

УДК 551.242.1(477.7)

Л.С. ОСЬМАЧКО, Н.М. ЛИЖАЧЕНКО, В.Т. СКОБІН

## ЦИРКОНІ БОБРИНЕЦЬКОГО МАСИВУ ТА УМОВИ ЇХ ФОРМУВАННЯ

*Всі зафіксовані ознаки цирконів свідчать, що формування цих мінералів підпорядковані тим же процесам, які призвели до становлення геологічних тіл більш низьких рангів – знакозміним здвиговим процесам при високих  $P$ Т умовах.*

### ВСТУП

Робота присвячена “єдності форми та вмісту” ранньодокембрійських утворень Українського шита (УЩ), зокрема в межах Інгільського мегаблоку. Така єдність при вивченні зазначених об’єктів на сьогодні є не до кінця з’ясованою [3, 9, 10 та ін.], особливо при підтвердженні на мінеральному рівні. Вирішенням зазначеної проблеми займалися багато визначних дослідників. Коротко нагадаємо одні з найяскравіших здобутків за даним напрямком досліджень. Казанським В.І. зі співавторами [5] в межах Бобринецького масиву виділено очково-сланцюваті гранітоїди, дрібно-середньозернисті кіровоградські граніти, порфіровидні трахітоїдні граніти, гранодіорити, також бластомілоніти і бластокатаклазити. Автори [5] стверджують, що “...вслед за кристаллизацией гранитоидов возникли основные разломы зоны, фиксируемые широкими полосами очково-сланцеватых пород и сериями бластомилонитовых швов. Тектурно-структурные особенности и минеральный состав этих тектонитов указывают на их образование путем перекристаллизации пород в обстановке интенсивного бокового сжатия в условиях альмандин-амфиболитовой фации [5, с. 14].”

О.І. Слензак [10] обґрунтовує, що складчаста структура Інгільського мегаблоку УЩ сформована структурами СКС (“сдвига, качения, скручивания”). У лінійних частинах цих структур переважали умови здвигу-стиснення, тому тут формувалися такі метаморфічні утворення як гнейси, сланці тощо. В дугових частинах структур СКС переважали умови здвигу-розтягу, завдяки чому тут створювалися переважно породи гранітоїдного складу. Останні формувалися в твердому стані завдяки метаморфічній диференціації та перекристалізації.

Роботи Є.І. Паталахи [9 та ін.] зі співавторами свідчать, що Інгільський мегаблок УЩ є найбільш переробленим (відносно інших мегаблоків УЩ) фрагментом гранулітового архею. Ці перетворення відбувалися завдяки розвою єдиного родоначального для всіх них субмеридіонального плану тектонічного потоку з субвертикальною площиною течії на сучасному зрізі. Зародження його відноситься що найменше до пізнього архею.

С.В. Горяйнов зі співавторами деталізували тотальний тектонічний потік за Є.І. Паталахою та стверджують, що структура кристалічного фундаменту Інгільського мегаблоку сформована різновіковими метаморфічними меланжами, які послідовно перетинають один одного. Більш ранні з них для більш пізніх є висхідним субстратом та інколи зберігаються в вигляді реліктів. Метаморфічні утворення повсюди асоціюють з метасоматичними. Автори виділяють [4]

п’ять різновікових меланжів. Таку структуру як ціле Горяйнов С.В. зі співавторами називають структурою послідовних дислокацій. Найбільш інтенсивний слід у вигляді структурного малюнку Інгільського мегаблоку сформовано чаусовським меланжем субмеридіонального простягання. Вік його автори [4] надають як 1,7 млрд рр.

Лукиєнко О.І. [6 та ін.] розкриває ті чи інші динамометаморфічні зміни порід в залежності від реологічних умов середовища та інтенсивності дислокаційних перетворень на відповідних етапах їх еволюції.

Шевчуком В.В. [11] обґрунтовується спосіб формування порфіробласт та заповнення ними геологічного простору в залежності від тих чи інших динамомінематичних умов.

