональність: у центральній зоні в асоціації з графітом переважає піротин, у південній частині графіт асоціює з магнетитом.

Мінеральні асоціації графіту є типовими низько-середньотемпературними гідротермальними утвореннями, про що свідчить наявність змішаношаруватих магнезіально-залізистих силікатів, серпентину, альбіт-кальцит-серицитового парагенезису. Піротин-магнетитовий парагенезис визначає відновні умови формування графіту.

Згідно з результатами досліджень, графіт кристалізувався з гідротермального розчину внаслідок змішування двох флюїдів різного складу – розчину, збагаченого  $\text{HCO}_3^-$ , що перебував у рівновазі з карбонатними породами (мармури, кальцифіри), і  $\text{CH}_4\text{-C}_2\text{H}_6\text{-H}_2\text{S}$ -вмісного розчину глибинного походження.

## **ОСОБЛИВОСТІ КАРТУВАННЯ ВІДКЛАДІВ ФУНДАМЕНТУ В МЕЖАХ КРИМСЬКОГО НАВЧАЛЬНОГО ПОЛІГОНУ**

**О. Шваєвський, П. Білоніжка, Л. Генералова**

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

Однією з головних складових навчального процесу студентів-геологів є кримська навчальна практика з геологічного картування. Студенти мають змогу оволодіти методикою картування товщ, які залягають моноклінально (відклади крейди й палеогену) та складчасто (відклади верхнього тріасу та нижньої юри – таврійська серія). Багаторічний досвід засвідчує, що під час картування найбільші труднощі у студентів пов'язані з особливостями залягання відкладів фундаменту, які охоплюють близько половини площі навчального полігону.

Породи фундаменту мають надзвичайно важливе значення для розуміння й часткової реконструкції особливостей їхнього формування впродовж геосинклінального (рифтогенного) етапу розвитку території, оскільки представлені різними типами флішової формації і є еталонними для вивчення літологічних особливостей флішу (турбідитів), його ритмічності й циклічності. Вони також інформативні в разі локальних структурних побудов. Літологічні та структурні особливості таврійської серії дають змогу порівнювати їх з аналогічними параметрами флішу Скибової зони Карпат, з яким студенти ознайомлюються в межах Гребенівського навчального полігону впродовж першого етапу геокартувальної практики. Усі зазначені ознаки вимагають від студентів належного рівня теоретичної підготовки з базових дисциплін.

Методика *маршрутного картування* є головною (класичною) і з огляду на досить високий ступінь відслонення дає змогу охопити пунктами спостереження порівняно великі ділянки. Завдяки інструментальному та напівінструментальному

ному нанесенню точок спостереження на топографічну основу, ув'язці літологічних відмін порід і характеру ритмічності можна досить точно окреслити поля поширення окремих стратиграфічних підрозділів. Достатня відслоненість полігону сприяє виявленню різнорангових розломів, складчастих форм та їхніх елементів.

Повноцінні картувальні роботи не можливі без *мінералогічних* та *літологічних* досліджень. Мінеральний склад порід фундаменту подекуди на порядок більший, ніж відкладів чохла, що дає змогу провадити різноманітні мінералогічні дослідження різної детальності. Зрозуміло, що такі дослідження під час картувальної практики не завжди можна виконати, однак в окремих випадках навіть макроскопічні визначення мінеральних індивідів і агрегатів дають змогу виділити певні мінеральні асоціації, які характерні для відповідних тектонічних елементів (формування окремих мінералів у тріщинах, ядерних частинах складок та прирозломних зонах). Наведені тектонічні елементи, які супроводжуються відповідними мінеральними різновидами, зокрема й тектонічного походження, студенти можуть наносити на карти. Літологічні дослідження мають надзвичайно важливе значення не тільки для вивчення особливостей нагромадження флішових товщ (зміна потужностей, характеру нашарування, типу цементу, структурно-текстурних особливостей порід тощо), але й для картування, зокрема – за літологічними відмінами. Зазначимо, що картування за літологічними особливостями і характером ритмічності дає хороші результати, як засвідчили роботи студентів на Гребенівському полігоні.

Останніми десятиліттями досить популярними стали *структурний* та *мікροструктурний* види аналізу (методики Гзовського, Гуценка, Гінтова та ін.), які успішно застосовують під час картування флішових товщ. Суть цих методик полягає в аналізуванні та узагальненні значної кількості матеріалу – від замірів елементів залягання окремих складок, розломів, шарів, тріщин до мікрозамірів на рівні окремих мінеральних зерен. Очевидно, що для найповнішої уяви стосовно деформаційного режиму описуваної території потрібно якомога більше аналітичних даних (сотні, а іноді й тисячі замірів), які досить успішно можна опрацювати за допомогою комп'ютерних програм. Такі дослідження є гармонійним доповненням до традиційних методик, оскільки дають змогу достатньо оперативно отримати ключ для повної або часткової реставрації тектонічних умов окремої ділянки і регіону загалом.

*Геоморфологічні* дослідження під час картування відкладів фундаменту провадять з метою виявлення зв'язку геологічної будови території з її рельєфом. Особливо актуальним це є під час картування розломів різного порядку та складчастих форм, які можуть бути у вигляді додатних або від'ємних форм рельєфу. Завдяки найпростішим графічним побудовам одержують топографічні профілі, за якими шляхом інтерпретації гіпсометричного рівня виходу геологічних меж роблять висновки про наявність навіть великих розломів у межах навчального полігону. Зазначимо, що вже розроблено відповідні комп'ютерні програми, які дають змогу успішно виконувати такі роботи.

*Геофізичні* дослідження провадять під час картування великих незгідностей, контактів різновікових комплексів і магматичних тіл.

Найліпші результати стосовно стратиграфічного розчленування відкладів фундаменту дають *палеонтологічні* дослідження, однак, на відміну від порід чохла-

ла, які містять достатню кількість викопної фауни, породи фундаменту – це проблематичний об'єкт стосовно виявлення палеонтологічних решток. Поодинокі знахідки, зазвичай, трактують як невеликі палеонтологічні сенсації. Під час картувальних робіт студентам доводиться сподіватися на випадкові, іноді фрагментарні знахідки та наявний літературний матеріал.

Отже, картування відкладів фундаменту під час студентських практик вимагає комплексного підходу з використанням як традиційних, так і спеціальних методик геологічних досліджень. Стосовно спеціальних досліджень зазначимо, що з такими методами знайомі студенти старших курсів, які успішно можуть проходити переддипломну практику на окремих, навіть невеликих за площею ділянках Кримського навчального полігону.

## **ЗОЛОТОНОСНИЙ ПОТЕНЦІАЛ САВРАНЬКО-СИНИЦІВСЬКОГО РУДНОГО РАЙОНУ**

**О. Шваєвський, Ю. Пахнющий, О. Литвинович**

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

Про перспективи золотоносності чарнокіт-гранулітового структурно-формаційного комплексу (СФК) Українського щита в межах Середнього Побужжя відомо давно. Цей СФК містить суперкрустальні, плутоно-метаморфічні та плутонічні формації. Суперкрустальні та плутоно-метаморфічні формації утворюють відповідні ряди, синхронні за часом, а плутонічні є, ймовірно, продуктом їхнього метаморфогенного перетворення. Чарнокіт-гранулітовому СФК притаманний регіональний метаморфізм гранулітової фації і, як наслідок, розвиток метаморфогенно-метасоматичних змін порід. Очевидно, що саме з цим процесом пов'язане золотоутворення у Саврансько-Синицівському рудному районі. Крім Майського родовища, яке досить добре вивчене і практично підготовлене до експлуатації, є низка перспективних золотоносних об'єктів. Вірогідно, деякі з них за геолого-генетичними параметрами зруденіння та його масштабами є повними аналогами Майського родовища.

*Рудопроаяв Чимернільський* розташований за 3 км північніше від родовища; можливо, це продовження його рудовмісної товщі. У рудопроаяві виявлено достатньо значний набір породних асоціацій. Поширені кальцифіри, піроксенові плагіогнейси та кристалічні сланці, піроксен-амфіболові плагіогнейси та кристалосланці, біотитові плагіогнейси, біотит-амфіболові плагіогнейси, мігматити, які розвиваються по гнейсах, біотит-кварц-олігоклазові метасоматити. Товщі зазначених порід залягають зі значним кутом падіння (78–85°) у напрямі на південний схід. Золото локалізоване у біотит-кварц-олігоклазових метасоматитах, які утворилися, головню, по породах основного й ультраосновного складу.

Згідно з попередніми напівпромисловими дослідженнями, за вмістом золота і потужністю рудних покладів об'єкт відповідає сучасним вимогам промисловості. Привертає увагу комплексність руд рудопроаяву. За геохімічними даними вияв-

лені підвищені ореоли арсену й міді з концентраціями, відповідно, 0,4 та 0,5 %. Зафіксовано прояви срібла із вмістом до 1 г/т.

*Савранський рудопрояр* розташований у 2,5 км західніше від Майського родовища. Це був перший золотоносний об'єкт, який відкрили в межах регіону. Просторово він тяжє до ділянки здвоєння пластів магнітоактивних горизонтів нижньої частини лейкогранулітової формації, структурно – це фрагмент північно-східного крила Савранської синкліналі. Наявна речовинна і геофізична інформація дає підстави стверджувати, що за характером зруденіння та його потенціалом Савранський рудопрояр близький до Чимерпільського.

*Капустянський рудопрояр* є південним продовженням (близько 15 км) рудовмісного комплексу Майського родовища з усіма характерними ознаками. Рудоконтролювальною структурою є південне центриклінальне замикання Савранської синкліналі на контакт з невеликим гранітним масивом. Рудовмісна товща представлена амфіболітами, кальцифірами, кристалосланцями, мігматизованими гнейсами, які мають західне падіння з кутом 75–80°. За речовинним складом вмісних порід і структурно-текстурними характеристиками трьох рудних тіл рудопрояр, імовірно, є аналогом Майського родовища.

*Полянецький рудопрояр* розташований південніше (близько 6 км) від родовища Майське. Очевидно, що просторово він зосереджений у межах того ж магнітоактивного пласта нижньої частини лейкогранулітової формації, що й Савранський рудопрояр на ділянці південного замикання Савранської синкліналі. Щодо речовинних характеристик зазначимо, що у складі вмісних товщ зафіксовано значну кількість залізистих кварцитів. У зв'язку із браком інформації важко однозначно трактувати роль зазначених порід у формуванні золотого зруденіння.

Наявні дані дають підстави стверджувати, що, крім Майського родовища, в межах Саврансько-Синицівського рудного району зосереджено декілька об'єктів зі значним рудним потенціалом. За умов комплексного підходу до їхнього дослідження та належного фінансування виробничих робіт можна очікувати досить перспективні промислові об'єкти на рівні середніх за масштабами зруденіння родовищ.

## **ГРАНІТОЇДНИЙ ПЕТРОГЕНЕЗИС ТА ПРОБЛЕМА ГЛИБИННОСТІ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГРАНІТОУТВОРЕННЯ**

**В. Шевчук**

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

Одна з найдавніших і найважливіших у геології проблема походження гранітів і нині спричинює численні дискусії. Її неодноразово оголошували вирішеною, хоча й досі нема навіть однозначного визначення граніту. Добре відомі намагання обмежитися винятково магматичними утвореннями, однак у цьому разі залишаються осторонь значні об'єми гранітоїдів немагматичного походження. До того ж, еволюція та кристалізація природних розплавів виявились залежні від

багатьох чинників і значно складніші, ніж це уявляли на підставі лабораторних моделей із закритими системами. Останнім часом усе рельєфнішим стає розуміння тісного зв'язку гранітоутворення з планетарними процесами диференціації та зовнішнім ядром планети.

