

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ
ІМ. М.П. СЕМЕНЕНКА

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Осьмачко Любов Степанівна

УДК 551.242.1:553.3/4 (477)

ДИСЕРТАЦІЯ

**ГЕОДИНАМІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ДОКЕМБРІЙСЬКОЇ
СТРУКТУРИ ТА ОКРЕМИХ РУДОПЕРСПЕКТИВНИХ ОБ'ЄКТІВ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

04.00.01 – загальна та регіональна геологія

Галузь знань 103 – природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

Л.С. Осьмачко

Науковий консультант

Щербак Микола Петрович,
доктор геолого-мінералогічних
наук, професор, академік НАН
України

Київ – 2020

АНОТАЦІЯ

Осьмачко Л.С. Геодинамічні умови формування докембрійської структури та окремих рудоперспективних об'єктів Українського щита. — Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.01 «Загальна та регіональна геологія». — Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка Національної академії наук України, Інститут геологічних наук Національної академії наук України, Київ, 2020.

Дисертаційна робота присвячена дослідженню докембрійського структурного плану Українського щита (УЩ) з метою встановлення закономірностей розміщення родовищ металевих корисних копалин (у першу чергу – урану та торію).

Актуальність роботи обумовлена необхідністю розвитку сировинної бази металевих корисних копалин від яких залежить енергетичне та стратегічне забезпечення піднесення економіки України. Насамперед це, уран-торієва сировина (U-Th), адже не зважаючи на значні ресурси урану в Україні, споживання його в теперішній час покривається власними джерелами лише на 30 % [177]. Успіх пошуку U-Th сировини в першу чергу залежить від обґрунтованого вирішення структурних задач з урахуванням тектонічних позицій локалізації рудних покладів. Адже одним з провідних чинників створення та закономірностей локалізації U-Th- об'єктів є геодинамічні умови формування геолого-структурного плану території.

У **вступі** обґрунтовано актуальність теми роботи, зв'язок досліджень з науковими темами, програмами; сформульовано мету дисертаційної роботи і завдання, які було вирішено в ній, викладено наукову новизну отриманих результатів та їх практичне значення, наведено загальну характеристику роботи також дані про апробацію.

У розділі 1 «Методика й методи досліджень» висвітлені методологічні й методичні аспекти роботи, які є найбільш результативними щодо розкриття мети й вирішення завдань дисертації. Це принципи та методи структурно-парагенетичного аналізу, які були залучені до вивчення структурно-речовинної організації УЩ Є.І. Паталахою, О.І. Лукієнком, Б.М. Чіковим, О.І. Слензаком, О.І. Чередниченком, В.М. Венедиктовим, Г.В. Тохтуєвим, П.С. Верем'євим, А.Н. Казаковим, В.С. Заїка-Новацьким, О.Б. Гінтовим, С.В. Горайновим.

Розділ 2 «Геолого-структурний аналіз докембрійського структурного плану Українського щита у зв'язку з встановленням закономірностей розміщення рудних об'єктів» сформовано з шести підрозділів – відповідно до кількості мегаблоків УЩ. На початку кожного з підрозділів дано короткий огляд досягнень попередників; в кожному з підрозділів описано геолого-структурну організацію структур І-го порядку УЩ (одного мегаблоку, чи шовної зони й мегаблоку), опираючись на дані щодо такої організації окремих детальних ділянок.

В розділі суттєво доповнено вже відомі дані про те, що докембрійський структурний план Українського щита формувався в декілька етапів суттєво здвигових трансформацій кристалічної основи при змінах напрямків тектонічних напруг та Р-Т (тискнево-температурних) умов геологічного середовища.

Зокрема, в підрозділі 2.1 приведені дані про геолого-структурну організацію Новоград-Волинської западини й комплексів її обрамлення, також Кочерівського синклінорію. В об'ємі кристалічного фундаменту, що відповідає Новоград-Волинській западині виділено дислокаційні структури семи генерацій, які формувалися послідовно в часі при перемінах напрямків тектонічних напруг та за різних Р-Т значень. Структури генерацій 1 – 4 представлено смугастістю, лінійністю, лінзуванням, будинажем, які утворено мінеральними парагенезисами від амфіболітової до зеленосланцевої фацій метаморфізму; структури генерацій - 6, 7 є постметаморфічними. В межах Кочерівського синклінорію виділено три генерації дислокаційних структур. Перші дві з них сформовано мінеральними асоціаціями амфіболітової фації, третя представлена крихкими утвореннями.

Дислокаційні утворення генерації -2 Кочерівського синклінорію прив'язано до часової мітки 2,0 млрд років тому; в тектонічній еволюції Волинського мегаблоку в цілому це четвертий етап розвитку території. Дислокаційні утворення генерації -4 Новоград-Волинської западини прив'язано до часової мітки 1,8 млрд років; в тектонічній еволюції мегаблоку це п'ятий етап його становлення. В цілому ж обидва досліджені об'єкти формувались декількоетапно завдяки спрямованій перекристалізації й фракціюванню речовини кристалічного фундаменту в динамічних умовах за високих Р-Т показників і є гібридними дислокаційними структурами.

В підрозділі 2.2 охарактеризована геолого-структурна організація Літинської субкільцевої та Хмільницької лінійної макроструктур. В об'ємі кристалічного фундаменту, що їм відповідає виділено дислокаційні мезо-мікроструктури п'яти генерацій, які створювалися послідовно. Між собою вони різняться просторовим положенням та Р-Т умовами становлення. Структури перших чотирьох генерацій, це смугастість, сланцюватість, лінійність, які утворено мінеральними парагенезисами від гранулітової до зеленосланцевої фацій метаморфізму; структури генерації -5 – крихкі шпарини. При цьому, мезо-мікроструктури генерації-1 проявлені лише в Літинській структурі, структури генерації-4 розвинені однаково в Літинській й Хмільницькій структурах, а мікроструктури генерації 2-3 Літинської повернуті відносно таких Хмільницької на 90°. Тобто, овалюїдні тіла (купола, глиби) та лінійні (синклінали) складові даної частини УЩ формувались синхронно в декілька етапів. На час формування мезо-мікроструктур генерації-4 відбулась ротація Літинської структури, відносно Хмільницької зони. Мікроструктури генерації-5 спостережені лише в Хмільницькій структурі, тобто Літинська на даний момент не була або була незначно залучена до структурно-речовинних перетворень. Відзначене указує, що саме тектонічний імпульс-4 був провідним при формуванні петро-структурної організації досліджуваних об'єктів. Структури генерації-2 ми прив'язуємо до часу 2,8 млрд років, генерації-3 – 2,4 млрд, генерації-4 – 2,0, генерації-5 – 1,8 млрд років тому.

Подібним чином в підрозділі 2.3 висвітлена будова південно-західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку; в підрозділі 2.4 – центральної і північної частини Голованівської шовної зони (ГШЗ) та Інгульського мегаблоку; в підрозділі 2.5 – Середньопридніпровського мегаблоку; в підрозділі 2.6 – Приазовського.

Виконаний комплексний аналіз дислокаційних утворень в межах УЩ дозволив встановити, що у всіх мегаблоках та шовних зонах УЩ тектонічні перебудови були проявлені подібно: в декілька етапів дислокаційних перетворень при зміні напрямків палеонапружень та переважно регресивній зміні тисково-температурних умов зазначених перебудов. А саме, в усіх мегаблоках УЩ простежується зміна структурних планів від північно-східного простягання, через меридіональне, північно-західне до повторних субмеридіонального та північно-східного. Дислокаційні перетворення для перших трьох структурних планів відповідали Р-Т умовам від гранулітової до амфіболітової фацій метаморфізму, вони сформовані геологічними тілами з віком $> 3,2$, $3,2$ та $2,8$ млрд років. Дислокаційні перетворення при становленні повторних субмеридіонального та північно-східного структурних планів відповідали умовам від амфіболітової до зеленосланцевої фацій метаморфізму, вони сформовані геологічними тілами з віком $2,0$ та $1,8$ млрд років. Молодші тектонічні деформації відбувались в холодних умовах.

Схожий прояв змін структурних планів для всіх мегаблоків УЩ свідчить, що на відповідних етапах тектонічних перебудов всі мегаблоки мали спільні умови тектогенезу й формування структурних малюнків в них відбувалося під дією загальних, вірогідно глобальних, тектонічних напруг.

Кожен із вищевідзначених тектонічних імпульсів провокував утворення нових породних тіл, взаємодія яких створила перехресний (гібридний) структурний малюнок УЩ. Найбільш тотально проявилися структурні й речовинні трансформації четвертого із виділених етапів ($\sim 2,0$ млрд років тому) з формуванням суттєво здвигових дислокаційних систем. Це, Приазовська дислокаційна система (Приазовський мегаблок УЩ та ОПШЗ), Придніпровська

(Придніпровський мегаблок і суміжні шовні зони), Інгульська (Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони) та інші. Зазначені системи сформовані геологічними тілами декількох більш високих рангів та генерацій. На кожному з рівнів (від макро- до мікрорівня організації об'єкту) ці тіла відтворюють приздвигові структурні малюнки.

Крайові частини мегаблоків (відносно центральних), як результат суттєво здвигових трансформацій, є більш інтенсивно структурно й речовинно трансформованими і разом з шовними зонами УЩ віднесені до лінійних складових здвигових систем. Центральні частини мегаблоків УЩ є, відносно, слабо зміненими фрагментами фундаменту, що в різній мірі уціліли від ранньопротерозойської лінеаризацій й формувалися завдяки роз'єднанню при дії здвигових напруг в супроводі прокручування їх окремих сегментів. Вони мають риси серединних і вихрових масивів й віднесені до субкільцевих (овалоїдних) складових здвигових систем (осьова частина Інгульського мегаблоку, центральна частина Західноприазовського блоку та інші.).

Розділ 3 «Петро-структурна організація U-Th вмісних структур Українського щита у зв'язку з встановленням закономірностей їх будови та прогнозу локалізації нових подібних об'єктів» сформовано з шести підрозділів, в кожному з яких систематизовані геолого-структурні ознаки одного (або двох) U-, чи U-Th- перспективного об'єкту у відповідності до принципу ієрархічності геологічних структур, розпочинаючи з макрорівня його структурно-речовинної організації, закінчуючи мікрорівнем.

Зокрема, для Волинського мегаблоку, з таких позицій розглянуто Новоград-Волинську й Коростенську структури (підрозділ 3.1); для Росинсько-Тікицького – Володарську (підрозділ 3.2); для Голованівської зони – Савранську; Інгульського мегаблоку – Априлівську; Криворізько-Кременчуцької зони – Жовторіченську (підрозділ 3.4); для Середньопридніпровського мегаблоку – Чортомлицьку (підрозділ 3.5); Приазовського мегаблоку – Дібровську, Первомайську та Октябрську (підрозділ 3.6).

На основі систематизації за принципом ієрархічності показано, що всі таким чином охарактеризовані U-, чи U-Th- перспективні об'єкти є самоподібними, високовпорядкованими дислокаційними структурами й займають закономірні структурні позиції в палеопротерозойському структурному малюнку УЩ. Окрім цього показано, що U, Th-рудні і вмісні тіла мають подібні морфологію, елементи залягання, кількість мінеральних генерацій та малих структурних форм; також – вміст корисних компонентів (зокрема U, Th) рудних тіл закономірно збільшується від палеоархейських до палеопротерозойських, у вміщуючих породах навпаки – зменшується.

Все зазначене свідчить, що U, Th-рудні тіла формувалися завдяки тим же декількоетапним структурно-речовинним трансформаціям, що і вмісні геологічні тіла. При цьому структурно-речовинні перетворення не накладалися на вже існуючі складчасті форми, а вони відбувалися одночасно у декілька етапів в усьому об'ємі фундаменту з утворенням складкоподібних рудоперспективних об'єктів. Тому рудоперспективні тіла займають фіксовані структурні комірки в палеопротерозойському структурному малюнку, які маркують різнорангові приздвигові тіні тиску. Це T, S, Θ та δ – структурні позиції. Таку приуроченість визначено як провідний пошуковий критерій. Надано прогноз місцезнаходження нових подібних таких об'єктів. Останнє є практичним значенням даної роботи.

Наукове значення роботи полягає у встановленні закономірностей внутрішньої структурно-речовинної організації УЩ та рудовмісних об'єктів в його межах. Зазначені закономірності полягають в наступному. Докембрійський структурний план УЩ сформовано підзонами лінійних та овалюїдних геологічних тіл, які формувалися спільно в декілька етапів структурних й речовинних трансформацій докембрійського фундаменту, але в різних геолого-динамічних умовах. Рудоперспективні об'єкти є високовпорядкованими приздвиговими дислокаційними структурами, які створювалися взаємозалежно з вмісними геологічними тілами та приурочені до підзон овалюїдних тіл структурного плану УЩ. Останній був усталений в палеопротерозої й відповідає суттєво здвиговій дислокаційній системі. Отримані нові геолого-структурні дані служать

необхідним вихідним матеріалом для вдосконалення динамічної моделі рудогенезу U і Th у високометаморфізованих комплексах УЩ.

Ключові слова: дислокаційна система, здвиг, генерації структур, рудні тіла, структурні позиції.

ANNOTATION

Osmachko L.S. Geodynamic conditions of formation of precambrian structure and separate ore-perspective objects of the Ukrainian shield. – Qualification scientific work with the manuscript copyright.

The dissertation for a doctor of Geological science degree in speciality 04.00.01 «General and regional geology». – M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of National Academy of Sciences of Ukraine, Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, 2020.

The dissertation work is devoted to research to the Precambrian Structural Plan of the Ukrainian Shield (USh) for the purpose of the establishment of regularities of placement of deposits of metallic minerals (in the first place – uranium and thorium).

The urgency of the work is due to the need for the development of the raw material base of metallic minerals, on which the energy and strategic maintenance of the economic growth of Ukraine depends. Foremost, is uranium-thorium raw material (U-Th), because despite the considerable resources of uranium in Ukraine, its consumption at present is covered by its own sources by only 30% [177]. The success of the search for U- Th raw materials primarily depends on a substantiated solution of structural problems, taking into account the tectonic positions of the localization of ore deposits. After all, one of the leading factors in the creation and regularities of the localization of U-Th objects is the geodynamics condition of the formation of the geological-structural plan of the territory.

The introduction substantiates the relevance of the topic of work, the relationship of research with scientific themes, programs; the purpose of dissertation work and the

tasks which were solved in it are formulated, the scientific novelty of the obtained results and their practical value are stated, the general characteristic of work is given, also by data on approbation.

In Section 1 "Methodological and methodical of Research" methodological and methodical aspects of work which are most effective concerning disclosure of the purpose and the decision of problems of the dissertation are covered. These are the principles and methods of structural-paragenetic analysis, which were involved in the study of the structural-material organization of USh E.I. Patalakha, O.I. Lukienko, B.M. Chikov, O.I. Slenzak, O.I. Cherednichenko, V.M. Venediktov, G.V. Tokhtuev, P.S. Veremiev, A.N. Kazakov, V.S. Zaika-Novatskii, O.B. Gintov, S.V. Goryainov.

Section 2 "Geological-structural analysis of the Precambrian structural plan of the Ukrainian shield in connection with the establishment of regularity of placement of ore objects" is formed from six subsection – according to the number of megablocks USh. At the beginning of each subsection a brief overview of the achievements of the predecessors is given; geological and structural organization of structures of the 1st range of the USh (one megablock, ore suture zone and a megablock) is described in each of the subsection, based on data on such organization of individual detailed study areas.

The section substantially complement well-known data that the Precambrian structural plan of the Ukrainian Shield was formed in several stages of essentially shearing transformations of the crystalline base with changes in the directions of tectonic stresses and P-T (pressure-temperature) conditions of the geological environment.

In particular, in subsection 2.1 the data on the geological-structural organization of the Novograd-Volyn depression and its framing complexes, as well as the Kocheriv synclinorium, are given. In the volume of the crystalline basement, corresponding to the Novograd-Volyn depression, the dislocation structures of seven generations, which were formed consistently in time with changes in the directions of tectonic stresses and at different P-T values, were identified. Generation structures 1-4 are represented by striation, linearity, lensing and boudinage, which are formed by mineral parageneses

from amphibolite to green-shale facies of metamorphism; generation structures -6, 7 are post-metamorphic. Within the framework of the Kocheriv synclinorium, three generations of dislocation structures are identified. The first two of them are formed by mineral associations of amphibolite facies, the third is represented by brittle formations.

Dislocation formations of generation-2 of the Kocheriv synclinorium are tied to the time marker 2.0 billion years ago; in the tectonic evolution of Volyn megablock in general, this is the fourth stage of the development of the territory. Dislocation formations of the generation-4 of the Novograd-Volyn depression are tied to the time stamp of 1.8 billion years; in the tectonic evolution of the megablock is the fifth stage of its formation. In general, both objects investigated were formed several steps due to the directed recrystallization and fractionation of the substance of the crystalline basement under dynamic conditions at high P-T values and are hybrid dislocation structures.

In subsection 2.2, the geological-structural organization of the Litin sub-ring and Khmilniksky linear macrostructures is described. In the volume of the crystalline basement, which corresponds to them, the dislocation meso-microstructures of five generations, which were created sequentially, are highlighted. The structures of the first four generations, this striation, schistosity, linearity, formed by mineral parageneses from granulite to green-shale facies of metamorphism; structure of generation -5 – brittle fracture. At the same time, the meso-microstructures of generation-1 are manifested only in the Litin structure, the structures of generation-4 are developed equally in the Litin and Khmilniksky structures, and the microstructures of generation 2-3 of Litin-structure relative to such of Khmilniksky at 90°, are turned. That is, ovaloid bodies (domes, lumps) and linear (syncline) components of this part of the USh were formed synchronously in several stages. At the time of the formation of the meso-microstructures of generation-4, a rotation of the Litin structure, relative to the Khmilniksky zone, took place. Microstructures of generations-5 are observed only in the Khmilniksky structure, that is, Litin-structure at the moment was not or was slightly involved with structural and material transformations. The noted indicates that it was the tectonic impulse-4 that led to the formation of the petro-structural organization of the objects under study. Structures of generation-2 are correspond to the time of 2.8

billion years, the generation-3 – 2.4 billion, generation-4 – 2.0, generation-5 – 1.8 billion years ago.

Similarly, in subsection 2.3, the structure of the south-western part of the Ros-Tikych megablock is characterized; in subsection 2.4 – the central and northern part of the Golovanivsky suture zone (GSZ) and the Ingul megablock; in subsection 2.5 – Middleprydniro megablock; in subsection 2.6 – Pryazov.

The complex analysis of the dislocation formations within the USh allowed to establish that in all megablocks and the suture zones of the USh the tectonic alterations were manifested similarly: in several stages of dislocation transformations when the direction of the paleo-strain was changed, and mainly by a regressive change in the pressure-temperature conditions of these alterations. Namely, in all megablocks of the USh there is a change in the structural plans from the north-eastern strike, through the meridional, northwest to the repeated submeridional and northeastern. The dislocation transformations for the first three structural plans corresponded to the P-T conditions from granulite to amphibolite facies of metamorphism, they were formed by geological bodies with age > 3.2 , 3.2 and 2.8 billion years. Dislocation transformations in the formation of repeated submeridional and north-eastern structural plans corresponded to the conditions from amphibolite to green-grained facies of metamorphism, they are formed by geological bodies with age of 2.0 and 1.8 billion years. Younger tectonic deformations occurred in cold conditions.

A similar manifestation of structural plans changes for all megablocks USh shows that at the appropriate stages of tectonic reorganization all megablocks had common conditions for tectogenesis and the formation of structural patterns in them occurred under the influence of general, probably global, tectonic stresses.

Each of the above-mentioned tectonic impulses provoked the formation of new rock bodies, whose interaction the cross-hatching (hybrid) structural pattern of the USh created by. The structural and material transformations of the fourth of the selected stages (~ 2.0 billion years ago) were revealed most total, with the formation of essentially sheared dislocation systems. This is the Priazov dislocation system (Priazov megablock USh and OPshZ), Prydnipro (Middleprydniro megablock and adjacent

seam zones), Ingul (Ingul megablock and adjoining sutural zones) and others. These systems are formed by geological bodies of several higher ranks and generations. At each of the levels (from the macro-to-micro level of the object's organization), these bodies reproduce synshear structural patterns.

The edges parts of the megablocks (relatively central), as a result of essentially shearing transformations, are more intensively structurally and substantially transformed and, together with the suture zones, are classified as linear components of the shear systems. The central parts of the megablocks USh are relatively weakly altered fragments of the foundation, which were, to varying degrees, survived from early Proterozoic linearizations and were formed due to the separation under the action of shear stresses, accompanied by the rotation of their individual segments. They have features of the intermediate and vortex massifs and are classified as sub-ring (ovaloid) constituent shear systems (the axial part of the Ingul megablock, the central part of the West-Pryazov block and others.).

Section 3 "The Petro-structural organization of the U-Th content structures of the Ukrainian Shield in connection with the establishment of the laws of their structure and the projection of the location of new such objects" is formed of six subsection, in each of them the geological and structural features of one (or two) U- or U-Th- perspective objects systematized in accordance with the principle of the hierarchy of geological structures, starting with the macro level of its structural-material organization, ending with the micro level.

In particular, for the Volyn megablock, the Novograd-Volyn and Korosten structures are for such purposes considered (subsection 3.1); for Ros-Tikych – Volodarsk (subsection 3.2); for Golovanivsk zone – Savran; Ingul megablock – April; Krivoy Rog-Kremenchug zone – Zhovtoryzhensk (subsection 3.4); for the Middleprydniro megablock – Chortmolik (subsection 3.5); Priazov megablock – Dibrova, Pervomay and Oktyabr structures (subsection 3.6).

On the basis of systematization on the principle of hierarchy, it is shown that all the U- or U-Th-perspective objects that are thus characterized are self-similar, highly ordered dislocation structures and take the fixed structural positions in the

Paleoproterozoic structural pattern of the USh. In addition, it has been shown that U, Th-ore and country geological body have similar morphologies, elements of occurrence, the number of mineral generations and small structural forms; also – the number of useful components (in particular U, Th) of ore bodies is naturally increasing from the Paleoarchaeon to the Paleoproterozoic, while the opposite in the country rocks – decreases. All this indicates that U, Th-ore bodies were formed due to the same multi-state structural and material transformations as host geological bodies. In this case, the structural-material transformations were not superimposed on the existing fold form, but they occurred simultaneously in several stages throughout the volume of the foundation with the formation of fold-like ore-perspective objects. Therefore, ore-promising bodies are occupied fixed structural cells in the Paleoproterozoic structural pattern, which mark the different-rank shadow pressure. These are T, S, Θ and δ are structural positions. Such an concrete locate is defined as the leading search criterion. The forecast of the location of new similar objects is given. The latter is a practical value of this work.

The scientific significance of the work is to establish the regularities of the internal structural and material organization of the USh and ore-containing objects within its limits. The indicated regularities are as follows. The Precambrian structural plan of the USh is formed by subzones of linear and ovaloid geological bodies, which were formed jointly in several stages of the structural and material transformations of the Precambrian foundation, but in different geological and dynamic conditions. The ore-perspective objects are highly ordered syn-shear dislocation structures, which interrelated with the host geological bodies are were created and are confined to the subzones of ovaloid bodies of the structural plan of the USh. The latter was established in the Paleoproterozoic and corresponds to the essential shear dislocation system. The new geological and structural data obtained are the necessary source material for the improvement of the dynamic model of ore-genesis U and Th in the high metamorphosed complexes of the USh.

Key words: dislocation system, shear, generation of structures, ore bodies, structural positions.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА:

Монографії

1. Тектонофаціальний аналіз і проблеми геодинаміки. Памяти Е.І. Паталахи / Ред. ак. Шнюков Є.Ф. – Київ: ОМГОР, 2008. – 295 с. (*Особистий внесок автора: стаття*)

2. Перспективи розвитку торієвої сировинної бази ядерної енергетики України / В.Г. Верховцев, А.В. Кузьмін, М.О. Ярошук, О.О. Крамар, Є.Б. Краснов, Г.В. Лисиченко, **Л.С. Осьмачко**, К.Г. Сушук та ін. – Київ: Наукова думка, 2017. – 269 с. (*Особистий внесок автора: підрозділи 7.1, 7.2*)

Статті у наукових фахових виданнях України

3. Паталаха Є.І., Паталаха Г.Б., **Осьмачко Л.С.**, Токовенко В.С. Линеаризация и конформизм структуры Украинского щита // Доповіді НАН України. – 2006. – № 10. – С. 131-135. (*Особистий внесок автора: вивчення відслонень кристалічних порід з відбором зразків та опис шліфів із них*)

4. **Осьмачко Л.С.** Структура окремих ділянок Українського щита як результат пересічення тектонічних потоків // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2006. – № 4. – С. 81-90.

5. **Осьмачко Л.С.**, Паталаха М.Є. Новоград-Волинська структура – продукт відроджених та накладених тектонічних потоків раннього докембрію // Геологічний журнал. – 2007. – № 1. – С. 70-76. (*Особистий внесок автора: узагальнення польових досліджень, вивчення кристалічних порід під мікроскопом, висновки*)

6. **Осьмачко Л.С.** Бобринецький гранітоїдний масив як вторинна дислокаційна структура // Геологічний журнал. – 2008. – № 4. – С. 43 – 50.

7. **Осьмачко Л.С.**, Янченко В.П. Конгломератоподібні тіла як індикатори здвигу // Геолог України. – 2010. – № 1-2. – С. 79-84. (*Особистий внесок автора: узагальнення польових досліджень та даних попередників, висновки*)

8. **Осьмачко Л.С.**, Лижаченко Н.М., Скобін В.Т. Циркони Бобринецького масиву та умови їх формування // Геохімія та рудоутворення. – 2010. – № 28. – С.

97-102. *(Особистий внесок автора: узагальнення польових матеріалів та даних вивчення під мікроскопом порід і мінералів, висновки)*

9. **Осьмачко Л.С.**, Лижаченко Н.М. Взаємозалежність структури та вмісту Бобринецького гранітоїдного масиву // Геологічний журнал. – 2010. – № 3. – С. 52 – 59. *(Особистий внесок автора: постановка мети роботи, формулювання завдань, висновки)*

10. **Осьмачко Л.С.**, Демедюк В.В. Взаимозависимость особенностей цирконов и деформационных показателей пород Орехово-Павлоградской межблоковой зоны // Мінералогічний журнал. – 2010. – Т 32, №3 – С. 96 – 104. *(Особистий внесок автора: формулювання мети і завдань роботи, взаємоув'язка даних структурних досліджень та цирконометрії, висновки)*

11. Пономаренко О.М., Азімов О.Т., **Осьмачко Л.С.**, Янченко В.П. Кореляція структурно-геологічних і аерокосмічних досліджень з метою уточнення будови та розвитку Орехово-Павлоградської міжблокової зони Українського щита // Геоінформатика. – 2010. – №4. – С. 69-76. *(Особистий внесок автора: взаємоув'язка даних структурних та аерокосмічних досліджень, висновки)*

12. Пономаренко А.Н., **Осьмачко Л.С.**, Демедюк В.В. О многократности деформаций раннедокембрийских образований в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны // Геолог України. – 2010. – № 3. – С. 72-77. *(Особистий внесок автора: польові геолого-структурні дослідження, їх узагальнення, висновки)*

13. **Осьмачко Л.С.**, Демедюк В.В. Будова Приазовського мегаблоку – результат взаємодії в'язких розломів // Геолог України. – 2011. – № 1. – С. 45-53. *(Особистий внесок автора: формулювання мети роботи, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з ізотопними дослідженнями цирконів, висновки)*

14. **Осьмачко Л.С.** Структурно-петрографические признаки синсдвиговых преобразований кристаллических комплексов Восточного Приазовья // Геолог України. – 2011. – № 3-4. – С. 119-124.

15. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н., Лесная И.М., **Осьмачко Л.С.** Сравнительная геохронология породных ассоциаций и рудных формаций

протерозойского зона (2,5 – 1,6 млрд лет) мегаблоков Украинского щита // Мінералогічний журнал. – 2012. – № 3. – С. 45-54. *(Особистий внесок автора: польові геолого-структурні дослідження, їх узагальнення та співставлення з даними попередників)*

16. **Осьмачко Л.С.** Голованівська шовна зона як гібридна дислокаційна структура // Мінеральні ресурси України. – 2012. – № 4. – С. 23-32.

17. **Осьмачко Л.С.** Етапи формування Середньопридніпровської частини Українського щита та їх роль в структурному контролі рудоперспективних ділянок // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища (ІГНС). – 2016. – Вип. 26. – С. 107-119.