Нами раніше [7, 8] було встановлено, що фрагмент Бобринецького гранітоїдного масиву (далі – Бобринецький масив) Інгільського мегаблоку УЩ, а з огляду на конгруентність структурних форм і увесь масив не є цілісним тілом. Опираючись на відомості про структурну та речовинну організацію масиву було обґрунтовано, що він сформований уособленими пластинами-складовими субвертикального падіння та субмеридіонального простягання, потужностями до 2 км. Такі пластини (смуги) формувалися у напівавтономних одна відносно одної динамомінематичних режимах, що відображено на рис. 1. Виділені нами [7] смуги-складові 1-4 Бобринецького масиву ми ототожнюємо з породними різновидами, що охарактеризовані в роботі [5]. Це відповідно: очково-сланцюваті гранітоїди, дрібно-середньозернисті кіровоградські граніти, порфіровидні трахітоїдні граніти та гранодіорити; також нами в межах масиву вирізнені зонки інтенсивного розсланцювання, які речовинно є лейкократовими гнейсами. Перші та останні із зазначених різновидів гранітоїдів за структурно-текстурними ознаками відповідають дислокаційним утворенням, що формувалися в умовах відносного інтенсивного стиснення та здвигу; другі – в умовах помірної дії зазначених чинників; треті – в умовах відносного розтягу та здвигу. При цьому формувалися не гранітоїди як такі, а порфіробласти польових шпатів (ПШ) та їх дрібнозернистий матрикс за рахунок більш давнього субстрату. Формування та певне розміщення порфіробластів відбувалися відповідно до орієнтації траєкторій напруг в умовах імпульсних здвигів в субмеридіональному напрямку. Тобто дані робіт В.І. Казанського [5] та нашої [7] дещо суперечать одне одному, адже з останньої виходить, що очково-сланцюваті, трахітоїдні та інші різновиди порід Бобринецького масиву мають бути близькими до одночасних, точніше їх вік має поступово омолоджуватися у напрямку з північного заходу – на південний схід, відповідно

