

риваються, і тоді жили за простяганням змінюються ланцюжком невеликих лінз або окремими порфіробластами КПШ. В цілому жили другого типу складені головно кварц-калішпатовими агрегатами та порфіробластовими гранітами переважно крупнозернистої структури. Такі жили, на відміну від жил першого типу, несуть ознаки синдеформаційного формування та напрямків переміщень, котрі дозволяють точніше встановити їх кінематичний тип. Наявність зсувної компоненти свідчить про транстенсійну, на загал, схему деформації. Лінзи і прожилки, що складені темно-сірим кварцом, місцями під гострим кутом перетинають гранітоїдні жили обох типів, що, окрім більш пізнього їх віку, засвідчує певну зміну локальних полів напружень.



Рис. 2. Два типи жил у граніто-гнейсах

Інша група кінематичних мезоознак в межах Ульяновської ГТМ пов'язана із утворенням та перетворенням крупних порфіробластів КПШ, розмір яких місцями сягає 10 см. Початковий ріст порфіробластів відбувався разом із утворенням жил другого типу на фоні імпульсного розтягу. На стадії наступного деформування порфіробластів, утворення тріщин відриву із кварцевим виповненням та утворенням S-подібних форм фіксується зсувна компонента. Лівозсувні переміщення комбінувались із поперечним імпульсним розтягом, створюючи умови лівої транстенсії. Поряд із S-подібними структурами, асиметричними мікроскладками по периферії порфіробластів, звертає на себе увагу пластичне течіння кварцу із закономірною щодо транстенсійної схеми зміною потужності кварцевих лінз-смуг. Поздовжні закінчення порфіробластів також свідчать про комбінаційність перманентно-імпульсного деформування, проявом реверсних переміщень, епізодичною зміною чистого і простого зсування.

Висновки. Таким чином, виділені в межах ТЗР палеопротерозойські ГТМ, сформовані під час автохтонного палінгенно-метасоматичного гранітоутворення, відзначаються тривалим багатостадійним розвитком. На прикладі Ульяновської ГТМ за різновіковими структурними парагенезисами встановлено змінність динамо-кінематичних умов під час палеопротерозойського гранітоутворення.

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. – К., 2005. 2. Держ. геол. карта України. Масштаб 1:200 000, серія Центральнотрапезська. Аркуш М-36-XXXI (Первомайськ). Пояснювальна записка. – К., 2002. 3. Старостенко В.И., Пашкевич И., Кутас Р.И. Глубинное строение Украинского щита // Геофиз. журн. – 2002. – Т. 24, № 6. – С. 36-48. 4. Шевчук В.В., Шевчук Вол.В. Особливості докембрійського і фанерозойського граніто-гнейсового структуроутворення // Вісник Київського університету. Геологія. – 2006. – Вип.37. – С. 4-6.

Надійшла до редколегії 27.09.08

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(4)+551.22+552.3

О. Митрохин, канд. геол. наук, докторант,
А. Омельченко, асп.

ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ФОРМАЦІЙНА ПРИНАЛЕЖНІСТЬ СУБЛУЖНИХ ДОЛЕРИТ-ДІАБАЗОВИХ ДАЙКОВИХ КОМПЛЕКСІВ УКРАЇНСЬКОГО ТА БАЛТІЙСЬКОГО ЩИТІВ

Особливості просторової та вікової поширеності протерозойських долерит-діабазових дайкових комплексів сублужного складу, сформованих на заключній стадії стабілізації фундаменту Східно-Європейської платформи, вивчені на прикладі Українського та Балтійського щитів. Встановлено зв'язок сублужно-базитових дайкових комплексів з плутонами рапаків та рифтогенними вулканітами трахібазальт-трахіріолітової формації. Обґрунтовано виокремлення сублужної долерит-діабазової формації, виявлені її індикаторні особливості.

The spatial and temporal locating of proterozoic subalkaline dolerite-diabasic dike complexes generated at a final stage of stabilization of the East Europe Craton are investigated by the example of the Ukrainian and Baltic Shields. The connection of the dike complexes with rapakivi-granite plutones together with trachybasalt-trachyriolites of rifting affinities are established. Abjection of a subalkaline dolerite-diabasic association is proved and its display features are revealed.