18. **Осьмачко Л.С.,** Студзінська А.О., Уварова Т.В. Про структурну позицію рудних покладів Інгульського мегаблоку Українського щита // Збірник наукових праць ІГНС. – 2016. – Вип. 26. – С. 129-140. *(Особистий внесок автора: постановка мети та завдань, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з дослідженнями попередників, висновки)*

19. **Осьмачко Л.С.,** Ярощук М.А. Торий-урановые проявления Мангушской межблоковой зоны Украинского щита // Збірник наукових праць ІГНС. – 2017. – Вип. 27. – С. 141-156. *(Особистий внесок автора: узагальнення даних польових робіт та досліджень попередників, у зв'язку з встановленням структурного контролю зруденінь)*

20. Ярощук М.А., **Осьмачко Л.С.** Металлогения урана и тория межблоковых шовных зон Украинского щита (на примере Белоцерковско-Одесской зоны) // Геохімія техногенезу. – 2019. – № 1. – С. 24-31. *(Особистий внесок автора: польові роботи та їх узагальнення).*

Статті у наукових фахових виданнях України, які включені до міжнародних наукометричних баз

21. **Осьмачко Л.С.,** Петриченко Е.В., Лесная И.М., Котвицкая И.Н. О многоактности образования породных ассоциаций Березнинской толщи Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2014. – № 3(37). – С. 101-112. *(Особистий внесок*

автора: польові геолого-структурні роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з ізотопними дослідженнями цирконів, висновки) (PІНЦ Science Index)

22. **Осьмачко Л.С.** О вариациях геохимического состава гранитоидов Приазовского мегаблока Украинского щита при тектонических активизациях // Науковий вісник НГУ (Дніпропетровськ). – 2014. – № 6. – С. 15-21. (Scopus)

23. **Осьмачко Л.С.,** Вильковский В.А., Касьяненко Е.О., Вишневский А.А. О взаимозависимости P,T - параметров и степени структурно-вещественных преобразований для фрагмента Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Геологічний журнал. – 2015. – № 4. – С. 88-98. (Особистий внесок автора: постановка мети та завдань, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з термодинамічними дослідженнями гранатів та біотитів, висновки) (PІНЦ)

24. **Осьмачко Л.С.** Тектонічні умови формування рудовмісних структур Приазовського мегаблока Українського щита на прикладі Дібровської // Геофізичний журнал. – 2016. – № 4, т 38. – С. 113-123. (Web of Science)

25. **Осьмачко Л.С.** Етапи становлення структури Росинсько-Тікицького мегаблоку Українського щита // Мінералогічний журнал. – 2019. 41. – № 3. – С. 54-64. (PІНЦ, Web of Science)

26. Ярощук М.А., Вайло А.В., **Осьмачко Л.С.,** Ганевич А.Е. Факторы рудоносности разломно-блоковых структур Украинского щита // Геофізичний журнал. – 2019. – № 4, т 41. – С. 194-209. (Особистий внесок автора: узагальнення даних щодо структурного контролю зруденінь) (Web of Science)

Інші публікації, які відображають зміст дисертації

27. Пономаренко А.Н., **Осьмачко Л.С.** Сравнительная характеристика закономерностей размещения полезных ископаемых Македонии и Украины // Українсько-Македонський науковий збірник. – 2011. – Вип. 5. – С. 353 – 364. (Особистий внесок автора: узагальнення польових досліджень та даних попередників, висновки)

28. **Осьмачко Л.С.,** Касьяненко Е.О. О геодинамическом статусе Литинской структуры Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Modern science. Prague. – 2014. – № 3. – С. 86-100. (Особистий внесок автора:

формулювання мети та завдань роботи, польові дослідження та взаємоув'язка з досягненнями попередників й ізотопними дослідженнями цирконів, висновки)

Матеріали та тези конференцій

29. **Осьмачко Л.С.** Орехово-Павлоградская шовная зона – полициклическая меланжевая структура // Материалы XVI международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерогения литосферы Восточно-Европейской платформы» Воронеж 20-24 сентября 2010 г. Том. 2. – С. 117-122.

30. Пономаренко О.М., Азімов О.Т., **Осьмачко Л.С.** Кореляція структурно-геологічних і аерокосмічних досліджень з метою уточнення будови та розвитку Орехово-Павлоградської міжблокової зони Українського щита // IX Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» 11-14 травня 2010, Київ, Україна. А098. *(Особистий внесок автора: взаємоув'язка даних структурних та аерокосмічних досліджень, висновки) (Scopus)*

31. **Osmachko L.** An massif, or syndeformation porphyroblastasy zone?. // Geochemistry of magmatic rocks. Abstracts of XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks». – Moscow-Koktebel'. – 2010. – Pp. 139-140.

32. Yanchenko V.P., **Osmachko L.S.**, Skobin V.T. Mariupolits are synsheared phenomenon // Petrology, mineralogy, geochemistry. Conference dedicated to the memory of J.A. Morozewicz. 19-21 September, 2010. Kyiv. – P. 75 – 76. *(Особистий внесок автора: польові геолого-структурні дослідження, їх узагальнення та співставлення з даними попередників)*

33. **Осьмачко Л.С.**, Демедюк В.В. Докембрійські утворення Приазовського мегаблоку – результат взаємодії в'язких розломів // Наукова конференція, присвячена 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка “Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки”. 13-15 жовтня. Львів. 2010. – С. 162 – 164. *(Особистий внесок автора: формулювання мети, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з ізотопними дослідженнями цирконів, висновки)*

34. **Осьмачко Л.С.**, Демедюк В.В. Деформационные показатели и особенности цирконов как индикаторы многократности формирования Орехово-

Павлоградской межблоковой зоны // Материалы всероссийской научной конференции с международным участием, посвященная 100-летию С.Н. ИВАНОВА. *IV Чтения памяти С.Н. Иванова. Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры.* Екатеринбург. Май 2011. – С. 195 – 198. *(Особистий внесок автора: формулювання мети і завдань роботи, взаємоув'язка даних структурних досліджень та цирконометрії, висновки)*

35. **Осьмачко Л.С.** Генерации структур и акцессориев Голованевской шовной зоны Украинского щита // XVIII международная научно-практическая конференция «Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы», Воронеж, 24-29 сентября 2012 г. – С. 168 – 170.

36. **Осьмачко Л.С.** Строение Украинского щита – суммарный эффект многократных тектонических активизаций // Міжнародна наукова конференція присвячена 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака: Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту. Київ, 16–17 вересня 2014 р. – С. 87-88.

37. **Осьмачко Л.С.,** Петриченко Е.В., Лесная И.М. О многоактности становления березнинской толщи (на примере фрагмента Бердичевского массива) Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Міжнародна наукова конференція присвячена 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака: Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту. Київ, 16–17 вересня 2014 р. – С. 89-90. *(Особистий внесок автора: формулювання мети роботи, взаємоув'язка даних польових структурних досліджень та ізотопного датування акцесорних мінералів, висновки)*

ЗМІСТ

АНОТАЦІЯ	2
ЗМІСТ	20
ВСТУП	24
РОЗДІЛ 1 МЕТОДИКА Й МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ	33
1.1 Методика досліджень	36
1.2 Методи досліджень	61
Висновки до розділу 1	66
РОЗДІЛ 2 ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНИЙ АНАЛІЗ ДОКЕМБРІЙСЬКОГО СТРУКТУРНОГО ПЛАНУ УКРАЇНСЬКОГО ІЩИТА У ЗВ'ЯЗКУ З ВСТАНОВЛЕННЯМ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ РОЗМІЩЕННЯ РУДНИХ ОБ'ЄКТІВ	67
2.1 Волинський мегаблок	67
2.1.1 Короткий огляд досліджень попередниками частини кристалічного фундаменту, що відповідає Новоград-Волинській западині та її обрамленню	68
2.1.2 Новоград-Волинська западина	75
2.1.3 Північне обрамлення Новоград-Волинської западини	86
2.1.4 Кочерівська структура	89
Узагальнення до підрозділу 2.1	93
2.2 Дністровсько-Бузький мегаблок	99
2.2.1 Геологічна будова досліджуваної території за даними попередників	99
2.2.2 Літинська куполоподібна структура	107
2.2.3 Хмільникська зона	109
Узагальнення до підрозділу 2.2	116
2.3 Росинсько-Тікицький мегаблок	125
2.3.1 Геологічна будова та історія розвитку досліджуваної території за даними попередників	125

2.3.2 Південно-західна частина Росинсько-Тікицького мегаблоку	129
Узагальнення до підрозділу 2.3	136
2.4. Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони	138
2.4.1 Будова та тектонічна еволюція центральної частини УЩ за даними попередників	138
2.4.2 Взаємопов'язаність будови й становлення Інгульського мегаблоку та суміжних шовних зон	146
2.4.2.1 Короткий огляд будови та еволюції Криворізько-Кременчуцької шовної зони	159
Узагальнення до підрозділу 2.4	163
2.5 Середньопридніпровський мегаблок та суміжні шовні зони	168
2.5.1 Короткий огляд будови та еволюції середньопридніпровської частини УЩ за даними попередників	168
2.5.2 Оріхово-Павлоградська шовна зона	171
Узагальнення до пункту 2.5.2	177
2.5.3 Середньопридніпровський мегаблок	179
Висновки до підрозділу 2.5	190
2.6 Приазовський мегаблок і суміжні шовні зони	192
2.6.1 Короткий огляд будови та еволюції приазовської частини УЩ за даними попередників	192
2.6.2 Етапи формування західної частини Приазовського мегаблоку	196
Узагальнення до пункту 2.6.2	205
2.6.3 Етапи формування східної частини Приазовського мегаблоку	211
2.6.3.1 Структурно-речовинна організація фрагментів Кальміуського, Єланчикського, Анадольського масивів та комплексів їх обрамлення	212
Узагальнення до підпункту 2.6.3.1	220
2.6.3.2 Структурно-речовинна організація південної частини Октябрського масиву	222
Узагальнення до пункту 2.6.3	225
Висновки до розділу 2	230

РОЗДІЛ 3 ПЕТРО-СТРУКТУРНА ОРГАНІЗАЦІЯ U-TH ВМІСТНИХ СТРУКТУР УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА У ЗВ'ЯЗКУ З ВСТАНОВЛЕННЯМ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ЇХ БУДОВИ ТА ПРОГНОЗУ ЛОКАЛІЗАЦІЇ НОВИХ ПОДІБНИХ ОБ'ЄКТІВ 233

3.1 Волинський мегаблок 233

3.1.1 Короткий огляд розміщення рудопроявів урану, золота й інших корисних копалин в межах Новоград-Волинської структури 234

3.1.2 Новоград-Волинська “западина” як ієрархічна, високовпорядкована дислокаційна структура 236

Узагальнення до пункту 3.1.2 240

3.1.3 Короткий огляд геологічної будови та закономірностей розміщення рудопроявів урану, торію й інших корисних копалин в межах Немирівсько-Кочерівської шовної зони 242

Узагальнення до пункту 3.1.3 245

3.1.4 Коростенський плутон як ієрархічна, високовпорядкована дислокаційна структура 247

Узагальнення до пункту 3.1.4 251

3.2 Дністровсько-Бузький мегаблок 252

3.2.1 Короткий огляд геологічної будови та локалізації рудопроявів металевих корисних копалин в межах Подільського блоку 253

Узагальнення до пункту 3.2.1 256

3.3 Росинсько-Тікицький мегаблок 257

3.3.1 Металеві корисні копалини Росинсько-Тікицького мегаблоку за даними попередників 257

3.3.2 Володарська складчаста форма як ієрархічна, високовпорядкована дислокаційна структура 263

Узагальнення та закономірності розміщення металевих корисних копалин в межах Росинсько-Тікицького мегаблоку 270

3.4 Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони 273

3.4.1 Голованівська шовна зона 273

3.4.1.1 Савранська складчаста форма як високовпорядкована дислокаційна структура	274
Узагальнення та закономірності розміщення металевих корисних копалин в межах Голованівської шовної зони	280
3.4.2 Інгульський мегаблок	282
3.4.2.1 Тектонічні умови формування Априлівської та інших рудовмісних структур Новоукраїнського масиву гранітоїдів	284
3.4.3 Криворізько-Кременчуцька шовна зона	291
3.4.3.1 Жовторіченська складчаста форма як високовпорядкована дислокаційна структура	292
Узагальнення та пошукові перспективи Інгульської дислокаційної системи	297
3.5 Середньопридніпровський мегаблок	301
3.5.1 Чортомлицька зеленокам'яна структура	301
Узагальнення	305
3.6 Приазовський мегаблок	307
3.6.1 Дібровська REE-U-Th-вмісна структура	308
Узагальнення	318
3.6.2 Первомайська U-Th-вмісна структура	319
3.6.3 Рідкіснометалевий вузол пегматитів Балка Крута	332
3.6.4 Октябрська рудоперспективна структура	336
Пошукові перспективи Приазовської дислокаційної системи на уран, торій, рідкісні землі та деякі інші корисні копалини	344
Висновки до розділу 3	349
ВИСНОВКИ	353
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	358
ДОДАТКИ	388
Додаток А	388
Додаток Б	407
Додаток В	444

ВСТУП

Український щит (УЩ) це найкрупніша геоструктура України, що відноситься до південного сегменту Східноєвропейського кратона (СЄК) – Сарматії. Саме тут, в межах Українського щита, кора СЄК, що утворює кристалічний фундамент Східноєвропейської платформи, виходить на денну поверхню вище сучасного базису ерозії у вигляді численних природних відслонень або перекрита малопотужними осадовими породами. Значна частина нашого знання щодо подій, що утворили земну кору та транскорових лінеаментних структур у Сарматії, впливає саме з відслонень та результатів гірничо-експлуатаційних робіт на території Українського щита.

Сучасна будова УЩ сформувалася як результат низки геотектонічних процесів, нагромадження, метаморфізму, ексгумації та денудації провідних структурно-речовинних комплексів, тектоно-термальних та флюїдо-магматичних подій, що відбувались на цих теренах протягом майже 3,8 млрд років. Однак, хімічний, мінеральний та петрографічний склади, нинішнє петро-структурне впорядкування земної кори в межах УЩ, в першу чергу, відбивають особливості розвитку цієї структури в ранній докембрійський час, геодинамічні аспекти якого – серед найбільш дискусійних проблем сучасної теоретичної геології [189].

Обґрунтування вибору теми дослідження. Необхідність розвитку сировинної бази металевих корисних копалин від яких залежить енергетичне та стратегічне забезпечення піднесення економіки України є актуальною. В першу чергу це, уран-торієва сировина (U-Th), адже не зважаючи на значні ресурси урану в Україні, споживання його в теперішній час покривається власними джерелами лише на 30 % [127, 177, 178]. Теоретично торієвий «атомний реактор» має набагато більший ККД і в десятки разів переважає реактори з ядерним паливом на урані за ступенем використання активної речовини паливних елементів [177]. Успіх пошуку U-Th сировини в першу чергу залежить від обґрунтованого вирішення структурних задач з урахуванням тектонічних позицій щодо локалізації рудних покладів. Адже одним з провідних чинників створення та

закономірностей зосередження U-Th- об'єктів є геодинамічні умови формування геолого-структурного плану території. Питання щодо умов утворення та закономірностей розміщення U-Th-перспективних структур Українського щита (УЩ) досить широко дискутуються у зв'язку з неоднозначним трактуванням специфіки тектонічних явищ у процесі формування докембрійського фундаменту. А саме, причин і механізмів деформаційних перетворень кристалічного фундаменту, кількості їх етапів, кінематики, тискнево-температурних (P - T) умов реалізації та їх впливу на перерозподіл речовини гірських порід. Адже при вивченні тектонічної еволюції мегаблоків УЩ мають місце декілька наукових спрямувань, які базуються на теоріях геосинкліналей (М.П. Семененко, Я.М. Бєлєвцев зі співавторами, В.А. Рябенко), плюм-, купольної тектоніки (М.П. Щербак, Л.В. Ісаков зі співавторами, А.Н. Комаров), тектоніки плит (Є.Б. Глеваський, Г.І. Каляєв), концепціях здвигового структуротворення (Г.В. Тохтуєв, П.С. Верем'єв, В.С. Заїка-Новацький, Б.О. Занкевич, Є.І. Паталаха, О.І. Лукієнко, О.Б. Гінтов, С.В. Горайнов) та розломно-блокового тектогенезу (І.І. Чебаненко, К.Ф. Тяпкін, В.Г. Верховцев). Незалежно від трактовок механізмів дислокаційного процесу, відтворення геодинамічного ракурсу геологічного літопису має переконливе спрямування на встановлення закономірностей розповсюдження різних корисних копалин. Отже, вивчення палеогеодинаміки Українського щита у зв'язку з його металогенією – це доволі важлива проблема сучасної геології.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційні дослідження автора виконувалися в рамках бюджетних фундаментальних і прикладних наукових тем у: відділенні морської геології та осадового рудоутворення (ВОМГОР) ННПМ НАН України за темою «Специфіка геодинамічного розвитку південно-західного форланду Східно-Європейського кратону та його орогенічного обрамлення як основа прогнозу ВВ», 2007–2011 рр. (№ДР 0107U002275); Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України за темами «Обґрунтування межі архей-протерозой в окремих блоках Українського щита на основі геолого-

стратиграфічних, петролого-геохімічних і геодинамічних досліджень» 2006-2007 рр. (№ ДР 0102U000538), «Геохронологія і геохімія неоархейських магматичних порід Українського щита», 2008-2012 рр. (№ ДР 0107U007968), «Геохронологія та геодинаміка мегаблоків Українського щита», 2013-2015 рр. (№ ДР 0112U006807) та ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» з 2015 по 2020 рр.: теми «Розробка та вдосконалення методологічних засад пошуку, розвідки та оцінки речовинного складу уранових і торієвих руд» (№ ДР 0111U001181), «Оцінка металогенічного потенціалу торію кристалічних порід Українського щита». Етап 3. «Оцінка металогенічного потенціалу торію кристалічних порід Українського щита (з виділенням рудоперспективних зон, областей, полів і вузлів)» (№ ДР 0113U003881), «Розробка науково-методичних основ вдосконалення системи радіаційно-екологічної безпеки об'єктів ядерно-паливного циклу» (№ ДР 0111U008864), «Комплексна оцінка та геолого-економічне обґрунтування перспектив освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла Українського щита» (№ ДР 0116U007113), «Металогенія урану, торію і супутніх елементів в геологічних структурах України та вдосконалення методів пошуку і науковий супровід видобування» (№ ДР 0116U000158).

Мета і завдання дослідження.

Метою дисертаційного дослідження було встановлення закономірностей розміщення родовищ металевих корисних копалин (у першу чергу урану та торію) в залежності від факторів формування докембрійського структурного плану УЩ.

Для досягнення поставленої мети необхідно було вирішити такі завдання:

- проаналізувати наукові першоджерела щодо виявлення структурних факторів, які висвітлюють закономірності локалізації U-Th-перспективних об'єктів та динаміку їх становлення;
- виділити генерації та генетичні типи дислокаційних структур в межах окремих мегаблоків УЩ;
- вивчити речовинний склад генерацій структур та встановити *P-T* умови їх формування;

- виявити й систематизувати особливості структурно-речовинної організації та локалізації окремих U-Th-перспективних об'єктів;

- установити просторово-генетичний зв'язок між певними типами й генераціями дислокаційних структур та локалізацією рудоперспективних геологічних тіл;

- побудувати структурно-вікові моделі дислокаційної тектоніки для мегаблоків УЩ з обґрунтуванням рудоперспективних структурних позицій.

Об'єкт дослідження – докембрійський структурний план Українського щита у зв'язку з закономірностями зосередження U-Th-родовищ.

Предмет дослідження – структурно-речовинні особливості будови та локалізації U-Th-родовищ й рудопроявів.

Методи дослідження. При вирішенні завдань застосовано комплексний підхід вивчення параметрів U-Th-вмісних докембрійських структур УЩ. Він включає аналіз, узагальнення й часткову переінтерпретацію геолого-геофізичних даних з виробничих звітів та опублікованих матеріалів попередніх дослідників.

Також залучені методи структурно-парагенетичного аналізу [42, 77, 112, 126, 171, 199], на основі якого документувалися кінематичні індикатори, встановлювалися морфологія, просторові характеристики взаєморозміщення дислокаційних структур та послідовність їх формування. Опрацьовано дані щодо структурних елементів на основі програми StereoNett 2.46.

Мінералого-петрографічними методами визначались речовинний склад дислокаційних утворень. В окремих випадках виконано хімічний аналіз речовинного наповнення дислокаційних структур. Обробку результатів геохімічних аналізів здійснено за допомогою програми Microsoft Excel 12,0 [141, 147, 150].

Термодинамічний метод використано для встановлення *P-T* умов формування окремих докембрійських структур. Інструментальні дослідження мінеральних пар (Gt-Bt) були проведені в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України на растровому електронному мікроскопі JSM-6700F [148, 158].

Залучено дані ізотопного методу визначення віку метаморфічних порід [4,

33, 34, 106].

Наукова новизна одержаних результатів.

Вирішена важлива наукова проблема для пошукової геології – обґрунтовані нові критерії структурного контролю й локалізації родовищ та зруденінь металевих корисних копалин в межах Українського щита.

1. Вперше аргументовано, що уран-торій-перспективні об'єкти Українського щита є високовпорядкованими тектоно-метаморфогенними приздвиговими структурами, які створювалися взаємозалежно з вмісними геологічними тілами у декілька етапів структурно-речовинних перетворень докембрійської основи.

2. Вперше приздвигові тіні тиску палеопротерозойських здвигових зон визначено як найбільш перспективні структурні комірки в докембрійському структурному плані Українського щита щодо локалізації уран-торій-перспективних об'єктів.

3. Вперше обґрунтовано, що закономірне поєднання підзон лінійних та овалоїдних тіл структурного плану Українського щита створює суттєво здвигову дислокаційну систему. Вона остаточно сформувалася на четвертому й п'ятому етапах (палеопротерозой) структурно-речовинних трансформацій кристалічного фундаменту.

4. Вдосконалено вчення про те, що структурний план Українського щита є результатом багатоетапного накладення та взаємодії дислокаційних структур за здвигових деформацій на фоні змін Р-Т значень (регресивного) геологічного середовища й напрямків дії палеонапружень. Становлення структур перших п'яти генерацій відбувалося за Р-Т умов середовища від гранулітової до зеленосланцьової фацій метаморфізму; більш пізні структури є постметаморфічними.

5. Отримали подальший розвиток положення про лінійні та овалоїдні тіла-складові структурного плану УЩ. А саме, що зазначені складові формувалися синхронно й взаємопов'язано в декілька етапів, є композитними утвореннями та різняться між собою геолого-динамічними умовами становлення. Лінійні складові структурного плану УЩ (шовні зони й прилеглі до них частини мегаблоків) є відносно інтенсивно зміненими (структурно й речовинно перетвореними) фрагментами

кристалічного фундаменту, які остаточно сформувалися при суттєво здвигових трансформаціях. Складові структурного плану УЩ овалюїдних тіл (внутрішні частини мегаблоків УЩ й шовних зон) є відносно слабо зміненими фрагментами фундаменту, що на кінцевих етапах розвитку формувалися завдяки роз'єднанню та ротації сегментів кристалічного фундаменту при дії здвигових напруг.

Наукове значення роботи полягає у встановленні закономірностей внутрішньої структурно-речовинної організації УЩ та рудовмісних об'єктів в його межах. Зазначені закономірності полягають в наступному. Докембрійський структурний план УЩ сформовано підзонами лінійних та овалюїдних геологічних тіл, які формувалися спільно в декілька етапів структурних й речовинних трансформацій докембрійського фундаменту, але в різних геолого-динамічних умовах. Рудоперспективні об'єкти є високопорядкованими приздвиговими дислокаційними структурами, які створювалися взаємозалежно з вмісними геологічними тілами та приурочені до підзон овалюїдних тіл структурного плану УЩ. Останній був усталений в палеопротерозої й відповідає суттєво здвиговій дислокаційній системі. Отримані нові геолого-структурні дані служать необхідним вихідним матеріалом для вдосконалення динамічної моделі рудогенезу U і Th у високометаморфізованих комплексах УЩ.

Практичне значення отриманих результатів:

Складені структурно-вікові шкали дислокаційної тектоніки УЩ і поетапні структурно-динамічні моделі формування мегаблоків УЩ, які засвідчують декількоетапність формування структурного плану УЩ.

Впроваджено схему опису докембрійських рудних об'єктів відповідно принципу ієрархічності геологічних структур та побудовані моделі становлення окремих U, Th-перспективних об'єктів.

Показано, що рудні тіла всіх ієрархічних рівнів є закономірними складовими суттєво здвигових парагенезисів; відображено залежність змін вмісту U й Th в докембрійських породах відповідно до трансформацій структурного плану кристалічного фундаменту з кожним етапом його становлення.

Все зазначене дозволило встановити, що U, Th-перспективні об'єкти УЩ як приздвигові дислокаційні утворення приурочені до визначених структурних комірок палеопротерозойського структурного плану. Це T, S, Θ та δ -структурні позиції, що маркують приздвигові тині тиску палеопротерозойських здвигових зон.

Виведено ідеалізовану поетапну модель становлення одиночної рудоперспективної структури.

Встановлені закономірності структурно-речовинної організації докембрійського плану УЩ й рудовмісних об'єктів можуть бути використані при прогнозуванні та пошуках нових промислових концентрацій U і Th, також при виділенні найбільш перспективних ділянок у межах конкретних рудопроявів. Зокрема, приведені вище ознаки щодо структурного контролю зруденінь рекомендовано для впровадження в практику геолого-розвідувальних робіт, як один з базових критеріїв пошуку металевих корисних копалин. Зазначене підтверджено на конкретних ділянках і зафіксовано у вигляді окремих науково-дослідних розробок (що підтверджено п'ятьма актами впроваджень, додаток А) для КП «Кіровгеологія» та ДП «СхідГЗК».

Фактичні дані й особистий внесок здобувача. Для виконання роботи автором здійснено інформаційний пошук, аналіз, узагальнення й часткову переінтерпретацію численних геолого-геофізичних даних з виробничих звітів та опублікованих матеріалів попередніх дослідників. Проведено збір фактичного матеріалу в межах окремих детальних ділянок усіх мегаблоків та шовних зон УЩ (окрім Криворізько-Кременчуцької шовної зони). Це детальний опис й зарисовки (від десяти до трьохста точок спостережень в межах зазначених ділянок) відслонень кристалічних порід з відбором зразків, замірів елементів залягання структурно-текстурних атрибутів порід (декілька тисяч замірів). Досліджено під мікроскопом близько 2000 шліфів і 250 аншліфів та вивчено й описано керн декількох десятків свердловин (що був люб'язно наданий співробітниками КП «Кіровгеологія»). Опрацьовано ~ 1000 лабораторних геохімічних аналізів кристалічних порід, також інструментальних досліджень мінеральних пар (Gt-Bt)

та циркону. Побудовано структурно-вікові шкали дислокаційної тектоніки та структурно-динамічні моделі формування докембрійських об'єктів.

Усі наукові узагальнення, положення, результати, висновки та рекомендації, викладені у дисертації, виконані автором особисто. У випадках колективних робіт внесок дисертанта із співавторами носив рівноправний характер.

Апробація результатів дисертації. Основні положення роботи викладено та обговорено на науково-практичних конференціях різного рівня: IX Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» (Київ, 11-14 травня 2010); XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks» (Moscow-Koktebel', 2010); Conference dedicated to the memory of J.A. Morozewicz «Petrology, mineralogy, geochemistry», (Kyiv, 19-21 September 2010); Наукова конференція, присвячена 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка «Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки, (Львів, 13-15 жовтня 2010); XVI международная конференция «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы», (Воронеж, 20-24 сентября 2010); Всероссийская научная конференция с международным участием, посвященная 100-летию С.Н. Иванова. *IV Чтения памяти С.Н. Иванова. «Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры»*, (Екатеринбург, Май 2011); XVIII международная научно-практическая конференция «Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы», (Воронеж, 24-29 сентября 2012); Міжнародна наукова конференція присвячена 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака: «Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту», (Київ, 16–17 вересня 2014).

Публікації. За результатами досліджень опубліковано 37 наукових праць (12 з них одноосібні), у тому числі 2 монографії (у співавторстві), 24 статті у наукових фахових виданнях (з них 6 у виданнях України, які включені до міжнародних наукометричних баз), 2 статті, які відображають зміст дисертації, 9 тез доповідей в збірниках матеріалів конференцій.

Обсяг і структура дисертації. Дисертаційна робота викладена на 451 сторінках машинописного тексту, складається зі вступу, 3 розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 3 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 312 сторінок друкованого тексту. Робота ілюстрована 7 таблицями та 176 рисунками. Список використаних джерел містить 287 найменувань, з них 258 кирилицею та 29 латиницею.

Робота над дисертацією була розпочата в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка Національної академії наук України під керівництвом доктора геолого-мінералогічних наук, професора, академіка НАН України Щербака Миколи Петровича, якому здобувач щиро вдячний за конструктивні зауваження та допомогу. Закінчена дисертаційна робота в ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» за активного сприяння доктора геологічних наук В.Г. Верховцева та член-кореспондента НАН України Г.В. Лисиченка. Також дисертант висловлює подяку за консультації щодо окремих аспектів роботи академіку НАН України О.М. Пономаренку, член-кореспонденту НАН України О.Б. Гінтову (ІГФ НАН України), докторам геол. наук В.О. Привалову, Г.В. Артеменку, Л.М. Степанюку (ІГМР НАН України), Б.О. Занкевичу (ВМГОР ННПМ НАН України), М.О. Ярощук (ДУ «ІГНС НАН України»), В.В. Балаганському (ГИ КНЦ РАН), С.В. Горяйнову (ХНУ ім. В.Н. Каразіна), Г.В. Заїка-Новацькому.