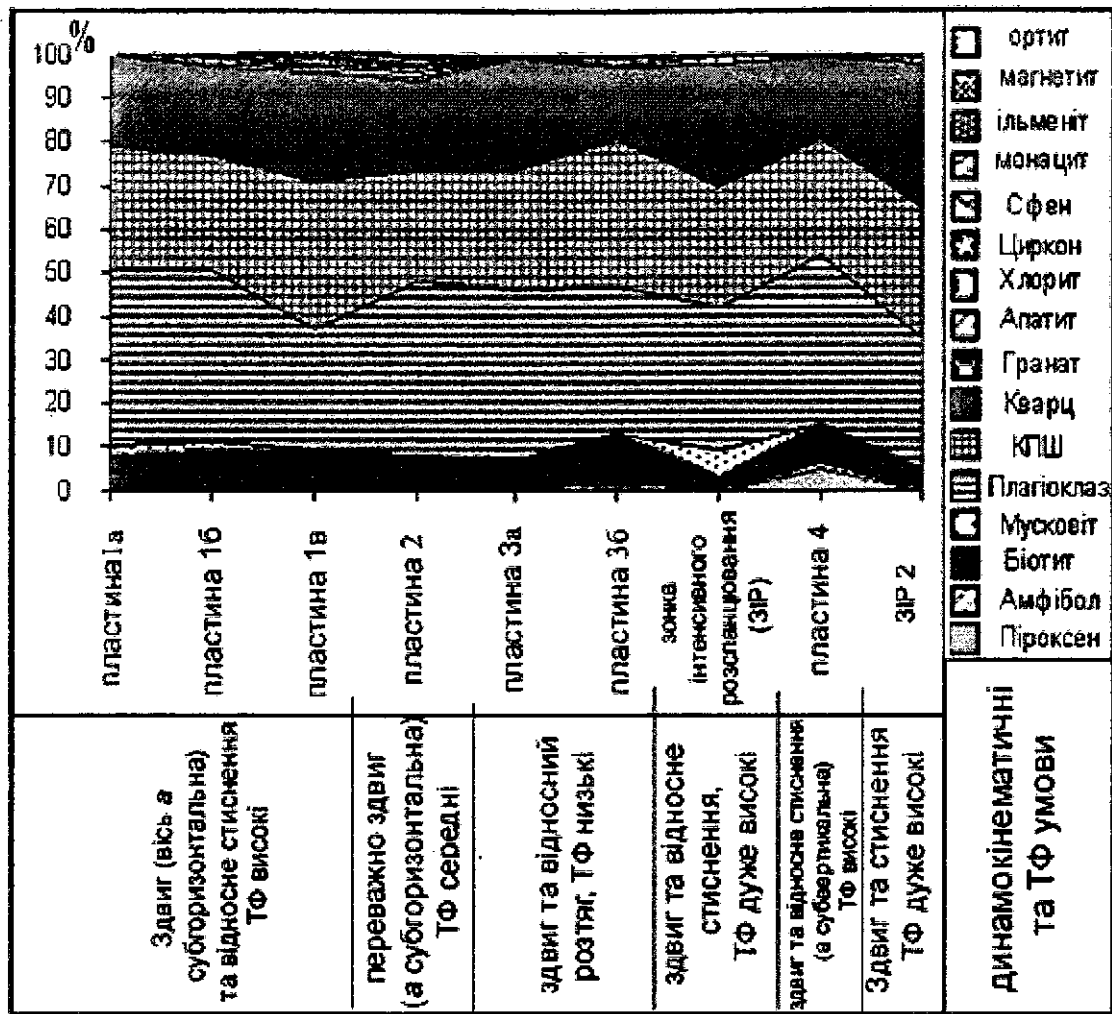


Рис. 1. Профіль мінерального складу (%), динамокінематичних та тектонофаціальних (ТФ) ознак фрагменту Бобринецького масиву. Профіль орієнтований субширотно – вхрест простягання пластин-складових масиву.

до орієнтації провідних здвигових процесів. А головна відміна між зазначеними гранітоїдами полягає в різних динамокінематичних умовах в межах окремих ділянок Бобринецького масиву на час їх формування, внаслідок чого маємо різні структурно-текстурні особливості та речовинний склад гранітоїдів. Зазначені суперечності можна назвати "невирішеними раніше частинами загальної проблеми".

Головний висновок за науковими надбаннями, які коротко відзначені вище, полягає в наступному. Будова Інгільського мегаблоку УЩ на всіх рівнях його організації, відповідно і Бобринецького масиву є результатом багатоактних знакозміних здвигових деформацій. Останні і провокували формування всього розмаїття порід мегаблоку. Звісно, циркони не могли залишатися безучасними в умовах неодноразових петро-структурних перебудов гранітоїдів, що їх вміщують.

### РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХ ОБГОВОРЕННЯ

З метою більш детального підтвердження, чи заперечення тих чи інших даних щодо причин наявності відмінних за петро-структурними особливостями гранітоїдів Бобринецького масиву нами були проаналізовані циркони з усіх складових масиву. По-перше, було виявлено, що фракція цирконів > 0, 2 мм міститься лише в порфіровидних гранітоїдах та в породах близьких за складом до гранодіоритів. Вони відповідно формують пластили-складові масиву 3А, Б та

4 (рис. 1, також див. [7]). Перша з них вирізняється ознаками, що відповідають умовам здвигу-розтягу з субгоризонтальною віссю а; друга – здвигу-стиснення з субвертикальною віссю а. Відомо [4], що субвертикальна орієнтація лінійності характерна для метаморфогенних утворень неoarхейського віку; окрім цього для гранодіоритів складової-4 спостережена тінюва смугастість північно-східного простягання [7]. Отже, ми схильні вважати, що складова-4 є ділянкою Бобринецького масиву, яка найменше (відносно інших таких ділянок) зазнала деформаційних перетворень; відповідно вона є реліктовою для масиву. По-друге, при аналізі фракцій цирконів 0,2–0,1 мм, виявилось, що в усіх складових масиву містяться, як мінімум, п'ять-шість їх генералізованих різновидів. При виділенні різновидів цирконів ми опиралися на класифікацію даних мінералів, що описана в роботі [1]. Далі надаємо короткий опис генералізованих різновидів (генерацій за [1]) цирконів:

1) Діпірамідально-призматичний з  $K_p$  (коефіцієнт подовження) до 3, цирконового типу, переважно симетричний, частіше коричневий, рідше світло-коричневий до напів-прозорого, ще рідше коричнеувато-зеленкуватий; ребра назагал виражені добре, рідше зглажені. Коричневі індивіди та темно-коричневі мають більш правильну огранку, в поперечному перерізі вони близькі до квадратних. Світліші циркони в поперечному перерізі менш правильні –

приплюснуті, близькі до овальних. Світліші індивіди та з помітно меншою ступінню ідіоморфізму скоріш є іншої генерації (1а) відносно темних з порівняно високою ступінню ідіоморфізму.