Постановка проблеми. Вкорінення потужних роїв базитових дайок завершує магматизм раннього докембрію Східно-Європейської платформи (СЄП), маркуючи заключну стадію її стабілізації та перехід до субплатформеного режиму. Субплатформенні комплекси базитових дайок залягають в межах тектонічних зон, що розтинають давній кристалічний фундамент, а в деяких випадках й найдревніші вулканогенно-осадові відклади платформеного чохла. Вони не підлягають складчастим деформаціям та регіональному метаморфізму. Звичайним є поширення у вигляді протяжних поясів та дайкових полів. Крім дайкової форми залягання, описані похилі пластові інтрузії та горизонтальні сили. З роєм базитових дайок можуть асоціювати близькі за складом вулканіти. Петрографічний склад субплатфор-

менних дайкових комплексів представлений долеритами, діабазами та діабазовими порфіритами. Більшість порід мають кайнотипний вигляд або зазнали локальних низькотемпературних постмагматичних перетворень. За віком розрізняють палео-, мезо- та неопротерозойські дайкові комплекси. Визначення ізотопного віку, а також геологічні дані свідчать про наявність декількох етапів вкорінення субплатформенних дайкових комплексів на Балтійському та Українському щитах. Їх формаційна приналежність та зв'язок з іншими проявами магматизму субплатформенної стадії розвитку СЄП висвітлені недостатньо.

Аналіз попередніх досліджень та публікацій. В спеціальній літературі протерозойські комплекси базитових дайок субплатформенної стадії розвитку СЄП

об'єднані в долерит-діабазову формацію, склад якої змінюється від толейтового до сублужного [8]. На некоректність об'єднання похідних толейт-базальтової та сублужно-базальтової магм у складі єдиної формації звернули увагу [11]. Дослідники українського докембрію співставляють толейтові відміни долерит-діабазової формації з трапами, описуючи їх у складі прототрапової формації [4]. Стосовно формаційної приналежності сублужних базитових дайок існує декілька точок зору. В.П. Бухарев [4] об'єднує їх в окрему сублужну олівін-базальтову формацію. Г.Г. Павлов та ін. [12] вважають, що вони є дайковою складовою трахібазальт-ріолітової формації овруцької серії. Крім того, існує точка зору [10] про генетичний зв'язок сублужних долерит-діабазових дайок з утвореннями анортозит-рапаківігранітної формації.

Метою роботи було зробити узагальнюючий геолого-петрографічний опис найбільш типових протерозойських долерит-діабазових дайкових комплексів сублужної серії, визначити їх формаційну приналежність та зв'язок з іншими проявами субплатформенного магматизму в межах Українського та Балтійського щитів.

Сублужні долерит-діабазові дайкові комплекси Українського щита. На Українському щиті (УЩ) сублужні долерит-діабазові дайкові комплекси відомі на площі Волинського, Кіровоградського та Приазовського мегаблоків [3, 7, 14, 19]. Найбільш детально вони вивчені в східній частині Волинського мегаблоку, де тісно асоціюють зі складним Коростенським плутоном анортозит-рапаківігранітної формації. Дайки сублужних габро-долеритів, долеритів, діабазів та діабазових порфіритів поширені в полі розвитку рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу, в габро-анортозитових масивах, внутрішніх блоках складчастого фундаменту, а також в гнейсо-мігматитах найближчого оточення плутону. Найбільші за розмірами дайки габро-долеритового складу – Звездаль-Заліська, Скуратинська та Білорічицька – мають меридіональне та широтне простягання. Простягання менших за розмірами, але більш чисельних, дайок долеритів, діабазів та діабазових порфіритів контролюється тектонічними зонами північно-західного і північно-східного простягання. Дайки північно-західного простягання утворюють три пояси: Радовельський, Межирічансько-Обиходівський та Ставки-Кривотинський. Північно-східне простягання має Народицько-Ушомирський дайковий пояс, який перетинається з Межирічансько-Обиходівським поясом в центральній частині Коростенського плутону, в межах Бехинського блоку складчастого фундаменту. Слід підкреслити, що просторова поширеність сублужних базитових дайок обмежується північною та західною частинами Коростенського плутону. Південніше Тетерівської зони розломів, яка перетинає плутон по діагоналі з північного сходу на південний захід, дайки зникають. Вони також повністю відсутні в межах Росинсько-Тікицького мегаблоку, що межує з Волинським мегаблоком на півдні. Розміри сублужних базитових дайок Волинського мегаблоку суттєво варіюють, обумовлюючи різний ступінь кристалічності дайкових порід. Протяжність найбільшої на УЩ Звездаль-Заліської габро-долеритової дайки сягає 36 км при потужності 0,5-3 км. Ця дайка має зональну будову з внутрішньою частиною, складеною крупнозернистим габро-долеритом, та зовнішньою зоною дрібнозернистого долериту та діабазового порфіриту [9]. Дещо меншу протяжність, біля 10 км, при потужностях 200 та 400 м, мають Скуратинська та Білорічицька дайки габро-долеритів відповідно. Протяжність дещо гірше розкристалізованих долеритових та діабазових дайок змінюється від сотень метрів до перших кілометрів при потужностях від перших метрів до перших десятків метрів. Авторами досліджена дайка, складена напівсклуватим матеріалом трахібазальтового складу, потужністю у перші сантиметри. Залягання