Особливу подяку автор висловлює співробітникам КП «Кіровгеологія», «Південукргеологія» та ПДРГП «Північгеологія» за сприяння в організації й виконанні польових робіт і зборі фактичного матеріалу.

РОЗДІЛ 1

МЕТОДИКА Й МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Умови формування і локалізації руд в докембрії УЩ в великій мірі залежать від специфіки тектонічних явищ – масштабів прояву, причин і механізмів деформаційних перетворень кристалічного фундаменту, кількості їх етапів, кінематики, Р-Т умов тощо. При вивченні будови УЩ застосовувались різні підходи, які за С.В. Горайновим зі співавторами [122-124] можна об'єднати у декілька груп: історико-генетичну, речовинну, морфологічну, речовинно-морфологічну і структурно-речовинну [84, 112, 122-124].

В рамках історико-генетичного підходу працювали І.С. Усенко, Г.І. Каляєв, В.Н. Кобзар, В.А. Рябенко, Є.А. Куліш, А.М. Лисак, В.П. Кирилюк [81, 85, 93, 103, 116, 121, 194]. За Горайновим С.В. на відзначеній основі вирішувалися генетичні задачі шляхом геоісторичних реконструкцій, які не можуть бути вивіреними [122-124]. А наукове знання належить до таких, що перевіряється і всі перевірки дають подібний результат [122-124].

В межах досліджень речовинної групи виділяються [122-124] ізотопно-геохімічний (І.М. Лісна, М.П. Щербак, Л.М. Степанюк [33, 34, 201]), мінералого-петрографічний (І.Д. Царовский, В.Б. Коваль, Н.А. Єлісєєв, Р.М. Полуновский, В.В. Васильченко, Я.М. Белєвцев [11, 57, 125, 185]), петрохімічний і формаційний підходи (І.Б. Щербаков, Є.М. Лазько, К.Ю. Есипчук, І.С. Паранько, В.С. Сукач [44, 133, 208, 248]), петрофізичний (М.Н. Кудрявцева, М.І. Толстой [219]). Їх результати застосовуються як для кореляції геологічних комплексів, так і для генетичних й історичних реконструкцій, а також вирішення структурних й тектонічних питань (М.П. Щербак, С.В. Нечаєв, О.Б. Бобров, [9, 132, 247]). Важливість цих досліджень не викликає сумніву, але в рамках даної групи досліджень, фактично не аналізуються структури й текстури порід, будова і форма геологічних тіл та формацій, структура мегаблоків УЩ описується через співвідношення виділених формацій [122-124]. Тоді коли, зазначені важливі

атрибути метаморфогенних утворень несуть інформацію про їх будову та генезис [113, 122-124, 156, 171, 196, 249, 251].

В рамках морфологічної групи підходів досліджуються форми геологічних тіл та їх просторове розміщення без особливого урахування їх речовинного змісту (К.Ф. Тяпкін, Ю.Д. Шковира, В.Н. Гонтаренко, Б.О. Занкевич, І.І. Чебаненко [67, 221, 222, 229]) тому замість з'ясування структури території відображались дислокаційні етапи її становлення [122-124], а не рідко – етапи дезінтеграції.

Група речовинно-морфологічних підходів є спробою синтезу речовинного та морфологічного напрямків дослідження (І.С. Усенко, І.Д. Царовський, О.Л. Эйно́р, С.В. Нечаєв, М.Н. Шаталов, П.С. Верем'єв [13, 239, 250]). В рамках даного підходу структура території розглядається через призму об'єктів двох класів – колишніх осадових («метаморфізованих») і полігенних «магматичних»; будова власне-метаморфічних утворень описується як просторова послідовність порід, яка в свою чергу, вважається наслідуваною від стратиграфічної; будова власне-магматичних утворень також викривляється тим, що до складу магматичних комплексів включаються не магматичні породи [13, 122-124].

Структурно-речовинний підхід у вивченні УЩ включає в себе одночасне вивчення і речовинного, і структурно-текстурного аспектів геологічних тіл, а також їх структурних співвідношень. Такий підхід застосовувався ще М.П. Семененком [197], в подальшому – Г.В. Тохтуєвим [220], О.С. Іванушко [73], О.І. Чередниченком [234], В.С. Заїка-Новацьким, Г.В. Заїка-Новацьким [62, 64], Є.І. Паталахою [168-174], О.І. Лукієнком [111-114], О.І. Слензаком [198, 199], В.М. Венедиктовим [12], О.Б. Гінтовим [37-39], С.В. Горяйновим [122-124]. Автор даної роботи розділяє погляди зазначених дослідників. При короткому викладенні погляди структурно-речовинного підходу у вивченні УЩ полягають у наступному:

1. Дислокаційним процесом є комплекс природних деформаційних перетворень, які призводять до: а) зміни форми залягання геологічних тіл; б) зміщення геологічних тіл та їх частин; в) розпаду (руйнування) геологічних тіл; г) динамометаморфічної зміни текстури, структури, а за відповідних Р-Т умов і

мінерального складу гірських порід [56, 111-114, 122-124, 168-174, 198, 199, 261]. З огляду на останнє, деформація та метаморфізм є двома гранями єдиного процесу. Або, *«регіональний метаморфізм» є регіональним за характером розповсюдження, але дислокаційним за механізмом формування утворених при цьому геологічних тіл [122-124].* За Ч.Лайелем та К.Науманном, що ввели в геологічну науку поняття «метаморфізм» у XIX ст., цей термін трактується як «зміна форми» [122-124].

2. *При тектонічних процесах провідну роль відіграють здвигові деформації гірських порід, які залежно від Р-Т умов реалізуються як вигин, або катакластична чи кліважна, сланцювата та інші механізми течій (деформації) гірських порід [111-114, 122-124, 168-174, 198, 199, 261, 275].*

3. *Прояв того, чи іншого механізму деформації (течії) (мігматичного, сланцюватого, кліважного тощо) й морфологія структур залежать від реології середовища та визначається законами гідродинаміки. Реологічні властивості геологічного середовища є залежними від температури, тиску, часу зростання та прояву деформацій [111-114, 122-124, 168-174, 198, 199, 261, 273, 275].*

4. *В цілому перебудова геологічного середовища направлена на створення такої структурно-речовинної організації на всіх рівнях, яка спроможна знизити опір здвиговій деформації та забезпечити рух твердої речовини з відносно мінімальними енергетичними витратами — структурної і фізичної анізотропії. Остання на рівні геологічних об'єктів відбивається у структурних парагенезисах [111-114, 122-124, 168-174, 198, 199, 251, 261, 273, 275].*

Структурні парагенезиси — тісно пов'язані між собою просторово та в часі набори (асоціації, ансамблі) структурних форм, а також прямо чи не прямо із ними пов'язаних жил альпійського типу та тіл метасоматитів, пегматитів, субвулканічних й інших геологічних тіл, які разом займають певний об'єм геологічного середовища. Парагенезиси, які включають в себе дислокаційні структури, що супроводжуються синдеформаційними мінеральними змінами називають структурно-динамометаморфічними [122, 171, 199, 251, 261, 273].

5. *Структурні парагенезиси завжди відображають Р-Т умови та реологічні властивості середовищ, в яких вони формуються, напрямок зміщення,*

а також реологічні механізми, за допомогою яких здійснюється це формування [111-114, 122-124, 126, 168-174, 198, 199, 251, 261, 273, 275].

5.1. Різновікові (за співвідношеннями в опорних розрізах) метаморфіти і тектоніти мають різну орієнтацію *a*-лінійності (вергентності); інтервали їх розкиду фактично не перекриваються [122-124]. Орієнтація мінеральної лінійності (*a*-лінійності), за [122-124], метаморфічних порід має стійке однакове просторове розміщення на великих площах (що сягають розмірів УЩ).

6. Земна кора структурно-реологічно розшарована й її умовно ділять на вторинну і первинну епізону, мезозону, катазону [111-114, 168-174].

7. Дислокаційні макросистеми є *множинами* більш елементарних об'єктів, які перебувають у певних відношеннях і зв'язках між собою [41-43, 107, 122, 171, 199, 251, 261, 273], відповідно прояв дислокаційних перетворень на макрорівні відображується на мікрорівні та навпаки.

1.1 Методика досліджень

Залежно від масштабів розвиненості по латералі та вертикалі дислокаційні утворення прийнято поділяти на мега-, макро-, мезо- і мікроструктури. До перших відносять структури, що мають планетарний масштаб і порушують геологічні тіла рангу, що відповідають земній корі, літосфері, тощо. До других – структури, розміри яких коливаються від сотень метрів до перших десятків кілометрів (фіксуються на аерофотознімках та геологічних картах масштабу, починаючи від 1:200000 і більше) і порушують лише окремі ділянки земної кори. До третіх відносять ті (розміром від перших десятків сантиметрів до перших сотень метрів) дислокаційні структури, які майже в повному об'ємі можна зафіксувати в гірничих виробках й відслоненнях, а також у керні свердловин та у штуфах порід. Четвертому типові відповідають ті малі дислокаційні структури, які можна побачити тільки в шліфах [113, 171, 173, 274].

За характером внутрішньої організації та супідрядності (взаємопідпорядкованості) серед дислокаційних структур існує ієрархія, що дозволяє розділити їх на: 1) елементарні, 2) прості, 3) складні структури та 4) дислокаційні комплекси [113, 171, 173].

Елементарні дислокаційні структури. До цього типу належать мікро- і в деяких випадках мезодислокаційні структури, котрі проявлені на зерновому рівні й відображаються в структурах та текстурах порід. Виникають вони при реалізації одного (із числа перерахованих нижче) певного механізму деформаційних перетворень гірських порід. Прикладом цього типу структур є мікротріщини, кліважні мікророзриви, сланцювата мікророзшарованість порід тощо.

Прості дислокаційні структури проявлені на рівні геологічних тіл, а в певних випадках й їх пачок тощо. Вони формуються за допомогою, як мінімум, двох елементарних механізмів і характеризуються двопорядковою організацією: один порядок у них завжди представлений елементарними структурами певного одного типу (тріщинуватістю, тектонічними брекчіями, катаклазитами, мілонітами, кліважем, сланцюватістю тощо), а другий відповідає тому простору, який цими структурами охоплюється. Типовими їх представниками є крихкі та в'язкі мезорозриви, структури перетину кліважем шаруватості (муліон-структури), мезорозлінзування та будинажу, первинні монокліналі, а також деякі типи складок та крихкі розломи.

Складні дислокаційні структури також проявлені на рівні геологічних тіл та їх наборів (пачок, товщ тощо), і їм також відповідають частини цих тіл чи їх наборів, що зазнали деформації. Але від попередніх відрізняються багатопорядковою (більше, ніж двопорядковою) структурною організацією і неоднорідним розподілом у межах відповідного їм простору ступенів деформованості порід. До них, наприклад, належать флексури, складки більшості типів, в'язкі розломи, вторинні монокліналі, в'язкі протрузії та інші їм подібні тектонічні утворення [113, 171, 173].

Отже, складні дислокаційні структури володіють певними структурними, або структурно-динамометаморфічними парагенезисами і певною внутрішньою

дислокаційною зональністю, яку визначають як деформаційні фації (тектонофації) [113, 171, 173].

Дислокаційні комплекси — набори (ансамблі) одновікових дислокаційних структур (а в окремих випадках і певних геологічних тіл), тісно пов'язаних між собою за геодинамічними режимами формування, і які займають певний об'єм більш-менш однорідного в реологічному відношенні геологічного середовища, котрий відповідає певним тектонічним (структурно-формаційним) зонам. Комплекси, у складі яких суттєву роль відіграють динамометаморфічні, а також магматичні, метасоматичні та інші геологічні тіла, називаються *структурно-речовинними* (або *дислокаційно-речовинними*) [113, 171, 173].

Дислокаційні та дислокаційно-речовинні комплекси, котрі у своєму складі несуть складчасті структури, Є.І. Паталахою (1981) названі *генетичними типами складчастості*. Ще раніше (1966) Г.Д. Ажгірей назвав подібні комплекси *структурними* і пов'язував їх зі стадіями розвитку земної кори та тектонічними режимами окремих ділянок останньої, виділяючи комплекси і підкомплекси геосинклінального, платформного етапів, складчастих поясів, передгірських й міжгірських западин та інших тектонічних зон.

Відзначені уявлення про тектонічні комплекси паралелізуються з уявленнями про *парагенезиси структур*, які за А.В. Лук'яновим та І.Г. Щербою [115] та іншими розуміються як набори (комплекси) найпростіших структурних форм, котрі складають єдині тектонічні зони, що займають певні об'єми гірських порід і відрізняються за структурою від сусідніх ділянок.

За Є.І. Паталахою, А.В. Смірновим, О.І. Лукієнком у числі найбільш поширених дислокаційних комплексів виділяються: 1) поверхнево-гравітаційні первинної епізони; 2) глибинно-гравітаційні первинної епізони (соляна та інша їй подібна тектоніка); 3) відбитоскладчасті (відображеноскладчасті) первинної епізони; 4) блоково-брилові вторинної епізони; 5) тектонопокривні; 6) вулканотектонічні первинної та вторинної епізони; 7) шовноскладчасті; 8) плутоно-тектонічні; 9) глибинно-гравітаційні катазони (гнейсово-купольна тектоніка).

Гібридні структури. Гібридними називаються дислокаційні структури, які утворилися при багаторазових накладеннях деформацій. Формування таких структур відбувається у два і більше етапів (фаз) тектонічних деформацій (дислокаційних перетворень). При цьому на кожному наступному такому етапі (фазі) змінюється одна з таких умов: 1) реологічний стан середовища, а в епізоні, крім того, ступені літифікації порід; 2) реологічні механізми деформацій; 3) напрямок дії та інтенсивність структуроутворюючих сил [113, 126, 130, 171, 173].

Між кожним відзначеним етапом (фазою) має бути певна тектонічна пауза (перерва), під час якої деформації спадають до нуля.

Гібридні структури в різній мірі зберігають елементи структурних парагенезисів кожного етапу (фази) тектонічних деформацій. Виділення таких парагенезисів та навіть їх окремих елементів і визначення співвідношень між ними дозволяє тією чи іншою мірою впевненості визначити: 1) генетичні особливості дислокаційних структур кожного етапу (фази); 2) реологічні механізми, за допомогою яких вони формувалися; 3) Р-Т умови, в яких реалізувалися деформації та 4) послідовність, в якій ці процеси відбувалися [113, 123, 126, 130, 171, 173].

При описі дислокаційних процесів використовують такі позначення:

D – етап (фаза) деформацій (дислокаційних перетворень), їх послідовність — нижніми індексами, на зразок ***D***_{1, 2, 3... n}.

F – складка, або її осьова поверхня, ***F***_{1, 2, 3... n} – складки відповідних етапів утворення.

R – розлом, ***R***_{1, 2, 3... n} – розломи відповідних етапів утворення.

Y – площинні структурні елементи: смугастість, сланцюватість, кліваж; ***Y***_{1, 2, 3... n} – площинні структурні елементи відповідних етапів утворення.

a (в системі координат Зандера) – вісь розтягу й напрямок течії матеріалу, а також видовження складок

b – вісь складки (обертання), ***b***_{1, 2, 3... n} – шарніри складок відповідних етапів утворення.

ab — осьова поверхня складки, а також головна площина, яка координує здвигове переміщення матеріалу.

c — перпендикуляр (вісь стиснення) до площини ab .

l — лінійність, $l_{1, 2, 3... n}$ — лінійність відповідних етапів утворення.

Фізико-механічні види деформацій геологічних тіл. Деформації, що призводять до формування тих чи інших дислокаційних структур за фізико-механічними характеристиками поділяються на: 1) пружну, 2) пластичну і 3) розривну (крихку) [113, 156, 171, 274, 275].

Пружною вважається та деформація, яка зникає при знятті навантаження. Така деформація керується законом Гука, згідно з яким її величина (видовження чи скорочення) прямо пропорційна напруженню:

$\sigma = E \cdot \varepsilon$, де E — постійна для даного матеріалу — коефіцієнт пружності (модуль Юнга, модуль пружності), ε — видовження чи скорочення.

Пружна деформація на рівні кристалічної ґратки твердих речовин здійснюється шляхом часткового зміщення центрів стійкого коливання частинок. Подібне зміщення супроводжується зростанням потенційної енергії. Тому при знятті напружень відзначені центри повертаються на місце, і тіло відновлює свою початкову форму.

Пластичною вважається та деформація, котра залишається після зняття навантажень і проходить без суттєвого руйнування матеріалу. Вона здійснюється без помітного зростання напружень, а в ідеальному випадку — взагалі при постійних напруженнях. Така деформація пов'язана зі здвиговими переміщеннями частинок. Вона ініціюється й підтримується, головним чином, максимальними дотичними напруженнями, тобто являє собою певну форму течії твердих тіл.

На рівні кристалічної ґратки пластична деформація здійснюється шляхом переміщення центрів теплових коливань на повну відстань між місцями стійкої їх рівноваги. Подібні переміщення реалізуються за допомогою: 1) трансляції, 2) двійникування кристалічної ґратки та 3) міграції дислокацій (дефектів, крипу) цієї

гратки й атомів елементів [113, 156, 171, 238, 274, 275]. Пластичну деформацію в механіці ще називають *пластичною течією*.

Розривною вважається та деформація, при дії якої відбувається втрата суцільності геологічного тіла, тобто його руйнування. Розрізняють два види руйнування: відрив і сколювання.

Реологічна поведінка геологічних тіл. Розглянуті види деформації в геологічних середовищах у часі часто змінюють одна одну, тобто пов'язані *реологією* — зміною деформаційної поведінки тіл у часі. Такі зміни фіксуються межами (порогами): 1) пружності (пропорційності), 2) текучості, 3) міцності та ін. (рис. Б.1.1; де Б – додаток Б).

Межі пружності (пропорційності) відповідають напруження, при яких виявляються перші залишкові деформації;

межі текучості (пластичності) — напруження, при яких деформація зростає без помітного збільшення навантаження;

межі міцності (тимчасовий опір) — напруження при яких тіло починає руйнуватися.

Нижче межі пружності тіла знаходяться у *пружному стані (тіла Гука)*, а їх реологічні властивості характеризуються модулем Юнга (пружності) чи Пауссона. Вище межі пружності деформація перестає бути лінійною і набуває рис пластичної, що знаходить свій вираз у частковому збереженні деформації після зняття напружень. Вище межі текучості тіла переходять у *пластичний стан*. У цьому стані вони називаються *пластичними* або *тілами Сен-Венана*. Тіла, які мають проміжні властивості між двома відзначеними станами, ще називають *пружно-пластичними* або *тілами Бінгама*. При досягненні межі міцності тіла втрачають суцільність (руйнуються) і скидають напруження, тобто переходять у *ненапружений стан*. При відсутності межі текучості або дуже низькому її порозі тіла знаходяться у *в'язкому стані (тіла Ньютона)* [112, 113, 171, 234, 238].

Учення про поведінку тіл (геологічних тіл) при деформації у часі називають *реологією*. У зв'язку з цим, у тектоніці застосовуються поняття: *реологічний стан*

та *реологічні механізми*. Під першим розуміють деформаційну поведінку при зростанні чи зменшенні навантажень, тобто їх спроможність у даних Р-Т умовах до того чи іншого виду деформації або течії; під другим — засоби за допомогою яких відбуваються ці деформації або течія на зерновому та міжзерновому рівнях [112, 113, 171, 234, 238].

В'язкість гірських порід. Поняття про в'язкість було введено І. Ньютоном для визначення реакції ідеальних рідин (ньютонівських тіл), які характеризуються відсутністю межі текучості. Зокрема, рідина завжди чинить опір рухові внаслідок дії в ній внутрішнього тертя, тобто прояву в'язкості. Для підтримання руху рідини потребується постійне прикладення сил та відповідних дотичних напружень. У такій системі опір швидкості течії визначається *динамічною в'язкістю* (коефіцієнтом в'язкості) — η . Така в'язкість прямопропорційна напруженням (τ) та часу деформації (t) і зворотнопропорційна розмірам деформації (ϵ): $\eta = \tau t / \epsilon$.

В'язкість вимірюється в паскаль-секундах (Па·с). $1 \text{ Па} \cdot \text{с} = 1 \text{ Н} \cdot \text{с} / \text{м}^2$, або пуазах (П) — $0,1 \text{ Па} \cdot \text{с}$. В'язкість кристалічної гірської породи (в середньому $10^{23} \text{ Па} \cdot \text{с}$) залежить від мінерального складу, структури та текстури. Вона змінюється при зростанні літифікації, метаморфізмі та температури. Зворотною до в'язкості величиною є текучість (ϕ): $\phi = 1/\eta$ [112, 113, 171, 199, 234, 238].

В'язка течія гірських порід. В'язкою течією (плинністю) в механіці називають деформацію, яка характеризується відсутністю межі текучості. Спроможністю до подібної деформації перш за все володіють ньютонівські тіла (рідини), які течуть на молекулярному рівні. У певних геологічних умовах спроможність до різкого зниження межі текучості й відповідно до в'язкої течії набувають тонкодисперсні (аморфноподібні) породи типу яшм, а також деякі кристалічні гірські породи. Зокрема, так поведуть себе навіть при низьких температурах зволожені глини, сипкі матеріали, кам'яна сіль, а при високих температурах — багато інших порід. Але течія останніх, на відміну від рідин та аморфних речовин, здійснюється на зерновому рівні та частково на рівні елементів кристалічної ґратки. Її реалізації сприяє присутність води у породах.

У зв'язку з відзначеним цілий ряд дослідників (С. Кері, 1954; Д. Флін, 1966; Є.І. Паталаха, 1970, 1981, 1996; В.В. Білоусов, 1986 та ін.) називають поведінку гірських порід з низькою межею текучості у відповідних літогенетичних та температурних умовах також *в'язкою*, а їх деформацію — *в'язкою течією*. Є.І. Паталаха, крім того, ще показав, що в'язкій течії, яку він ще називає *тектонічною, здвиговою*, відповідають здвигові деформації гірських порід, котрі реалізуються за допомогою кліважування, розсланцювання та інших подібних механізмів дислокаційних перетворень гірських порід. Класифікація механізмів в'язкої течії гірських порід, за Є.І. Паталахою, О.І. Лукієнком, наведена нижче.

Згідно із законами гідродинаміки будь-яка течія речовини реалізується як потік між двома жорсткими поверхнями в певному напрямку із певною швидкістю. Така течія буває *ламінарною* та *турбулентною*. Перша відзначається лінійним, розшарованим на своєрідні пластинчасті тіла, рухом речовини з постійною або градієнтною вхрест простягання потоку швидкістю, а друга — обов'язково диференційованим за швидкістю та напрямком рухом [112, 171, 234, 238].

Еліпсоїд деформації та використання його моделей для аналізу однорідної тримірної деформації. Поняття про еліпсоїд деформацій було введено Г. Беккером у 1893 р. на основі уявлення про перетворення кулі в дво- або тривісний еліпсоїд. Відхилення розміру осей еліпсоїда від розміру осей первинної кулі відповідає величині деформації вздовж його головних осей (*a*, *b*, *c*). У напрямку максимального стиснення розташована найменша вісь такого еліпсоїда — *c*, а в напрямку максимального розтягу — найбільша, *a* (рис. Б.1.2).

При пружній деформації з основними осями еліпсоїда збігаються напрямки векторів головних нормальних напружень. Зокрема, вісь деформації *a* збігається з головним напруженням максимального розтягання, вісь *c* — з максимальним напруженням стиснення. Вісь *b* займає проміжне положення. Найбільші дотичні напруження у такому еліпсоїді знаходяться у двох кутових перетинах, розташованих під кутом (φ) до осі розтягу. При пружній деформації цей кут дорівнює 45° .

Такий еліпсоїд називають *еліпсоїдом нормальних напружень* чи просто *напружень*. Формально він демонструє співвідношення напружень і величини деформації. Але його використання для визначення кількісних залежностей напружень від величини деформації чи, навпаки, в геологічних середовищах є обмеженим. Це тому, що він моделює ідеальні пружні деформації гомогенного (однорідного за всіма показниками) середовища, які обмежуються сферою дії закону Гука.

У середовищах з низькою межею текучості еліпсоїд деформації використовується тільки як модель, котра демонструє кількісні характеристики зміни форми при деформації розтягу-стиснення та простого здвигу. В такому випадку використовуються моделі *еліпсоїдів видовження-скорочення (розтягу-стиснення)* та *обертання* [113, 251, 275].

Модель еліпсоїда видовження-скорочення була застосована Е. Клоосом (1958) для аналізу складчастих дислокацій на прикладі деформованих ооїдів. Вони в породах мають форму тривісного еліпсоїда та в системі відзначених координат характеризуються нерівністю: $a > b > c$. Вісь a при цьому характеризує максимальне видовження ооїдів, вісь c — навпаки, максимальне їх стиснення. У реальних геологічних умовах перша вісь збігається з напрямком тектонічного транспортування (течії) матеріалу. Вісь b у складчастих структурах вважається паралельною шарніру складки.

Ооліти та інші геологічні тіла, первинна форма яких більш-менш близька до ізометричної використовують як тензодатчики. При цьому визначають: 1) максимальне розтягання та стиснення (компоненти деформації) по основних осях та 2) ступені деформованості у відсотках та за співвідношенням $a:c$ (довгої осі деформованого тіла до короткої).

Максимальне розтягнення — $a \cdot 100\%/r$;

максимальне стиснення — $c \cdot 100\%/r$,

де r — радіус первинної фігури, a, b, c — півосі еліпсоїда;

$$r^3 = abc$$

Модель еліпсоїда обертання зазвичай використовується для вивчення кількісних характеристик простого здвигу. Є.І. Паталаха (1981) застосував її для визначення ступенів деформованості порід при кліважній течії, котра як найближче відповідає моделі відзначеного здвигу (рис. Б.1.3).

Якщо в тілі, що зазнає однорідної плоскої деформації, виділити квадрат та вписане в нього коло радіусом r з осями a і c , які відповідають осям розтягу та стиснення й на початку орієнтуються під кутами 45° до площини здвигу (максимальних дотичних напружень), здвиг призведе до перетворення цього квадрата в ромб, а коло — в еліпс з осями $a > c$. При зростанні деформації вісь a поступово видовжується, а вісь c навпаки скорочується. Крім того, обидві осі змінюють свою орієнтацію, обертаючись у напрямку здвигу. Відносні розміри цих осей та значення кутів β (між віссю a й площиною течії) та γ (кут здвигу між гранями квадрата та ромба) характеризують величину деформації.

За цією моделлю визначають компоненти деформації (ε) еліпсоїда по напрямках кожної осі за формулами:

$$\varepsilon_a = (a - d) / d, \quad \varepsilon_c = (c - d) / d,$$

де ε_a и ε_c — компоненти деформації по осям a і c відповідно, а d — діаметр кола, а також за співвідношенням довгої осі деформованого тіла (a) до осі стиснення (c) [113, 171, 251, 275].

Механізми дислокаційних перетворень гірських порід. Механізми дислокаційних перетворень порід залежно від реологічних властивостей середовища — різноманітні. На форми їх прояву тією чи іншою мірою впливають: 1) мінеральний склад та текстурно-структурні особливості порід, 2) ступені літифікації осадових порід, 3) характер внутрішньої структурної організації геологічних тіл, 4) Р-Т умови, в яких відбуваються дислокаційні перетворення [113, 171, 234, 238, 251, 275, 277].

З урахуванням відзначеної залежності виділяють наступні реологічні механізми дислокаційних перетворень, що реалізуються як своєрідна течія (зміщення та переміщення) гірської маси.

1. *Гідропластична течія* являє собою взаємне переміщення частинок породи на плівках пухкозв'язаної води. Характерна для слабодіагенезованих осадових порід.

2. *Пухка в'язкоподібна течія* — рух сипкого та здатного до механічної дезінтеграції матеріалу. Характерна для незцементованих та слабозцементованих уламкових порід, а також продуктів вивітрювання.

3. *Сколювання та відрив* – тріщиноутворення в умовах пружного середовища та пов'язаний з ним малоамплітудний рух порушеної тріщинами блокової маси.

4. *Катакластична течія* – багаторазове дроблення порід (брекчирування, катаклаз і мілонітизація) і фрикційне ковзання частинок, які виникли при такому руйнуванні. Відбувається в низькотемпературних (нульового метаморфізму) умовах пружного середовища.

5. *Кліважна пластичноподібна течія* – зміщення по системі паралельних крихких мікророзривів — сколів способом простого здвигу в низькотемпературних умовах або за системою в'язких мікророзривів (у супроводі динамометаморфізму зеленосланцевої та епідот-амфіболітової фацій) способом чистого здвигу.