2) Діпірамідально-призматичний з  $K_n$  до 3, гіацинтового типу, часто асиметричний, що виражено в неоднаковості розмірів та гостроти пірамідок, їх розміщення (зміщення) відносно довгої осі індивіда, також в приплюснутості зерен з однієї сторони, завдяки чому вони мають форму жука; за кольором переважно світло-коричневі, рідше світлі до напів-прозорих, також зрідка зеленкуваті; ребра переважно згладжені. Зустрічаються і темні, коричневі індивіди, які мають порівняно правильні кристалографічні обриси; таку ж морфологію мають і близькі до прозорих, склуваті. Серед представників цієї генерації також, як бачимо виділяються як мінімум три різновиди, скоріш за все вони також асинхронні.

3) Призматично-діпірамідальний з  $K_n$  3–4,5 (списоподібні за [1]) часто асиметричний (що виражено так же як в генерації-2), також в приплюснутості зерен з двох сторін; за кольором переважно світло-коричневі до напів-прозорих, рідше рожеуваті зі скляним блиском, ще рідше коричневого-білі прозорі зі скляним блиском; грані переважно добре виражені. Тобто, в межах даного різновиду цирконів також можна виділити декілька підрізновидів.

4) Призматичний (торпедовидний за [1]) з  $K_n$  4–5 і більше. В межах цієї групи цирконів розрізняються різновиди за кольором-прозорістю та наявністю-відсутністю граней. Зокрема виділяються: а) коричневі та світло-коричневі напівпрозорі, які в поперечному перерізі близькі до квадратних та прямокутних. Темніші індивіди більш кристалографічно правильні в порівнянні з світлішими; б) білуваті не прозорі, матові, добре і погано огранені; відповідно в поперечному перерізі вони є і чотирих- та восьмигранні, також близькі до округлих, чи овальних. Індивіди останнього різновиду часто асиметричні завдяки неоднаковості за розмірами та гостротою пірамідок, їх розміщення (зміщення) відносно довгої осі індивіда, також приплюснутості зерен. Для цирконів даного різновиду найбільш характерно наявність округлих та подовжених наростів на площинах призм, наростів, навіть подвійних на площинах пірамідок, каверн та зростків; в) напівпрозорі та прозорі зі скляним блиском, дуже подовжені голкоподібні, в яких ребра дуже згладжені до їх відсутності; грані дуже вузькі.

5) Діпірамідальний (циртолітовий за [1]) з  $K_n$  біля 2. В різних складових масиву ступінь ідіоморфізму цирконів різний, в цілому ж досить високий; також і кольори варіюють від темно- до світло-коричневих.

6) Діпірамідально-призматичний з  $K_n$  2–3. Дуже асиметричні, що обумовлено чіткою вираженістю однієї пірамідки та зглаженістю до відсутності іншої; також різкою неоднаковістю за площею граней призм, завдяки чому індивіди можна назвати сплюсненими. За кольором переважно ледь рожеуваті, рідше безколірні, і ті й інші прозорі зі скляним блиском. Сюди ж умовно відносимо групу цирконів, що несе такі ж зазначені вище ознаки, окрім того, що вони мають досить згладжені ребра; тому за формою є овальними, або каплеподібними. Останні не рідко мають нарости, які частіше також каплеподібні, рідше бурулькоподібні.

Як вище зазначено, переважна більшість спостережених різновидів цирконів міститься майже в

усіх пластинах-складових Бобринецького масиву. Але при простеженні ознак цирконів від пластини до пластини-складової масиву маємо відчутні варіації відсоткового співвідношення кількості індивідів того чи іншого їх різновиду. Окрім цього, маємо різні розміри цирконів та відтінки одного і того ж морфологічного різновиду для різних складових масиву (рис. 2) тощо. Опираючись на дані, що приведені в роботах [1, 3] та інших, зокрема про те, що певний різновид циркону є кінцевим продуктом відповідного мінералотворчого процесу (або результатом особливостей хімізму, симетрії, насиченості,  $PT$  умов геологічного середовища тощо) на певний момент, з наведених нами фактів можемо бачити, що мінералотворчих моментів було не менше п'яти. При цьому, в різних пластинах-складових Бобринецького масиву, кількість таких моментів різна. До того ж, у кожній зі складових масиву, мінералотворчі моменти, що виражені в генераціях та підгенераціях цирконів, відрізнялися своїми особливостями середовища (знову ж якщо відштовхуватися від розмірів індивідів, кольору та його насиченості, прозорості, ступенів ідіоморфізму тощо). Постає запитання, що за процеси, ділянки впливу яких відповідають пластинам-складовим Бобринецького масиву, могли призвести до формування такого розмаїття цирконів?