Комплексна "проблема гранітів" природно розгалужена на низку аспектів, кожен з яких містить чимало невирішених питань. Йдеться, передусім, про провідні чинники й механізми гранітоїдного петрогенезису, глибинність гранітоутворення, забезпечення простору під час формування гранітних плутонів. Особливу увагу завжди привертало питання тектонічної чи геодинамічної зумовленості різнотипного гранітоутворення.

Тривалі пошуки єдиного (головного) механізму гранітоїдного петрогенезису позначились аргументацією цілої низки можливих шляхів формування порід гранітоїдного складу, утім числі таких, що мало поширені в природі. Усі вони давно окреслені завдяки емпіричним, теоретичним і експериментальним дослідженням, проте їх продовжують обговорювати, поєднуючи з більш чи менш гіпотетичними концепціями комплексного характеру. До них належать також викладені нами на прикладі областей мезозойської тектономагматичної активізації (Шевчук, 1980, 1994) уявлення про домінування в межах гранітного шару планети двох принципово різних петролого-генетичних типів гранітоїдів: автохтонних, палінгенно-метасоматичних та алохтонних, метамагматичних, а також формування обох типів в аргументованих Д. Коржинським відкритих системах із цілком рухомими компонентами за участю глибинних флюїдів відповідної геохімічної спеціалізації.

З таких позицій на питання про глибинність гранітів того чи іншого петрогенетичного типу не можна однозначно відповісти (наприклад, мантіїні чи корові). Потрібно розрізняти глибинність твердопородного субстрату автохтонних і параавтохтонних гранітоїдів, глибинність базових розплавів – своєрідного субстрату для флюїдно-магматичної взаємодії, глибинність флюїдів – регуляторів *PT*- і фізико-хімічних умов петрогенезису і, нарешті, глибину власне гранітоутворення.

Порівняно просто вирішити питання щодо глибинності формування гранітоїдних тіл, оскільки їхнє становлення відбувається в межах верхньої кори у достатньо вузькому діапазоні глибин. Ознаки наявності значних гранітних мас у нижній корі, тим паче в мантії, не зафіксовані. Чи могли вони там бути, а потім повністю переміститись на верхньокорові рівні – довести неможливо. У будь-якому випадку, лише верхньокорові умови сприятливі як для гранітоїдного мінералоутворення, так і для формування великих гранітоїдних тіл.

Глибина зародження гранітизувальних термофлюїдних потоків достеменно не відома. Здавна їх уважали підкоровими, верхньомантіїними, астеносферними або нижньомантіїними. Останнім часом усе більше з'являється даних для припущення про зародження таких потоків на межі ядро-мантія у зв'язку з відокремленням летких компонентів – продуктів диференціації земної речовини у рідкому верхньому ядрі. Непрямим свідченням можливості існування таких потоків слугують наскрізномантіїні апвелінги, які дуже виразно виявляються у сейсмографічних розрізах планети. Періоди накопичення флюїдів до критичних мас з наступною їхньою міграцією до земної поверхні повинні бути, вірогідно, достатньо тривалі, і саме з ними можна пов'язувати етапи тектономагматичної

активізації і масового гранітоутворення в межах літосфери. Флюїдні потоки диференційовані за міграційною здатністю компонентів. Крім того, вони, судячи з особливостей різновікових гранітоїдів, за загальної кремнієво-лужної спеціалізації спрямовано і необоротно змінювали свій геохімічний профіль від суттєво кремнієвого до натрієво-кремнієвого (рубіж палео- і мезоархею) і калієво-кремнієвого (рубіж неоархею і палеопротерозою), трансформуючись у цьому разі з переважно вуглекислих у переважно водні.

Породні комплекси, які гранітизуються в межах верхньої кори, об'єднують компоненти різної глибинності: від мантійних складових офіолітових асоціацій до верхньокорових осадових утворень. Близький діапазон глибин характерний також для розплавів головно базитового складу, різнорівневі осередки яких формуються під впливом відповідних геодинамічних і флюїдних режимів. Суміщення у просторі й часі магматичних і флюїдних потоків зумовлює процеси флюїдно-магматичної взаємодії та послідовну зміну хімізму розплаву на шляху міграції, а також гранітоїдне мінералоутворення вже за умов верхньої кори.

Давня проблема простору під час формування гранітних батолітів (плутонів, мігматит-плутонів та ін.) загострилася після того, як геофізичними засобами було доведено плоский, лінзоподібний характер гранітоїдних тіл.

Дієвим засобом розв'язання зазначеної проблеми стає все адекватніше математичне моделювання геологічних процесів і структур. Зокрема, виконані розрахунки впливу термофлюїдних аномалій на напружено-деформаційні стани корових систем із пружними і пружно-пластичними середовищами (Шевчук, Лихачов, 1994, 1996; Шевчук, Лавренюк, 2008) доводять, що завдяки об'ємним ефектам фазових перетворень термофлюїдні потоки стають важливим силовим чинником корового структуроутворення. Вони здатні створювати аномальні (інверсійні) поля напружень із субвертикальним розташуванням осі мінімального стиснення (розтягання), які, своєю чергою, спричиняють формування сприятливих для гранітоутворення субгоризонтальних зон відносної декомпресії (або/і розтягання). Інверсійні поля напружень можуть формуватися також за колізійних умов, проте участь глибинних флюїдів у процесах масового гранітоутворення видається незаперечною.

## **СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ МЕТАМОРФІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ ЯК ІНДИКАТОРИ ДИНАМО-КІНЕМАТИЧНИХ УМОВ СТРУКТУРОУТВОРЕННЯ**

**В. Шевчук**

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

Структурно-текстурна анізотропія та пов'язана з нею анізотропія фізичних (пружних, сейсмічних, магнітних, електричних тощо) властивостей гірських порід має важливе значення у структурному аналізі. Різні прояви структурно-текстурної анізотропії певним чином відображають напружено-деформаційні

стани формування порід, що зумовлює їхнє використання під час динамо-кінематичних реконструкцій.

Морфологічна і генетична різноманітність проявів структурно-текстурної анізотропії пояснює складнощі їхньої класифікації.

Досі нема загальноприйнятого терміна для позначення всіх проявів структурно-текстурної анізотропії, тим більше, що й поняття структури і текстури гірських порід подекуди мають різний зміст. В англійській літературі їх класифікують за структурно-текстурними утвореннями (fabrics) і виділяють листуватість (foliation) та лінійність (lineation).

У вітчизняній – за орієнтованими структурами і текстурами (так звані директивні текстури) або, за термінологією А. Казакова, структурно-текстурними елементами (СТЕ) – елементарними комірками однотипної будови. Такі комірки поділяють на площинні (об'ємно-площинні) та лінійні (об'ємно-лінійні). Серед СТЕ розрізняють первинні (утворилися під час формування гірських порід) та вторинні (результат перетворень первинних СТЕ).

Метаморфічним породним комплексам притаманна найбільша різноманітність СТЕ, оскільки за низьких ступенів метаморфізму можуть зберігатися релікти первинних СТЕ осадового або магматогенного субстрату, а за високих – формуватись особливі метаморфогенні типи СТЕ: смугастість, сланцюватість, кліваж, певні типи лінійності та супутні структурно-текстурні прояви, які використовують як репери переміщень під час неспівосних деформацій.

Виходячи з широкого розуміння поняття “метаморфізм”, яке охоплює всі деформаційні та речовинні перетворення вихідних (первинних) порід, усі метаморфогенні СТЕ вважають вторинними. Водночас, у разі накладання декількох етапів метаморфічних перетворень рання генерація метаморфогенних СТЕ слугуватиме вихідною для пізнішої генерації.

Вторинні СТЕ, які відображають напружено-деформаційні стани, за яких вони формуються, відіграють важливу роль у структурному аналізі, оскільки дають змогу діагностувати різнорангові тектонічні структури та реконструювати динамо-кінематичні умови тектонічних процесів. Вони можуть успадковувати первинні СТЕ або мати довільну щодо них орієнтацію.

Зрозуміло, що вади діагностики первинних і вторинних СТЕ та їхніх різновікових генерацій безпосередньо позначаються на коректності розчленування метаморфічних утворень та визначенні характеру структурної еволюції.

Серед складнощів, які виникають на цьому шляху, зазначимо такі.

По-перше, суміщення у просторі й часі деструктивних і кристалізаційних процесів, деформаційних і речовинних перетворень зумовлює тісний генетичний взаємозв'язок усіх вторинних СТЕ та існування широкої гами перехідних типів і різновидів. Саме можливість трансформації одних СТЕ в інші приводить до понятійно-термінологічних непорозумінь, які негативно впливають на якість структурних досліджень.

По-друге, зазначені процеси й перетворення мають різнорівневий характер, оскільки відбуваються на мінеральному і породному рівнях. Вторинні СТЕ часто виявляються наскрізно у великооб'ємних породних комплексах, тобто можуть виявлятися і на структурно-формаційному рівні.

Різні типи кліважу, деформаційної та кристалізаційної сланцюватості, метаморфічної, мілонітової і мігматитової смугастості можуть мати закономірну, про-

те різну орієнтацію як щодо первинних СТЕ, так і стосовно орієнтації головних осей полів напружень, у яких вони формуються.

Особливо складною є проблема орієнтованого росту різних мінералів у полі напружень та просторові співвідношення порфіробластичних і порфірокластичних систем.

Важливі результати можна отримати під час комплексного аналізу теоретичних, експериментальних та емпіричних даних, зокрема, на прикладі структурних реконструкцій у межах міжмегаблокових шовних зон Українського щита.

## **РОДОВИЩА ЗОЛОТА АФРИКАНСЬКОГО КОНТИНЕНТУ – ПОТЕНЦІЙНІ ОБ'ЄКТИ ІНВЕСТИЦІЙНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ УКРАЇНСЬКИХ КОМПАНІЙ**

**В. Ширкунов, Вік. Ширкунов**

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

У межах Африканського континенту сконцентровано понад 40 % оцінених світових запасів золота, понад 70 % запасів алмазів, понад 90 % (без урахування Росії) запасів платиноїдів, і це за досить слабкої вивченості регіону.

Отже, за видобутком золота, алмазів і платиноїдів майбутнє за Африкою.

Останнім часом підвищення цін на золото й нестабільність міжнародних валют підвищують інтерес іноземних компаній до розшуків, розвідки та розробки родовищ золота на континенті. Проте зазначимо, що реалізації такого потенціалу заважають добре відомі політичні, економічні, кліматичні й інші труднощі, які переборні в разі професійного підходу до справи. Українські компанії не повинні бути поза цим процесом.

У складі достатньо великого геологічного колективу ми протягом останніх десяти років працювали у восьми країнах Африканського континенту: у Центральній Африканській Республіці, Судані, Руанді, Беніні, Ліберії, Анголі, Мавританії, Мадагаскарі.

Під час виконаних робіт розроблено методики розшуків та розвідки рудних і розсипних родовищ золота, відпрацьовано найефективніші методи, зокрема технічні, проведення гірничих робіт, ручного буріння та ін. за умов важкої доступності та складного клімату.