6. *Сланцювата пластична течія* й у тому числі: 1) механічно-сланцювата шляхом обертання і односистемного орієнтування видовжених і сплюснених частинок породи та зерен, лусок у слабо та помірно діагенезованих осадових породах та слюдистих метасоматитах і 2) кристалізаційно-сланцювата – кристалографічно орієнтована перекристалізація породи (синкінематична перекристалізація) в умовах амфіболітової та частково гранулітової й епідот-амфіболітової фацій метаморфізму (рис. 1.4, 5).

7. *Гнейсувата та трансляційно-сланцювата течія* – мінерально вибіркова на зерновому рівні пластична деформація гірських порід за допомогою трансляції та двійникування кристалічної ґратки і міграції границь зерен мінералів, а також ковзання частинок по поверхням мікросланцюватості [113, 171, 234, 238, 251, 275, 277].

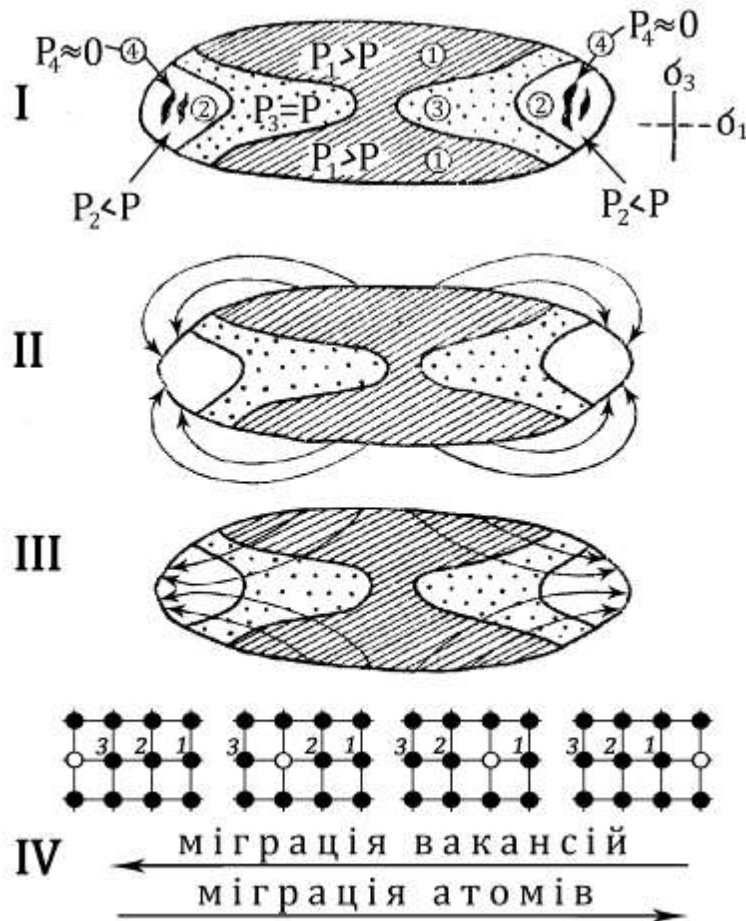


Рис. 1.4. Схема перекристалізації мінеральних зерен під дією тектонічного тиску [171]. I – розподіл тисків в зерні породи, що динамометаморфічно деформується в перетині перпендикулярному кліважу ($\sigma_1 \sigma_3$). P – загальний тиск, що діє на гірську породу; P_1, P_2, P_3, P_4 – тиски в різних частинах зерна: $P_1 > P$ – область підвищених тисків, $P_2 < P$ – область понижених тисків, $P_3 = P$ – область “нормальних” тисків, $P_4 \approx 0$ – область вакууму. II – схема міжзернового дифузійного переносу речовини. III – схема внутрішньозернового дифузійного переносу речовини. IV – схема, що пояснює внутрішньозернову дифузію. Залиті кружки – атоми, не залиті – вакансії

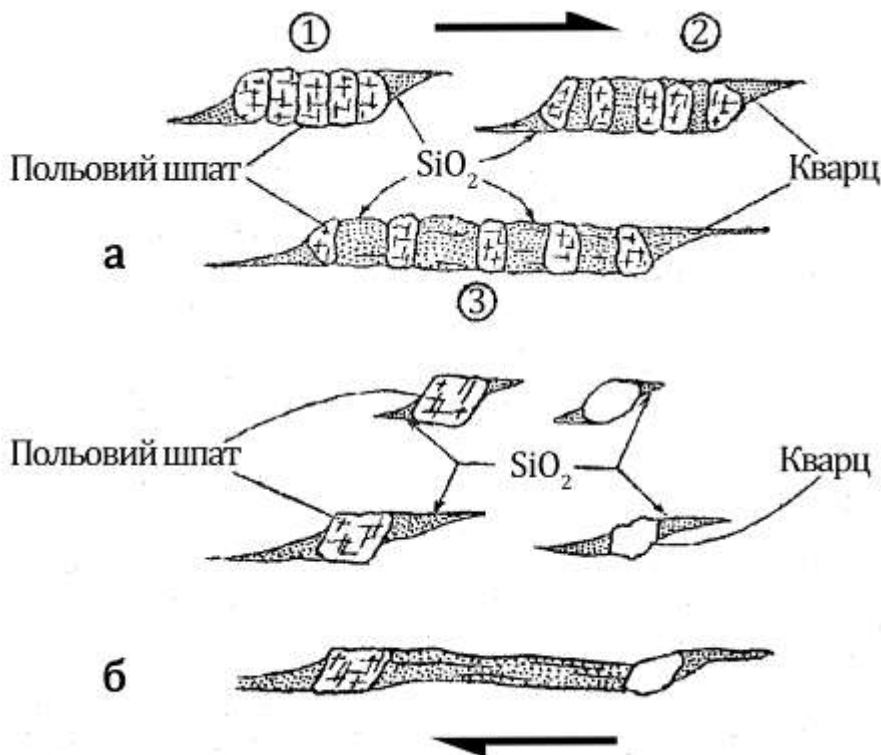


Рис. 1.5. Схема формування сланцюватості завдяки розосередженню мінеральних агрегатів та міграції речовини при здвигових деформаціях. а, б – стадії та 1 – 3 – підстадії процесу [192]

Така течія відбувається у високотемпературних умовах і при цьому нею охоплюються, головним чином, середньо- та крупнозернисті полімінеральні породи типу гранітоїдів, габроїдів тощо.

8. *Кристалізаційно-грануляційна та рекристалізаційна пластична течія*, яка реалізується переважно шляхом перебудови структури, без суттєвої зміни мінерального складу. При цьому кристалізаційно-грануляційна течія – це пластична деформація породи, яка досягається за рахунок зменшення зерен, а рекристалізаційна – аналогічна деформація, яка відбувається шляхом збільшення розмірів зерен порід. За допомогою подібних механізмів пластично деформуються мономінеральні породи типу кам'яної солі, мармурів, карбонатитів, кварцитів, а також деякі полімінеральні породи типу метаморфічних гранулітової фації. При цьому в кам'яної солі вона здійснюється в низькотемпературних умовах, а у мармурах, карбонатитах, кварцитах – виключно при температурах, котрі як найменше відповідають зеленосланцевій фації метаморфізму, а в полімінеральних породах – переважно в умовах гранулітової фації.

9. *В'язка течія аморфних та тонкодисперсних (аморфноподібних) порід* відбувається в породах, що за реологічними властивостями наближаються до в'язких неньютонівських рідин. Здійснюється така течія виключно при високих температурах у породах типу вулканічного скла, псевдотахілітів, ультрамілонітів, а також яшмах та яшмоїдах [113, 171, 234, 238, 251, 275, 277].

10. *Мігматична течія* – сумісна течія твердої й рідинної (чи суспензійної) фаз речовини за допомогою одного з відзначених вище пластичних механізмів і в'язкої течії відповідно. Зокрема, тверда фаза (палеосома) тече за допомогою кристалізаційно-сланцюватого або гнейсуватого механізму, а рідинна фаза — суспензійного механізму. Характерна для зон ультраметаморфізму.

11. *Суспензійна течія* – в'язка течія напіврозплавленої маси чи магми, насиченої твердими залишками субстрату (реститами, ксенокристаллами, ксенолітами тощо), а також кристаллами мінералів, які випадають із розплаву при кристалізаційній диференціації. Характерна для зон анатексису та гранітизації.

12. *Бластезно-трахітоїдна (порфіробластезна) течія* – своєрідна пластична деформація порід зі збільшенням об'єму, яка забезпечується порфіробластезом. Така течія стимулюється високотемпературним метасоматозом і здійснюється одночасно з ним. Реалізується шляхом компенсаційного росту крупних, орієнтованих паралельно напрямку течії порфіроподібних зерен овоїдоподібної, веретеноподібної, призматичної та іншої форми.

13. *Вигин* – утворення вторинної хвилястої або сферичної поверхні пластинчастих тіл.

Крихко-пластичний вигин шарів в осадових породах забезпечується: а) міжшаровим ковзанням, б) порушенням шарів тріщинами, в) літологічно вибіркоким пошаровим крихким кліважуванням, г) крихким будиномванням.

Пластичний вигин реалізується без суттєвого руйнування геологічних тіл шляхом ковзання по поверхням шарів та пошарової (паралельно поверхням шаруватості) кліважної або сланцюватої течії гірських порід. Пластичність у даному випадку обумовлюється відокремленням шарів (порушенням між ними зв'язків) та поділом шарів на дуже тонкі (до перших міліметрів і менше) мікролітони та мікропластиночки, поява котрих різко знижує межу текучості порід.

Кожний механізм, за винятком останнього, зумовлює утворення певної елементарної дислокаційної структури, а комбінації цих механізмів приводять до виникнення простих та складних дислокаційних структур. При цьому утворюється *головна структурна тріада (головний структурний парагенезис)* – $R \parallel S_2 \parallel ab$ (розлом, кліваж або сланцюватість, осьові поверхні складок, які паралельні між собою) [113, 171, 192, 234, 238, 251, 275].

Тектонофації — деформаційні (дислокаційні) фації (ТФ), які відображають Р-Т умови середовищ, в яких відбувалися дислокаційні перетворення порід, реологічні механізми, за допомогою яких ці перетворення здійснювалися та ступені – бали за десятибальною шкалою таких перетворень. ТФ визначаються за складом структурних парагенезисів та за сумою ознак інтенсивності прояву

(кількісними характеристиками) окремих дислокаційних елементів цих парагенезисів. Кожний бал ТФ позначається римською цифрою (I, II... X). ТФ I означає дуже слабкі дислокаційні перетворення, а ТФ X – максимально можливі перетворення. Усі інші ТФ характеризують проміжні між I і X ТФ ступені таких перетворень.

Тектонофації утворюють латеральні ряди – структурну зональність, яка фіксує зміну ступенів деформованості порід у складних дислокаційних структурах по латералі [112, 113, 171, 216].

Епізона – області земної кори, які охоплюють відносно холодну приповерхневу частину земної кори і в межах якої дислокаційні перетворення відбуваються в умовах найнижчих ступіней метаморфізму. У межах цієї структурно-реологічної обстановки домінують крихкі деформації – відрив та сколювання, брекчирування тощо. Ця обстановка надзвичайно контрастна відносно реологічної поведінки тіл. Тому епізону поділяють на первинну та вторинну.

Первинній епізоні відповідають ділянки верхньої частини земної кори, у межах котрих дислокаційні перетворення відбуваються на фоні седиментогенезу та діагенезу осадових порід.

До вторинної епізони відносять холодні (з умовами нульового метаморфізму) частини земної кори, у межах котрих дислокаційні перетворення накладаються на дислокаційні структури які раніше сформувалися в мезозоні чи катазоні, а також на магматичні тіла будь-яких (і в тому числі первинних) форм залягання. Цією обстановкою охоплюються магматичні, метаморфічні та інші породи, в'язкість яких може сягати 10^{23} Па·с.

У вторинній епізоні проявлені такі елементарні дислокаційні структури: тектонічні тріщини, крихкий кліваж, тектонічні брекчії, катаклазити, мілоніти.

Прості дислокаційні структури вторинної епізони представлено: крихкими та в'язкоподібними крихкокліважними мезорозривами, структурами крихкого та в'язкоподібного мезорозлінування, крихкими розломами.

Дислокаційні комплекси вторинної епізони представлено: блоково-бриловими, вулкано-тектонічними та плутоно-тектонічними типами [112, 113, 171, 216].

Мезозона. Цій структурно-реологічній обстановці відповідають області земної кори, в межах яких дислокаційні перетворення відбуваються в термальних умовах зеленосланцевої й епідот-амфіболітової фацій метаморфізму за допомогою кліважних механізмів течії гірських порід.

Елементарні дислокаційні структури мезозони представлено в'язким (динамометаморфічним) кліважем та в незначних масштабах гнейсуватістю.

Прості дислокаційні структури мезозони представлено структурами перетину кліважем шаруватості, в'язкими кліважними мезорозривами й структурами в'язкого мезорозлінзування, структурами в'язкого будинажу.

Складні дислокаційні структури мезозони представлені: складками ламінарної кліважної течії; кліважними слайд-складками; в'язкими кліважними розломами; вторинними монокліналями та зонами тектонічного меланжу; в'язкими протрузіями.

Дислокаційні комплекси мезозони представлено шовноскладчастими та плутоно-тектонічними [112, 113, 171, 216].

Катазона – області земної кори, у межах яких дислокаційні перетворення відбуваються при температурах, що відповідають амфіболітовій та гранулітовій фаціям регіонального метаморфізму, а також роговиковій фації і умовам високотемпературного метасоматозу та, крім того, початковій (субсолідусній) стадії теплового становлення інтрузивних тіл. Дислокаційні перетворення порід у цій обстановці відбуваються за допомогою наступних механізмів в'язкої течії гірських порід: 1) кристалізаційно-сланцюватої; 2) гнейсуватої та трансляційносланцюватої; 3) кристалізаційно-грануляційної; 4) мігматичної; 5) бластезно-трахітоїдної.

Елементарними дислокаційними структурами катазони є кристалізаційна та трансляційна сланцюватість, тектонітова гнейсуватість, мігматитова смугастість,

порфіробластична сланцюватість, кристалізаційно-грануляційна та рекристалізаційна смугастість.

Прості дислокаційні структури катазони представлено структурами в'язкого мезорозлінзування та будинажу.

Складні дислокаційні структури катазони це, складки ламінарної сланцюватої течії; складки турбулентної та ламінарно-турбулентної в'язкої несланцюватої течії; сланцюваті та гнейсуваті слайд-складки; в'язкі сланцюваті розломи; вторинні монокліналі та зони тектонічного меланжу.

Дислокаційні комплекси катазони представлені: шовноскладчастими; інтрузивно-протрузивними та глибинно-гравітаційними типами [112, 113, 171, 216].

Автором дисертації терміни тектонофації, епі-, мезо- та катазона рідко застосовуються, у зв'язку з тим, що вони не знайшли широкого застосування серед геологів-докембрістів України; але їх сутнісні ознаки є відправними в даній роботі.

Реологічні типи розломів. Під реологічними типами розломів одночасно розуміються реологічні механізми, за допомогою яких відбувається зміщення та відповідні цим механізмам морфологічні форми прояву розломів. Це поняття тією чи іншою мірою знайшло відображення в працях Дж. Рамсея, Дж. Ферхугена, В.І. Казанського, Є.І. Паталахи, А.В. Лук'янова, О.І. Лукієнка, О.Б. Гінтова та ін.

Є.І. Паталахою та І.А. Гарагашем (1991) розломи типізовано за співвідношенням крихкої та в'язкої компоненти амплітуди зміщення, а також за морфологічними формами прояву, з урахуванням реологічних факторів. Крихкій компоненті амплітуди при цьому відповідає зміщення (ковзання) по одиничній поверхні сколювання, а в'язкій – зміщення, яке розсіюється по міріаді мікроповерхонь і реалізується як пластична (або близька до в'язкої) здвигова течія. Виділяють крихкий, крихко-в'язкий та в'язкі кліважні і сланцюваті розломи (рис. 1.6).

Крихкий розлом в ідеалі є одиничною поверхнею сколювання (ковзання). В'язка компонента амплітуди зміщення в таких порушеннях близька до нуля. Зазвичай морфологічно такий розлом виявляється як дуже вузький мілонітовий шов. Розломи цього типу не супроводжуються прирозломним вигином. Вони характерні для епізони (частіше всього вторинної).

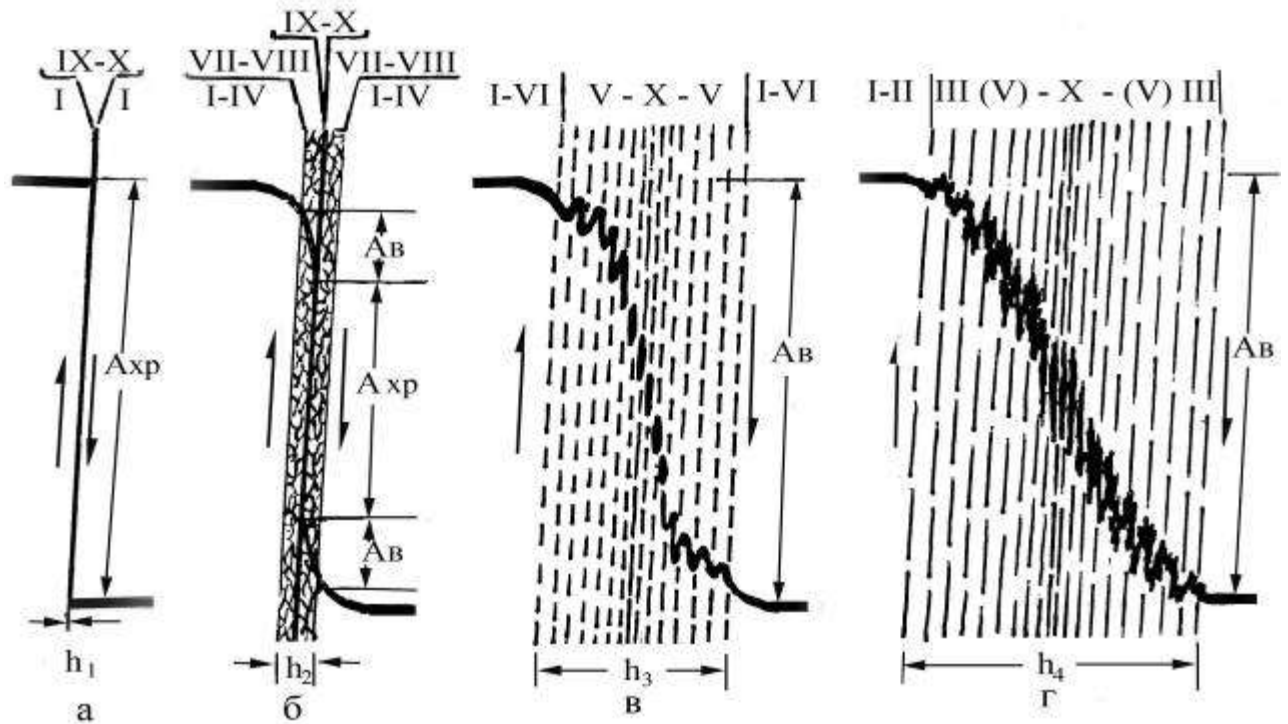


Рис. 1.6. Реологічні типи розломів: а – крихкий, б – крихко-в'язкий, в – в'язкий кліважний, г – в'язкий сланцюватий. Компоненти амплітуди: $A_{хр}$ – крихка, $A_{в}$ – в'язка, h – ширина зони розлому (близька до нульової у крихкому розломі і відносно найбільша у в'язкого сланцюватого розлому). Римськими цифрами показані бали тектонофацій, якими маркуються ці тектонічні порушення. За [112, 113, 171, 216]

Крихко-в'язкий розлом – обидві компоненти амплітуди зміщення (крихка і в'язка) в ньому є значимими. Морфологічно представляють собою зону катакlastичної течії (брекчирування і катаклазу) з осьовим мілонітовим (крихким) швом. Розломи цього типу в шаруватих товщах супроводжуються прирозломним вигином (підворотом). Цей тип порушень є характерним для первинної і вторинної епізони.

В'язкий кліважний розлом – в ньому переважає в'язка компонента амплітуди. Морфологічно представляє собою лінійну зону кліважної течії

гірських порід в супроводі зеленосланцевого динамометаморфізму. Розломи даного типу проявлені в мезозоні.

В'язкий сланцюватий розлом практично не має крихкої компоненти амплітуди. В ньому панує в'язка компонента, яка представлена лінійною зоною сланцюватої (кристалізаційно-сланцюватої, трансляційно-сланцюватої) течії. Цей тип розломів характерним є для катазони [112, 113, 171, 216].

З розломами, незалежно від їх ієрархічної належності, просторово та генетично пов'язані *супутні дислокаційні утворення* (структури II-го та вищих порядків). Серед останніх найбільш відомими є Y, R, T, S (C, Z), Θ , L та δ -структури (рис. 1.7).

Y-структури паралельні осьовим площинам зон розломів [39, 130, 203, 266].

R-структури розміщені під кутом сколювання до осі головного нормального напруження. На початкових стадіях деформації, це кут $\sim 45^\circ$; з часом, у випадку зростання деформації відбувається їх обертання у напрямку здвигання і в кінцевому результаті дані структури можуть зайняти положення паралельне осі розтягування (рис. 1.8). Ці структури зазвичай супроводжують розломи в умовах епізони. Інші різновиди супутніх структур – переважно в умовах мезо-, катазони.

T-структури – структури розтягу (площини тріщин відриву) перпендикулярні до осі максимального головного нормального напруження (розтягу). Їх формування часто супроводжується будинажем [39, 130, 203, 220, 266] (рис. 1.7, Б.1.9).

S-структури – S-подібні вигини тріщин відриву, або ж S-подібно підвернуті древніші структури з синтектонічними новоутвореннями (рис. 1.7, 10). Вони формуються у межах здвигових зон паралельно напругам розтягу [39, 108, 130, 174, 188, 198, 266, 274, 276, 280, 281, 285, 286]. Також такі структури ідентифікують як флексури, прирозломні складки, складки волочіння, або складки сколу [39, 249]. Дослідниками виділяється декілька типів прирозломних складок, головними з яких є η -, S-подібно підвернуті структури (або, що теж саме, η -, S-подібні структури підвороту).

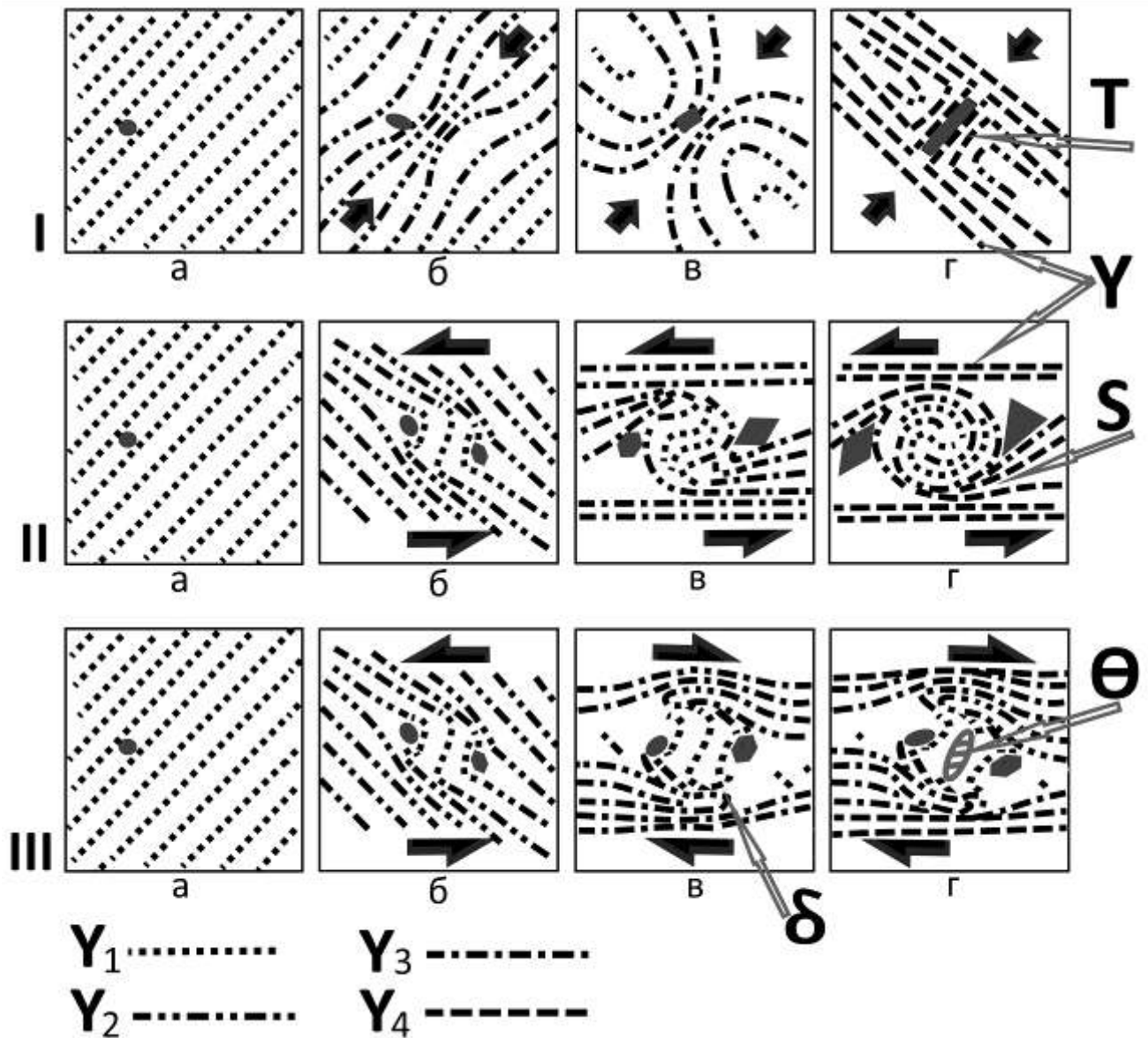


Рис. 1.7. Узагальнені схеми (I – III) формування найбільш поширених докембрійських дислокаційних структур. а – г – стадії деформаційного процесу. Y, T, S, Θ та δ – типи дислокаційних структур, формування конфігурацій яких обумовлено напрямками прикладення тектонічних сил (чорні стрілки). Y₁₋₄ – генерації (що утворені з кожною стадією) площинних структур. Сірі овали й багатокутники маркують приздвигові тіні тиску, до яких зазвичай приурочені підвищені рудні концентрації. За даними [39, 108, 130, 171, 188, 198, 203, 220, 266, 274]

За [39], принципове значення має виділення двох підтипів таких структур – η -, S-подібно підвернутих структур стиснення і – η -, S-подібно підвернутих маркерів, що існували раніш. При неодноразових проявах здвигових трансформацій S-структури трансформуються у C, ∞ -структури та роли [108, 174,

188, 192, 198, 211, 266, 274, 286]. Головні вісі таких структур (вісі ротації) паралельні σ_b .