В роботі [1] наведено характеристики п'яти генерацій цирконів, які автори пов'язують зі стадійністю формування вивержених порід, зокрема гранітоїдів. Це такі стадії: рання і пізня стадії кристалізації магматичного розплаву, пегматитова, пневматолітова, гідротермальна. Із цим можна було б погодитися якби ми дійсно мали лише п'ять різновидів цирконів, також й інші ознаки відзначеної стадійності формування Бобринецького гранітоїдного масиву. Але достеменно відомо, що ми маємо справу не з формуванням гранітоїдного масиву як цілісного тіла (шляхом кристалізації магматичного розплаву) і навіть не з утворенням його пластин-складових зазначеним шляхом, а з перерозподілом речовини первинного субстрату (в певному об'ємі геологічного середовища) і формуванням за рахунок його речовини порфіробластів та їх матриксу. Такі перетворення відбувалися завдяки декількоетапним здвиговим деформаціям [3, 7–11]. Звісно, вони провокували неодноразово зміну симетрії певного геологічного об'єму, концентрацію компонентів формування (росту) мінералів, особливостей хімізму,  $PT$  умов геологічного середовища. Подібні коливання (зміни) в даному середовищі, як відомо, фіксуються в розмірах, інтенсивності кольорів, обрисах, також у переважному формуванні того чи іншого морфологічного типу цирконів, а головне, у часто асиметричних їх формах.

Закономірності у відзначених змінах ми можемо простежити розмістивши виділені раніш пластини-складові масиву в послідовності: від реліктових тіл гранодіоритового складу (пластина-4), через складові масиву, які є результатом порівняно слабких перетворень субстрату (пластини 2, 3) до складових масиву, що є результатом інтенсивних перетворень (рис. 2). Шість комірок по горизонталі – I–VI на рис. 2 відповідають описаним вище шести генералізованим різновидам цирконів (генерацій за [1]).

На рис 2, а представлені виділені різновиди цирконів для пластини-складової-4 Бобринецького масиву. Тут містяться лише п'ять їх різновидів, розміри