Як наукове обґрунтування методики геологорозвідувальних робіт розроблено систематику промислових типів родовищ золота. Вивчено структурні умови локалізації та речовинний склад руд різних промислових типів родовищ.

Розроблено пропозиції для українських підприємців з організації, методики й техніки виконання геологорозвідувальних робіт на Африканському континенті, в яких взято до уваги потенціал окремих країн, їхнє політичне і соціальне становище.

## ВИВЧЕННЯ ПРОЯВУ ГІРНИЧИХ УДАРІВ У ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОМУ ВУГІЛЬНОМУ БАСЕЙНІ

П. Явний, К. Шаламай

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

Гірничі удари на вугільних родовищах виникають у разі певного поєднання гірничо-геологічних і гірничотехнічних чинників. Суть цього явища полягає в тому, що внаслідок дії зазначених чинників гірничий тиск на цілику вугілля досягає надвисоких значень і миттєвим (молотковим) ударом випрямлених (іноді з розривом суцільності) порід вугільний цілик крихко руйнується, відкидаються значні шматки вугілля, висуваються окремі частини вугільного цілика, ламається кріплення протягом десятків і навіть сотні метрів гірничих виробок.

До гірничо-геологічних чинників належать:

- значна глибина залягання вугільних пластів від денної поверхні;
- висока міцність і потужність порід головної покрівлі;
- схильність крайової частини вугільного масиву до крихкого руйнування, яка залежить від деформаційних властивостей і міцності вугільних пластів, а також фазово-фізичних показників вугілля;
- відсутність у безпосередній покрівлі й підшві на контактах з пластом слабких пластичних шарів порід;
- низка особливостей тектоніки родовища і характеру порушення пластів.

Гірничотехнічні умови появи гірничих ударів визначені, головню, схемами розкриття, способами підготовки і системами розробки вугільних пластів.

Під час розвідки виконують попереднє прогнозування на підставі вивчення структури, потужності, літологічного складу і міцності окремих шарів порід, метаморфізму, петрографічного складу, пружно-пластичних властивостей вугілля, глибини залягання і кута падіння пластів. На стадіях детальної та експлуатаційної розвідки, а також у діючих шахтах уточнюють зазначені геологічні дані стосовно розвіданої ділянки чи шахтного поля і досліджують міцність, пружно-пластичні й фазово-фізичні властивості вугільних пластів.

У процесі геологічної розвідки висновки про міцність, пружно-пластичні та фазово-фізичні властивості вугілля роблять на підставі аналізу керна матеріалу, отриманого під час розвідувального буріння. Міцність вугілля (коефіцієнт міцності  $f$ ) можна визначати методом товчення.

Залежно від виходу і стану вугільного керна визначають схильність пласта до крихкого руйнування, тобто до гірничих ударів. Пласт вважають схильним до крихкого руйнування, якщо:

- вихід керна становить 80–100 %;
- kern представлений у вигляді стовпців і великих шматків з раковистим зломом;
- вугілля міцне ( $f \geq 1$ ) і представлене на 80 % матовими й напівматовими різновидами.

Під час геологорозвідувальних робіт до потенційно ударонебезпечних пластів зачисляють вугільні пласти, які залягають на глибині 500 м і мають у породах покрівлі окремі шари потужністю не менше 10 м на одноосне стискання 800 кгс/см<sup>2</sup>.

У напрямі від Волинського родовища до Південно-Західного вугленосного району газоносність зростає від 0,01–1,50 до 5–20 м<sup>3</sup>/т с.б.м. Газовий тиск у вугільних пластах Межиріченського родовища не перевищує 1,5 МПа, а в Південно-Західному районі – 4,5 МПа. На більшості шахто-пластів Львівсько-Волинського басейну витримана умова  $W_e > W_{mg}/G_e > G_{mg}$ , тобто, природна волога  $W_e$  більша від максимальної гігроскопічної вологи  $W_{mg}$ , а показник природного водонасичення  $G_e$  більший від показника порового простору  $G_{mg}$ , що характерно для пластів, не схильних до гірничих ударів.

Як зазначено, міцність вугілля визначають методом товчення. Ситовий аналіз виконують для визначення виходу фракцій руйнування вугілля в цілому за пластопересіченням. Цей аналіз полягає у визначенні маси досліджуваної проби вугілля, розсіюванні її на ситах протягом 12 хв. За його результатами визначають ступінь руйнування вугільних кернів. У разі визначення коефіцієнта міцності виходять із залежності  $f = 0,80 - 0,06 R$  (Поляшов, 1986).

Ми виконали дослідження, внаслідок яких отримано понад 2 000 значень коефіцієнта міцності вугільних пластів Львівсько-Волинського вугленосного басейну. Результати засвідчили, що значення  $f$  вугілля не перевищує одиницю, а це свідчить про те, що вугільні пласти Львівсько-Волинського вугленосного басейну не схильні до гірничих ударів.

## **ОСОБЛИВОСТІ ТЕРМІЧНОЇ ДЕГІДРАТАЦІЇ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ БАДЕНСЬКИХ ГІПСІВ ІЗ КАР'ЄРІВ ЩИРЕЦЬ І ПІСКИ**

**Я. Яремчук<sup>1</sup>, М. Кочубей<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України  
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а  
E-mail: slava.yaremchuk@gmail.com*

*<sup>2</sup>Національний університет Львівська політехніка  
79013 м. Львів, вул. Степана Бандери, 12*

Глинисті мінерали – це природні дисперсні водні шаруваті або стрічково-шаруваті силікати й алюмосилікати. В їхній структурі важливою складовою є вода, яку за характером зв'язку поділяють на конституційну, міжшарову та адсорбційну. Міжшарова вода адсорбована між нейтральними шарами кристалічної ґратки, тому частково має цеолітний характер і зачислена В. Соболевим до кристалізаційно-адсорбційного підтипу.

За характером дегідратації глинистих мінералів можна отримати додаткову інформацію про їхній хімічний склад, оскільки виділення різних типів води зі структури відбувається у певних температурних інтервалах і має особливості для різних мінеральних груп. Температура виділення конституційної води (ОН),

додатково, залежить від типу катіонів в октаедричній координації структури окремих мінералів.

Глинисті мінерали мають складну структуру, а здатність перетворюватися з одних мінеральних форм в інші ускладнює їхнє визначення у полімінеральній пробі, тому під час рентгенофазових досліджень пелітової фракції доцільно використовувати ще комплексний диференційно-термічний (ДТА) і термогравіметричний (ТГ) аналізи.

Згідно з результатами вивчення пелітової фракції баденських гіпсів із кар'єрів Щирець і Піски, асоціація глинистих мінералів представлена діоктаедричним монтморилонітом, який переважає, у меншій кількості – гідрослюдою, триоктаедричним хлоритом магнезійно-залізного складу та змішаношаруватими утвореннями типу хлорит-монтморилоніт і гідрослюда-монтморилоніт.

Багатофазовий склад пелітової фракції та різні кількісні співвідношення між мінералами приводять до зміни вигляду їхніх термограм. Спільними на термограмах усіх проб є теплові ефекти на кривих ДТА, які відповідають виділенню міжшарової й конституційної води та процесам згоряння органічної частини проб. У ділянці температури 20–230 °С ендоефект на кривій ДТА відповідає виділенню міжшарової води, наявної у структурі глинистих мінералів групи монтморилоніту, гідрослюди та змішаношаруватих утворень.

У пробі, де цей тепловий ефект найглибший, зміщений у ділянку вищої температури (150 °С) і супроводжується інтенсивною втратою маси (6,9 %) на кривій ТГ, переважає монтморилоніт (склад проби близький до мономінерального).

На кривій ДТА іншої проби ендоефект у цьому інтервалі з температурою максимуму 115 °С супроводжується найменшою (5,1 %) серед інших проб втратою маси на кривій ТГ. Це підтверджує більший, порівняно з іншими пробами, вміст гідрослюди й домішки змішаношаруватого утворення гідрослюда-монтморилоніт.

На кривій ТГ проби, яка містить порівняно велику кількість змішаношаруватого хлорит-монтморилонітового утворення, зафіксовано незначну втрату маси (5,5 %), що зумовлене відсутністю у хлоритових пакетах міжшарової води. У ділянці температури згоряння органіки (230–420 °С) чіткі екзоэффекти, які не супроводжуються втратою маси на кривій ТГ (або ця втрата незначна), свідчать про процес окиснення заліза, яке ізоморфно міститься у бруситовій сітці хлориту. Це підтверджує магнезійно-залістий склад мінералу.

Перший етап виділення конституційної води з монтморилоніту починається за 450 °С (максимум – за 600 °С), що свідчить про наявність  $Fe^{3+}$  в октаедричних позиціях структури мінералу. Другий етап визначений перегином кривої за 850 °С, що характерне для монтморилоніту та є додатковим підтвердженням його переважного вмісту у пробі.

В іншій пробі, де наявна гідрослюда, а також гідрослюдисті пакети у складі змішаношаруватого утворення, високотемпературний ендоефект, який фіксує втрату конституційної води на другому етапі, виявлений за 887 °С. Поведінка ендоефектів гідрослюди на кривій ДТА свідчить про стійкість структури мінералу: гідрослюда швидко втрачає адсорбційну та міжшарову воду (що не призводить до руйнування ґратки) і водночас утримує за високої температури конституційну воду у вигляді йонів  $OH^-$ .

Отже, комплексне термічне дослідження багатофазової системи відомого мінерального складу дає змогу не тільки підтвердити визначену за даними рентгенофазового аналізу асоціацію мінералів чи уточнити її, але й з'ясувати структурні особливості окремих мінеральних фаз.

## **ОЗНАКИ РУДОНОСНОСТІ ФЛЮЇДИЗАТНО-ЕКСПЛОЗИВНОГО ПОХОДЖЕННЯ В ПЕРЕДКАРПАТТІ**

**Г. Яценко<sup>1</sup>, Н. Трофимович<sup>2</sup>, І. Яценко<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4*

*E-mail: Yatsenko1941@list.ru*

<sup>2</sup>*Львівське відділення УкрДГРІ*

*79038 м. Львів, вул. Пасічна, 38а*

*E-mail: trofym@mail.ru*

Погранична територія між південно-західним перикратоном Східноєвропейської платформи і складчастими структурами Карпат має двоповерхову будову: верхньодокембрійська основа, як на платформі, та чохол з "укладеними" палеозойськими, юрськими і крейдовими прогинами.

Активні дослідження регіону звичайно обмежені проблемами нафтогазоносності Внутрішнього і Зовнішнього кайнозойських прогинів та соленосних структур неогену, меншу увагу приділяють алмазній і рудній спеціалізації.

Уважають, що карпатські складчасті структури розташовані на континентальній земній корі, на палеозойській чи докембрійській основі. Відповідно, будову і рудоносність Передкарпатського регіону можна трактувати з погляду розвитку основи платформного типу і чохла. Межа перикратону зміщується ближче до Карпат.

Розломні умови сприяли зв'язкам з глибинами земної кори і мантією, переміщенню флюїдизатів до поверхні, експлозивній діяльності та рудогенезу.

Етапи активізації виявлялись у пізньому докембрії, девоні, карбоні, юрі, крейді, палеогені й неогені.

Ознаки експлозивних структур численні, флюїдизатно-експлозивні формації наявні, проте їм не надають необхідне значення і не досліджують стосовно рудоносності.