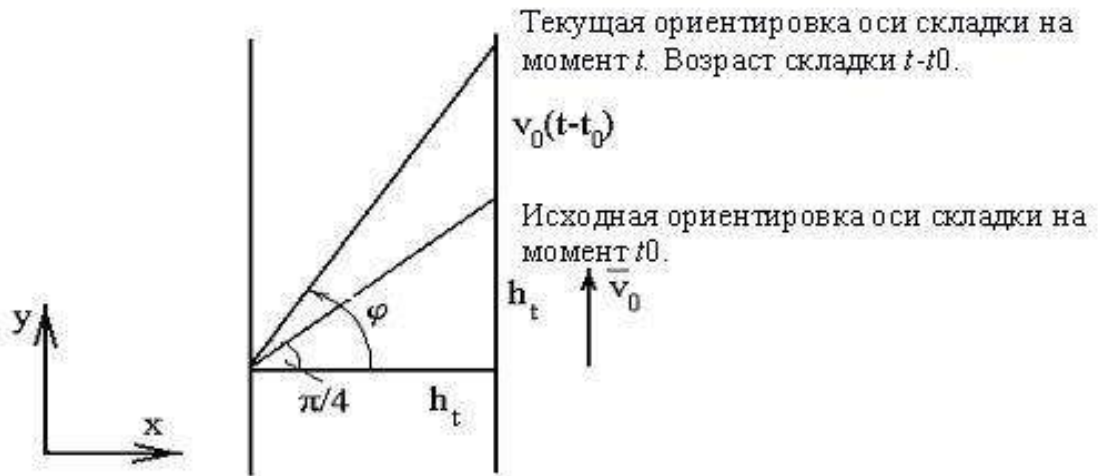


Рис. 1.8. Схема ротації осі складки в плані при здвиговій течії в зоні розлому. φ – кут орієнтації складки, що змінюється; h_t – проекція осі складки на вісь Ox ; початковий кут орієнтації осі складки в момент t_0 дорівнює $\pi/4$ [169]

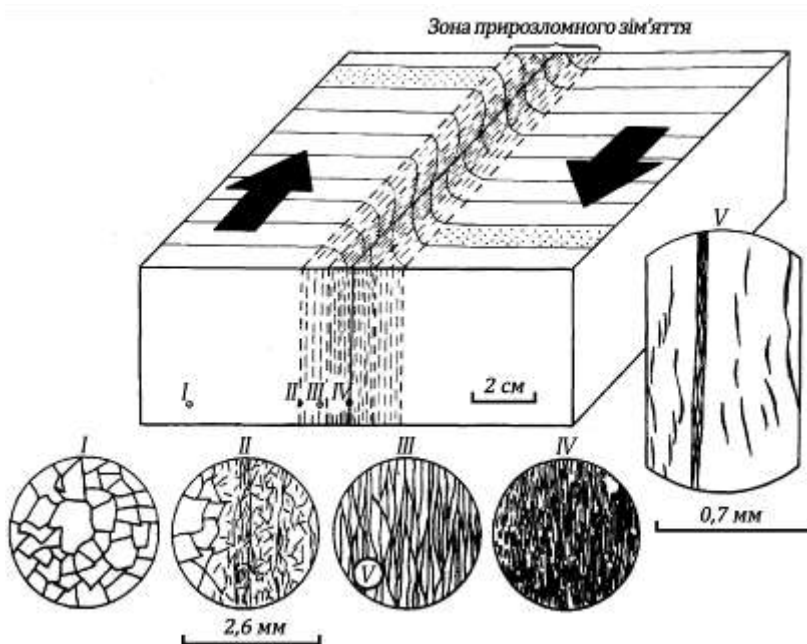


Рис. 1.10. Модель здвигових деформацій за Є.І. Паталахою [171], де відображено знищення більш ранніх структур з утворенням нової анізотропії та S- подібних структур. Внизу – деталі, де показано зміна структури матеріалу (I – IV). V – деталь до III

δ -структури – δ (S)-подібно підвернуті древніші структури з синтектонічними хвостоподібними новоутвореннями формуються у межах розломних зон знакозмінного здвигання (рис. 1.7).

Θ -структури формуються у внутрішніх частинах геологічних тіл (будин, масивів гранітоїдів, раніш утворених S-структур) в режимі здвигу/розтягу [192, 274, 275] (рис. 1.7, 9, 11, 12).

L-структури – штрихи ковзання, також подовжені мінеральні агрегати та геологічні тіла зі співвідношенням довгої осі до короткої ($a:c$) як 1/5-10 і більше; зазвичай орієнтовані у напрямку зміщення.

Кутові співвідношення між здвиговими зонами і парагенезису структур II-го порядку можуть змінюватися у випадках реалізації комбінованих деформаційних схем. Наприклад здвигу/стиснення (транспресії) та здвигу/розтягу (транстенсії).

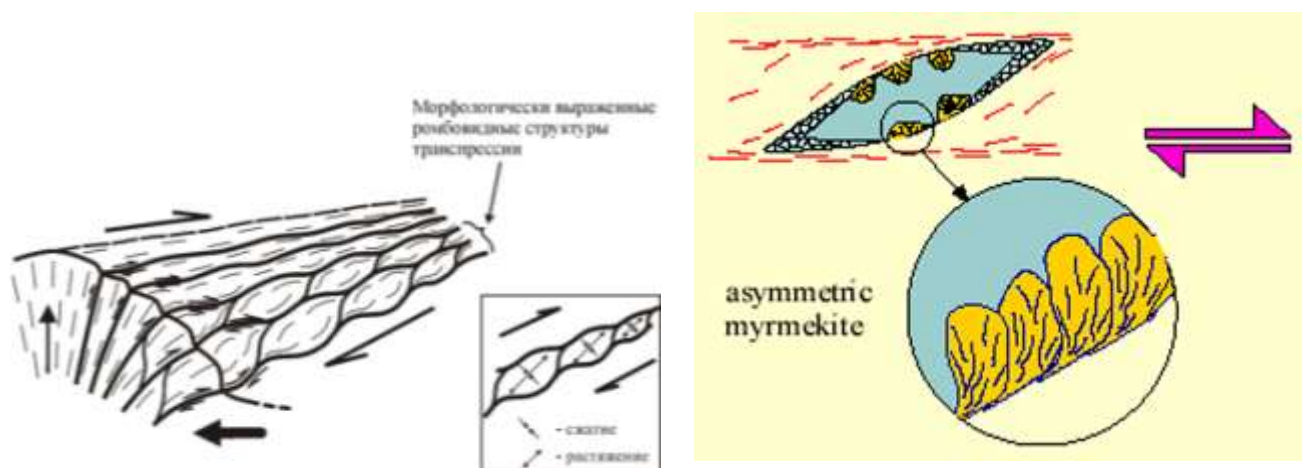


Рис. 1.11. Принципова схема утворення ансамблю транспресійних структур [235]

Рис. 1.12. Утворення Θ -структури в здвиговій зоні [274]

Лінеаризація – процес перетворення «невпорядкованої» (довільної) висхідної, перш за все шаруватої, структури в лінійно-впорядковану, в перетині, що розглядається (на карті, розрізі), переорієнтування площинних і лінійних елементів (смугастість, контакти тощо) до положення паралельного площині здвигової течії під впливом дислокаційного процесу (рис. 1.10, 13). Умовою лінеаризації слугує $A/L \sim 10 - 5-6$ (A -амплітуда, L -потужність зони течії). Саме тому в'язкі розломи в полі виглядають як надзвичайно стоншені та розтягнуті пачки порід. Механізм лінеаризації розглядається як наслідок площинної в'язкої здвигової (ламінарної) течії [113, 170, 238].

Складки ламінарної (здвигової) течії – утворюються в результаті поперечного до поверхонь нашарувань пластичного сколювання і частково пластичного вигину з волочінням вздовж площин такого сколювання (рис. 1.13).

Виникнення таких структур розглядається як наслідок ускладнення цього процесу біфуркацією (скачкоподібною зміною параметрів, величини та характеру деформації на окремих ділянках здвигового потоку), яка визивається літологічною (і відповідно в'язкісною) неоднорідністю середовищ, а також пульсаційним характером зміщень [113, 170, 238, 273].

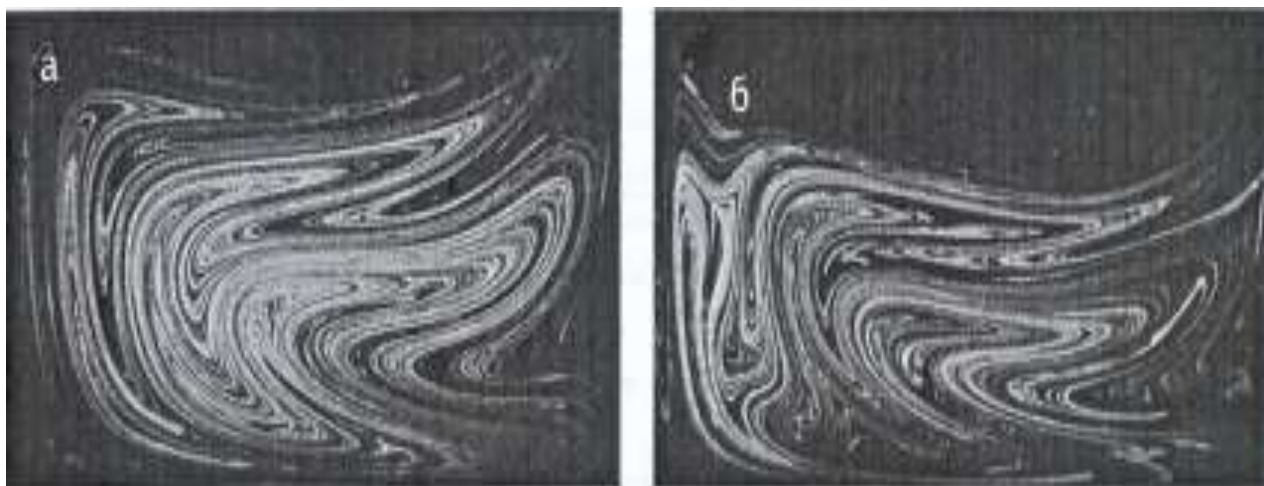


Рис. 1.13. Результати знакозмінного здвигання моделі (гліцерин із мікрошматочками алюмінієвого пилу): а — п'ять циклів, б — шість циклів [273]. Здвигання по горизонталі вздовж більшої сторони прямокутника, вертикальні стінки камери обмежують рух з боків, що порушує нормальну однопланову складчастість на обох кінцях моделі. Розмір моделі вимірюється сантиметрами

Вторинні монокліналі фіксують осьові, що маркуються найвищими (VIII – X) тектонофаціями, частини в'язких розломів (рис. 1.10). Їх характерною формою внутрішньої організації є *вторинна шаруватість*, яка представляє собою паралельне перешарування надзвичайно сильно сплюснених і розтягнутих первинних і вторинних мікро- й мезотіл. Провідними кінематичними одиницями таких структур є кліважний мікролітон або мікросмугастість. Складки (за виключенням більш пізніх) у вторинних монокліналях в ТФ VIII ізоклінізовані, в ТФ IX дезінтегровані й представлені фрагментами, а в ТФ X взагалі зникають.

Крупні, з шириною в десятки кілометрів, подібні монокліналі прийнято називати *зонами зім'яття* [113, 170, 176, 238].

Тектонічний меланж — тектонічна суміш, що складена кліважним або сланцюватим матриксом і затертими в цій масі лінзовидних тіл — продуктів

тектонічного розлінзування і будинажу некомпетентних у відношенні кліважування й розсланцювання порід [113, 122-124, 170, 238].

Тектонічний потік – гідродинамічне відображення головної структурної тріади, що виражене паралельним розміщенням в'язких розломів, кліважу (або сланцюватості й смугастості) та осьових поверхонь складок прирозломного вигину чи ламінарної течії [113, 173, 238].

Тіні тиску – ділянки геологічного середовища, які захищені від дії деформацій здвигу/стиснення, або ділянки відносно понижених деформаційних тисків (рис. 1.7, 14).

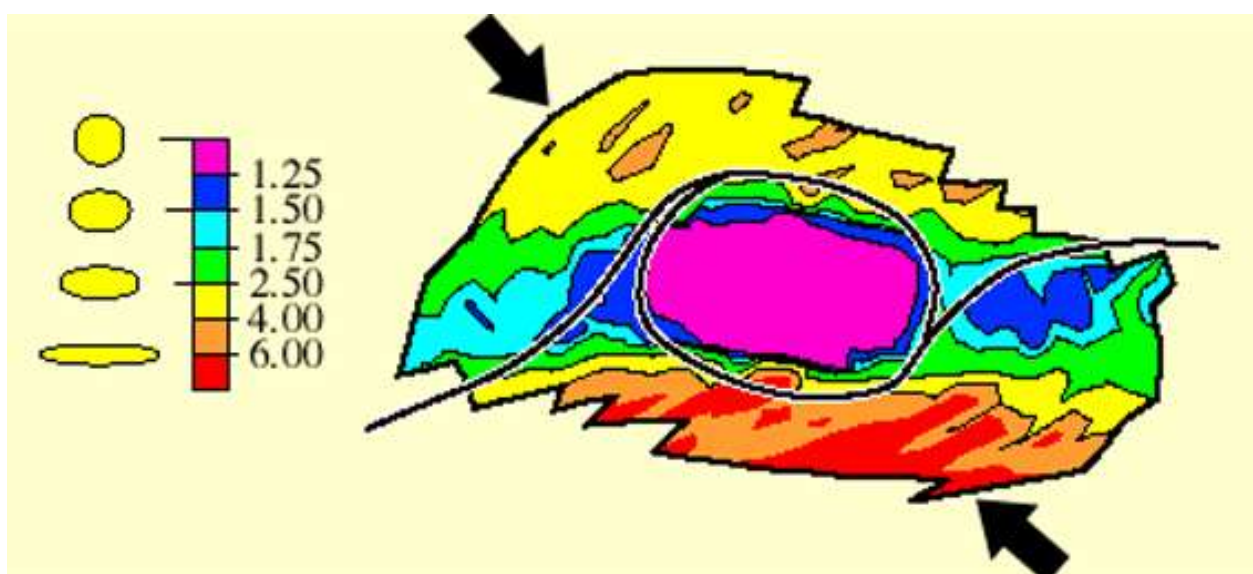


Рис. 1.14. Розподіл деформаційних напружень в деякому об'ємі геологічного середовища під дією тектонічного тиску. Стрілки – напрямок дії тектонічних напруг. Ліворуч – шкала інтенсивності тиску та відповідно утворені схематизовані форми геологічних тіл [274]

Неоднорідність розподілу тектонічних напруг створюють тектоно-геохімічні системи, в яких відбувається *перерозподіл породоутворювальних та рудних компонентів* з формуванням високих їх концентрацій [6, 10, 16, 42, 55, 58, 136, 190, 198, 200, 220, 236, 271] (рис. 1.15).

З кожним етапом деформацій формується нова генерація дислокаційних структур [1, 12, 14, 56, 64, 77, 112, 156, 171, 197, 220, 251] (рис. 1.7), при цьому головні нормальні напруги співпадають з кінематичними осями структур:

максимального здавлювання σ_c – з віссю **c**, мінімального σ_a – з віссю **a**, σ_b – з віссю **b**.

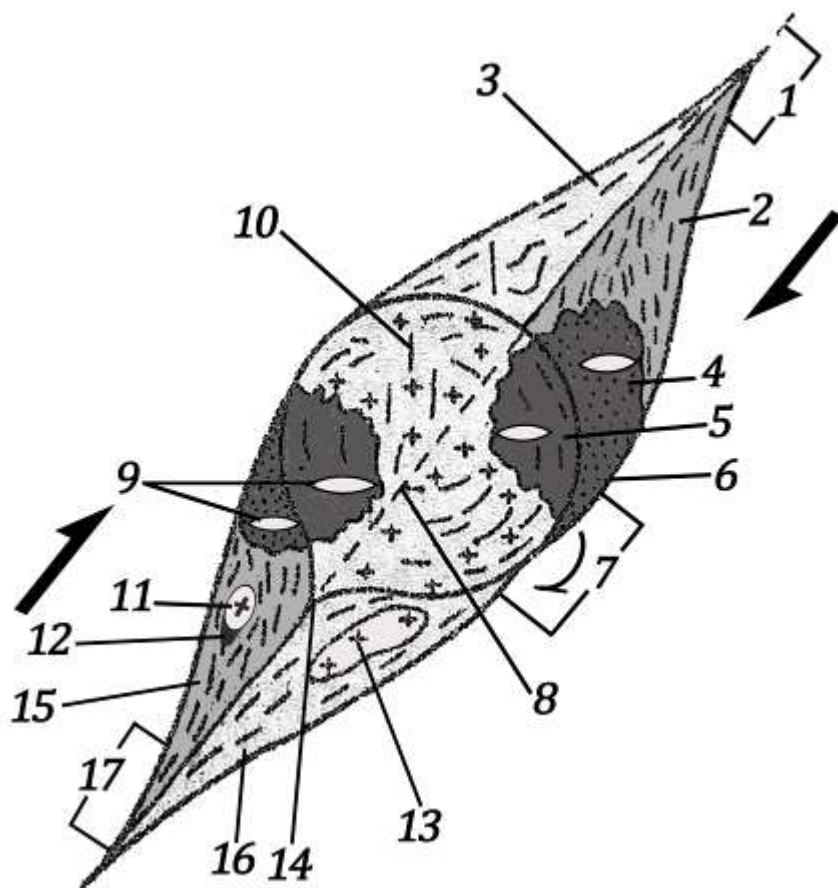


Рис. 1.15. Схема структурних позицій рудолокалізуючих систем відповідно розподілу областей різних станів напруженості [198]. Области: 1 – переходу розриву в зону пластичної деформації; 2, 3 – пластичних деформацій при підвищених (2) і понижених (3) тисках; 4 – концентрованого навантаження в зоні пластичних деформацій; 5 – концентрованого навантаження в ядрі; 6 – переходу зони пластичних

деформацій в зону прокручування; 7 – тертя прокручування; 8 – серединний розлом; 9 – тріщини відриву; 10 – тріщини сколу; 11 – ядра малих лінзовидних структур і 12 – їх обрамлення; 13 – гранітні масиви; 14 – виклинювання ядер; 15, 16 – межі областей пластичної деформації при підвищених (15) та понижених (16) деформаційних тисках; 17 – інтенсивної пластичної деформації. Стрілки – напрямки здвигового зміщення блоків

Якщо початкове положення осей **a** докембрійських структур і мало певний кут до σ_a , то з часом в умовах нижньопротерозойської лінеаризації відбувається їх ротація до стану паралельно (//) σ_a [169-171].

Цифри ізотопного віку за акцесорними мінералами відображають моменти прояву тектонічних трансформацій в докембрії. Це твердження базується на наступному: акцесорії як такі, що є продуктом особливостей хімізму, симетрії геологічного об'єму, його P-T умов [4, 23, 106, 109, 165, 252] зазнавали метаморфогенних змін одночасно з породоутворювальними мінералами, які формують докембрійські дислокаційні структури. Це підтверджують і авторські

дослідження, з яких слідує, що розміри індивідів циркону, подовженість, насиченість кольору підпорядковані таким же атрибутам породоутворювальних мінералів [158] та, переважно, містяться в комірках мікроструктурного малюнку, які ідентифіковано як приздвигові тіні тиску.

1.2 Методи досліджень

Як зазначено у вступній частині роботи, при вирішенні завдань застосовано комплексний підхід вивчення параметрів докембрійських структур УЩ. Він включає опрацювання й аналіз вихідної інформації: геолого-геофізичних даних з виробничих звітів та опублікованих матеріалів, польової документації кінематичних індикаторів й структурного картування з застосуванням методів структурно-парагенетичного аналізу.

Структурно-парагенетичний аналіз, як поглиблена версія структурного аналізу та його складові, такі як морфологічний, кінематичний і динамічний аналізи, надають можливість уточнення й поглиблення знань про морфологію геологічних структур, дозволяють реконструювати й охарактеризувати (якісно, а в деяких випадках кількісно) процеси структуроутворення [77, 87, 113, 115, 122-126, 171, 192, 275]. Зокрема, визначити механізми формування структурних парагенезисів на різних рівнях структурної організації, Р-Т умови їх становлення, виділити просторово-часові ряди, стадійність структуроутворення досліджуваних об'єктів.

Морфологічний аналіз включає опис геометрії й речовинного наповнення геологічних тіл, їх просторового положення та співвідношення одне з іншим.

Кінематичний аналіз дозволяє вивчити рухи і деформації гірських порід. Повний кінематичний аналіз надає можливість визначення (або реконструкції) просторового положення та стану об'єкту до деформації. Іншими словами, потрібно оцінити напрямок переміщення, обертання та зміну форми (визначити еліпсоїд деформації) [87, 113, 192, 275].

Динамічний аналіз (або стрес-аналіз) установлює взаємозв'язки між кінематичною картиною і силами, що її визвали, тобто призваний визначить напрямки і (по можливості) величину сил, які діяли (напруг).

Вирішення задач кінематичного і динамічного аналізів ґрунтується на дослідженні механізмів деформацій гірських порід. В залежності від термодинамічних умов і умов навантаження в одних і тих же породах виникають різні деформаційні процеси, які можуть бути установлені на основі петротектонічного, або *мікроструктурного аналізу* [56, 87, 113, 192, 275].

В рамках власне *структурно-парагенетичного аналізу* проводяться виділення структурних (структурно-речовинних) парагенезисів (асоціацій, ансамблів, рядів структур), які відображають еволюцію досліджуваного сегменту земної кори, також – комплексна інтерпретація стадійності й етапності їх формування, просторової латеральної і вертикальної мінливості [77, 87, 113, 115, 122, 171, 192, 275].

Методи структурного аналізу численні [87, 113, 192, 275]. Це такі групи методів:

а) морфологічні, які дозволяють реконструювати просторове положення структурних елементів на основі статистичного аналізу, інтерполяцій та екстраполяцій;

б) генетичні та (або) парагенетичні, в яких сукупність даних геологічних спостережень лежить в основі кінематичних, динамічних і еволюційних реконструкцій структуроутворення;

в) експериментальні, в яких висновки про умови утворення структур та їх еволюції базуються на результатах моделювання природних деформаційних процесів.

В рамках структурного аналізу ці методи тісно взаємопов'язані, адже висновки генетичного аналізу опираються на експериментальні дані, а умови експериментів зазвичай задаються з ціллю вивчення певного процесу структуроутворення (наприклад складчастості) або певної тектонічної ситуації (наприклад рифтогенезу).

Із групи морфологічних методів нами застосовано методи геологічного картування та аналізу орієнтацій структурних елементів з застосуванням стереографічних проекцій.

Геологічне картування є тим інструментом, який дозволяє установити будову досліджуваної ділянки земної поверхні і екстраполювати ці дані на глибину (інколи, опираючись на дані геофізичних досліджень та буріння). Картування проводилося завдяки опису відслонень, тобто фіксування форм геологічних тіл з замірами елементів залягання геологічним компасом, їх внутрішньої будови, співвідношень тіл між собою, їх речовинного наповнення у супроводі відбору зразків (в тому числі орієнтованих). В ході геологічного, особливо геолого-структурного картування занотовується величезна кількість інформації, яка не може бути повністю відображеною на карті. Тому застосовувалися зарисовки й фотографування ключових ділянок і відслонень з залученням статистичних методів опрацювання даних для визначення закономірностей орієнтацій структурних елементів.

Метод аналізу орієнтацій структурних елементів з використанням стереографічних проекцій. Нами застосована стандартна рівноплощинна екваторіальна сітка, або сітка Шмідта. Це проекція на площину сфери з нанесеними на неї умовними меридіанами й паралелями [87, 113, 192, 275]. Для зображення на такій сфері площинних і лінійних дислокаційних структур застосовані польові заміри їх елементів залягання. Частина проекцій структурних елементів на сітку виконана вручну, частина за допомогою програми StereoNett 2.46.

Для відображення проекції лінійної структури, уявна сфера поміщалася так, щоб через її центр проходила досліджувана лінія, то точка, де ця лінія проектується на сферу, буде визначати її просторове положення графічно.

Подібним чином положення площинної структури визначається лінією перетину цієї площини з поверхнею сфери, центр якої міститься в даній площині. При проектуванні зазначена лінія перетину відображається у вигляді дуги. Дугові проекції нами застосовано на узагальнюючих проекціях. При проекціях, де

винесена велика кількість польових замірів використано точки полюсів площин, або проекції нормалей досліджуваних площин.

Окрім геометричних задач стереографічні проекції залучено *методом відновлення кінематичних і динамічних осей*. Цей метод відноситься до групи генетичних методів. Напруги розтягу реставрувалися за довгою віссю досліджуваних структур (*a*); максимального здавлювання – за короткою віссю (*c*); вісі ротації – за середньою віссю (*b*) [169-171].

Мікроструктурним (петротектонічним) методом [56, 87, 113, 192, 274] проводилися ідентифікація структур і текстур гірських порід, їх морфологічний опис та класифікація, інтерпретувалися механізми й умови утворення, визначалися участь деформаційних петро-структуротворчих процесів в загальній структурно-речовинній еволюції досліджуваного району. Для таких досліджень виготовлялися аншліфи та шліфи із зразків (та орієнтованих зразків у двох перетинах, що відповідають головним деформаційним площинам) кристалічних порід в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України; також досліджувалися зрізи керну свердловин люб'язно наданого співробітниками КП «Кіровгеологія». Шліфи вивчалися під звичайним оптичним поляризаційним мікроскопом з визначенням мінерального складу порід, розміру мінеральних зерен й ступеню їх подовженості та впорядкування, послідовності формування мінеральних парагенезисів, їх взаємовідношень тощо.

Також оптичними методами, зокрема під бінокуляром, вивчалися зерна цирконів, що були відібрані зі складових деяких масивів гранітоїдів. Складові масивів різнилися одна від одної структурно-текстурно та речовинно. Циркони були розділені на фракції, в кожній фракції вивчалися відсоткові вмісти того чи іншого різновиду циркону; кожен з різновидів описувався за формою, подовженістю, кольором, прозорістю, блиском тощо відповідно до рекомендацій робіт [23, 33]. Такий метод дозволив встановити наступне. Всі зафіксовані ознаки цирконів свідчать, що формування цих мінералів підпорядковане тим же процесам, які призвели до становлення геологічних тіл більш низьких рангів – знакозмінним здвиговим процесам при високих Р-Т умовах.

В окремих випадках для визначення p - t -параметрів досліджуваних структур були залучені *інструментальні дослідження мінеральних пар* (Gt-Bt), що проведені на растровому електронному мікроскопі JSM-6700F О.А. Вишневським; розрахунки та визначення p - t -параметрів – В.О. Вільковським (ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України).

Також для гранітоїдів окремих мегаблоків УЩ були проведені повні хімічні силікатні аналізи, які виконано *хімічним методом* у лабораторії аналітичної хімії ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України (аналітик О.П. Красюк). Гранітоїди, що аналізувалися попередньо було ідентифіковано з певними генераціями дислокаційних утворень. Синтез таких досліджень надав змогу простежити зміни складу різновікових гранітоїдів, як складових докембрійських структур; а отже, в певній мірі підтвердити взаємозалежність тектонічних деформацій зі змінами хімічного складу докембрійських утворень.

Метод тектонофацій, або встановлення ступеню дислокаційних перетворень відносять до групи генетичних методів структурно-парагенетичного аналізу [87, 112, 171, 274]. Даним методом визначалися природні ознаки ступенів структурно-речовинних перетворень докембрійської основи. Це наступні ознаки:

- форма та параметри деформованих мікро- та мезотіл, що можуть слугувати природніми еліпсоїдами деформацій;
- речовинні – за характером мінерально-структурних змін, прямо чи непрямо пов'язаних з деформацією;
- мікродислокаційні – за характером та інтенсивністю механічного руйнування, кліважування, розсланцювання, розгнейсування та інших подібних перетворень;
- мезодислокаційні – за характером структурних перетворень та зміни форм залягання геологічних тіл на мезорівні;
- макродислокаційні – за характером структурних перетворень середовищ та ступенів їх лінеаризації при деформації на макрорівні [87, 112, 171, 274].

Із групи експериментальних методів нами застосовано *метод «природнього» моделювання*. В якості моделей структуротворення слугували

численні природні структурні малюнки у відслоненнях та кар'єрах. Вони дозволяють спостерігати і вивчати еволюцію структур та визначати просторово-часові взаємозв'язки кінематичних й динамічних параметрів в реконструйованому процесі структуроутворення.

Висновки до Розділу 1

1. Проведено збір та аналіз різнопланової інформації про методики та методи вивчення глибокометаморфізованих й дислокованих комплексів докембрію.

2. Висвітлені теоретичні та практичні аспекти роботи, які, за визнанням багатьох дослідників, є найбільш об'єктивними й результативними щодо розкриття мети й вирішення завдань дисертації.

3. Обґрунтовано, що розшифровка докембрійських структурних малюнків як результату прояву геодинамічних процесів минулого є можливою за застосування комплексу методів досліджень: геофізичного, структурного, петрографічного, геохімічного й інших та цілеспрямованого, узагальнювального переопрацювання за єдиним принципом матеріалів цих наук. Адже в сполученнях структур (парагенезах) та їх просторово-часових рядах зафіксовані дані про речовинно-деформаційну історію різних сегментів земної кори.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНИЙ АНАЛІЗ ДОКЕМБРІЙСЬКОГО СТРУКТУРНОГО ПЛАНУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА У ЗВ'ЯЗКУ З ВСТАНОВЛЕННЯМ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ РОЗМІЩЕННЯ РУДНИХ ОБ'ЄКТІВ

2.1 Волинський мегаблок

У межах Волинського мегаблоку УЩ автором досліджено окремі його фрагменти, що відповідають частинам Новоград-Волинської западини, її північного обрамлення, Тетерівського прогину та Овруцької грабен-синкліналі, за [96], (ділянки 1 – 4 на рис. 2.1).