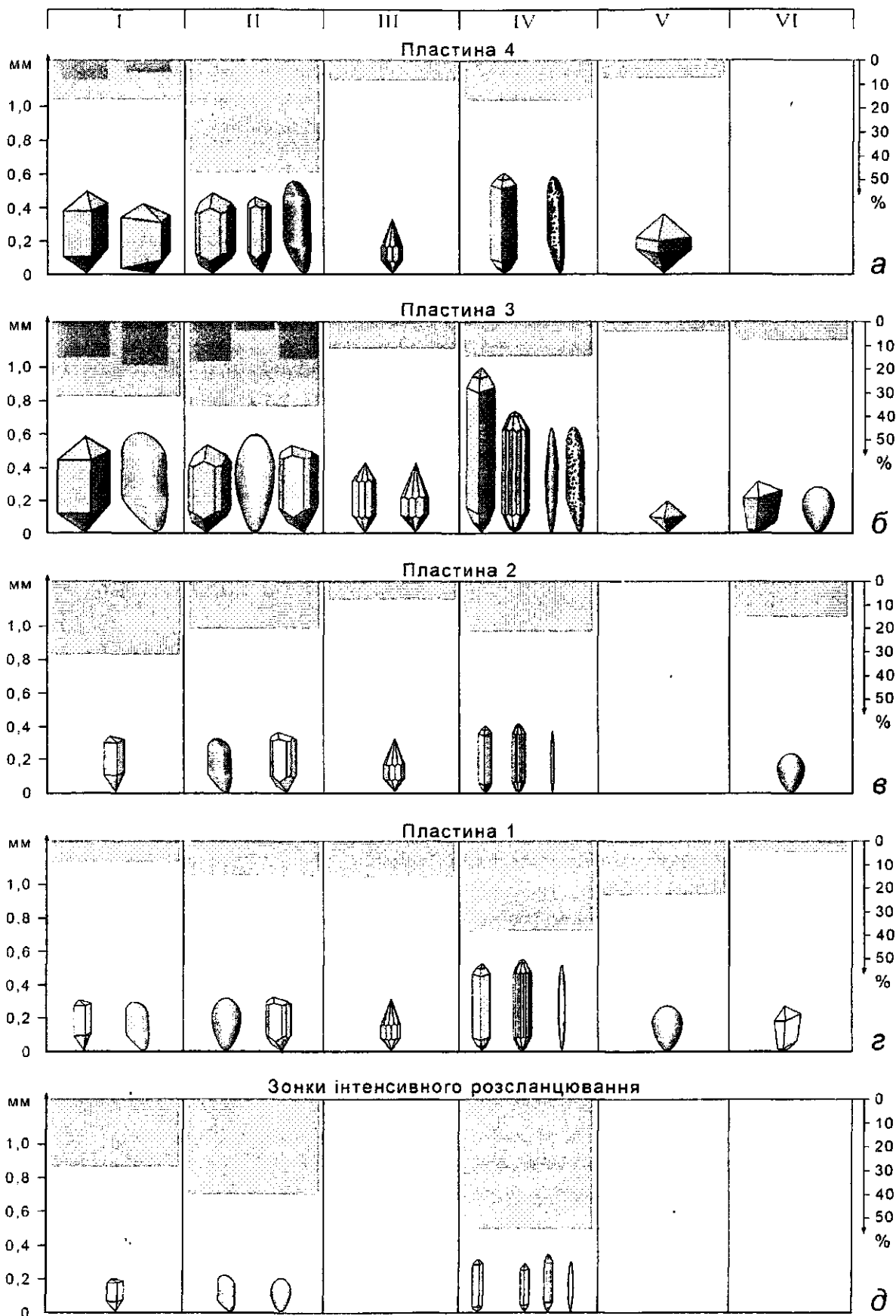


Рис. 2. Генерації (I – VI) цирконів виділених складових Бобринецького масиву. Пластини 1-4 відповідають таким на рис. 1. В даному випадку точкою відліку є пластина-4 (а), так як вона за наявними ознаками є найбільш древньою серед інших складових масиву. Інші пластини-складові як новоутворені відносно пластина-4 розміщені в послідовності відповідно до ступеней (ТФ) вторинних перетворень та динамокінематичних умов (ДКУ) їх формування: б – пластина-3 – ТФ низькі, ДКУ здвигу-розтягу; в – пластина-2 – ТФ середні, ДКУ – здвигу-стиснення; г – пластина-1, ТФ високі, ДКУ – здвигу-стиснення; д – зонки інтенсивного розсланцювання, ТФ дуже високі, ДКУ – здвигу-стиснення. По лівій шкалі – розміри цирконів в мм. По правій шкалі – відсотковий вміст різновиду (генерації) цирконів в пробі (світло-сіре поле); вміст окремих підрізновидів цирконів – темно-сіре поле.

індивідів сягають 0,5 мм по  $L_4$ , переважають короткопризматичні різновиди цирконів, гіацинтового типу, темно-коричневого кольору; індивідів зі згладженими формами майже не спостережено. Розмаїття цирконів за ознаками, що спостерігались, доволі незначне.

Рис. 2, б презентує різновиди цирконів пластини-складової 3, яка вирізняється ознаками формування за умов здвигу-розтягу. Тут виділяється шість генералізованих різновидів цирконів, розмаїття цирконів за різними ознаками збільшується. Розміри індивідів сягають 0,6-1 мм  $L_4$ , за кольором переважають коричневі, з'являється більше цирконів зі згладженими ребрами, в порівнянні з вищеописаною складовою масиву; підвищується кількість короткопризматичних індивідів цирконового типу, також і видовженопризматичних.

На рис. 2, в відображені різновиди цирконів пластини-складової-2 Бобринецького масиву, яка несе ознаки формування за умов здвигу-стиснення. Тут містяться п'ять різновидів цирконів. Їх розмаїття за морфологією, відтінками тощо, набагато менше в порівнянні зі цирконами смуг 3 та 4. Розміри індивідів не перевищують 0,4 мм, за кольором вони переважно світло-коричневих відтінків. Тут майже не спостережено кристалграфічно правильних індивідів, переважають асиметричні за розмірами пірамідок та їх зміщеності відносно осі  $L_4$ , також зі згладженими ребрами. Вцілому для складової масиву зменшується кількість короткопризматичних індивідів (переважно гіацинтового типу) та збільшується – довгопризматичних.

На рис. 2, г показано різновиди цирконів пластини-складової-1 масиву, що характеризується ознаками формування за умов інтенсивного здвигу-стиснення. Тут спостережено шість різновидів цирконів. Вони за своїми ознаками також не вирізняються розмаїттям. Розміри більшості індивідів 0,3 мм, рідко до 0,6 мм по  $L_4$ ; вони переважно світло-коричневих відтінків, до майже білого. Для даної складової масиву також переважають асиметричні за розмірами пірамідок та їх зміщеності відносно осі  $L_4$ , також зі згладженими ребрами і з різними за площею гранями. Вцілому для пластини-1 масиву характерно зменшення кількості короткопризматичних індивідів (як цирконового так гіацинтового типів) та збільшення – довгопризматичних.