Відомі та нові дані засвідчили, що осадові формації неогену Передкарпаття містять туфи сублужного складу, походження яких пов'язують з вулканізмом Закарпаття або навіть Вірменії. Домішки вулканогенного матеріалу, з нашого погляду, зумовлені місцевими флюїдизатно-експлозивними процесами, головню сублужного характеру. Відповідно, у відкладах поширені асоціації характерних акцесорних мінералів, серед яких гранати, циркон, мінерали титану, корунд, кіаніт, ставроліт, муасаніт та ін. (навіть у менілітових сланцях).

Експлозивна діяльність виражена геоморфологічно в рельєфі купольними структурами (за даними О. Колодія – Трускавецькою, Рава-Руською та ін.) та в геофізичних полях.

Для Передкарпаття в основі й чохла характерні брекчії різного вікового рівня і складу (воротищенська й інші світи), які утворюють від'ємні лінійні зони; передбачають трубки.

Регіон складно побудований унаслідок впливу процесів активізації на різних вікових рівнях – блокові структури ускладнені молодими насувами й розломами.

Як приклад ми обрали складну ділянку вододілу між Західним Бугом і Дністром – басейн р. Вишня, де розташовані міста Рудки, Судова Вишня та ін. Тут у річкових долинах і кар'єрах відслонені відклади неогену й антропогену. Низи розрізу чохла складені палеозойськими формаціями, які зачислено до міогеосинкліналі каледонід (Хижняков, 1963). Серед фанерозойських відкладів також є юрські, крейдові й неогенові утворення (Чебаненко, 1990). У чохла виділяють і комплекс льодовикових формацій, фрагменти яких, як уважають, у межах описуваної території збереглися на пагорбах (Демидюк, 1995). Докембрійська основа містить формації Лежайського виступу.

Ми вивчали, головнo, теригенно-глинисті формації неогену й антропогену. Виконано шліхове опробування, літологічні, мінералогічні й палеонтологічні дослідження.

Виявляється, що глинисті формації неогену в окремих шарах містять грубоуламковий і піщаний матеріал, переміщений із верств, що залягають нижче, або з докембрійської основи. Матеріал має різний ступень обкатаності (є й необкатані уламки та зерна), містить флюїдизатно-експлозивні складові.

У сел. Дубриничі вздовж правого схилу долини р. Вишня відслонені неогенові верстви темноколірних, блакитних, сірих глин (видима потужність – до 5 м). У нижній частині розрізу вони містять прошарки уламкових порід, жорстви, грубозернистих пісковиків бурого кольору та ін. Переважають частинки, класти, близькі до аркозів сублужного складу (калієвий польовий шпат, кварц, слюди), які розподілені по шарах нерівномірно. Трапляються гранати, ільменіт, піроксени, амфіболи, а також рудні й нерудні кульки, скло, шлаки. Серед мінералів переважає кварц. Цей матеріал для глин “чужий”, сторонній, привнесений, характерний для експлозивних формацій, перевідкладений, можливо, неодноразово. У глинах виявлено частинки рослин, заміщені сульфідами, а також пилок рослин віком від неогену до нині (визначення А. Іваніни, Львівський національний університет імені Івана Франка). Наявні також невеликі кремені різного кольору, деякі з них нагадують знаряддя людей кам'яного віку.

Глини кар'єру в с. Орховичі зовні подібні до описаних. Зафіксовано шаруватість і дещо інший склад уламкового й органічного матеріалу. Тут виділено верстви з дрібним теригенним чи карбонатним матеріалом. Загальне мінералогічне тло подібне, однак серед органічного матеріалу виявлено форамініфери, які належать до сарматського ярусу верхнього міоцену (визначення Н. Трофимович, Львівське відділення Українського державного геологорозвідувального інституту). Зауважимо, що баденій і сармат – це час одного з етапів активізації й вулканізму в Закарпатті (Ляшкевич зі співавт., 2004).

У складі уламкового матеріалу відшукано мінерали-супутники алмазу. Вуглефікація рослинних решток, сульфідизація, збереженість частинок скла свідчать про відновлювальні умови під час формування товщі, можливо, лагунні, на відміну від описуваної глинистої формації. На щиті відклади сармату переважно

теригенні за специфікацією, збагачені рудним матеріалом, гранатами, трапляються супутники алмазу. Глини в розрізах мають підпорядковане значення.

Описана товща перекрита чохлом різної потужності, головно, бурими суглинками, які містять уламковий матеріал глибинного, ендегенного й осадового походження. У низах пачки виявлено вироби з кременю і кісток. Ці верстви за походженням вважають льодовиковими. У межах району подібні відклади розташовані на пагорбах. У низинах подекуди є піски, які зачисляють до флювіогляціальних (Демидюк, 1995).

Завдяки шліховому опробуванню алювію у верхів'ях р. Вишня з'ясовано, що тут поширені уламки мінералів і порід, склад яких свідчить про можливі зв'язки з алмазонасною формацією лампроїтового типу. Є також класти сублужних порід, для яких характерна рідкіснометалево-рідкісноземельна мінералізація.

Отже, можна припустити, що описаний матеріал походить з порід кристалічної основи чи перевідкладений з давніших первинних колекторів чохла.

Зауважимо, що поблизу, південніше за вододілом, на якому розташоване м. Рудки, у пробах з алювію Дністра (с. Колбаєвичі) широко представлений "карпатський" матеріал, наявні лише шлаки різного походження.

Подібні гальки виявлено також в алювії р. Глиниці (права притока р. Вишні) на північній окраїні с. Борятин.

Льодовикові утворення на пагорбах та глини сармату містять подібний уламковий матеріал, який, вірогідно, перемістився знизу вертикально, а не льодовиком горизонтально, з Балтійського щита. У верхів'ях р. Вишня в шліхах переважають глинисті відклади, матеріал алювію представлений осадовими і кристалічними утвореннями (гранітоїдні, сублужні, основні породи, пісковики, катаклазити, кварцити, фосфорити, сланці). Трапляються уламки ультраосновного складу, серпентиніти. В окремих пробах наявні породи дайкового комплексу, мінерали-супутники алмазу. Є підстави очікувати на глибині експлозивні апарати.

Розташовані нижче відклади осадового чохла мають значну потужність. Їхній розріз відомий за даними буріння на газ, родовища якого є в межах описуваної території. Вони розташовані на межі Самбірського й Городоцького районів, у північно-західній частині Косівсько-Угерської підзони Більче-Волицької зони. Газові поклади містяться в сарматських та юрсько-карпатійських відкладах.

За даними буріння, виступ, складений вапняками верхньої юри, подекуди перекритий пісками карпатію, а вище залягають баденсько-сарматські відклади. Зауважимо, що вапняки внаслідок флюїдизатно-експлозивної діяльності стають пористі – це один із колекторів для родовищ нафти і газу.

Загальновідомий факт, що в Північній Америці розробляють родовища нафти, розташовані на значних глибинах в астроблемах. З нашого погляду, ці структури мають глибинне, флюїдизатно-експлозивне, а не космічне походження, і вони можуть бути в Передкарпатті.

Отже, є підстави припускати, що територія Передкарпаття – це арена інтенсивної флюїдизатно-експлозивної діяльності, яка зароджується в мантії у вигляді флюїдизатів і реалізована в чохлі формуванням у трубчатих експлозивних структурах і зонах розломів родовищ різноманітних корисних копалин (рудних, нерудних, горючих).

## **ЗАХІДНИЙ СХИЛ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА – ЗОНА ЕНДОГЕННІЙ ФЛЮЇДИЗАТНО-ЕКСПЛОЗИВНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ Й РУДОГЕНЕЗУ**

**Г. Яценко, І. Яценко, О. Бучковська**

*Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4  
E-mail: Yatsenko1941@list.ru*

На платформах пограничні структури між щитами і прогинами – плечі – підпорядковані глибинним розломам. Це зони проникності, які сягають мантийних глибин, що підтверджено положенням кімберлітів на Сибірській платформі, у Приазов'ї, на південно-західному плечі Дніпровсько-Донецької западини та в інших регіонах світу.

Кристалічна основа Дністерського перикратону зі сходу межує з Подільсько-Білоцерківським архоном і Волинським протоном Українського кратону (Яценко с соавт., 2002). Зона контакту між кратоном (щитом) і південно-західною частиною перикратону ускладнена Подільським прогином. До описуваної структури прилягають території, складені траповою формацією, подібною до трапів Сибірської, Південно-Африканської та інших давніх платформ. Описувана ситуація свідчить про можливу наявність у регіоні алмазоносних структур – кімберліт-лампроїтових трубок вибуху і дайок, розсипищ алмазів, а також проявів рудних та нерудних корисних копалин. Перспективи рудогенезу підвищує те, що із заходу до щита впритул прилягають широтні структури – Прип'ятський вал, Волинський рифейський прогин, вузькі неогенові прогини Придністер'я. У місцях їхнього перетинання формуються вузли, сприятливі для флюїдизатно-експлозивної діяльності. Отже, до контактної зони Українського щита з Дністерським перикратоном тяжіють флюїдизатно-експлозивні структури, з якими прямо чи опосередковано пов'язані прояви різноманітних корисних копалин. Цьому сприяють розломи вищого рангу, за участю яких утворюються поля флюїдизатно-експлозивних структур.

Скісний контакт між основою й чохлам на схилі щита належить до структур неузгодження, сприятливих для локалізації проявів рудних і нерудних корисних копалин флюїдизатно-експлозивного, метасоматичного та гідротермального генетичних типів.

У межах Подільської зони розломів кристалічна основа щита занурена в західному напрямі й перекрита рифейськими (поліська серія), вендськими (волинська, могилів-подільська серії) і палеозойськими відкладами.

Виконані дослідження засвідчили, що до традиційно вендських базальтоїдів, туфів і вулканогенно-теригенних порід подекуди зачисляють крейдові базальтоїди й туфи, а також неогенові теригенно-експлозивні відклади (Яценко, Трофимович, 2001). Їхній вік підтверджено палеонтологічними даними, головню, за форамініферами. Отже, є підстави вважати прояви трапів телескопованими. Відповідні спостереження, виконані в Берестовецькому й Рафалівському кар'єрах, засвідчили крейдовий вік окремих верств карбонатів у трапових розрізах. Флюїдизатно-теригенні пісковики й гравеліти грушкінської світи на Поділлі (с. Грушки) містять уламки молюсків і форамініфери крейдового віку. Відомо, що це час

формування проявів кімберлітової формації в Південній Африці та інших регіонах світу. У коричневих звітрілих сублужних туфах (відслонення в с. Путринці) виявлено озалізовані неогенові форамініфери. Туфи заміщені сапоніном і містять класти діопсиду, амфіболу, калієвого польового шпату, кварцу, частинки самородних металів, скла, шлаків, скляні й рудні кульки. Подібні сублужні туфи останніх етапів активізації раніше розкрито свердловиною в м. Гусятин.

У зоні контакту Українського щита з Дністерським перикратоном розташовані також прояви лужних і основних сублужних формацій різного типу з відповідними проявами корисних копалин. До ендегенних належать апатитоносні протрузії слюдисто-піроксенових порід (Голосківська та ін.), нефелінові сієніти (Антонівський масив), прояви слюдисто-піроксенових порід і пегматоїдних гранітів з апатитовою мінералізацією (с. Саїнки). До них близькі потенційно алмазонасні дайкоподібні породи, відслонені в с. Верхній Ольчедаїв, які за складом подібні до алмазонасних формацій Канади.