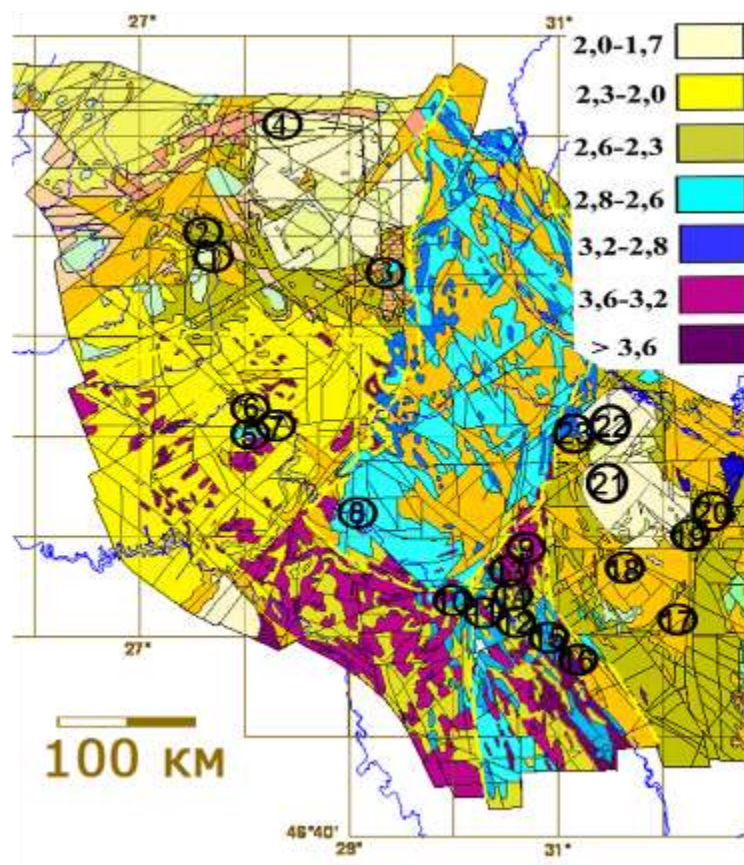


Рис. 2.1. Карта фактів західної частини УЩ, на основі схематичної геологічної карти із [96]. Кружечки з цифрами – місцезнаходження ділянок детальних досліджень та їх номери. Вверху праворуч – вікова шкала в млрд роках

2.1.1 Короткий огляд досліджень попередниками частини кристалічного фундаменту, що відповідає Новоград-Волинській западині та її обрамленню. Ю. Ір. Половінкіна гнейсові породи УЩ об'єднувала в архейську гнейсову серію. Найбільш древніми складовими серії, за даними Ю. Ір. Половінкіної, є породи побузької (переважно гіперстен-плагіоклазові кристалічні сланці та біотит-плагіоклазові гнейси) та інгульської світ (переважно біотит-плагіоклазові гнейси). Дещо молодшими є породи дністровсько-бузької світи – піроксен-плагіоклазові кристалічні сланці та гнейси. Кутових неузгіджень між світами не зафіксовано [184]. Переважне простягання порід зазначених світ північно-західне, рідше меридіональне. Метаморфізм їх відповідає гранулітовій фації метаморфізму. Ще молодшими є породи тікицької світи – біотит-плагіоклазові та амфібол-плагіоклазові гнейси. Світа складчаста; простягання її меридіональне; взаємовідношень з більш древніми світами не встановлено. Метаморфізм порід відповідає амфіболітовій фації метаморфізму. Після формування порід тікицької світи відбувається інтенсивна складчастість та гранітизація. Прогини в яких формуються породи наймолодшої тетерево-бузької світи мають субширотну орієнтацію. Світу виділив В.І. Лучицький, звернувши увагу на те, що її строкаті породи зустрічаються сумісно та приурочені до певних ділянок гнейсової товщі [184]. “Тетерево-бугская свита располагается на размытой поверхности более ранних свит, при этом залегает на разных свитах и с несомненным угловым несогласием... для свиты характерен весьма пестрый состав, значительно более тонкая слоистость, чем в более ранних свитах, – нередко всего 2-3-сантиметровая мощность чередующихся прослоев совершенно различного состава; в составе свиты характерно участие мрамора, карбонатно-силикатных пород, графитовых гнейсов, сланцев, кварцитов и богатых глиноземом силлиманит-, кордиерит- и шпинельсодержащих пород наряду с биотит-плаггиоклазовыми и кварцитсодержащими амфибол-плаггиоклазовыми и проксен-плаггиоклазовыми гнейсами.

... в бассейне р.Случь, в незначительном развитии известны серые и светло-серые мелкозернистые кристаллические сланцы, которые уже не следует называть

гнейсами, так как они по размерам зерна не соответствуют последним. По минералогическому составу среди них устанавливаются биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы, графитовые сланцы и кварциты...

Эти породы впервые были описаны польскими геологами П. Радзишевским и Ст. Малковским и названы ими маренинскими сланцами по с. Маренино, вблизи которого они развиты. Мы сохраняем это название и предлагаем называть сложенную этими сланцами свиту маренинской. Стратиграфическое положение ее не ясно и взаимоотношения с другими свитами не установлены. Есть некоторые основания считать ее более молодой, чем тетерево-бугская свита, поэтому мы помещаем ее в самом верху стратиграфической колонки украинской гнейсовой серии и полагаем, что она венчает накопление архейских суперкрустальных толщ.

Маренинская свита складчата; характер складчатости такой же, как у тетерево-бугской свиты. Метаморфизм пород обеих свит также одинаков. Возможно, что маренинская свита не является самостоятельной и представляет собой лишь верхние горизонты тетерево-бугской свиты” [184]. Увага акцентується на маренинських сланцях, так як вони, за цитованою роботою, вивчаються Новоград-Волинську западину, що вивчалися автором.

В стратиграфічній схемі 1970 р. [204] тетерево-бугська серія розділена на дві – більш древню бугську і більш молоду – тетерівську; бугська, приазовська, інгулецька і тетерівська серії розчленовані на світи. Тетерівська і криворізька серії виділені як стратотипи протерозою. Перша з них розчленована на нижню станишівську (городську) та верхню кочерівську світи. “По-видимому, к станишовской свите относятся и маренинские сланцы на р. Случь, положение которых до сих пор не выяснено. Возможно они синхронны криворожской серии.

Кочеровская свита залегает несогласно на станишевской. Она образует вытянутую в меридиональном направлении синклинальную складку...” [204].

М.П. Семененком, А.Я. Хатунцевою та ін (1970) у межах Волинської частини УЩ для метаморфогенних утворень виділено лептитову та гнейсову формації. Остання розвинута на території Новоград-Волинської зони, де відома як

гнейсова товща басейну р. Случ тетерівської серії. До гнейсової формації віднесено такі породи: роговики, епідозити, мікрогнейси, гнейси дрібнозернисті та амфіболіти. “... гнейсы этого района являются лишь более глубоко метаморфизованными до гнейсовой ступени породами микрогнейсовой толщи, метаморфизм которой соответствовал ступени высокотемпературных роговиков и микрогнейсов... При любой трактовке гнейсы представляют собой бесспорно наиболее древние образования этого региона [66]. Цими дослідниками наведено три групи цифр абсолютного віку гнейсів. Для мікрогнейсів – 2540 млн років, але цифра підлягає сумніву та надана інша – 1925-1790 млн років. “Значительные колебания цифр возраста биотита из гнейсов (1990-1505) могут отражать либо действительные различия во времени метаморфизма гнейсовой толщи, либо будучи связанными в некоторых случаях лишь с частичной потерей аргона не отбивают точно даже и времени метаморфизма. Более уверенно можно говорить о нижних пределах цифр, отбивающих проявление метаморфизма возрастом 1505–1640 млн лет, совпадающего как это будет показано ниже, с возрастом биотитов из осницких гранитов” [66].

В стратиграфічній схемі 1983 р. [205] виділено новоград-волинську товщу, що розміщена вище городської як можливий аналог клесівської серії.

В роботі [32] стверджується: “... субвулканические породы новоград-волинской толщи, представленные микрозернистыми биотит-плагиоклазовыми ортогнейсами, прорывают интенсивно дислоцированные, расланцованные и смятые в складки мелко- и среднезернистые биотитовые плагиогнейсы и полимигматиты тетеревской серии”. Для мігматитів спостережено дві генерації лейкосами гранітного складу: “... ранняя, согласная со сланцеватостью гнейсов, участвует в складчатости и прорывается ортогнейсами новоград-волинской толщи; поздняя представленная жилами разной ориентировки, секущими сланцеватость гнейсов и прорывающими ортогнейсы новоград-волинской толщи...”

По химическому составу описываемые ортогнейсы новоград-волинской толщи соответствуют кислым вулканическим породам нормального ряда...

Процессы гранитизации и метаморфической переработки в исследованных ... породах ... проявились неравномерно и выразились в частичной калишпатизации, мусковитизации, бластезе приведшем к укрупнению зерен... На химическом составе указанные процессы выразились в возрастании общей щелочности”. З відзначеними процесами переробки порід новоград-волинської товщі пов’язана кристалізація нової генерації циркону. В цій же роботі надаються три групи цифр абсолютного віку: 2410 ± 15 млн р – час формування вулканітів новоград-волинської товщі; 2060 ± 20 – час прояву процесів метаморфізму та гранітизації; 1500-1700 млн р – “... это не соответствует времени формирования ни гнейсов тетеревской серии, ни метавулканитов новоград-волинской толщи, ни гранитов кировоградско-житомирского комплекса, отражая время каких-то более поздних событий... Это свидетельствует о том, что даже после становления гранитов кировоградско-житомирского и осницкого комплекса температура пород в пределах блока оставалась достаточно высокой на протяжении длительного времени (более 300-400 млн лет), либо, что в интервале 1,5-1,7 млрд лет тому назад породы, слагающие блок, испытали достаточно сильный, но относительно кратковременный прогрев...

Становление вулканитов новоград-волинской толщи происходило существенно позднее, чем формирование гнейсов тетеревской серии. Не исключено, что последние претерпели метаморфические преобразования до внедрения метавулканитов.

Вулканогенные породы новоград-волинской толщи (около 2,4 млрд лет) существенно оторваны по времени формирования от вулканогенных образований клесовской серии (около 2,0 млрд лет). Поэтому включение пород новоград-волинской толщи в состав клесовской серии лишено основания” [32]. В цій же роботі наводяться цифри віку метаморфізму порід тетерівської серії – 2,0-2,1 млрд років.

В Кореляційні хроностратиграфічній схемі 2004 р. [96] найдавнішими породами в межах Волинського мегаблоку вважаються гнейсово-кристалосланцеві утворення дністровсько-бузької серії архею, що умовно

виділені в зоні південного екзоконтакту Коростенського плутону й усередині його. “Основну частину супракрустального розрізу представлено палеопротерозойською тетерівською серією, що розчленовується на три світи (знизу вгору): василівську (гнейси біотитові, амфібол-біотитові, амфіболіти, гнейси і сланці гранат- і силіманітвмісні); городську (біотитові, двослюдяні, фібrolіт-біотитові та гранат-біотитові гнейси, графіт-біотитові кристалосланці) з одновіковою новоград-волинською товщею (метавулканіти основного, середнього та кислого складу – біотитові та амфібол-біотитові мікрогнейси з бластопорфіровою структурою (вік 2430 млн р.), амфіболізовані діабазиди, амфіболіти) і кочерівську (карбонатні породи, гнейси амфіболові, діопсидвмісні та амфіболіти).

Найдавніші ультраметаморфічні утворення на території мегаблоку представлено плагіомігматитами та плагіогранітами шереметівського комплексу, вік яких за непрямыми даними визначено як наближений до 2500 млн р. Значно молодшими за них є ультраметаморфічні гранітоїди бердичівського та житомирського комплексів (2080–2020 млн р.). На території мегаблоку відомі тільки окремі виходи бердичівських гранітів. В той же час гранітоїди житомирського комплексу мають дуже широкий розвиток. Це різні за зовнішнім виглядом і структурою біотитові та двослюдяні плагіоклаз-мікроклінові граніти і пов’язані з ними апліт-пегматоїдні граніти і пегматити.

Інтрузивні утворення палеопротерозою представлено метагаброїдами нарцизівського комплексу, що є серед них найдавнішими, перидотит-піроксеніт-горнблендит-габронорит-монцодіорит-монзоніт-гранодіоритовою асоціацією порід букинського комплексу (2060–1980 млн р.) і троктоліт-габронорит-габровою асоціацією порід прутівського комплексу (1990 млн р.)” [96].

“А. Я. Хатунцева с соавторами выступила с основательной статьей, в которой детально охарактеризовали найденные ими в новоград-волинской толще образования, названные вулканическими бомбами и лапилли. Эти образования... представленны вулканогенными и туфогенными породами основного, среднего и кислого состава. По нашему мнению [248], эти бомбы представляют собой

прослой известково-силикатных кристаллосланцев, будинированные, тектонически обоваленные и зонально проработанные в следствии метасоматоза... В данном случае признание невулканического происхождения овалоидов ставит под сомнение вулканическое происхождение новоград-волинской толщи в целом. Более того, поскольку эти овалоиды имеют первично-гранулитовое происхождение... логично возникает предположение: не является ли новоград-волинская толща продуктом переработки гранулитового слоя?» [248].

За [175] тектонічний узор ділянки, що розміщена між містами Житомир (на південному сході) та Новоград-Волинський (на північному заході) сформовано чотирма структурними парагенезисами різних напрямків. Парагенезис Іа представлено смугастістю та сланцюватістю, що орієнтована по азимуту (Аз) 310-320° при падінні на південний захід 30-40°. «Степень метаморфизма пород, подвергшихся линеаризации на этом этапе, амфиболитовая, переходная от низко- к высокотемпературной... Ширина зоны линеаризации сопоставима с размерами Волыно-Подольского блока (первые сотни километров)... » [175, с. 168].

Парагенезис Іб представлено малопотужними (перші метри) зонами, які сформовані мілонітами, бластомілонітами та кристалізаційною сланцюватістю, що їх супроводжує. Шви тектонітів даного етапу за простяганням співпадають з площиною **ав** (головна площина зміщення) етапу Іа, але мають більш круте падіння — до 70-80°. «Зеленосланцевая фация метаморфизма пород, линеаризованных в этап Іб, ширина зон линеаризации (первые десятки метров) свидетельствуют об условиях подновления структур направления І...» [175, с. 168].

Для парагенезису Іа характерні шовна асиметрична складчастість та відсутність мілонітових і катаклазитових швів. Азимут простягання площини лінеаризації 330-340°, падіння на південний захід під кутом 30-60°. Ширина зони лінеаризації 8-10 км. Метаморфізм порід в її межах відповідає амфіболітовій фації, перехідній від низько- до високотемпературної ступені.

На етапі Пб відбулося підновлення структур по напрямку Па, але падіння утворень даного етапу більш круте – $70-80^\circ$ на південний захід. Це тектоніти, що виникли при лінеаризації порід в умовах зеленосланцьової фації. Потужності таких зон сягають в перші десятки метрів.

Парагенезис III представлено ізоклінальними складками і малопотужними тектонічними швами (десятки сантиметрів) зі смугами лінеаризації вздовж них, які потужностями сягають перших метрів. Метаморфізм порід відповідає зеленосланцьовій фації, азимут простягання зон $60-70^\circ$ з падінням на північний схід під кутом $70-80^\circ$ [175].

Парагенезис IV представлено крихкими зонами підвищеної тріщинуватості порід, що трасуються в гравіметричному полі. Частина з них успадковує напрямки I, II, III, але слабше виражені. Найкраще проявлені зони тріщинуватості широтного простягання та вертикального падіння з потужностями в перші сотні метрів. Значні переміщення та метаморфізм в їх межах відсутні [175].

За [160] відклади новоград-волинської товщі є верхньою частиною тетерівської серії, які залягають згідно. Породи товщі фактично не мігматизовані, тоді як інші складові серії повсюди мігматизовані і гранітизовані й не рідко спостерігаються у вигляді різноманітних за величиною ксенолітів. Нижня межа новоград-волинської товщі проводилася по переважанню в складі порід суттєво біотитового складу, а також по появі графітовмісних та глиноземистих гнейсів [160]. Породи тетерівської серії метаморфізовані в амфіболітовій та епідот-амфіболітовій фаціях регіонального метаморфізму, проявленого 2300-2100 млн років тому. Збереженість порід новоградської товщі в опущеному тектонічному блоці пояснює присутність на одному гіпсометричному зрізі порід з різною ступінню гранітизації й метаморфізму. Потужність товщі достовірно невстановлена, імовірно – не менше перших кілометрів [160]. Зазначеним опущеним блоком є Новоград-Волинська западина. Її тектонічними обмеженнями є фрагменти Центрального розлому північно-західного простягання, Случанського – меридіонального простягання і Суємецько-Романівського – північно-східного напрямку. Відносно району робіт [160], це структури першого

порядку, що проявлені як зони тектонічних швів загальною шириною до десятків кілометрів, які добре проявляються в геофізичних полях [160].

В регіональному гравітаційному полі Новоград-Волинська западина виділяється негативною аномалією, з якою в цілому в плані співпадає магнітна аномалія з інтенсивністю 200-600 нТл [160].

За [34] вік гнейсів новоград-волинської товщі 2100 млн років (Rb-Sr метод); гранітів, що розвинені в Новоград-Волинській западині (Новоград-волинських, сусловських, жильних) коливається в межах 2043-2067 млн років (U-Pb метод).

Отже, маємо як мінімум три версії щодо становлення Новоград-Волинської западини та комплексів її обрамлення, а новоград-волинська товща синусоїдально “мігрує” по стратиграфічній шкалі від верхів тетерівської серії – 1900-1800 млн р. (1967 р., 1983 р. ...) до низів – 2430-2200 млн р (1970 р., 2004 р.). Зазначене вважаємо своєрідним підтвердженням наших досліджень (детальніше відображено нижче), якими встановлено що, внутрішнє наповнення Новоград-Волинської структури сформоване структурно-речовинними парагенезисами як мінімум чотирьох етапів дислокаційних перетворень порід. Петрографічна характеристика наповнення, в даному випадку порід новоград-волинської товщі та гранітоїдів, що з ними асоціюють доволі повно надана в роботах попередників.

2.1.2 Новоград-Волинська западина. В межах фрагменту кристалічного фундаменту, що відповідає об’єму метаморфогенних порід Новоград-Волинської “западини” та її безпосереднього обрамлення проведені детальні геолого-структурні дослідження на двох ділянках (1, 2 на рис. 2.1, чи I, II на рис. 2.2). У кордонах ділянки 1 (I) мали місце 28 детальних точок спостережень (ТС); на ділянці 2 (II) – 15 ТС. В кожній з таких точок проводились: від 10-ти до 50 замірів елементів залягання дислокаційних структур: смугастості, лінійності, розміщення лінз та будин тощо; опис структур, їх мінерального складу та взаємовідношень; виконання зарисовок, фото та виніс даних на польову карту. За результатами таких робіт встановлено, що досліджувані фрагменти кристалічного фундаменту сформовано різновіковими, накладеними одна на іншу, генераціями

дислокаційних структур (рис. 2.3-2.21) [146]. Тому далі Новоград-Волинську “западину” називаємо структурою.

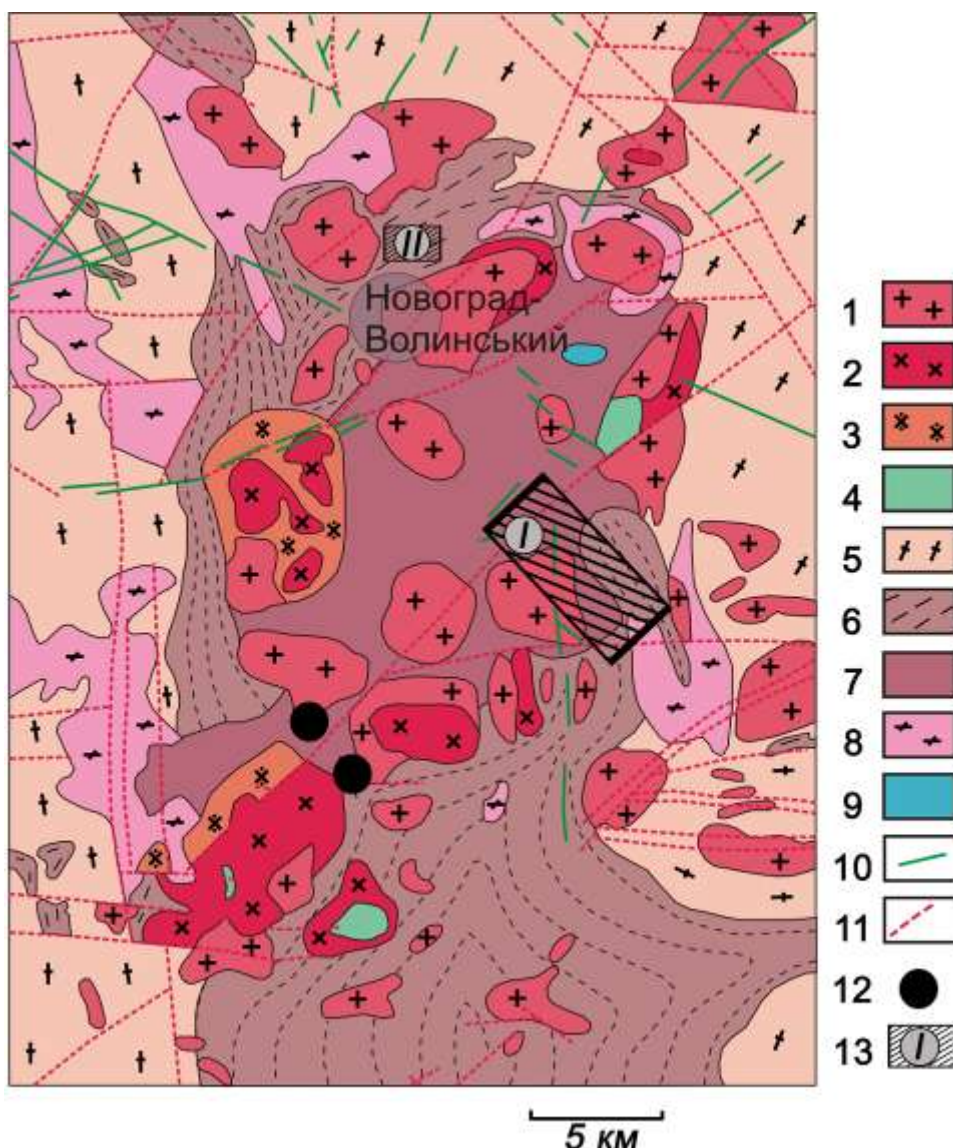


Рис. 2.2. Схематична геологічна карта району м. Новоград-Волинський за даними [69, 160]. 1 – гранітоїди житомирського комплексу; 2 – діорити житомирського комплексу; 3 – грано-діорити шепетовські; 4 – габроїди нерозчленовані; 5 – мігматити житомирського комплексу; 6 – метаморфічні породи тетерівської серії; 7 – метаморфічні породи новоград-волинської структури; 8 – плагіомігматити житомирського комплексу; 9 – мафіт-ультрамафіти Романівського масиву; 10 – дайки долеритів та метадолеритів; 11 – розломні зони; 12 – рудоперспективні дільниці; 13 – ділянки детальних досліджень та їх номери

Структури генерації-1 представлено тонкою, від перших міліметрів до 2-х сантиметрів потужністю, розліноюю смугастістю північно-східного до широтного простягання, що бере участь у внутрішній будові лінзоподібних тіл та

будин (рис. 2.3, 4 та Б.2.5, де Б – додаток Б). Розміри таких тіл варіюють від декількох сантиметрів до перших метрів з *a:c* від 3-х до 7-ми. Лінзи та будини доволі розосереджені між собою, а їх конфігурація та просторове розміщення підпорядковані структурному плану сланцюватого матриксу. Речовинно зазначені тіла відповідають складу амфібол-біотитових гнейсів (інколи хлоритизовані), лейкократових гранітоїдів та польовошпатових кварцитів.

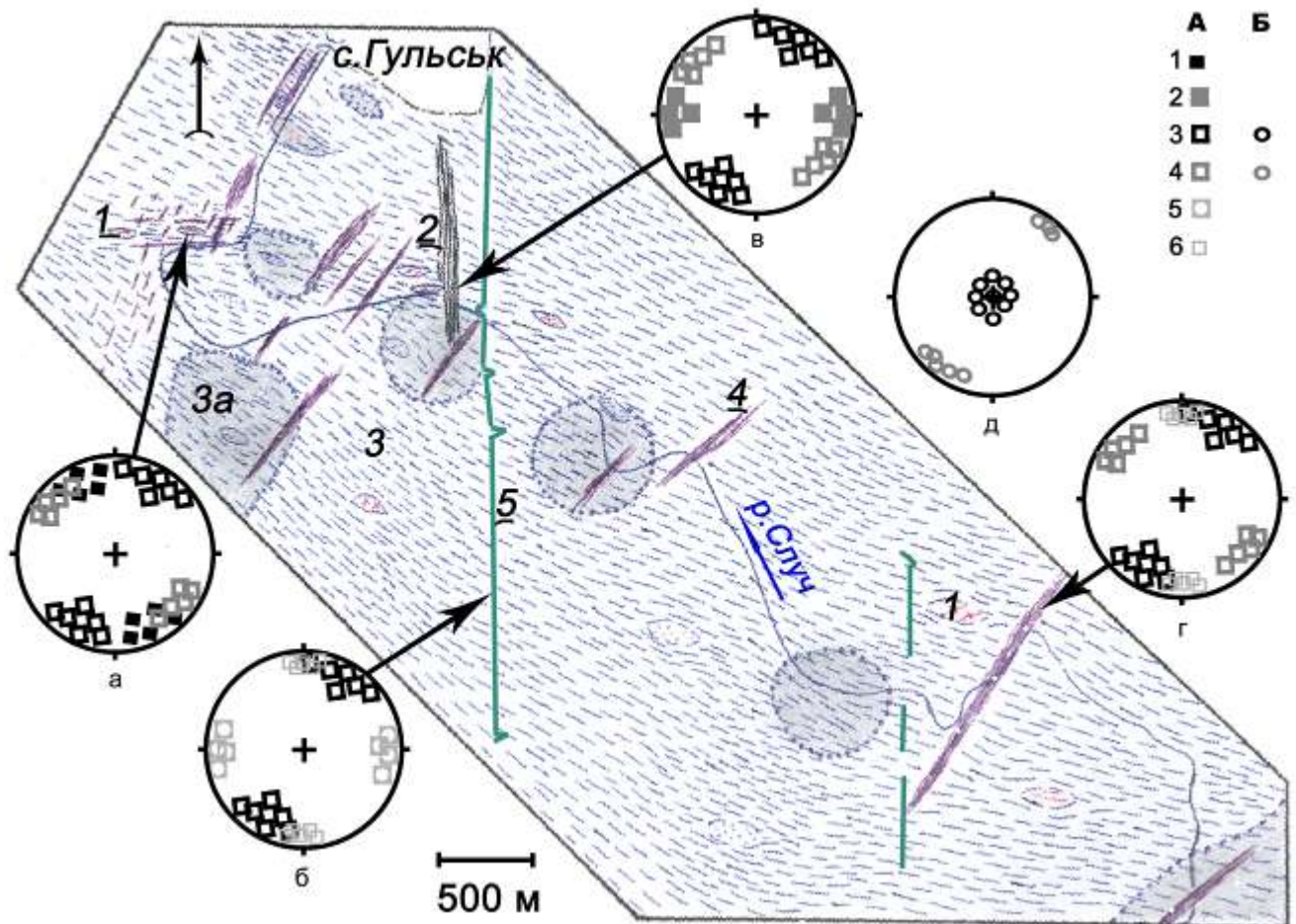


Рис. 2.3. Структурна картосхема детальної ділянки досліджень в межах Новоград-Волинської структури (ділянка І на рис. 2.2). 1 – смугастість генерації-1 як внутрішня організація лінз та будин; 2 – зонки розгнейсування генерації-2; 3 – сланцюватість у гнейсах, 3а – у гранітоїдах генерації-3; 4 – смугастість речовинного розшарування та вторинної гранітизації (мігматизації), сланцюватість генерації-4; 5 – зонки ультрамілонітизації генерації-5.

На діаграмах – узагальнені проекції на верхню півсферу полюсів площинних метаморфогенних структур (а – г) та лінійних (д). 1 – 6 генерації структур, де А – полюси, Б – лінійність. (а) $n = 365$; (б) $n = 276$; (в) $n = 156$; (г) $n = 253$; (д) $n = 123$, де n – кількість замірів

Смугастість обумовлена варіаціями мінерального складу лінз та будин, але диференціація речовини не різко контрастна (як, наприклад, в амфіболітах). Вертикальне та горизонтальне подовження мінеральних агрегатів слабо відрізняються за інтенсивністю. Смугастість північно-східного простягання для тіл-будин лейкогранітоїдного та кварцитового складу добре виражена, для будин складу гнейсів відносно слабо проявлена; смугастість широтного простягання – навпаки (рис. 2.4 та Б.2.5-7).