дайок, звичайно, круте з різними контактами та зонами загартування. В діабазових зонах загартування може бути присутнє частково девітрифіковане вулканічне скло або продукти його заміщення. При вкоріненні дайок у граніти коростенського комплексу може відбуватися часткове приконтактове плавлення останніх з утворенням гранофірів та гібридних порід ортофірового складу. Ксеноліти коростенських гранітів в базитових дайках, що їх перетинають, зустрічаються доволі рідкісно. Дещо частіше спостерігаються дезинтегровані ксенокристи кварцу та лужного польового шпату. Натомість дайки, вкорінені в анортозити коростенського комплексу, звичайно, містять чисельні ксеноліти останніх, аж до утворення еруптивних брекчій. Складні еруптивні брекчії з уламками анортозитів, метапісковиків, роговиків та мікросланців досліджені авторами в діабазових порфіритах Ігнатпільського кар'єру, а також в каменярні біля с. Васюковичі. Мікроскопічно доведена регенерація ксенокристов лабрадору з наростанням новоутвореної андезин-олігоклазової облямівки. Термальна дія сублужних базитових дайок на вмичуючі гнейси та мігматити виявляється не завжди, напевно, внаслідок високого ступеня метаморфізму цих порід. Геологічні дані вказують на багатетапне вкорінення базитових дайок. З одного боку, встановлені чисельні випадки проривання сублужними базитовими дайками порід коростенського комплексу. Разом з тим, деякі тіла діабазових порфіритів містять ксеноліти анортозитів і, в свою чергу, інтродуються рапаківіподібними гранітами. І, нарешті, в межах складних дайок спостерігаються ознаки магматичного змішування діабазових порфіритів і рапаківіподібних граніт-порфірів з утворенням гібридних ортофірів. Не менш складними є і геологічні взаємовідношення сублужних базитових дайок з відкладами давнього платформенного чохла. Так, Звездаль-Заліська дайка, яка прориває коростенські граніти, у своїй північній частині перекривається вулканогенно-теригенними відкладами овруцької серії (PR_{1-2ov}). Аналогічно, Білорічицька дайка, яка січе гнейсо-мігматити північно-західного обрамлення Коростенського плутону, перекрита платформними відкладами топільнянської серії (PR_{1tp}). В той же час, ціла група сублужних діабазових дайок Радовельського поясу перетинає породи топільнянської серії в південній частині Білорічицької грабен-синкліналі. Деякі дайки діабазових порфіритів, які проривають анортозити коростенського комплексу, містять ксеноліти кварцитовидних пісковиків, що відносяться до пугачівської товщі (PR_{1pg}). Таким чином, вкорінення сублужних долерит-діабазових дайок Волинського мегаблоку УЩ відбувалося, щонайменше, у три етапи: 1) після головної фази становлення габро-анортозитових масивів, але до інтрузії рапаківі; 2) одноразово, а також після інтрузії гранітів рапаківі, але до накопичення верхньої теригенної частини овруцької серії; 3) в постовруцький час. U-Pb ізотопний вік діабазових порфіритів с. Пугачівка становить 1761±2 млн років [5], тобто близький до віку базитів Володарська Волинського габро-анортозитового масиву. Це єдина надійна цифра U-Pb ізотопного віку субплатформених дайкових комплексів УЩ, тому першочерговим завданням є прецензійне датування інших проявів дайкового магматизму на щиті. Слід зазначити, що близький до зазначеного ізотопний вік мають рифтогенні вулканіти трахібазальт-трахіріолітової формації Овруцької та Вільчанської грабен-синкліналей [6], розташованих в північній частині Коростенського плутону.

В межах Кіровоградського мегаблоку УЩ сублужні базитові дайки тягнуть до Корсунь-Новомиргородського плутону анортозит-рапаківігранітної формації. На відміну від Коростенського плутону, на площі розвитку утворень корсунь-новомиргородського комплексу дайкові породи базитового складу зустрічаються досить

рідкісно. Вони виявлені в районі сіл В'язовок, Ротмистрівка та Кам'янка. Натомість, досить широко базитові дайки представлені в східному та південному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону. Найбільш відома дайка сублужного діабазового порфіриту прориває гнейсо-мігматити кіровоградського комплексу (PR₁kg) в кар'єрі біля с. Мала Смілянка, що знаходиться у східній частині плутону. Простягання дайки субширотне з крутим падінням на північний захід, видима потужність 20 м. Контакти з вмшучими породами різкі, з зонами загартування. Крупно-порфіровий діабазовий порфірит містить чисельні ідіоморфні мегакристи основного плагіоклазу та поодинокі ксеноліти габро-анортоситів. Слід очікувати, що частина базитових дайок Суботсько-Мошоринського та Бобринецького поясів петрографічно подібні вищезгаданім. Так, хімічні аналізи діабазів з Губівського золоторудного прояву, опубліковані в [2, 14], за петрохімічними характеристиками відповідають високотитанистим сублужним базальтам (трахібазальтам) калій-натрової серії.