Експлозивні структури, вивчені слюдисто-піроксеновими, слюдисто-амфіболовими породами, наявні також на схилі щита північніше м. Ізяслав. Тут розташовані і глинисті, головно сапонітові формації, які утворилися внаслідок заміщення вітрофірових туфів сублужного складу. Глини містять класти порід і мінерали лужно-ультраосновного складу, можливо, алмази.

З флюїдизатно-експлозивними структурами схилу пов'язані прояви різних рудних і нерудних корисних копалин (Яценко с соавт., 2002). Теригенні і теригенно-експлозивні породи грушкінської, горбашівської і бродівської світ містять мінерали-супутники алмазів. У складі чохла відомі також афанітові фосфорити, розсипні прояви апатиту (с. Путринці). В описуваному районі відшукали ще прояви міді (у сульфідній формі) розсипного характеру (Бакаржигев зі співавт., 2002), пов'язані з горбашівською світою. Прояви самородної міді в уламкових верствах сублужного характеру разом з цеолітами описані на Волині в складі трапової формації (Шумлянський с соавт., 2002).

На схилі Українського щита у флюїдизатно-теригенних відкладах чохла, окрім зазначених вище, виявлено прояви золота, галеніту, самородного цинку та ін. Близькі за походженням прояви самородних свинцю, цинку, а також родовища бариту, флюориту розташовані в південно-східній частині Подільської зони розломів (Бахтинське родовище флюориту, Савлинський прояв бариту). Вони локалізовані в теригенних, головно піщаних відкладах нижньої частини розривів чохла. Рудні компоненти містяться у вигляді цементу пісковиків, трапляються й в уламковій формі. Заміщений, головно, їхній карбонатний цемент, подекуди вивірений вільний міжзерновий простір. Характерні прожилки в підвідних каналах. У цій частині Подільської зони у відкладах чохла є також родовища фосфоритів конкреційного типу, глауконіту та інші опосередковано пов'язані з флюїдизатно-експлозивними процесами корисні копалини.

На особливу увагу в описуваному районі заслуговують прояви бокситів. Вони подібні до бокситів флюїдизатно-експлозивних алмазонасних структур лампроїтового типу в Кіровоградському блоці (Кіровоградсько-Смілянське поле).

Викладене дає змогу зробити такі висновки:

- флюїдизатно-експлозивна діяльність у межах західного й південно-західного схилу Українського щита на етапах активізації тривала від крейди до неогену;

- флюїдизатно-експлозивні формації молодих структур мають, головню, сублужний характер, притаманний лампроїтам, з якими пов'язують перспективи алмазонасності;
  - флюїдизати у трубках вибуху і зонах розломів сприяють метасоматозу й гідро-термальному рудогенезу (прояви Cu, Pb, Zn, P, F, Ba та ін.);
  - в осадових флюїдизатно-теригенних формаціях присхилових структур трапляються алмази (грушкінська, горбашівська і бродівська світи вендського віку, балтська світа неогену);
  - виявлено нетрадиційні формаційні носії алмазів та інших корисних копалин.
- Отже, доцільно продовжувати й інтенсифікувати роботи з виявлення й оцінювання потенційно алмазонасних некімберлітових структур і формацій, а також проявів рудних і нерудних корисних копалин описаного типу.

### **ЗОЛОТО ФЛЮЇДИЗАТНО-ЕКСПЛОЗИВНОГО ТИПУ У ФАНЕРОЗОЙСЬКОМУ ЧОХЛІ КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

**Г. Яценко<sup>1</sup>, О. Гайовський<sup>1</sup>, О. Братчук<sup>2</sup>, П. Якубенко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Львівський національний університет імені Івана Франка  
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4

*E-mail: yatsenko1941@mail.ru*

<sup>2</sup>ДП Центрукргеологія НАК "Надра України"

*E-mail: bratchukon@mail.ru*

Геологи ДП Центрукргеологія за участю співробітників Львівського національного університету імені Івана Франка виявили у фанерозойському чохлі Кіровоградського блока прояви золота нового, флюїдизатно-експлозивного типу. Їх ще недостатньо вивчено, проте є низка чинників, які зумовлюють необхідність постановки питання про розшуки промислових родовищ золота нового типу: доведеність існування в чохлі звітрілих флюїдизитів, дані геоіндикації аерокосмознімків і морфоструктурно-тектонічного аналізу деструктивного рельєфу, результати сучасних аналітичних методів вивчення речовини та палеонтологічних досліджень тощо.

У чохлі Кіровоградського блока відома низка проявів, пов'язаних з формацією золотоносних делювіально-алювіальних розсипів нижньокрейдного (Мошногірський (Ірдинський), Стеблівський, Миколаївський, Канівський) і четвертинного (Бобринецький, Лоташівський, Новоархангельський) віку (Комплексна металогенічна карта України, 2002). У районі є також золотоносні пісковики крейдного віку (шари Виржиківського), а також золото в корах звітрювання порід кристалічної основи Клишівського родовища (Ковальчук, 1996, 2000 та ін.).

Самгородоцький золотопрояр розташований у 300 м південно-західніше від с. Самгородок (уривистий правий берег р. Шостачка). У закинутому кар'єрі відслонені граніти рапаківі, подекуди сильно тріщинуваті, дроблені, з жилами апліто-пегматоїдних гранітів. У середній і південній частинах кар'єру наявні середньозернисті сірі до темно-сірих чорнокварцові граніти з темно-сірим, рідше го-

лубувато-зеленим плагіоклазом в основній масі та округлими порфіроподібними виділеннями білого плагіоклазу розміром від декількох міліметрів до 1,0–1,5 см. На вигляд гіпабісальні (?) граніти залягають вище за розрізом на гранітах рапаківі. Основна маса породи середньозерниста кварц-польовошпатована. Подекуди структура нагадує реліктову псамітову. Окремі ділянки подібні до пісковиків, зцементованих кварц-польовошпатовим матеріалом. Слюди порівняно мало. Помітні шести- і чотиригранні торцеві відбитки мінералів, що вилугувувались (можливі піроксен, слюда, апатит та ін.). Наявні менш правильні, такого ж розміру порожнини, виповнені білим і кремовим каолінітом. По тріщинах є примазки фосфатної речовини, подібної до матеріалу описаних нижче конгломератів.

Хімічний склад гранітів такий, мас. %:  $\text{SiO}_2$  – 75,50,  $\text{TiO}_2$  – 0,25,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 11,10,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,70,  $\text{FeO}$  – 0,50,  $\text{MnO}$  – 0,45,  $\text{MgO}$  – 0,70,  $\text{CaO}$  – 2,35,  $\text{K}_2\text{O}$  – 5,20,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,05.

На гранітах гіпабісального вигляду залягають конгломерато-брекчії потужністю 0,3–0,4 м. Уламковий матеріал конгломерато-брекчій представлений гальками чорного кременю, сірого кварцу, слабо обкатаними частинками темно-сірих середньозернистих гранітів рапаківі та черепашок молюсків. Трапляються гальки, складені породою, подібною до підстильних гранітів. Гальки кременистої породи мають темно-сірий до чорного колір, напівобкатані, розмір – до  $6 \times 2$  см, переважно до 1,5 см. Загалом темнозбарвлені гальки виглядають, як кремені або фтаніти, однак вони збагачені  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Цемент коричнюватого кольору, представлений тонкозернистою фосфатною речовиною. Він містить глауконіт і численні залишки мікро- й макрофауни. Добре збережені фосфатизовані рештки визначені як *Pseudomelania* aff. *heddingtonensis* (S o w.) – оксфорд (J<sub>3</sub>).

Фосфатна речовина наявна також у тріщинах у граніті й пов'язана з брекчіївою. Заміщення органічних решток фосфатом свідчить про його вторинність. Можна припустити, що фосфатизація зумовлена експлозіями.

У нижній частині шару (10–15 см) конгломерато-брекчії звітрені, слабо зцементовані вохристо-жовтим піщано-глинистим матеріалом, який, за даними спектрального аналізу, містить понад 3 % фосфору, що свідчить про можливу наявність у породі фосфатних мінералів групи гамлініту–горсейкиту. За даними рентгеноструктурного аналізу можливі також франколіт або льюїстоніт. Визначено такі мікроелементи, %:  $\text{Ti}$  – 0,7,  $\text{Ni}$  – 0,01,  $\text{Y}$  > 0,03,  $\text{Ce}$  – 0,015,  $\text{La}$  – 0,02,  $\text{Zr}$  – 0,07,  $\text{Mo}$  – 0,0015,  $\text{Yb}$  – 0,003,  $\text{Ba}$  – 0,2,  $\text{Co}$  – 0,03,  $\text{Sr}$  – 0,05. У верхах (15–30 см) породи щільніші, озалізнені, цементом слугує фосфорит коричнюватого кольору, який становить 40–50 % від об'єму породи. У південному крилі кар'єру конгломерато-брекчії (~15 см) ідентичні, проте ступінь їхнього озалізнення вищий.

Виявлене високопробне самородне золото має форму кульок і пластинок. Точно до певних різновидів конгломерато-брекчій їх прив'язати не вдалось. Наявність металу в породах підтверджена золотоспектральним аналізом (0,05 г/т).

Походження золота пов'язане з юрським і крейдовим етапами активізації – проявами у районі активної флюїдизатно-експлозивної діяльності. Вік засвідчують спікули губок, форамініфери та інші органічні рештки, наявні в уламках флюїдитів. Брекчювання і звітрювання на регресивних стадіях сприяли перевідкладенню золота. Можливо, експлозії ініціювали метасоматоз і гідротермальну діяльність і в змінній регресивній формі повторювались під час палеогену й неогену. Експлозивне походження золота засвідчують також геохімічні дані та набір акцесорних мінералів. Форма виділень і морфологія поверхні золота мо-

жуть свідчити як на користь експлозивних високотемпературних процесів, так і механічного зношування. Зокрема, лускувата поверхня округлих частинок золота, вірогідно, пов'язана з механічним ефектом надклепування в разі зіткнення зерен. Дрібногорбистий рельєф на поверхні майже всіх округлих і плоских частинок золота можна пояснити процесом вторинної регенерації зерен в осадах.

Фосфоритові конгломерати і брекчії юрського віку Самгородоцького прояву подібні до описаних раніше брекчієподібних фосфоритів оксфорду–кімериджу на правому березі Кременчуцького водосховища, у с. Стецівка, які також залягають на поверхні гранітів кристалічної основи (Яценко, Бабынин, 1986).

Золото, судячи з форми виділень (кульки), в описаних нами конгломератах має ендегенне експлозивне походження.

Подібні прояви поширені в чохлі над золотоносними породами докембрійської основи. На р. Сухий Ташлик у Смілянському мезозойському басейні вони потрапляють у межі зони впливу Смілянського глибинного розлому.

Описані об'єкти можуть мати не тільки самостійне значення, вони свідчать про наявність золоторудної мінералізації в підстильних кристалічних породах (Яценко зі співавт., 2009).

Отже, починаючи з юри, у крейді, палеогені й неогені в межах Кіровоградського блока повторювались етапи активізації, які зумовлювали флюїдизаційно-експлозивні рудогенні процеси. Завдяки цим процесам на поверхню надходив кременисто-лужний матеріал із золотом та супутніми компонентами. Потім відбувалися перетворення з перевідкладанням золота за низькотемпературних гідротермальних умов з наступним його переходом у кори звітрювання. Розмивання кір сприяло формуванню вторинних концентрацій у розсипах.