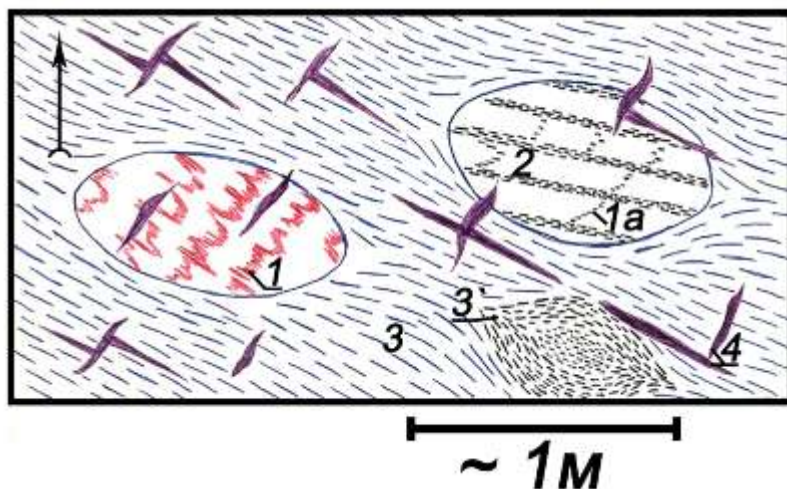


Рис. 2.4. Узагальнена зарисовка відслонень, що на рис. 2.3. 1, 1а, 2 – смугастість генерації-1; 3 – сланцюватість у гнейсах інтенсивна, 3а – сланцюватість у гнейсах слабка генерації-3; 4 – смугастість речовинного розшарування та вторинної гранітизації (мігматизації), сланцюватість генерації-4

Смугастість даної генерації в різній мірі “з’їдена” розсланцюванням наступного етапу, тому виражена з різною інтенсивністю. А саме, існують лінзи та будини з добре вираженою смугастістю, з майже однорідною будовою та інтенсивно розсланцьовані без слідів будь-якої смугастості. Отже, вважаємо, що такі лінзоподібні тіла гнейсового, можливо і, гранітоїдного складів виокремлені в результаті диференційованого за інтенсивністю розсланцювання наступних етапів дислокаційних перетворень фундаменту. Завдяки зазначеному “масивні мікрогнейси” справляють враження “бомб” за А.Я. Хатунцевою, “овалоїдів” за І.Б. Щербаковим тощо. Наповнення будин, що відповідає складу мікрогнейсів ототожнено з породами мікрогнейсової товщі за М.П. Семененко, А.Я. Хатунцевою та ін. (1970). Р-Т умови формування парагенезису даного етапу сягають амфіболітової фації.

Структури генерації-2 спостережені як сланцюватість меридіонального простягання в гранітоїдах змінного складу. Сланцюватість проявлена доволі нерівномірно та з різною інтенсивністю, завдяки чому в межах гранітоїдних

“масивів”, розмірами в кілометри, сформовані лінзовидні тіла меридіонального простягання. *a:c* таким чином виокремлених тіл сягає 4-5, розміри – метрів. Такі поодинокі зонки розсланцювання в різній мірі затушовані дислокаційними структурами наступних генерацій (рис. 2.3).

Структури генерації-3 на мезорівні представлено розсланцюванням, розлінзуванням, будинажем, вторинною смугастістю. Всі зазначені утворення північно-західного простягання та субвертикального падіння.

Сланцюватість виражена односистемним орієнтуванням мінералів і їх агрегатів порід складу біотитових гнейсів та гранітоїдів (рис. Б.2.6, 2.7); довгі осі (*a*) мінагрегатів розміщені вертикально. Сланцюватість обумовлена спрямованою перекристалізацією речовини більш древніх утворень в динамічних умовах [113, 171]. Інтенсивність розсланцювання (що згадано вище), при простеженні за площею, досить диференційована, що виражено різним співвідношенням подовженості (*c:a*) мінагрегатів, лінз та будин від 3-4 до – 9-ти, також розмірами та розосередженістю за площею останніх.

Таким чином виокремлені “тіла” – зонки різних тектонофацій (ТФ) вимірюються метрами. В цілому у розсланцюванні даного етапу задіяне все наповнення Новоград-Волинської структури.

Вторинна смугастість добре проявлена в гранітоїдах та являє собою чергування вторинних смуг порід, що відрізняють розмірністю зерен та мінеральним складом (рис. Б.2.6, 2.7). Формується вона завдяки перерозподілу матеріалу в рухомих умовах [113, 171]. В даному випадку, це смуги, лінзо-смуги кварцитового складу, що містяться в гранітоїдах на відстанях одна від одної в декілька сантиметрів – десятки сантиметрів. Потужності їх сягають 1-1,5 см, в довжину – десятки сантиметрів, вони майже безперервно простежуються за простяганням, але під невеликим кутом до сланцюватості. Останнє свідчить, про деяку відірваність їх формування в часі відносно сланцюватості.

Структури розлінзування відображені та згадані при описі структур генерації-1 (рис. 2.3, Б.2.4, 5). Вони виражені субпаралельно орієнтованими лінзоподібними, лінзовидно-пластинчастими мезотілами складу амфібол-

біотитових гнейсів, що розміщені ланцюжками та містяться в сланцюватому матриксі складу біотитових гнейсів, інколи з мусковітом. Взаємне розосередження лінз різне – від наявності спільної між ними шийки, до їх роз'єднання на відстані близькі до їх довжини і більше. Відстані між ланцюжками лінз сягають метрів – десятків метрів. Розлінзування створюється порушенням геологічних тіл в'язкими мезорозривами. У внутрішніх частинах, таким чином створених лінз, розсланцювання проявлене слабше відносно зазначених мезорозривів. В обсязі Новоград-Волинської структури, такі розриви займають об'єм більший аніж лінзи, формуючи сланцюватий матрикс, що свідчить про високу ступінь тектоно-метаморфічних трансформацій фрагменту кристалічного фундаменту, що вивчався.

По площинам перпендикулярним до головних площин розлінзування інколи мають місце плитоподібні тіла кварцитового складу (3 на рис. Б.2.8). За [192, 220, 275], такі утворення формуються шляхом заповнення ділянок розуцільнення при здвигових трансформаціях.

Будинаж виражений наявністю в сланцюватому матриксі складу біотитових гнейсів лінзоподібних тіл лейкогранітоїдів, кварцитів (рис. 2.3, Б.2.4, 9-11). Будини за довгою віссю розміщені переважно згідно відносно сланцюватості (рис. Б.2.9, 10), інколи під незначним кутом (рис. Б.2.11), але в будь-якому з випадків обтікаються сланцюватістю, що надає товщі меланжевидності. Будинаж не згідний сланцюватості, свідчить, що це явище було започатковано до становлення в цілому структур генерації-3. Потужність тіл-будин не перевищує одного метра, довжина сягає декількох метрів. Ступені взаємного розосередження будин різні: міжбудинний простір є меншим довжини будини, є і набагато більшим.

Гранітоїди, що складають будини, білі та рожеві, кварцити – темно-сірі до чорних. Внутрішня структурна організація усіх відмін будин трьохкомпонентна (рис. Б.2.4). Вона представлена: а) тонкою, в перші міліметри, смугастістю північно-східного простягання (структури генерації-1); б) сланцюватістю, завдяки якій смуги пофалдовані в північно-західному напрямку (структури генерації-3) та в) лінзо- струминоподібними агрегатами темноколірних мінералів в довжину до

сантиметра, потужністю до двох мм, що орієнтовані на північний схід та перетинають всі попередні утворення. Тобто лише за внутрішньою будовою будин виділяється три дислокаційні (петро-структуротворчі) етапи. Зазначені внутрішньобудинні структури в залежності від речовинного складу будин виражені в різній мірі; зокрема для будин гранітоїдного та кварцитового складу вони вирізняються на рівні штуфа, для утворень гнейсового складу вони розрізняються лише на мікрорівні.

Інколи всередині гранітоїдних будин містяться серпоподібні включення гнейсового складу, скоріш – результат прокручування. На межах будин та матриксу не рідко мають місце зонки ультрамілонітизації, потужностями в перші сантиметри. Ультрамілоніти тонкосмугасті, смугастість формує складочки з вертикальними шарнірами та крилами, що розміщені паралельно сланцюватості й видимим довгим осям будин.

Міжбудинний простір не рідко виповнений у вигляді плитоподібних тіл кварцевим матеріалом, не рідко такими тілами пересікаються і самі будини (рис. Б.2.8, 10). Кварцеві тіла розміщені вертикально, орієнтовані меридіонально. Скоріш даний матеріал виповнював декомпресійний простір, що створювався здвиговими деформаціями широтного напрямку.

Парагенезис структур генерації-3 північно-західного простягання (наповнення якого сформоване в умовах амфіболітової фації метаморфізму), за [197] відповідає сформованому у Бузько-Дніпровську складчастість; за [214] – першій фазі ранньокарельської складчастості; за [175], це структурний парагенезис етапу Ia; за [124], це Заваллівський метаморфічний меланж, що створений ~ 2,8 млрд років тому. Цим масштабним явищем охоплено фактично увесь УЩ, за [175] “структуры возникшие на этапе Ia, — это своеобразный фон, на котором развивались все дальнейшие события” (с. 168) в тому числі, за нашими даними, закладено і фоновий петро-структурний об’єм Новоград-Волинського об’єкту.

Структури генерації-4 представлено повторною смугастістю, кристалізаційною сланцюватістю, розлінзуванням, які на загал мають північно-східне простягання (рис. 2.3, Б.2.4, 5, 12, 13).

Такі структури проявлені нерівномірно за площею та з різною інтенсивністю, тобто існують зонки (пакети), де: а) структури попередніх генерацій добре збережені, а структури даної генерації доволі слабо виражені (рис. 2.3, Б.2.5, 8), а бо ж і зовсім не проявлені (рис. Б.2.6, 7); б) більш древні утворення збереглися як релікти, а структури генерації-4 проявлені спряжено, у двох напрямках – повторна смугастість в широтному, наслідуючи розміщення структур попереднього етапу, сланцюватість в північно-східному, відтворюючи напрямок утворень генерації-1 (рис. 2.3, Б.2.4, 5, 12, 13) та в) де більш древні структури майже повністю знищені (рис. Б.2.14). Відстані між пакетами структур даної генерації сягають декількох метрів – десятків метрів.

Повторні смугастість та сланцюватість в гнейсах виражена наявністю шлірів суттєво біотитового складу потужностями від 5 мм до 3-х см, що мають широтне простягання, а видимі довгі осі агрегатів біотиту зорієнтовані на північний-схід (рис. Б.2.12 – 14). Відстань між шлірами – декілька сантиметрів, розміри лусок біотиту даних агрегатів сягають декількох міліметрів. Такі біотититові агрегати подовжених, вісімкоподібних, ланцюжкоподібних форм з хвостиками, що свідчать про їх формування в здвигових умовах. У внутрішніх частинах агрегатів містяться лінзо-, с – і 8-подібні скупчення силіманіту та рудних мінералів (рис. Б.2.12, 13).

Зонки інтенсивного розсланцювання в гнейсах виражені як пакети потужностями в десятки сантиметрів – до декількох метрів, які мають субвертикальне падіння та північно-східне простягання. Пакети сформовані одностеменно орієнтованими й тісно зближеними лускатими мінералами й їх агрегатами, що в цілому за складом відповідають мусковіт-біотитовим гнейсам. Окремі смуги в цих пакетах – графітовмісним гнейсам та мусковіт-біотитовим кристалосланцям. Вміст мусковіту в цих утвореннях досить змінний від 2 до 20%. Згідно площинам сланцюватості містяться розосереджені, невеликі (в декілька см) лінзоподібні тіла, складу біотитових мікрогнейсів (рис. Б.2.14).

Графітовмісні гнейси і мікрогнейси, за [160], є об'єктами прогнозних робіт на уран і золото. В шліфах спостережено дрібнолускатий графіт в кількостях до

3%, який утворює «сыпь», «пыль» у кварці, зростки з біотитом та окремі луски [160].

Повторні смугастість та сланцюватість в гранітоїдах виражена наявністю шлірів суттєво біотитового та кварцитового складів потужностями до 5 мм, також розосередженими лусками мусковіту й їх агрегатами. Всі вони північно-східного простягання (рис. Б.2.15, 16). Шліри зібрані в субвертикальні пакети потужностями 10-30 сантиметрів, які сформовані по більш давнім структурам, на відстані один від одного ~ 1 м.

Структури вторинної гранітизації та розлінзування виражені як закономірна асоціація, переважно, лінзоподібних тіл гранітоїдного та кварцитового складів, що розвинена по утворенням попередніх етапів. Закономірність полягає в тому, що просторове розміщення зазначених тіл близьке моделі ранжованої зони сколу IV рівня глибинності, за [39]. А саме, виділяються декілька груп геологічних тіл, які різняться просторовим розміщенням та речовинним наповненням, це наступні. 1-група: плито-, лінзоподібні тіла північно-східного простягання й субвертикального падіння, що за складом відповідають кварцитам-лейкократовим гранітоїдам (білі). Потужності таких тіл від декількох міліметрів до 50-ти см, з *a:c* до 10 і більше. Вони часто зближені та формують пакети (зонки), відстань між якими $\sim 0,5-1,0$ м. В рамках моделі ранжованої зони сколу, за [39], тіла групи-1 ідентифікуємо як L-структури (рис. Б.2.5, 6, 9, на рис. Б.2.16 підкреслені білим пунктиром). В межах пакетів L-тіл більш давні утворення є повністю знищеними, в міжпакетному просторі вони є добре збереженими й не рідко формують структури підвороту. 2-га група тіл асоціації переважно лінзо-, також шліроподібних та неправильних форм, що за складом відповідають гранітоїдам (червоні). Вони розміщені під кутом близько 80° відносно тіл групи-1, формуючи опірюючі, ешелоновані, скоріш за все, T-структури, за [39]. Такі гранітоїдні “опірення” не рідко речовинно є диференційованими на кварцеву – ядерну та польовошпатову – крайову фракції (на рис. Б.2.5 вказано ручкою). В той же час, частина із тіл-“опірень” прихоплені розсланцюванням північно-східного та субширотного напрямку. Це свідчить, що

здвигові трансформації, в Р-Т умовах за яких відбувається перекристалізація, неодноразово за вказаними напрямками відновлювалися.

Подібні *структури вторинної гранітизації* спостережені і в межах розлінованої мігматитової смугастості. Останні це чергуванням смуг меланосоми та лейкосоми зі змінною потужністю – від міліметрів до декількох сантиметрів, що мають субширотне простягання та субвертикальне падіння. Речовинно меланосома – це гнейси, рідше кристалосланці, лейкосома – дрібно-середньозернистий білий гранітоїд, рідше польовошпатований кварцит. Лейкосмути не рідко утворюють складочки з вертикальними шарнірами. На межах гранітоїдних та гнейсових смуг містяться шліроподібні скупчення біотиту та, не рідко, рудних мінералів.

Структури вторинної гранітизації й розлінзування, що сформовані по мігматитовій смугастості, порівняно з утвореними по гнейсовому субстрату, виражені слабше та не супроводжуються такими яскравими речовинними змінами (рис. Б.2.17). Зокрема, вони виражені у вигляді шлірів, до 1,0 см потужністю, в межах яких відбулась переорієнтація й незначне зміщення речовини субстрату (мігматитової смугастості) у вигляді новоутворених агрегатів в північно-східному й північно-західному напрямках.

Структури генерації-4 ми ототожнюємо зі структурним парагенезисом ІІІ за [175]. За цими авторами метаморфізм в зонах даного етапу відповідає зеленосланцевій фації. В структурній еволюції Волинського мегаблоку в цілому структури даної генерації сформовані на п'ятому етапі розвитку території; так як “всеблокова” генерація-4 (субмеридіонального простягання й крутого падіння) в межах Новоград-Волинської структури фактично не проявлена, то утворення 5-го етапу (для мегаблоку в цілому) ідентифіковано як – 4-го.

Структури генерації-5 – представлено ультрамілонітами, які виражені як поодинокі шліровидні тіла потужностями до одного сантиметра, меридіонального простягання та субвертикального падіння. Вони нерідко птигматизовані широтно (рис. 2.3, Б.2.18), поруч таких ускладнень мають місце графітові примазки.

Структури генерації-6 представлено структурами перетину й птигматизації кліважем смугастості. Площини кліважу широтного простягання та субвертикального падіння. Вони проявлені досить нерівномірно за площею та виражені у поділі тіл, зокрема, субмеридіонального простягання кварцитового складу (структури генерації-3) на лінзоподібні субтіла. Потужності останніх від декількох міліметрів до 10-ти сантиметрів, *a:c* у видимій (горизонтальній) площині сягає 3-5. Лінзоподібні субтіла розміщені паралельно одне одному та розосереджені в широтному напрямку на відстані близькі до їх потужностей (рис. Б.2.19).

По лінзоподібним тілам гранітоїдного складу (структури генерації-4) сформовані порівняно менш потужні пластинки – в перші міліметри (рис. Б.2.5, 16).

По шлірам ультрамілонітів (структури генерації-5) сформовані складочки з широтно розміщеними осьовими площинами та вертикальними шарнірами (рис. Б.2.18).

Структури генерації-7 представлені тріщинами, які розвинені доволі не рівномірно в межах досліджуваної території та наслідують переважно простягання більш давніх утворень. Але найкраще проявлені зони тріщинуватості субширотного простягання та субвертикального падіння. Вони виражені як пришліфовані поверхні, які містять в собі борозни та штрихи, що розміщені вертикально (рис. Б.2.20). Тобто, ці тріщини є площинами ковзання. В їх межах метаморфічні зміни порід відсутні. Структури генерації-7 ми ототожнюємо зі структурним парагенезисом IV за [175].

Узагальнення. В об'ємі кристалічного фундаменту, що відповідає Новоград-Волинській западині виділено дислокаційні структури семи генерацій, які формувалися послідовно в часі при змінах напрямків тектонічних напруг та за різних Р-Т значень. Зокрема, структури генерацій 1 – 4 є результатом спрямованої перекристалізації й фракціонування речовини кристалічного фундаменту (за Паталаха Є., Лукієнко О.) в динамічних умовах за Р-Т показників на рівні від амфіболітової до зеленосланцевої фацій метаморфізму; структури генерацій 6, 7 є

постметаморфічними. За даними Мичака С.В. становлення гранітоїдів Новоград-Волинського масиву відбувалося в умовах ротації [131].

Окрім зазначеного, Новоград-Волинська структура є самоподібною для всіх рівнів петро-структурної організації (рис. 2.21), що свідчить про те, що досліджувана “западина” не накладалась, а є результатом всеохоплюючих (таких, що відбувались одночасно на всіх ієрархічних рівнях) структурно-речовинних трансформацій субстрату в декілька етапів. Тому цифри ізотопного віку за акцесорними мінералами, які є результатом тих же умов формування, що і пороодоутворювальні [4, 23, 106, 109, 165, 252] відображають моменти прояву тектонічних трансформацій в докембрії.

2.1.3 Північне обрамлення Новоград-Волинської западини. Дана ділянка досліджень знаходиться в 1 км на північ від м. Новоград-Волинський, по східній околиці с. Олександрівка (ділянка 2 на рис. 2.1 та II на рис. 2.2).

На ділянці «Північне обрамлення Новоград-Волинської западини» зафіксовані структури синмігматичної смугастості (1 на рис. Б.2.22 а, б), вторинної смугастості двох генерацій (2, 3 на рис. Б.2.22 а, б) та будинажу (рис. Б.2.22 в). Всі вони формуються при здвигових деформаціях у середовищі з порівняно низькою в’язкістю, але при дещо різних Р-Т умовах.

Смугастість першого із зазначених типів утворюється при спільній течії мігми із твердою фазою. Мігма тече як силікатна суспензія, а палеосома пластично деформується за допомогою кристалізаційно-сланцюватого, або гнейсуватого механізмів. Вторинна смугастість формується шляхом зміни форми, в даному випадку, синмігматичної смугастості за допомогою кристалізаційно-сланцюватого, або гнейсуватого механізмів. При цьому, смугастість-3 вважаємо субсинхронною дислокаційним структурам генерації-3 Новоград-Волинської западини.

Будинаж є результатом розчленування плоских тіл при стисненні-розтягу. Форми будин в плані – лінзоподібні та близькі до прямокутних.

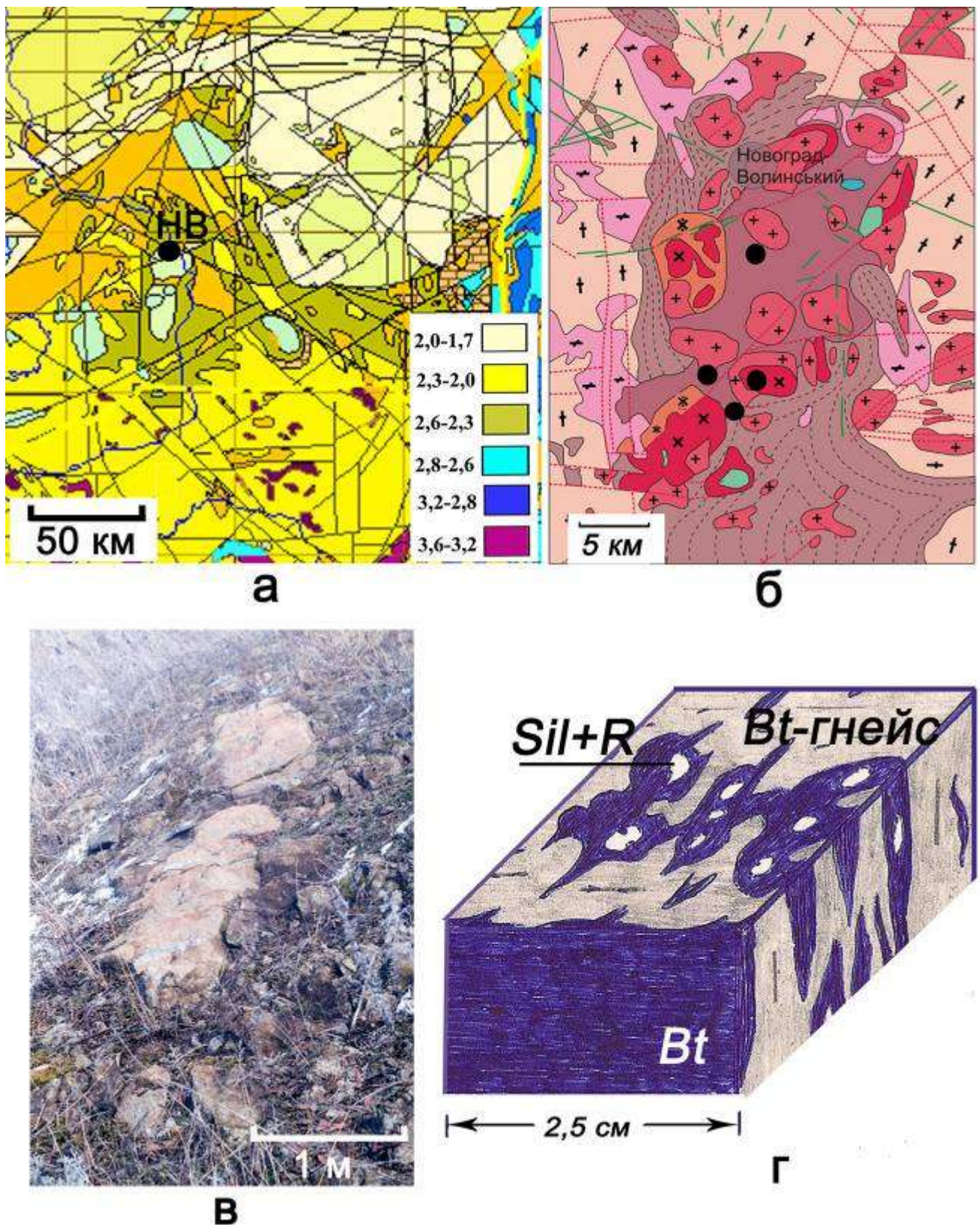


Рис. 2.21. Самоподібність Новоград-Волинського об'єкту від мега- (а) до мікрорівня (г) його структурно-речовинної організації. а – на основі [96], НВ – м. Новоград-Волинський; б – за даними [69, 160] (чорні кружки – Au-U об'єкти); в – будинок в центральній частині Новоград-Волинської структури; г – зарисовка сланцюватого матриксу будинок-структур

Розосереджені вони на відстані менші своєї довжини; міжбудинний простір виповнений як матеріалом сусідніх прошарків (гнейси), так і кварцевим.

Отже, коротко окреслені мезоструктури північного обрамлення Новоград-Волинської структури є свідченням його становлення щонайменше в 4 тектонічні імпульси.

Меланосомою для всіх зазначених різновидів структур є різноманітні гнейси й кристалосланці, які відносять до нерозчленованої тетерівської серії [160], віленської (василівської) світи тетерівської серії [96], городської світи серії [244]. Лейкосомою – лейкократовий гранітоїд, який за [244] належить до шереметівського комплексу.

Серед гнейсів, за [160], переважають біотитові, мусковітові, їх поєднання та плагіогнейси. Спорадично зустрічаються графітовмісні й глиноземисті (гранат і силіманітвмісні) гнейси. Типовий склад гнейсів: плагіоклаз – 40-70%, кварц – 10-30%, біотит – 10-30%, мусковіт – 1-5%, ільменіт – до 3-5%. У кількостях менше 1% присутні апатит, гранат, силіманіт, графіт [160]. Кристалосланці зустрічаються порівняно рідко й складені вони біотитом – 60-89%, плагіоклазом – 10-30%, силіманітом – до 5%, мусковітом – до 3% [160]. Для мінеральних парагенезисів гнейсів тетерівської серії відомі два прояви метаморфізму: за низькотемпературної субфації амфіболітової фації (880-930K та $3,0-5,0 \times 10^8$ Па) і епідот-амфіболітової фації (840-770K) [126]. Однак за даними [30] на багатьох ділянках даної серії відомі мінеральні парагенезиси гранулітової фації.

За хімічним складом гнейси городської світи та новоград-волинської товщі доволі близькі між собою [244]. За Л.В. Шумлянським циркони гнейсів тетерівської серії з оболонками доростання та кривогранні [244]. Визначення ізохронного віку цирконів (Rb-Sr, U-Pb методи) даних гнейсів дало три групи цифр: 3,0, 2,1 та 1,7 млрд років; біля 2020 млн років тому температура порід серії опустилася нижче 300-400°C [244].

Мігматитова смугастість, за [160] – мігматити представлені двома різновидами: плагіомігматитами і мікроклін-плагіоклазовими. До їх складу входять: плагіоклаз – до 70%, кварц – до 30%, біотит – 10-15%, мусковіт – 0-5%. В

мікроклінових різновидах мігматитів замість плагіоклазу присутній мікроклін в кількості 30% [160]. З першої й другої генерації мігматитів (лейкосоми) вилучені два різновиди цирконів, що дали вік 2,0 та 1,7 млрд років [244]. Циркони зональні та містять ядра.

Всі структури мігматитової смугастості перетинаються дайкоподібними тілами субмеридіонального простягання та субвертикального падіння метадацитового складу. Метадацити текстурно й структурно близькі до масивних. З них виділено [244] три групи цирконів, що дали вік 2,9, 2,0 та 1,7 млрд років. Циркони зональні та містять ядра. За геохімічними даними метадацити відповідають І-типу порід [244].

Вік жили гранітів, що перетинає метаплагіопорфіри – 2,0 млрд років [244]. Вік інших гранітоїдів (коростишівського типу, бистріївського, мухарівського, новоград-волинського), що належать до житомирського комплексу [244], за численними даними варіює в межах 2090 – 2040 млн років. За геохімічними характеристиками серед них можуть бути виділені гранітоїди S-, M-, I- типів, але на загал всі вони належать до зон активних континентальних окраїн [244]. Гранітоїди житомирського комплексу виявляють яскраво проявлену геохімічну та ізотопно-геохімічну спорідненість з метаморфогенними утвореннями тетерівської серії [244].

2.1.4 Кочерівська структура. За [30] Кочерівська структура є складовою Немирівсько-Кочерівської шовної зони (рис. 2.23, окреслена овалом). Вперше північна її частина була виділена під назвою Тетерівської шовної зони І.І. Шацьким та В.А. Рябенко в 1968 р. [30]. В роботі [59] обґрунтовано виділення Брусилівської шовної зони, яка разом з Чорнобильською зоною розломів та Немирівською розділяє Росинський і Бузький мегаблоки, також Волинський і Подільський. Глеваський Є.Б. зі співавторами [30] виділяє Немирівсько-Кочерівську шовну зону (НКШЗ), що об'єднує Немирівську і Брусилівську зони, які розмежовують Білоцерківсько-Середньобузький та Волино-Подільський мегаблоки (рис. 2.23).

Кочерівська структура – лінзоподібне в плані макротіло, розмірами до 70 км по довгій видимій осі, що розміщена субмеридіонально.