Сублужні базитові дайки широко розповсюджені у східній частині Приазовського мегаблоку УЩ [14, 19]. Однак, у зв'язку з розвитком різновікових дайкових комплексів – від архейських до мезозойських включно, виділення базитових дайок власне протерозойського віку ускладнене. Можна передбачати, що протерозойський вік мають окремі дайки сублужних діабазів Малолянського та Кам'яномогильського поясів в обрамленні Південно-Кальчицького масиву (PR₁pk). Дещо відокремлені від інших сублужних габро-діабази і діабазу Верхньобузького дайкового поля [13]. Дайки контролюються Хмельницькою зоною розломів північно-західного простягання. На відміну від аналогів, описаних вище, габро-діабази цього району характеризуються звичайним розвитком катакlastичних та вторинних вінцевих структур, вони дещо менш залізисті та титаністі, містять менше калію. Дайки Верхньобузького поля інтродують гранітоїди і мігматити бердичівського комплексу (PR₁bd) в північній частині Дністровсько-Бузького мегаблоку і не мають видимого зв'язку з плутонами рапаків. Тим не менш, східна частина Верхньобузького дайкового поля розташована в межах Хмельницького гравітаційного мінімуму, наявність якого може вказувати на залягання значних мас гранітоїдів на глибині.

Сублужні долерит-діабазові дайкові комплекси Балтійського щита. Долерит-діабазові комплекси сублужного складу широко розповсюджені і детально вивчені на Балтійському щиті – в південно-західній частині Фінляндії та на півдні Карелії [8, 16, 18]. За геологічними спостереженнями та даними ізотопного датування, серед них виділяють три вікові групи: "субйотнійську", "йотнійську" та "постйотнійську". Субйотнійські базитові дайки та пластові інтрузії представлені комплексами Суоменіємі, Хйом, Коппарнас і Аландсько-Аболандським. Вважається, що їх вкорінення, у віковому відношенні дещо передувало накопиченню платформенно-теригенних відкладів йотнія, тобто було синхронним з плутонами гранітів рапаків Балтійського щита. Субйотнійський вік мають також рифтогенні трахібазальти та трахіріоліти хогландської товщі, рештки якої збереглися на покрівлі Виборзького плутону рапаків. Дайковий комплекс Суоменіємі, датований [16] у 1635-1640 млн р, просторово асоціює з однойменним сателітним масивом рапаків (1629-1641 млн р), розташованим в північному обрамленні Виборзького плутону. Чисельні дайки сублужних габро-долеритів, долеритів, діабазів, діабазових порфіритів і кварцових порфірів утворюють протяжний пояс північно-західного простягання, який перетинає свекофенські гнейсо-мігматити. Деякі дайки кварцових порфірів проривають і граніти рапаків. Описані також композитні дайки, що складаються діабазовими порфіритами і рапаківіподібними кварцовими порфірами, вкорі-

нення яких відбувалось майже одночасно. На захід від комплексу Суоменіємі встановлений ще більш потужний дайковий комплекс Хйом. Дайки та сили сублужних долеритів, діабазів, діабазових порфіритів і кварцових порфірів, датовані [16] у 1643-1667 млн р, простежуються в північно-західному напрямку починаючи від анортосит-рапаківігранітної інтрузії Ахвеністо (1632-1644 млн р) – сателіту Виборзького плутону, через свекофенські плутонічні і супракристалічні породи південної Фінляндії. Північно-західне простягання мають також сублужні базитові дайки комплексу Коппарнас, які асоціюють з невеликими масивами рапаків Оббнас, Бодом та Онас на південному узбережжі Фінляндії. Аландсько-Аболандський дайковий комплекс, датований [18] у 1540-1577 млн р, асоціює з Аландським плутоном рапаків (1560-1579 млн р) на островах Ботнійської затоки. Комплекс представлений сублужними габро-долеритами, долеритами, діабазами і діабазовими порфіритами, які утворюють протяжні дайки північно-східного простягання серед свекофенських гнейсо-мігматитів. Найбільшою з них є відома дайка габро-долеритів Фьогле.