## **ГЕОЛОГІЯ ТА ГЕОХРОНОЛОГІЯ ГРАНУЛІТІВ СЛАВГОРОДСЬКОЇ БРИЛИ (СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

**О. Бобров<sup>1</sup>, Л. Степанюк<sup>2</sup>, О. Лисенко<sup>1</sup>, І. Меркушин<sup>1</sup>, В. Сукач<sup>1</sup>**

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

<sup>2</sup>*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
імені М.П. Семененка НАН України  
03142 м. Київ, просп. акад. Палладіна, 34*

Розрізи “стратиграфічно” найдавніших із відомих на Українському щиті чарнокіт-гранулітових структурно-формаційних комплексів (СФК), які охоплюють нижній поверх у пластовій будові щита (Лазько с соавт., 1975; Карта геологічних формацій..., 1991), поширені практично в усіх його мегаблоках. Проте значні за масштабами прояву території складені ними, головню, в межах Дністерсько-Бузького, Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків.

Залежно від повноти і збереженості формацій у вертикальному ряду розрізу зазначених мегаблоків, коливання *РТ*-умов і масштабності наступних перетворень (метаморфізм, ультраметаморфізм, діафторез) виділено (Карта геологічес-

ких формацій..., 1991), відповідно, три комплекси: побузький, славгородський та приазовський.

Славгородський комплекс, розвинений у межах однойменної геоструктури – Славгородської брили, – один із найменше вивчених. У 70-х роках ХХ ст. його вперше описав Б. Берзенін (1974, 1975). Уявлення про склад і природу утворень комплексу неодноразово змінювались. Останнім часом, головню завдяки зусиллям геологів-виробничників КА Південукргеологія, приналежність їх до родини чарнокіт-гранулітових СФК категорично заперечували. Для з'ясування проблеми виконано низку спеціалізованих робіт: геолого-прогнозне картування масштабу 1:50 000, яке супроводжувалось густинним моделюванням; наземні площинні граві-магнітні знімання масштабу 1:10 000 не охоплених такими дослідженнями ділянок зі складанням зведених рівномасштабних карт полів по всій території; буріння картувальних і глибоких (групи 0–300, 0–500) параметричних свердловин; петрологічні і геохронологічні дослідження. Завдяки виконаним роботам одержано новий фактичний матеріал. Ми зупинимося на геохронологічній складовій результатів досліджень.

Славгородська брила розташована в північно-східній частині Середньопридніпровського мегаблока, який є типовою граніт-зеленокам'яної областю. Славгородський породний комплекс представлений набором різноманітних суперкрустальних, плутоно-метаморфічних і плутонічних утворень, яким притаманні складні взаємовідношення та постійне просторове сумісне знаходження.

Суперкрустальні утворення представлені різного розміру реліктовими включеннями порід, реставрація первинного складу яких дає змогу зачислити їх до двох характерних формацій описуваних СФК: гіперстенової плагіогнейсово-кристалосланцевої (асоціація гіперстеновмісних плагіогнейсів і кристалосланців з двопіроксеновими кристалосланцями та поодинокими (до 1 %) прошарками кальцифірів) та лейкогранулітової. Обидві суперкрустальні формації без зміни форми залягання та з повним унаслідуванням складу заміщені, відповідно, плагіогнейсово-ендербітовою та гнейсово-аляскітовою плутоно-метаморфічними формаціями.

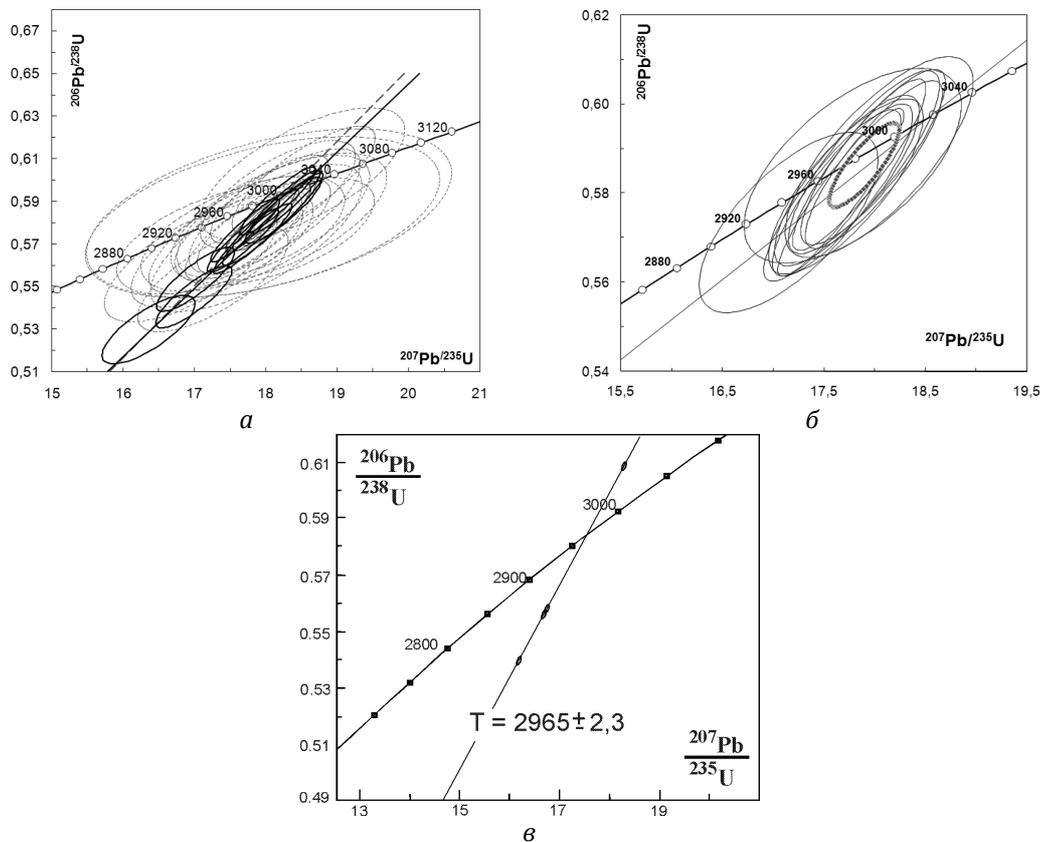
Досліджено породи, які формувалися під час неперервної трансформації в процесі ультраметаморфізму та завершальної калішпатизації. Об'єктом радіологічного датування слугували породи від вихідних суперкрустальних плагіогнейсів і кристалосланців до ендербітів і чарнокітів (гіперстенова плагіогнейсово-кристалосланцево-ендербіт-чарнокітова плутоно-метаморфічна асоціація).

В ендербітах виявлено циркон складної внутрішньої будови – наявні три генерації. Рання (магматогенна) генерація представлена ідіоморфними ядрами з тонкозональною внутрішньою структурою, яка повторює зовнішні контури і притаманна циркону магматичних порід. Друга і третя генерації – це, відповідно, перша і друга облямівки з хаотично зональною (симетрично зональною) внутрішньою структурою. У ясно-рожевих прозорих кристалах ці генерації простежено у вигляді, відповідно, ядра й облямівки.

Крім відмінностей, виявлених методами оптичної та електронної мікроскопії, зафіксовано значну різницю між цирконом першої генерації та цирконом облямівок за вмістом урану: у магматогенному цирконі –150–500 ppm, в облямівках – до 40 ppm.

Оскільки кристали циркону мають складну внутрішню будову, то ізотопне датування виконано за допомогою йон-іонного мікрозонда Shrimp II у Центрі ізотопних досліджень ВСЕГЕІ.

Для всіх трьох генерацій циркону отримано практично конкордантні значення віку (див. рисунок), за винятком декількох датувань, дискордантність яких перевищує 3 %. Значення віку (стосовно  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) для першої (магматогенної) генерації становлять 3 001–3 024 млн років, середнє – 3 014 млн років, а за перетином конкордії дискордією –  $3\,014 \pm 7$  млн років (див. рисунок, а). Для другої (метаморфогенної) генерації значення віку (щодо  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) є в межах 2 975–3 039 млн років, середнє – 3 006 млн років, для третьої (теж метаморфогенної) – 2 988–3 019 млн років, середнє – 3 003 млн років (див рисунок, а, б).



Уран-свинцева діаграма з конкордією для циркону з ендербітів (а) і кристалосланців (б) та монациту з чарнокітів (в).

Отже, для трьох генерацій циркону одержано практично однакові значення віку, що, вірогідно, зумовлено незначним віковим інтервалом прояву ендегенних процесів, завдяки яким кристалізувався досліджуваний циркон.

Для уточнення часу формування третьої генерації циркону, яка сингенетична монациту, класичним U-Pb ізотопним методом у лабораторії прецизійних аналітичних досліджень УкрДГРІ виконано датування монациту з чарнокітів. За верхнім перетином конкордії дискордією вік монациту становить  $2\,964,7 \pm 2,3$  млн років (див. рисунок, в).

кристалосланці, які асоціюють з плагіогнейсами, містять два типи кристалів циркону. Перший представлений рожевими кристалами зі значним видовженням ( $K_v = 3-6$  і більше у голчастих індивідів) та округленими контурами. Другий тип – це бурувато-рожеві кристали різноманітного обрису – від ізометричного до голчастого. Електронно-мікроскопічними дослідженнями виявлено сліди перекристалізації та доростання рожевих кристалів зі значним видовженням.

Циркон із кристалосланців також датували на йон-іонному мікрозонді Shrimp II. Незалежно від ділянки (генерації) кристала, отримано практично конкордантні значення віку. Віковий діапазон значень, обчислених за співвідношенням  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , є в межах 2 958–2 999 млн років.

Середньозважене значення віку за цим же співвідношенням з урахуванням аналітичних похибок становить  $2\,988,4 \pm 8$  млн років.

Отже, отримані значення віку циркону з породних асоціацій Славгородського блока свідчать про їхнє формування (діафторез, ультраметаморфізм) протягом мезоархею.

## **ПРОГНОЗУВАННЯ КОЛЕКТОРСЬКИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ТА ФАЗОВОГО СТАНУ ВУГЛЕВОДНІВ ГЛИБОКО ЗАНУРЕНИХ ПАЛЕОГЕНОВИХ ПОРІД ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ**

**Б. Маєвський, Л. Мончак, Т. Здерка, В. Хомин, С. Куровець, І. Стасик**

*Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу  
76019 м. Івано-Франківськ, вул. Карпатська, 15  
E-mail: grn@nung.edu.ua*

Проблема розшуків покладів вуглеводнів на великих глибинах актуальна для всіх нафтогазоносних регіонів світу, особливо тих, де розшукують і видобувають нафту й газ уже давно. У цьому разі важливим етапом прогнозування нафтогазоносності надр є виявлення та вивчення колекторських властивостей порід, які залягають на значній глибині. У багатьох свердловинах, пробурених до глибини понад 5 км, не виявлено промислових скупчень вуглеводнів. Часто це пов'язано з відсутністю у розрізі порід-колекторів промислового значення.

Першу спробу спрогнозувати можливість існування колекторів нафти і газу на великих глибинах у межах Бориславсько-Покутської зони здійснено ще 1986 р. (В. Василечко, Г. Падва, Л. Мончак, Н. Лазарева).

З погляду геостатики збереження пористості на глибинах, які перевищують граничне значення, можна пояснити наявністю в осадовій товщі явища стиснення без дренажу, тобто такого стану, за якого витиснення (відтік) води і, відповідно, зменшення пористості сповільнене або неможливе, тоді як у самому масиві пористість зберігається.