На рис. 2, д бачимо різновиди цирконів для зонок інтенсивного розсланцювання Бобринецького масиву, які вирізняються ознаками формування за умов надзвичайно інтенсивного здвигу-стиснення. Тут маємо мінімальну кількість різновидів цирконів – три. Розміри індивідів не перевищують 0,3 мм по  $L_4$ ; всі вони світло-коричневих відтінків, майже білі, часто прозорі. В межах даних складових масиву містяться лише асиметричні циркони; також для них характерно переважання кількості довгопризматичних індивідів над короткопризматичними.

Коротке узагальнення наведеного матеріалу виглядає наступним чином. Пластини-складові Бобринецького масиву, що несуть ознаки динамокінематичних умов здвигу-розтягу (транстенсії) вміщують циркони, що мають такі ознаки: порівняно крупні розміри – до 0,3-1,1 мм по  $L_4$ , за відтінками переважають темні, за морфологією – призматичні, короткопризматичні, призматично-діпірамідальні; вони переважно ідоморфних обрисів, дуже рідко зустрічаються асиметричні індивіди. Зазначені форми та розміри цирконів свідчать, що ці індивіди формувалися у від-

носно вільних (не обмежених) умовах в порівнянні з цирконами, які містяться на ділянках масиву з ознаками умов здвигу-стиснення. Від крайніх членів гранітоїдного ряду, що вичався, таких що формувалися в умовах транстенсії, до інших крайніх членів ряду, умови становлення яких відповідали здвигу-стисненню (транспресії) всі ознаки цирконів поступово еволюціонують. Зокрема, зменшується розмаїття індивідів за всіма відомими ознаками, їх розміри, ступінь ідоморфізму, також зменшується кількість короткопризматичних та збільшується довгопризматичних цирконів; змінюються і відтінки від темних до світлих. І вже для пластин-складових масиву, що формувалися в умовах транспресії характерні циркони, що мають дрібні розміри – до 0,2-0,4 мм по  $L_4$ , за відтінками переважають світлі, за морфологією – призматичні, довгопризматичні, діпірамідально-призматичні; вони дуже часто асиметричні і коротко-призматичні індивіди також. Зазначені форми та розміри цирконів свідчать, що ці індивіди формувалися у відносно невольних умовах, та структурно анізотропному середовищі. Зокрема, що мінерали переважно нарощувалися в одному напрямку, напрямку розвитку пірамідок, при цьому переважав ріст однієї із пірамідок. Асиметричність пірамідок цирконів за розмірами, гостротою та розміщенням могла утворитися лише при відмінних та змінних умовах на час їх формування за: швидкістю нарощування, кількістю речовини що поступала на їх утворення, розподілом тисків по поверхні кристалів. Завдяки зміні тиску чи іншої умови змінювалися і ділянки нарощування кристалів за розміщенням, напрямком росту тощо. Відомо, що найбільш сприятливими ділянками мінералів для їх нарощування є ділянки відносно понижених деформаційних тисків, які частіше всього трасують напрямком здвигу в середовищі мінералоутворення. Тому такі нерівноцінні за всіма ознаками пірамідки цирконів можна назвати шлейфами, або хвостами нарощування. Останній факт та багаторазова зміна умов мінералоутворення може завдячувати своїм походженням лише дислокаційним явищам. Зокрема, тотожно речовинно-структурній організації породоутворюючих мінералів та геологічних тіл різних рангів, яка є похідною багаторазових знакозмінних здвигових процесів, вище означена організація індивідів цирконів також є результатом цих же процесів.