Вважається, що йотнійський вік мають гіпабісальні інтрузії Ладозького озера, зокрема – Валаамський сил на однойменному архіпелазі. Диференційований Валаамський сил складений монцодіоритами, датованими U-Pb ізотопним методом у 1457-1459 млн р [17]. Вкорінення силу відбулося після інтрузії Салмінського плутону рапаків (1530-1547 млн р), розташованого на східному узбережжі Ладозького озера, а також дещо пізніше виливів сублужних базальтів салмінської світи, поширених у цьому регіоні [15].

Постйотнійський вік мають базитові інтрузії комплексу Сатакунта та прионезького комплексу. Сублужні діабазу комплексу Сатакунта поширені в межах однойменної грабеніподібної западини, розташованої на південно-західному узбережжі Фінляндії та виповненої йотнійськими теригенними відкладами. Діабазові дайки та сили, датовані [18] у 1252-1268 млн р, інтродують йотнійські пісковики, а також рапаків Лайтільського плутону (1570-1573 млн р).

Петрографія сублужних долерит-діабазових комплексів. Петрографічний склад сублужно-базитових дайкових комплексів у всіх вищезгаданих регіонах представлений гіпабісальними та субвулканічними породами переважно основного складу. За ступенем розвитку постмагматичних перетворень, серед них розрізняються практично незмінені долерити та у різній мірі перетворені діабазу, які звичайно просторово суміщені в межах одного комплексу, а, інколи, і в межах однієї дайки. За наявністю порфірових вкраплень розрізняються афірові долерити та діабазу, а також долеритові та діабазові порфірити. Порфірові вкраплення представлені виключно плагіоклазовим андезином-лабрадором складу. Крім мікропорфірових різновидів широко розповсюджені мегаплагіофірові діабазові порфірити на манір українських "волинців". Розміри окремих мегакристів плагіоклазу сягають 3-4 см, а їх вміст може перевищувати 50 % від об'єму породи. Плагіоклаз вкраплеників представлений двома генераціями: 1) блідо-зеленим серицитизованим андезином чи андезин-лабрадором правильної та уламкової форми; 2) сірим або темно-сірим водяно-прозорим лабрадором з ідіоморфною формою та зональною будовою. Окремі відміни порфіритів можуть містити якусь одну або й обидві генерації плагіоклазу. Загальна маса долеритів, діабазів та порфіритів звичайно повнокристалічна дрібно- або мікрозерниста. Середньо-крупнозернисті відміни долеритів та діабазів окремими українськими дослідниками визначаються як габро-долерити та габро-діабазу. Для усіх перерахованих різновидів властивими є добре виявлені офітові або діабазові мікроструктури. Характерною мікроструктурною особливістю є наяв-

ність голчастих та скелетних мікролітів ільменіту в інтерстиціях безладно-орієнтованих призматичних кристалів плагіоклазу. Відомі відміни діабазів з реліктовими інтерсерціальними, толеїтовими та гіалопелітовими структурами і навіть напівсклуваті варіоліти та сордаваліти. Як правило, вони властиві для зон "загартування", дайок невеликого розміру або субвулканічних тіл.

Мінеральний склад сублужних долеритів та діабазів відрізняється від аналогічних порід толеїтового ряду звичайною присутністю лужних польових шпатів, парагенезисом мафічних мінералів, а також акцесорною мінералізацією. Особливостями хімізму головних породоутворюючих мінералів є помірна основність плагіоклазу та підвищена залізистість мафічних мінералів. Найбільш показові відмінності у складі кайнотипних відмін. Головні породоутворюючі мінерали сублужних долеритів – середній плагіоклаз та авгіт. Досить характерні лейкократові відміни долеритів, з вмістом плагіоклазу більше 65 %. Плагіоклаз загальної маси представлений переважно андезином з підвищеним вмістом K_2O . У вкрапленнях спостерігається пряма зональність з лабрадором ядром та вузькою зовнішньою оболонкою олігоклаз-андезинового складу. На відміну від долеритів толеїтового ряду, у сублужних долеритах низькокальцієві піроксени поступаються роллю кальцієвим відмінам. Високотемпературний магнезіальний піжоніт відсутній. Інвертований залізистий піжоніт, у вигляді симплектичних зростків гіперстену з авгітом, зустрічається лише в окремих різновидах. Більш звичайним є залізистий авгіт, з помірним до малого вмістом TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 та Na_2O . Майже завжди наявний залізистий олівін або продукти його перетворення. Вміст олівіну не перевищує 10-15 %. Його хімічний склад відповідає гіалосидериту та гортоноліту. Замість звичайного для толеїтів титаномagnetиту у помітній кількості присутній ільменіт. Гомогенний або мезопертитовий калішпат, інколи – в гранофірових зростках з кварцом, займає інтерстиції між лейстами плагіоклазу або, навіть, формує зовнішні оболонки навколо останніх. Характерні акцесорні мінерали – апатит та циркон. Вміст ільменіту та апатиту інколи може сягати промислових концентрацій. В діабазях піроксен звичайно заміщується променістими амфіболами, хлоритом, інколи – карбонатами. По плагіоклазу розвивається серицит, преніт, клиноцоїзит, альбіт. Інколи, один з головних мінералів – або плагіоклаз або авгіт, лишається незмінним. По олівіну формуються повні псевдоморфози, які можуть бути складені ідинситом, боулінгітом, серпентином, тальк-магнетитом, стильпномеланом. Ільменіт лейкоксенізується лише в найбільш змінених діабазях. Звичайними є реакційні оболонки титанистого біотиту навколо ільменіту. На відміну від типових сублужних серій океанічних островів та континентальних рифтових зон, для досліджуваних дайкових порід не характерна наявність ксенолітів мантийних ультрабазитів. Натомість, ксеноліти корових порід достатньо розповсюджені. Мабуть найчастіше за інші зустрічаються ксеноліти анортозитів серед діабазових порфіритів. Вони присутні навіть в дайках, які проривають гнейси, мігматити або гранітоїди, що припускає залягання анортозитів на глибині.