На підставі результатів досліджень і даних вимірювань пластового тиску у свердловинах ми обчислили відкриту пористість гранулярного колектора для глибоко занурених горизонтів Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину. Як результат – отримано геолого-статистичну залежність зміни грану-

лярної пористості з глибиною з урахуванням початкового пластового тиску в нафтогазоносних горизонтах, яку можна описати логарифмічним рівнянням:

$$K_p = 106,1317 - 25,3402 \cdot \lg H.$$

Отже, віднайдено спосіб достовірного прогнозування гранулярних порід-колекторів промислового значення на великих глибинах. Для цього, крім відповідних обчислень, потрібно виявити зони поширення чистих, добре сортованих неглинистих і невапнистих пісковиків. Саме вони мають найвищу початкову пористість і, відповідно, можуть зберегти її в разі занурення на значну глибину, особливо в зонах з аномально високим пластовим тиском. Колектор промислового значення з пористістю понад 7 % у надрах Передкарпатського прогину може бути до глибини 8 000 м.

Дослідження В. Чемоданова (1967) засвідчили, що критична межа стосовно вмісту газу до нафти залежно від конкретних умов того чи іншого нафтогазоносного району є в інтервалі 1 000–1 500 м<sup>3</sup>/т. За дуже високих тиску й температури (понад 100 МПа і 200 °С, відповідно) вся нафта розчиняється в газі, а нижче від цієї критичної межі весь газ розчиняється у нафті.

За результатами виконаного нами (Маєвський зі співавт., 2007) геолого-статистичного моделювання термобаричних умов глибоко занурених горизонтів Передкарпатського прогину отримано такі лінійні залежності:

$$P = -13,09 + 0,01744 \cdot H;$$

$$T = 5,9397 + 0,02378 \cdot H,$$

де  $P$  – пластовий тиск, МПа;  $T$  – пластова температура, °С;  $H$  – глибина вимірювання термобаричних умов, м.

Виконані обчислення засвідчують, що пластовий тиск понад 100 МПа у надрах Передкарпатського прогину можна очікувати з глибини понад 7 000 м, а пластову температуру 200 °С – на глибині понад 8 000 м.

На підставі виконаних досліджень можна зробити висновок про можливість існування нафтових і нафтогазоконденсатних скупчень у Передкарпатському прогині на доступних нині для буріння глибинах 7000–8 000 м.

## **PRELIMINARY DATA ON PALYNOLOGY OF PALAEOGENE SEQUENCE AT YAROSHIVKA (UKRAINIAN SHIELD, NORTHERN UKRAINE): BIOSTRATIGRAPHY AND PALEOENVIRONMENT**

**P. Gedl<sup>1</sup>, T. Shevchenko<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences  
Senacka St. 1, PL – 31-002 Kraków, Poland  
E-mail: ndgedl@cyf-kr.edu.pl*

*<sup>2</sup>Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine  
O. Honchar St. 55b, UA – 01054 Kyiv, Ukraine  
E-mail: t\_shevchenko@mail.ru*

Palaeogene sequence exposed in a granite quarry at Yaroshivka (Kyiv area) consists of 10 meters thick succession resting directly upon granites of the Ukrainian Shield. It starts with up to 6 m thick black sands, which fill diversified erosional surface of granite

basement. These are non-calcareous coarse-grained sands, which locally, especially in their basal part, contain gravel layers with granite boulders up to several centimetres in diameter. Very frequent shark teeth and bioturbations occur there. This part of the Palaeogene succession may be referred to the basal part of the Kyiv Formation. Higher part of the succession (Kyiv Formation) is developed as pale-coloured marls (over 4 m) that rest upon flat surface of the black sands.

Basal part of the black sands (25) contains palynofacies, which consists chiefly of terrestrial elements (mainly palynodebris and bisaccate pollen grains). Marine elements are represented by very rare fragments of dinoflagellate cysts (e.g. *Homotryblum?* sp.). Higher (23, 22), pollen grains become a dominating element; dinoflagellate cysts, although more frequent, are subordinar to sporomorphs (frequent *Lentinia serrata*; many specimens are torn-off). Dinoflagellate cysts appear more frequent and diversified in the middle part of the black sands (18) and the topmost part (13). Their assemblage is diversified; it consists of chorate (e.g., *Spiniferites*) and small proximate gonyaulacoids. This feature differs basal assemblages, which contain higher ratio of peridinioids. The latter are represented in topmost part of the black sands (13) by *Deflandrea* sp. and *Wilsonidinium echinosuturatum*.

Beginning of marly sedimentation (11) is reflected by further taxonomical diversification of dinoflagellate cyst assemblages; marine elements predominate there. Their assemblage consists virtually exclusively of gonyaulacoids (e.g., *Spiniferites*, *Melitasphaeridium*, *Areosphaeridium*); no peridinioids appear there. Dinoflagellate cysts are rather well preserved, but mechanically damaged specimens also occur. Rare specimens of *Areosphaeridium diktyoplokum* and *Heterelaucacysta porosa* occur in the base of marly part of the Yaroshivka succession. Similar palynofacies occur in higher part of the succession: it is dominated by dinoflagellate cysts, which consists of gonyaulacoids.

Interpretation of our preliminary data suggests that strata exposed at Yaroshivka are of Middle Eocene age. Occurrence of *Wilsonidinium echinosuturatum* in topmost part of the black sands implies that these strata may represent lower part of Middle Eocene – Lutetian. However, presence of *Lentinia serrata* in its basal part suggests rather Bartonian age (in this case *W. echinosuturatum* could be reworked), or these sandy deposits were settled down during latest Lutetian–earliest Bartonian. Presence of *Heterelaucacysta porosa* in the base of marls (upper part of the Yaroshivka succession) points at Bartonian age.

Changes of palynofacies reflect variable sedimentary settings during deposition of the Yaroshivka succession. Its base was deposited in an environment not favourable for marine phytoplankton – dinoflagellate cysts. This was presumably near-shore high-energetic environment. Further transgression led to a gradual removing of the shoreline, which limited land influx and increased ratio of marine palynomorphs.

Another suggestion for offshore depositional setting of the upper part of the Yaroshivka succession is lack of peridinioids. Motile stages of these dinoflagellates prefer waters with high nutrient availability, usually associated with proximal waters of river mouths.

Results of these studies are a part of Polish Ministry of Science and Higher Education grant no. N N307 107035.

## NEW APPROACH TO THE STUDYING OF OLD SEDIMENTARY THICKNESSES PALYNOLOGICAL REMNANTS

A. Ivanina

*Ivan Franko National University of Lviv  
Hrushevskiyi St. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: ant\_iv@mail.ru*

The example of the systematic approach to the studying of the palynological remnants is facial-palynological analysis or the method of palynoortocenos, elaborated by the author concerning the Carboniferous coal-bearing formations of Lviv-Volyn basin (LVB).

The microfossils after their separation from the mother plants are spread in the outer medium as the usual sedimentary particles and after fossilization enter the sedimentary rocks as the insoluble dispersed organic matter (DOM).

The indices of the microorganics complexes not only reflect the peculiarities of the mother plant development, but must be considered also as the indications of the rocks.

In order to show the dependence of the microorganics complexes from the conditions of sedimentation, the author used the term palynoortocenos. It is the complex of microfossils of vegetable, animal and problematic origin, buried under certain paleogeographical conditions and timed to the concrete facial type of the rocks. Palynoortocenos have the structure that is determined by the components content and composition. Its structure may change with the change of the elements properties, interconnection and intertransition among the elements and in the result of interaction with other systems.

This proposition is the precondition of the classification creation.

During facial-palynological investigation of the Carboniferous formation of LVB five types and nine subtypes of palynoortocenos were established. The completed complex lithological, facial and palynological investigation of Carboniferous of LVB witnesses to the complex character of the palynoortocenos distribution so laterally as vertically. It is the result of common action of environmental factors. And palynoortocenos must be considered as a complex natural system formed by a combined activity of the outer surrounding factors with the complex of indices which may be divided into two groups: taphonomic and cenotic.

The taphonomic group includes of facial conditions of the palynoortocenos forming, they reflect the processes of transportation, burial and fossilization of the vegetable material and the change and repetition of the sedimentation conditions in time.

The cenotic indices are stipulated by the evolution and migration of flora under the influence of paleobiological and paleoclimatic factors.

The palynoortocenos indices may be used for the definition of sedimentation conditions, studying of recurrence and decision of traditional tasks of the palynological method – stratification and dating of sedimentary rocks.

## FORMATION CONDITIONS OF THE $n_8$ COAL BED BY PALYNOLOGICAL DATA (L'VIV-VOLYN' BASIN)

A. Ivanina, Ye. Gonyk

*Ivan Franko National University of Lviv  
Hrushevskyyi St. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: ant\_iv@mail.ru; evgonik@bk.ru*

L'viv-Volyn' Basin (LVB) is situated in the Volyn'-Podillya part of the East-European platform and is the south-eastern part of the L'viv-Lublin basin. About 98 coal beds in the Carboniferous coal-bearing formation of LVB are determined, and about 30 of them have working thickness 0,6 m. The main industrial coal-bearing zone of the basin is Buzhans'ka suite. About 20 coal beds and layers are defined in this suite including coal bed  $n_8$ .

Considerable content of dispersed plant organics is one of the coal-bearing formation's features. However its study in the coal beds of LVB by palynological method is conducted for the first time. At this stage of investigation the microorganics of coal bed  $n_8$  in the sections of mines 1-Novovolynska and 4-Velykomostivska are studied by one of the varieties of palynological analysis: palyno-orictocenostic method. It is a complex of the vegetable, animal and problematic origin, buried under certain paleogeographical conditions and timed to the facial type of the rocks. Palyno-orictocenosis, as a complex of microscopic mainly vegetative remnants represents the paleogeotektonical and paleofacial conditions of deposition, and the plant evolution.

Three types of palyno-orictocenosis in the coal bed  $n_8$  have been determined. They are: lycosporic (L), densosporic (D) and mixed (M). The lycosporic type of palyno-orictocenosis is characterized by dominating of treelike Lycopodium-like miospores – *Lycospora* (near 80–90 %); miospores of grassy Lycopodium-like (Selaginels) – *Densosporites* (10–15 %), *Cingulizonates* (3–5 %) and spores of ferns (*Granulatisporites*, *Leiotriletes*, *Convolutispora*, *Cyclogranisporites*, *Acanthotriletes* and the others) – are less than 1–2 %. Miospores of Equisetophyta (*Punctatisporites*, *Calamospora* and *Vestispora*) and pollen (*Cordaitina*, *Schulzospora* and *Potonieisporites*) are not numerous. Among other components of dispersed organic matter (DOM) there are humic components among which vitrinite predominates, less the inertinite, moderate amount of tracheids and cuticles (tissue).

Correlation of components of DOM is various. The densosporic palyno-orictocenosis is characterized by prevailing of miospores of grassy Lycopodium-like – *Densosporites* (70–90 %). Miospores of treelike plants (*Lycospora*) range from 5 to 15 %. Spores of ferns, calamites and arthrostems are not numerous. Characteristic feature of spectrums is predomination of humic components, especially vitrinite. Fragments of vegetable tissue are not numerous. In the mixed type of palyno-orictocenosis miospores of main vegetable groups are in equal correlations, or the spores of ferns rarely dominate. The humic components of DOM are presented by vitrinite, the fragments of inertinite are rare, tracheids and cuticles are not numerous. Prevailing of humic DOM type is typical.