До всього вищесказаного можна додати, що наведені нами факти суперечать тому, що очково-сланцюваті гранітоїди за [5] Бобринецького масиву, формувалися після кристалізації рівномірнозернистих та трахітоїдних гранітів. А саме те, що на ділянках накладення зазначених тектонітів маємо зовсім інший за всіма спостереженими ознаками набір цирконів, відносно ділянок розвою власне гранітоїдів. Зазначене нами показано вище (нагадаємо, ділянки розвитку рівномірнозернистих та трахітоїдних гранітів ми ототожнюємо зі складовими Бобринецького масиву, які формувалися відповідно у відносно стабільних динамокінематичних умовах та умовах здвигу-розтягу; ділянки очково-сланцюватих гранітоїдів – в умовах здвигу-стиснення). Адже досліджувані мінерали не могли змінити всі спостережені ознаки (кольори, відтінки, переважання відсоткового вмісту того чи іншого морфологічного різновиду, розмірів тощо) із-за виникнення розломів з формуванням очково-сланцюватих гранітоїдів по звичайним. Дане спостереження ще раз підтверджує те, що строкаті гранітоїди (очково-сланцюваті, рівно-

мірнзернисті та трахітоїдні) Бобринецького масиву є результатом одного процесу, але динамокінематично якісно та кількісно змінного за площею та в часі. На жаль, маємо лише одне визначення віку –  $2026 \pm 46$  млн рр. [9, с. 178] з гранітоїдів складової-2 Бобринецького масиву. При цьому датувався різновид генерації IV – довгопризматичні, до голчатих індивіди. Якщо формування генерацій та прояв моментів мінералоутворення відбувались у послідовності запропонованій в роботі [1], то цифра відображає четвертий момент мінерало- породоутворення; що відповідає етапам, які спостережені нами [7, 8].

### ВИСНОВКИ

Спостережені нами ознаки цирконів Бобринецького масиву не вкладаються в схему стадійності формування вивержених порід (... кристалізації магматичного розплаву, пегматитова...). Ознаки цирконів вслід за ознаками породоутворюючих мінералів та геологічних тіл більш низьких рангів є залежними від динамокінематичних умов на час їх формування. Зокрема, гранітоїди, що за своїми петро-структурними характеристиками відповідають тим, що формувалися в умовах трансенсії (крупнозернисті, порфіровидні) вміщують крупні індивіди цирконів, темних відтінків та переважно призматичних та короткопризматичних габітусів. Гранітоїди, ознаки яких відповідають умовам транспресії (дрібно-, середньозернисті, розсланцьовані) містять дрібні індивіди цирконів, світлих відтінків та переважно подовжених габітусів. Між зазначеними різновидами гранітоїдів як крайніми членами за динамокінематичними умовами формування існують всі проміжні різновиди. Відповідно до останніх еволюціонують і ознаки цирконів.

### ЛІТЕРАТУРА

1. Генерационный анализ акцессорного циркона / И.В. Носырев, В.М. Робул, К.Е. Есипчук, В.И. Орса. – М.: Наука, 1989. – 203 с.
2. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (протерозой) / Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др. – Киев: Наук. книга, 2008. – 240 с.
3. Горайнов С.В. Иерархия резкостных геологических тел. – Харьков, 2001. – 564 с.
4. Горайнов С.В., Бухтатый В.Н., Горайнов Д.С. и др. Метаморфические и метасоматические комплексы

Кировоградского блока Украинского щита. Харьков 2004. 173 с.

5. Казанский В.И., Кузнецов А.В., Прохоров К.В. Древние тектониты Кировоградской зоны разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1970. – № 12. – с. 3–14.

6. Лукиенко О.І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу. – К.: ВПЦ Київ. ун-т, 2002. – 367 с.

7. Осъмачко Л.С. Бобринецький гранітоїдний масив як вторинна дислокаційна структура / Геол. журн. – 2008, № 4. – С. 43-50.

8. Осъмачко Л.С. Тектонічні умови формування породних асоціацій Інгульського мегаблоку Українського щита // Тектонофаціальний аналіз і проблеми геодинаміки. Памяти Е.И. Паталахи. – Киев: ОМГОР, 2008. – С. 223 – 232.

9. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. – Киев, 1995. – 159 с.

10. Слензак О.И. Локальные структуры зон напряжений докембрия. – К.: Наук. думка, 1984. – 102 с.

11. Шевчук В.В., Павлов Г.Г. Тектонофизические условия формирования кристаллизационной сланцеватости // Геофизический журн. – 2003. – № 5. – С. 76-83.

### РЕЗЮМЕ

Все зафиксированные признаки цирконов засвидетельствовали, что формирование этих минералов подчинено тем же процессам, которые привели к формированию геологических тел более низких рангов – знакопеременным сдвиговым процессам при высоких РТ условиях.

### SUMMARY

All fixed signs of zircons testified, that the formation of these minerals is subordinated to the same processes, which led to the formation of the geological bodies of lower ranks – alternating shift processes with high РТ conditions

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ*

Надійшла до редакції 28.12.2009 р.