Хімічний склад досліджуваних долеритів та діабазів відзначається підвищеним, порівняно з середнім для базитів, вмістом лугів. Вміст SiO_2 коливається у діапазоні 47-57 %. Співвідношення $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ змінюється від притаманного сублужним базальтам та трахібазальтам до трахіандезибазальтового. Разом з тим, більшість порід є дещо пересиченими або слабо недосиченими кремнеземом, нормативні фельдшпатоїди при петрохімічних перерахунках не встановлюються. Тип лужності, який визначається коефіцієнтом Na_2O/K_2O , відповідає калій-натровій серії, хоча окремі відміни можуть відхилитися у бік шошонітів з вмістом K_2O 3-4 %. За відношен-

ням $Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, помітно розмежовуються високоглиноземисті лейкократові та помірно-глиноземисті мезократові відміни долеритів та діабазів. Особливостями хімічного складу порід є також підвищений, порівняно з середнім для базитів, вміст TiO_2 , FeO , K_2O , P_2O_5 , Ba , Sr , Rb , La , Ce при високих значеннях коефіцієнтів залізистості ($f = Fe/(Fe + Mg)$) та титанистості ($ti = TiO_2/(FeO + Fe_2O_3)$) і, разом з тим, понижений вміст CaO , MgO , Ni , Cr , V , Co , Cu при низьких значеннях ступеня окиснення ($F = Fe_2O_3/FeO$). Рідкісні землі характеризуються диференційованим спектром, з сумарним вмістом на рівні 50-100 разів вище хондритового та помітним переважанням легких лантанодів над важкими.

Висновки. Серед дайкових утворень у складі протерозойської долерит-діабазової формації СЄП, сформованої на субплатформенній стадії розвитку, контрастно виокремлюються базитові дайки сублужного складу. Комплекси сублужних долерит-діабазових дайок просторова та за віком пов'язані з плутонами анортозит-рапакивігранітної формації СЄП. З ними також можуть асоціювати рифтогенні вулканічні серії сублужного складу. Індикаторними петрографічними особливостями сублужних долерит-діабазових комплексів є: добра збереженість первинно-магматичних структур, широкі варіації ступеня кристалічності порід, присутність як афірових, так і порфірових різновидів, мономінеральний плагіоклазовий парагенезис вкрапленням, помірна основність плагіоклазів у вкрапленнях і в загальній масі, звичайна присутність лужних польових шпатів у загальній масі, високозалізистий олівін-ільменіт-авгітовий парагенезис первинних мафічних мінералів, циркон-апатитова акцесорна мінералізація, мінливий ступінь низькотемпературних постмагматичних перетворень. Особливостями хімізму є сублужний базитовий склад, приналежність до калій-натрієвої серії, висока залізистість та титанистість, при низьких значеннях ступеня окиснення, підвищений, порівняно з середнім для базитів, вміст TiO_2 , FeO , K_2O , P_2O_5 та несумісних елементів і, натомість, понижений вміст CaO , MgO та сумісних елементів. Досліджені дайкові комплекси доцільно виділити у ранзі сублужної долерит-діабазової формації, пов'язаної з анортозит-рапакивігранітною формацією, а також рифтогенною трахібазальт-трахіріолітовою формацією континентів, у єдиний парагенетичний ряд.