The vertical spreading of palyno-orictocenosis in the section of coal bed  $n_8$  is uneven, cyclic. In the bed section of mine 1-Novovolynska, that is characterized by simple geological structure with only one layer of humic coal with thickness up to 128 cm, such

vertical palynoorictocenosis sequence is defined (from the bottom to the surface): L (thickness of layer with lycosporic type is 30 cm), M (5 cm), D (15), L (13), M (5), D (16), L (45) and M (8 cm).

In the section of mine 4-Velykomostivska the coal bed  $n_8$  is thickner (150 cm) and of complicated structure. It has one layer of humic coal (down), and one layer of sapropelitic-humic coal (above), and the argillite layer between them. Change of palynoorictocenosis sequence has the other character. From the bottom to the surface: in the humic coal layer – M (thickness of layer with lycosporic type of palynoorictocenosis is 3 cm), L (18), M (3), D (25 cm); rock layer (with thickness to 35 cm) and sapropelitic-humic coal with densosporic type of palynoorictocenosis are distinguished.

Such alteration of palynoorictocenosis is corresponded to the model of A. Smith (1962) about the terms of forming of coal peat bogs of the Yorkshire coal basin in England. Analogically, for this model, during forming of coal bed  $n_8$  of LVB it is possible to pick out such phases: lycosporic, densosporic and intermediate.

Lycosporic phase is corresponded to the classic picture of peat bogs. There was a thin layer of water above peat at that time when there was mainly treelike vegetation. Movement of water was weak, and the vegetable matter decay took place in anaerobic environment. Densosporic phase is corresponded to peat bogs, surface of which were above the water level and which were developed due to high humidity of atmosphere. Intermediate phase, when follows the lycosporic, is corresponded to the progressive shallowing of water. When it changes densosporic phase, then, vice versa, it is corresponded to the gradual deepening. During the accumulation of origin vegetative organics of coal bed  $n_8$  of mine 1-Novovolynska in time there was the cyclic change of conditions from “lots of water” environment to shallow environment. Two lycosporic phases were long and change of conditions was quick.

Formation conditions of coal bed  $n_8$  of mine 4-Velykomostivska had some differences. At first the accumulation of vegetative remnants took place in the environment with a lot of water. At this time treelike Lycopodium predominated among the plants of land. After shallowing densosporic phase began. And then formation of sapropelitic-humic coal proceeded in the peat bog with shallow environment and decay of vegetable matter in anaerobic environment.

So, the layer palynological study of coal bed  $n_8$  of LVB allowed to find out a regular alternation in the palynoorictocenosis section, to carry out the environmental reconstruction and to pick out three phases of forming of initial matter coal layer on its basis.

## **DIAGNOSTICS OF THE HYDRAULIC STRUCTURES PHYSICAL STATE BY ELECTROMAGNETIC METHODS**

**I. Kurovets, O. Zubko, P. Chepusenko, L. Petelko, V. Chaushian**

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU  
Naukova St. 3a, UA – 79060 Lviv, Ukraine*

Safe operation of hydraulic structures (dike dams, reservoirs of water and silt-containing deposits etc.) of enterprises of the coal industry demands an effective and

express-control over the change in the physical state of restrictive facilities aimed at timely carrying out of antifiltration and antibursting measures as required.

To provide express-diagnostics of the state of local mountain massifs we have developed the apparatus-methodical complex of wide application the efficiency of which was also confirmed in the course of solving the problem of assessment of the physical state of hydraulic structures.

The methods are based on recording of the natural pulse electromagnetic (NPEMFE) and the natural electric (NEF) fields of the Earth. An effect of electromagnetic pulses generation by rocks the amount of which becomes changed in conformity with disturbance of the equilibrium of the taut-deformed state of the study object forms the basis of the NPEMFE-method. On the other hand, filtration occurrences in the medium lead to the natural electric field excitation which is revealed during the study by the NEF-method.

Approving of the methods was conducted at the objects of the Lviv-Volyn Coal Basin: at the dike dam of the waste reservoir of the Central Concentrating Mill (CCM), the town of Chervonohrad, and at the dike dam in the area of the Velykomostivska-2 mine. The latter is situated in the area of the flood land of the River West Buh within the limits of its alluvial plain. In the bottom of the dam sandstones and loam soils with a high filtration factor occur. The dam body was poured out of alluvial marly clays containing lenses of crumbly marls. It was constructed to protect the village of Bendyugy against the flooding by flood waters, because the great part of the village adjoining the river is located in the mine field that caused the long-term and uneven subsidence of this territory due to which the water level of the River West Buh became higher than the level of the adjoining territory. Due to deformation of the day surface together with the dam, the height of the latter became increased by adding soils from the pit heap of the mine.

The purpose of investigations was to study the dam body and its bottom for determination of zones of possible filtration in the dam body and revealing areas of anomalous taut state that can become the reason of the dam destroying.

As a result of conducted investigations, it was possible to determine the zones of increased values both of the electromagnetic radiation and of the electric field. A character of anomalies testifies to that the body and the basement of the dam are in the different-taut state. A zone of increased mechanical stresses 300 m long was revealed along the dam ridge. Throughout the basement of the dam this zone is characterized by lesser stresses, but it is longer. The zone of increased mechanical stresses is spatially coincided with intervals of sufficient filtration in the basement of the dam, on the strength of which this interval can be characterized as potentially dangerous in a sense of possible bursting of surface waters and it needs to take necessary steps for its strengthen.

Analogous investigations were carried out in the waste reservoir of the Central Concentrating Mill. In the course of the reservoir filling it turned out that the height of the dike dam is insufficient, that is why from time to time works on its increase by means of simple adding of materials that come to hand were executed. Due to subsidence of some areas, strengthening works in the basement of the dam were conducted as well. In connection with the above-mentioned, the appreciation of both the degree of density of the body of the protective facilities of the reservoir and the state of its basement, especially in areas of the previously conducted strengthening works, became necessary. With this purpose the execution of complex monitoring, geophysical works using the methods mentioned above was foreseen.

Conducted investigations have confirmed the efficiency of the complex of PEMFE-PEF-methods in detecting zones of mechanical weakening and contouring areas with available filtration in constructions of dike dam type.

It was established that a zone of uneven-anomalous taut state in the site of subsidence of the dike dam is longer than that one in which strengthening works were executed, and filtration of the fluid in the basement of the dam at that site continues. Zones of anomalous taut state were revealed in other sites of the dam too. It is significant that visually such sites do not have any special signs that testify to their potential mechanical unstability.

Moreover, monitoring investigations have shown that such zones are not dynamically balanced in time, and that is why without special strengthening works such constructions are potentially dangerous in a sense of their possible destroying.

## **STUDY TECHNOLOGY OF LOW-AMPLITUDE TECTONICS OF COAL FIELDS USING ELECTROMAGNETIC METHODS**

**I. Kurovets, H. Prytulka, P. Chepusenko, L. Petelko,  
S. Melnychuk, Z. Kucher**

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU  
Naukova St. 3a, UA – 79060 Lviv, Ukraine*

There are many methods of prediction of low-amplitude dislocation available, among their number the special place belongs to geophysical methods that allow us to forecast operatively tectonic dislocations in the geological section at different depths. One of the perspective geophysical methods of determination of low-amplitude dislocations is the method based on the recording of the intensity of natural pulse electromagnetic field of the Earth (NPEMFE). The advantage of the technology of studies and diagnostics of low-amplitude dislocations by the NPEMFE-method is in the following:

- small sizes of the equipment and the possibility to work in almost impassable sites and broken grounds;
- low costs of works in comparison with other geological and geophysical methods;
- high effectiveness and mobility that allow to conduct studies during all seasons of a year without causing harm to the environment;
- possibility of mapping both of disjunctive dislocations and zones of anomalous geodynamic stresses.

The technology of field observations, processing and interpretation of data obtained by the method of natural pulse electromagnetic field of the Earth (NPEMFE) was developed to distinguish and to make diagnostics of tectonic dislocations of the coal fields, including low-amplitude ones. Research-methodical working out of the technology in the complex with observations of the natural electric field was conducted in the Lviv-Volyn basin (Velykomostivska-10 mine and Lyubelya area of the Kariv field) and in the Donetsk coal basin (Dniprovska mine).

The informative value and the efficiency of the NPEMFE-method depend on the peculiarities of the geological structure of the study region. Thus, in the mine fields of the Lviv-Volyn basin, in which folding and dislocations with a break of continuity were

formed during the Alpine epoch about 60 million years ago and noticeable neotectonic movements occur at present, tectonic dislocations developing only in the Palaeozoic deposits are fixed by contrast anomalies of the intensity of pulses of electromagnetic waves, and dislocations with a break of continuity cutting the whole sedimentary thickness: by wide destructional anomalies. At the same time, tectonic dislocations show themselves in the natural electric field weakly or don't show themselves at all. Moreover, coal deposits of the Lviv-Volyn basin are overlapped by high-ohm rocks of the Cretaceous period which are weak in absorbing electromagnetic radiation and reduce potentials of the natural electric field to a great extent. In West Donbas (Donets basin) the tectonic structure of which was mainly formed in the Hercynian epoch more than 250 million years ago and in which neotectonic movements are less manifested, the pulse electromagnetic field is weakly differentiated. Nevertheless, more expressive and differentiated are charts showing the change in gradients of natural electric fields in which tectonic dislocations are fixed by patterns of distinct negative anomalies. The coal-bearing thickness of West Donbas is overlapped by low-ohm sands, sandstones and clays of Palaeogene which intensively absorb electromagnetic radiation and weakly influence potentials of the natural electric field. To increase the efficiency of the NPEMF-method we recommend to carry out the measurements of the intensity of the pulse electromagnetic radiation both at the high-frequency band (2–50 kHz) with four orientation directions of the receiving aerial (south, north, east, west) and at fixed frequency bands (5,0, 12,5, 17,0 kHz) – frequency sounding. According to data of azimuth observations one can calculate the vectors of maximum intensity. Vectors of maximum intensity of electromagnetic waves and the values of dispersion and variation factors of the intensity of pulses of the electromagnetic field are known to be informative parameters for the prediction of tectonic dislocations. Over disjunctive dislocations there is the sharp change in the trend and absolute values of vectors. Tectonic dislocations show themselves in the electromagnetic field at all frequency bands of the recording. Displacement of anomaly of the EMW-intensity indicates the trends of the dip in the plane of dislocation of the fault.

Anomalies of NPEMF caused by tectonic dislocations are often complicated and comparable with technogenous interference. To distinguish useful information from occasional one we recommend statistic characteristics of the intensity of EMW (dispersion and variation factor) in the course of interpretation of initial data.

Results of researches testify to the high efficiency of the NPEMF-method for the prediction and diagnostics of tectonic dislocations. Almost all dislocations distinguished on the basis of geological and seismic data were fixed in the electric field. Moreover, by using the NPEMF-method one can detect low-amplitude dislocations and zones of dislocated rock mass being undiscovered by other terrestrial geophysical methods.

The NPEMF-method can be used both independently for detection and tracing of tectonic dislocations and dynamically instable zones and in the complex with other geophysical methods, particularly the method of the natural electric field that allows us to detect zones with water-bearing fractured rocks in the upper part of the geological section under favourable conditions.