1. Анортозит-рапакивігранітна формація Восточно-Европейской платформы / *Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А.* и др. – Л., 1978. 2. *Бабинін О., Братчук О., Гурський Д.* та ін. Мінералогія Губівського та Клишівського золоторудних об'єктів Клишівського рудного поля (Кіровоградський блок Українського щита) // *Мінерал. зб.* – 2001. – 51, №1. – С.35-50. 3. *Бернадская Л.Г., Долгова В.И.* Дайковые породы Украинского щита // *Палеовулканизм Украины.* – К., 1984. – С.17-91. 4. *Бухарев В.П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – К., 1992. 5. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // *Геохимия и рудообразования.* – 1995. – Вып.21. – С.34-47. 6. *Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П.Щербак, Г.В.Артемченко, Е.Н.Бартицкий* и др. – К., 1989. 7. *Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Подольняк С.М.* и др. Закономерности распространения дайковых комплексов Украинского щита // *Геофиз. сб.* – 1976. – Вып.74. – С. 61-74. 8. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. В 3-х книгах. Книга 3. Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия. – М., 1980. 9. *Митрохин О.В., Омельченко А.М.* Петрография габро-долеритів Звездаль-Заліської дайки // *Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія.* – 2006. – Вип.36. – С.30-32. 10. *Митрохин О.В.* Петрографічний склад комплексів анортозит-рапакивігранітної формації // *Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія.* – 2008. – Вип.45. – С.62-66. 11. *Моляко В.Г., Шумлянский Л.В.* Петрогенезис та еволюція ультрабазит-базитового магматизму етапу стабілізації древніх платформ. / Звіт про науково-дослідну роботу кафедри мінералогії, геохімії та петрографії геологічного факультету Київського національного університету. – К., 1995. 12. *Павлов Г.Г., Моляко В.Г., Зінченко О.В.* та ін. Базитові магматичні формації етапу стабілізації Українського щита // 36. мат. конф. проф.-викл. складу геол.ф-ту Київ. ун-ту. – 1995. – С.47-58. 13. *Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Довгань Р.Н., Павлюк В.Н.* Субщелочные габбро-диабазы юго-восточной части Украинского щита // *Мінерал. журн.* – 2007. – 29, №1. – С. 44-57. 14. *Щербак И.Б.* Петрология Украинского щита. – Львов, 2005. 15. *Luttinen A.V., Lobaev V., Rämö O.T.* et al. Geochemistry of basalt dykes and lavas from Inkoo and Lake Ladoga: Widespread 1.53-1.46 Ga high-Ti and-Zr magmatism in southern Fennoscandian Shield? // *Lithosphere* 2006

Symposium, November 9-10. – 2006. – P. 119-123. 16. Rämö T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol Surv Finland Bull. – 1991. – Vol.355. 17. Salminen J., Pesonen L.J. Paleomagnetic and petrophysical investigation of the Mesoproterozoic monzodioritic sill, Valaam, Russian Karelia // Lithosphere

2006 Symposium, November 9-10. – 2006. – P. 169-172. 18. Suominen V. The chronostratigraphy of SW Finland with special reference to the Postjotnian and Subjotnian diabases // Geol Surv Finland Bull. – 1991. – Vol.356. 19. Shatalov N.N., Shatalov A.N. Dyke of the Ukrainian Shield // Геол. журн. – 2002. – №3. – С.56-61.

Надійшла до редколегії 29.09.08

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.411:551,24(447:74)

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук

ЗОЛОТОРУДНІ РОДОВИЩА ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ ОРОГЕННИХ КОМПЛЕКСІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

В статті розглянуті головні прояви золоторудної мінералізації в протерозойських структурах Українського щита. Наведений аналіз геологічних і мінералого-геохімічних ознак золоторудної мінералізації і можливого співставлення з орогенним типом зруденіння.

This paper discusses basic manifestations of gold-bearing mineralizations in Proterozoic structures of Ukrainian Shield. Analysis of geological and mineralogical-geochemical properties of gold mineralisation and possible comparison with orogenic type mineralisation have been carried out. This paper discusses basic manifestations of gold-bearing mineralizations in Proterozoic structures of Ukrainian Shield. Analysis of geological and mineralogical-geochemical properties of gold mineralisation and possible comparison with orogenic type mineralisation have been carried out.

Вступ. Український щит підрозділяється на декілька мегаблоків, кожний з яких характеризується своєю індивідуальною внутрішньою будовою і певним набором складаючих його структурно-речовинних комплексів. Гетерогенність геологічної будови щита обумовлює і різноманіття обстановок формування проявів ендемічного золотого зруденіння. Беручи до уваги характер прояву золоторудної мінералізації, усі геоблоки Українського щита в цілому можна підрозділити на дві групи – граніт-зеленокам'яні і граніто-гнейсові. До першої, граніт-зеленокам'яної, групи можуть бути віднесені мегаблоки, які складають східну частину щита – Середньопридніпровський і Приазовський, до другої, граніто-гнейсової, групи – блоки, які характеризуються широким поширенням утворень метатеригенно-гранітоїдного структурно-формаційного комплексу, наявності золотовміщуючих метаосадово-гнейсових формацій і асоціюючих з ними ультраметаморфогенних гранітоїдів – Волинський і Інгільський мегаблоки.

Аналіз проблеми. При металогенічних побудовах в докембрії Українського щита виділяють дві значні епохи рудоконцентрації золота. Перша епоха охоплює період мезоархею (3200-2800 Ма), а формування типових для цього періоду золоторудних об'єктів тісно пов'язане з формуванням граніт-зеленокам'яних структур, широко розвинених в межах Середньо-Придніпровського мегаблоку. Геологічна будова більшості відкритих тут родовищ (Балка Широка, Балка Золота, Сергіївське) всесторонньо вивчена і висвітлена в багатьох публікаціях, а їх аналогія з найвідомішими об'єктами Канади і Австралії підтверджена численними фактами. Встановлене в межах Приазовського мегаблоку Сурозьке золоторудне родовище (Сорокинська структура) вперше було описане як об'єкт, сформований в ході прояву процесів тектоно-метасоматичної активізації [6, 7]. Проте згодом завдяки публікації ряду робіт [2, 3], широко розповсюдилося уявлення про регіон Західного Приазов'я як типової граніт- (або грануліт-) зеленокам'яної області. На підтвердження цьому наводяться ряд ознак, що вказують на наявність зеленокам'яних структур (базит-ультрабазитовий склад нижніх частин розрізу, переважно метаосадовий склад верхніх товщ) і подібності їх до типових золотопродуктивних структур Середньопридніпровського блоку (наявність золотоносної метаріодацит-плагіогранітної вулканоплутонічної асоціації [8]). Проте існують і альтернативні гіпотези щодо можливої еволюції золотовміщуючих структур Приазовського блоку [10].

Другою продуктивною епохою формування золоторудної мінералізації на Українському щиті є палеопротерозойська епоха (2500-1600 Ма), яка була більш три-

валою і складнішою з погляду різноманітності прояву геолого-тектонічних обстановок формування золоторудної мінералізації. В той же час аналіз розподілу проявів золоторудної мінералізації палеопротерозойської епохи в глобальному масштабі [18] показує, що не дивлячись на значну протяжність цього періоду, формування більшості протерозойських золоторудних об'єктів світу відбувалося у відносно вузькому інтервалі часу – від 2,15 до 1,8 млрд років. Даний інтервал співпадає також за часом з процесами магматичної активізації та інтенсивного нарощування континентальної кори в глобальному масштабі (глобальні піки нарощування континентальної кори – 2,7 і 1,9 млрд років за К.С. Condie [13]), що могло сприяти не тільки самому процесу формування золоторудних об'єктів, але також їх подальшому збереженню у складі стабілізованих ділянок континентальної кори.

Так, наприклад, формування родовищ золота протерозойського періоду відбувалося в ході Ебурнейського орогенезу (2105-2080 млн років) в Західній Африці (родовища пояса Ашанті); орогенезу Убендіан (~2.1-2.0 млрд років) в південно-західній Танзанії; Трансамзонського орогенезу (2.2-1.9 млрд років) на кратонах Сан Франциско, Конго і Гвіанському щиті; орогенезу Тапажос-Паріма (~2.10-1.85 млрд років) на західній границі Амазонського щита; Транс-Гудзонського орогенезу (1.9-1.8 млрд років) в Північній Америці (родовище Хомстейк); орогенезу Кеталідан (1850-1800 млн років) в Гренландії; Свекофенського орогенезу (~1.9-1.8 млрд років) на південно-західній границі Карельського кратону [14]. Серед золоторудних об'єктів цього періоду найбільш поширені, як вважається, так звані "орогенні" родовища золота, формування яких тісно пов'язане з процесами еволюції самих структур орогенного типу.

Термін "орогенні" родовища був запропонований свого часу Девідом Гровсом [16] для позначення золоторудних родовищ метаморфічних поясів, які формувалися на пізніх стадіях етапу орогенезу. В своїх роботах Д. Гровс [16, 17] спираючись на раніш опубліковані данні, висунув узагальнюючий термін "орогенні родовища", не тільки об'єднавши в цю групу родовища, які раніше протягом 20 років широко згадувалися як мезотермальні, але насамперед надав характерні ознаки орогенних родовищ золота, які відрізняють їх від інших типів золоторудних об'єктів.

Серед характерних ознак родовищ золота орогенного типу відзначаються наступні: продуктивні рудні асоціації цих родовищ характеризуються винятковим переважаючим золотом (Au >> Ag, при низькому вмісті Cu-Pb-Zn) над іншими елементами; породи що вміщують зо-