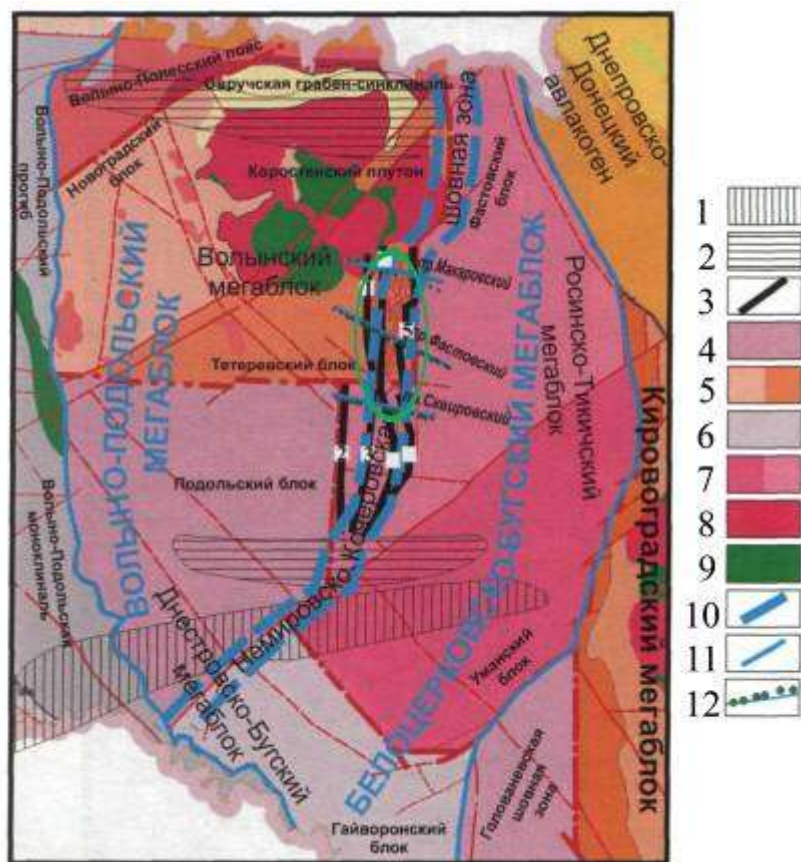


Рис. 2.23. Немирівсько-Кочерівська шовна зона на тектонічній схемі західної частини УЩ [30]. 1, 2 – аномалії електропровідності. 3 – головні розломи: 1 – Віленський, 2 – Огієвський, 3 – Погребищенський, 4 – Кочерівський, 5 – Брусилівський. Докембрійські кристалічні утворення: 4, 6 – метаморфічні породи гранулітової фації та ендербіт-чарнокітова й гранат-біотитова асоціації гранітоїдів; 5, 7 – метаморфічні породи амфіболітової фації та

амфібол-біотитові й біотитові гранодіорити і діорити; 8 – граніти-рапакові; 9 – габро-анортозити. 10 – межі Немирівсько-Кочерівської шовної зони. 11 – межі мегаблоків. 12 – лінії профілів і пункти МТЗ й АМТЗ. Овалом виділена Кочерівська структура

Зазвичай дану структуру інтерпретують як синклінальну складку, західне крило якої представлене як субвертикальна монокліналь меридіонального простягання. Монокліналь сформована пласто-, лінзоподібними тілами змінних потужностей складеними гнейсами, сланцями, мармурами (рис. Б.2.24). Від західного крила складки відгалужуються декілька дугоподібних структур, протяжністю до 40 км. Це, Сквирська, Водотиївська, Володарська та інші подібні між собою складки, замикання їх східних крил формує східне крило Кочерівського синклінорію.

За О.І. Слензаком [199] круте залягання смугастості і пластових тіл в його межах свідчать про дію горизонтальних рухів вздовж розлому західного обрамлення структури. Малюнок підвороту пластів відображає лівосторонній

характер здвигових деформацій. Всі різновиди порід як в лінійних, так і в дугових частинах Кочерівської структури формувалися завдяки відзначеним деформаціям за рахунок єдиного субстрату шляхом його геохімічного твердофазного переміщення [199].

За [96] Кочерівська структура виповнена породами кочерівської світи тетерівської серії. Це карбонатні породи, гнейси амфіболові, діопсидвмісні та амфіболіти, віком біля 2,1-2,2 млрд років [34]. Ступінь їх метаморфізму простежується від гранулітової фації метаморфізму до епідот-амфіболітової [30]. Пакети зазначених порід субзгідно перемежуються з лінзовидними тілами гранітоїдів житомирського комплексу та монцонітами й монцодіоритами букинського комплексу [30]. В складі комплексу виділяються типи гранітів: житомирські, коростишівські, курчицькі, барановські, бистріївські, корнінські. Вік гранітів бистріївського типу, визначений [202] U-Pb ізохронним методом за цирконом і монацитом як 2078 млн років, вік циркону корнінських гранітів – 2054 ± 39 млн років. Вік порід букинського комплексу – 2050-2100 млн років.

За ізотопними та геохімічними даними гнейси тетерівської серії та гранітоїди житомирського комплексу утворювалися в широкому сенсі із одного й того ж джерела [244]. Всі породи мають ювенільне походження, відокремилися від мантиї невдовзі після свого утворення. Більш давня коро́ва речовина у їх складі присутня в невеликій кількості [244].

В межах західного крила Кочерівської структури (лів. берег р. Тетерів) відомі конгломератоподібні утворення, походження яких В.С. Сукачем та О.С. Іванушко пояснено буди́нажем тіл гранітоїдного складу [208]. За [244] вони являють собою плагіогнейси тетерівської серії, що насичені еліпсоподібними тілами різних розмірів – від декількох см до 30x20x15 см та до 0,5 м. Еліпсоїди мають кварцеві хвости. Із «валуна» складу амфібол-біотитового граніту виділено два різновиди циркону, що дали вік 3,3, 3,1 та 2,0 млрд років [244]. Циркони складні, зональні. За геохімічними даними ці граніти наближаються до М-типу та подібні до плагіомігматитів шереметівського комплексу [244]. За вмістом РЗЕ дані граніти дуже подібні до мігматитів с. Олександрівка (по північному

обрамленню Новоград-Волинської структури) [244].

Близькість ізотопного складу стронцію та неодиму в гранітоїдах валунів та амфіболових гнейсів і амфіболітів, що їх вміщують може свідчить про формування перших за рахунок часткового плавлення суміші других. Гнейси тетерівської серії збіднілі на барій, торій, стронцій, фосфор, а мармури кочерівської світи – навпаки збагачені на ці елементи [244]. На нашу думку, це один з показників того, що наповнення Кочерівської структури сформоване за рахунок субстрату (відносно незміненими реліктом якого є гнейси тетерівської серії) шляхом структурних й речовинних його трансформацій.

Ділянка детальних авторських робіт 3 – «Кочерівська структура» знаходиться в межах однойменного «синклінорію», адміністративно поруч сс. Кічкері, Леніно Радомишльського району Житомирської області (ділянка 3 на рис. 2.1). У кордонах ділянки мали місце 150 детальних точок спостережень (ТС), в кожній з яких проводились: від 10-ти до 30 замірів елементів залягання дислокаційних структур: смугастості, лінійності, розміщення лінз та будин тощо; опис структур, їх мінерального складу та взаємовідношень; виконання зарисовок, фото та виніс даних на польову карту.

В межах детальної ділянки досліджень (див. рис. Б.2.24) нами виділені мезо- та мікροструктури такі, як розлінзування та будинажу, смугастість, сланцюватість, лінійність (рис. Б.2.25, 26). Всі вони мають субмеридіональне простягання та субвертикальне падіння.

Структури *розлінзування* виражені субпаралельно орієнтованими лінзоподібними, лінзовидно-пластинчастими мезотілами складу амфібол-біотитових гнейсів, що розміщені ланцюжками та містяться в сланцюватому матриксі складу біотитових гнейсів, інколи з мусковітом. Взаємне розосередження лінз різне – від наявності спільної між ними шийки, до їх роз'єднання на відстані близькі до їх довжини і більше.

Будинаж виражений наявністю в сланцюватому матриксі складу біотитових гнейсів лінзоподібних тіл гранітоїдів та кварцитів, що надає товщі меланжевидності. Будини за видимою довгою віссю розміщені згідно

сланцюватості. Розміри тіл-будин змінні – від декількох сантиметрів, до 0,5 метрів. Ступені взаємного розосередження будин різні.

Смугастість спостережена у більшості геологічних тіл та обумовлена варіаціями їх мінерального складу.

Сланцюватість спостережена для всіх порід «синклінорію» та обумовлена односистемною орієнтацією плоских агрегатів породоутворювальних мінералів.

Лінійність виражена як переважне орієнтування в одному напрямку голчастих, олівцеподібних мінеральних агрегатів, також довгих осей лінз та будин. Спостережено дві генерації лінійності, одна з них субвертикальна, слабо виражена; її інтерпретуємо як реліктову. Друга лінійність похило занурюється на південь, вона тонально розвинута у всіх різновидах порід (рис. Б.2.26). Відповідно [21-23], це утворення Ладжинського меланжу віком $\sim 2,0$ млрд років.

Коротко описані структури Кочерівського синклінорію формуються за Р-Т умов, близьких до солідусних, відповідно [112], за механізмами пластичної формозміни мінеральних зерен та їх агрегатів, синдеформаційної перекристалізації, трансляції, розлінзування та розшарування геологічного середовища (від рівня внутрішньозернового до рівня геологічних тіл).

На всі вище описані структури спорадично накладені згідний кліваж та крихкі шпарини різних напрямків.

Узагальнення до підрозділу 2.1

Приведені вище факти, з залученням даних попередників, щодо петро-структурної організації Новоград-Волинської западини й Кочерівського синклінорію – кількість генерацій структур, показників Р-Т значень, цифр ізотопного віку, свідчать, що формування цих фрагментів кристалічного фундаменту здійснювалося в здвигових умовах, пульсаційно, в декілька етапів структурно-речовинних трансформацій первинного субстрату при зміні напрямків тектонічних напружень (рис. 2.27-29) на фоні, переважно, зниження Р-Т значень середовища. Під «субстратом» вслід за Р.Я. Белєвцевим [5] розуміємо відносно пластичну ранньодокембрійську земну кору, що за складом відповідала тоналіт-

тронд'ємиту (ТТГ-формація.)

В межах Новоград-Волинської структури такі трансформації реалізувались, як мінімум, за сім етапів, що оречовинено в генераціях структур (описані вище). Дислокаційні перетворення перших п'яти етапів, це орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини, для інших – переважно крихке руйнування (табл. 2.1).

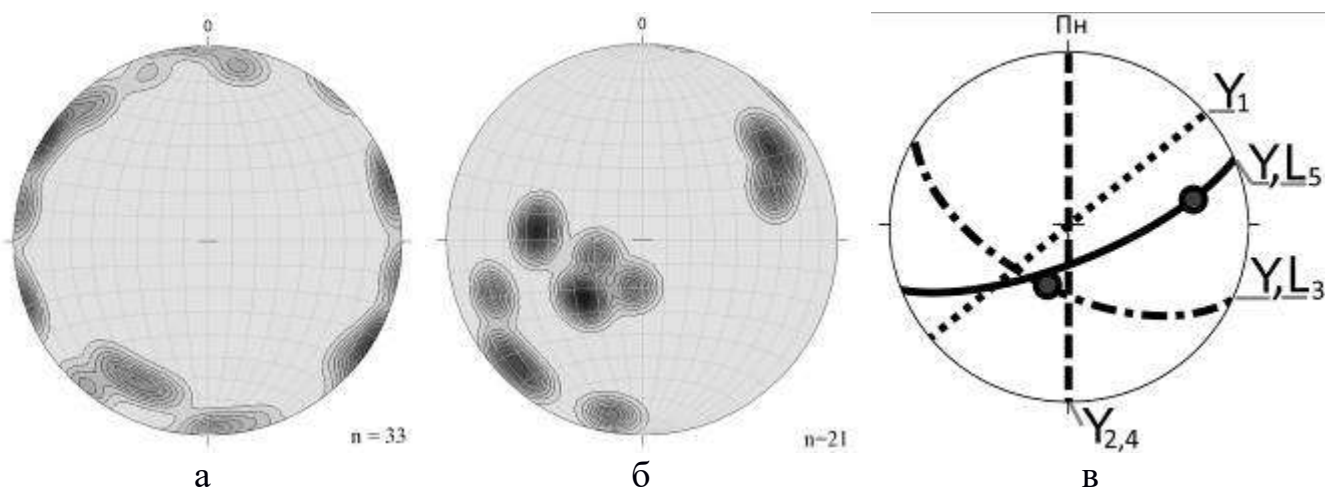


Рис. 2.27. Проекції структурних елементів: а, б – на нижню півсферу полюсів смугастості і сланцюватості (а) та мінеральної лінійності (б) гранітоїдів Новоград-Волинської западини (де n – кількість замірів); конфігурація полів свідчить про ротацію під час їх становлення (подібні дані відомі в [131]); в) узагальнена проекція на верхню півсферу площинних структур (Y , напівкола) та лінійних (L , кружки) на провідні 5 етапів становлення структурного малюнку Волинського мегаблоку УЩ

Для Кочерівської структури нами виділено дві генерації метаморфогенних структур. Останню з них ми інтерпретуємо як результат лінеаризації [124, 170, 173] УЩ на час $\sim 2,0$ млрд років тому.

Дислокаційні перетворення кожного з етапів провокували поглиблення структурної та речовинної переробки субстрату. Завдяки цьому на ділянках накладення та перетину трансформацій сформувалися гібридні (складні) макроструктури – Новоград-Волинська, Кочерівська й інші подібні (рис. 2.28), які об'єднують у собі мікро- та мезоструктурні парагенезиси, декількох етапів еволюції докембрійського субстрату. При цьому первинні парагенезиси, зокрема в межах Кочерівської структури на палеопротерозойський час (4 етап), є повністю знищеними з формуванням нових форм залягання із зовсім новим речовинним

складом – вторинних дислокаційних структур. Зазначене супроводжувалося відродженням в часі просторового розміщення структур.

Отже, Новоград-Волинська й Кочерівська структури – гібридні лінзо-будиноподібні в плані макротіла, які є сегментами асоціації подібних макротіл Волинського мегаблоку УЩ. Вони розмежовані лінійними макроструктурами. Це Хмельниківська зона розломів, Тетерівський і Білокоровицький глибинні розломи, для Новоград-Волинської структури – фрагменти Центрального розлому, Случанського і Суємецько-Романівського [160].

В тектонічній еволюції Волинського мегаблоку в цілому Кочерівська структура оформилась на четвертому етапі розвитку території завдяки тотальній субмеридіональній палеопротерозойській лінеаризації кристалічного фундаменту. Становлення Новоград-Волинської структури відбулося на п'ятому етапі еволюції мегаблоку, (цей етап прив'язуємо до часу 1,8 млрд років тому) завдяки розлінзуванню й будинажу фрагментів кристалічного фундаменту в північно-східному напрямку.

Своєрідне підтвердження щодо формування порід тетерівської серії знаходимо в роботі [30]: “текстурно-структурные особенности (в частности полосчатость), минеральный состав, иногда валовый химический состав и мощность пород, например, мраморов, сформировались в конечном итоге под влиянием наложенных протерозойских динамо-тектонических и метаморфических процессов» [30, с. 66].

При узагальненні наведених в підрозділі даних до масштабів мегаблоку, за [168], з врахуванням того, що увесь охарактеризований ансамбль в деталях лінійних структур, як правило, вирізняється субвертикальним стилем та відсутністю певної домінантної вергентності (що підтверджує широкий розвиток складчастості, що перетинається), то можна стверджувати про всестороннє стиснення Волинського мегаблоку в умовах поліхронного деформаційного процесу (рис. 2.29). Останній, скоріш охопив не тільки архей і протерозой, але в значній мірі і фанерозойський розвиток території, що досліджувалась [168].

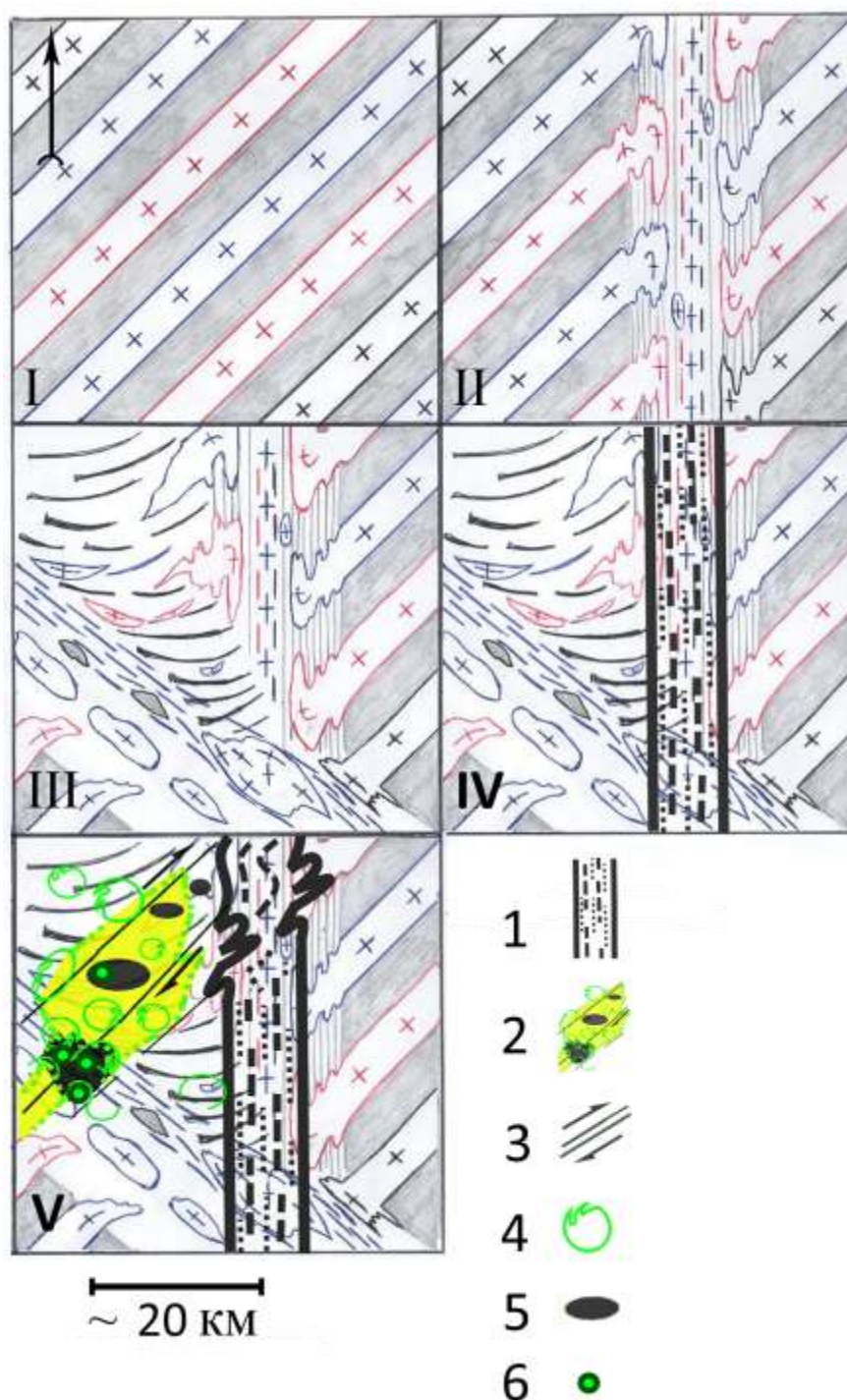


Рис. 2.28. Узагальнена модель становлення та будови південно-західної частини Волинського мегаблоку. I – V – етапи формування та відповідні їм утворення: II – на час 3,2 млрд років тому, III – 2,8, IV – 2,0, V – 1,8 млрд років тому, відповідно [33, 34, 96, 124, 165, 244]. Схеми перших чотирьох з них є основою і для подібних моделей інших мегаблоків УЩ. Розміри геологічних тіл – позамасштабні, форма та просторове розміщення відповідають спостереженням. 1 – Кочерівська структура; 2 – Новоград-Волинська структура; 3 – провідні розломи та напрямки зміщення по ним на час остаточного становлення Новоград-Волинського об'єкту; 4 – приздвигові структури підвороту й ротації геологічних тіл; 5 – синздвигові тіні тиску та – 6 – рудопрояви в їх межах, за даними [160]

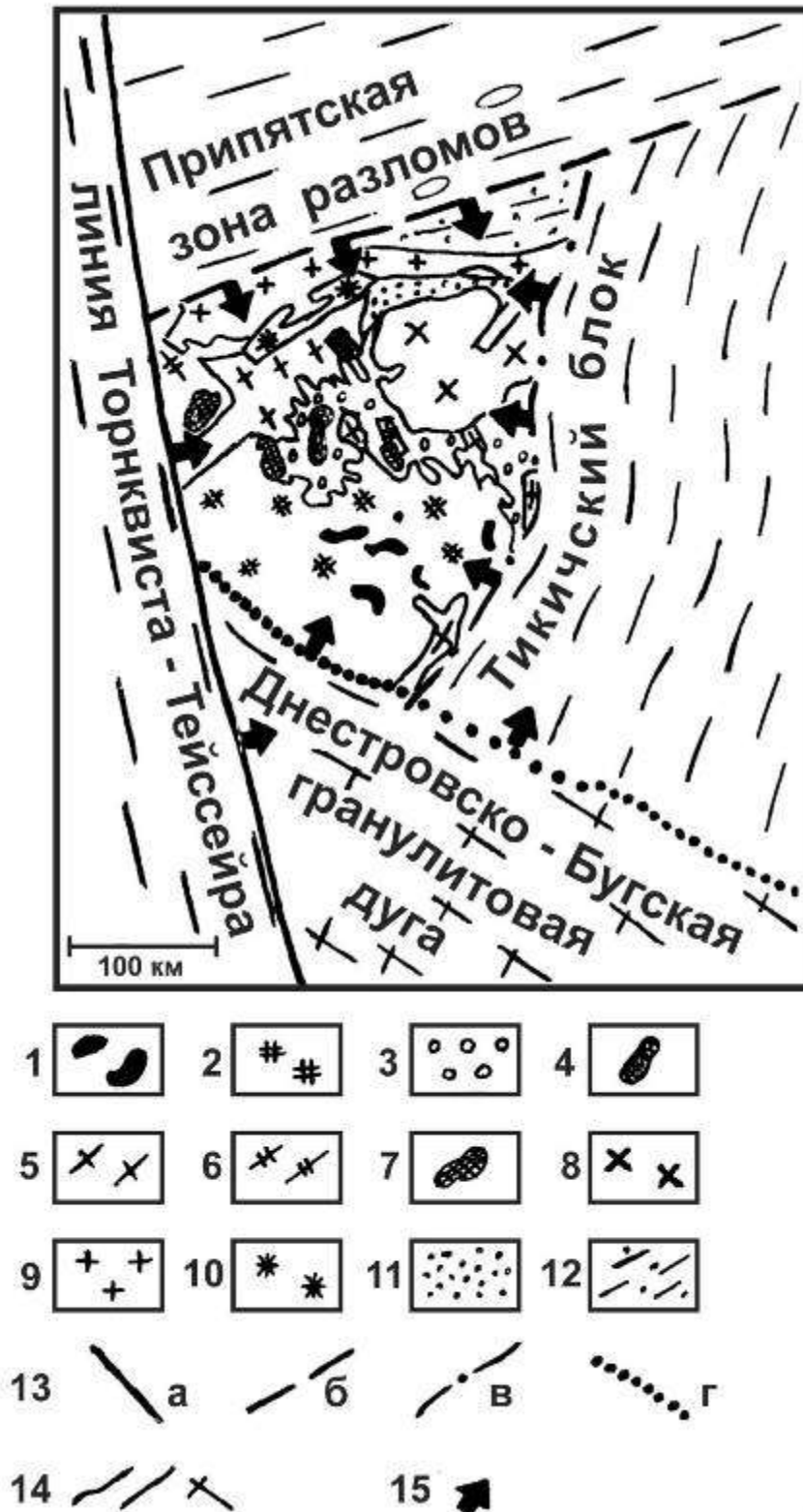


Рис. 2.29. Волинський мегаблок УЩ як результат багатофазної компресії із зовні, за [168]. 1 – метаморфічні породи дністровсько-бузької серії (~ 3650 млн років); 2 – гранітоїди бердичівського комплексу (2080-1980 млн років); 3 – метаморфічні породи тетерівської серії; 4 – новоград-волинська товща (2430 млн років); 5 – гранітоїди і мігматити житомирського комплексу (2060-2020 млн років); 6 – плагіогранітоїди (мігматити) шереметівського комплексу (палеопротерозой); 7 – багатофазні інтрузиви букинського комплексу (2060-1980 млн років); 8 – багатофазні інтрузиви коростенського комплексу (1800-1760 млн років); 9 – породи вулканоплутонічної асоціації осницького комплексу (1980 млн років); 10 – гранітоїди і метасоматити пержанського комплексу (1760 млн років); 11 – вулканогенно-

осадочні утворення топільнянської і овручської серій (1980-1600 млн років); 12 – фанерозойські осадочні утворення Прип'ятської западини; 13 – обмеження блоків, що компресують відповідно: а) зони Торнквіста-Тейсєйра, б) зони прип'ятських дислокацій, в) Тикицького блоку УЩ, г) Дністровсько-Бузької гранулітової дуги; 14 – переважне простягання структурно-речовинних утворень в межах блоків, що компресують; 15 – напрямки компресії

Таблиця 2.1

Структурно-вікова шкала для Новоград-Волинської (А) та Кочерівської (Б) структур Волинського мегаблоку

Етапи становлення / індекс на діаграмі (рис. 2.27)		Провідні дислокаційні структури / усереднений азимут простягання		Малі дислокаційні структури		Р-Т умови		Геологічне середовище відповідно [96]		Вік, млрд років
А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А/Б
1 / Y ₁	–	релікти в'язких розломів / 30	–	смуґастість	–	амфіболітова фація метаморфізму з реліктами гранулітової (катазона-1)	–	василівська світа та новоград-волинська товща	–	> 3,2
2 / Y ₂	слабо проявлені	релікти в'язких розломів / 0		сланцюватість	лінзи, будини	амфіболітова фація метаморфізму з реліктами гранулітової (катазона-2)		василівська, городська світи та новоград- волинська товща	кочерівська світа	3,2 [33, 96, 244]
3 / Y ₃ , L ₃	L ₁ на рис. 2.26	в'язкі розломи / 300	Релікти	сланцюватість, лінзи, будини, смуґастість, лінійність		амфіболітова фація метаморфізму (катазона-3)		- // -	- // -	2,8 [33, 96]
–	4 / Y ₄ ; L ₂ на рис. 2.26	–	в'язкі розломи / 0	–	- // -	епідот-амфіболітова фація метаморфізму (катазона-4)		новоград-волинська товща й гранітоїди, що з нею асоціюють	- // -	2,0 [34, 96]
5 / Y ₅ , L ₅ (в тексті структури генерації-4)		окремі в'язкі розломи 40 0		повторна смуґастість, сланцюватість, розлінзування		епідот-амфіболітова фація метаморфізму до зеленосланцевої (мезозона-1)		- // -	- // -	1,8 [34, 96, 165]
6 (в тексті генерація-5)	- // -	поодинокі розломи / 0		ультрамілонітова смуґастість		епідот-амфіболітова фація метаморфізму до зеленосланцевої (мезозона-2)		- // -	- // -	< 1,8
7 (в тексті генерація-6)	- // -	поодинокі розломи / 90	?	Кліваж		зеленосланцева (мезозона-3)		- // -	- // -	
8 (в тексті генерація-7)	- // -	поодинокі розломи / 90, 0, 45		тріщини, катаклаз, площини ковзання		холодні умови (епізона)		- // -	- // -	

Результати різносторонніх і поліхронних стиснень мегаблоку оречовинені у генераціях дислокаційних структур та гібридній будові досліджуваних об'єктів, які охарактеризовані вище. Тобто кожен із тектонічних імпульсів провокував появу нових породних тіл, отже речовинна неоднорідність Волинського мегаблоку є тектоно-метаморфічною.

2.2 Дністровсько-Бузький мегаблок

Детальні ділянки досліджень Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ знаходилися в межах його північно-західної (ділянки 5-7 на рис. 2.1) та південно-східної частин (ділянки 10-16). Перші із зазначених ділянок містяться в межах Подільського блоку зазначеного мегаблоку, поруч м. Літин та сіл Малинівка і Стрижавка Вінницької обл. Інші – поруч та в межах Голованівської шовної зони, поруч сс. Салькове, Завалля, Кіровоградської обл. Будову цих ділянок спостережень (10-16) буде розглянуто в підрозділі “Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони”.

2.2.1 Геологічна будова досліджуваної території за даними попередників. Дністровсько-Бузький мегаблок вважається однією із найдревніших структурних одиниць УЩ, жорстким ядром типу «серединного масиву» або древньою архейською глибою (Бузько-Подільською жорсткою глибою), що консолидувалася в ранньому докембрії [102, 194, 248 та ін.]. Вона була задіяна тектонічними перетвореннями в декілька етапів (різними дослідниками виділяється від 4-х до 10-ти) та змінена ними як в крайових, так і у внутрішніх частинах [12-14, 112, 173, 194]. Зокрема, в [194] виділяється шість головних комплексів і груп складчастих структур, які відображають головні моменти в історії розвитку древньої глиби. Кожна наступна генетична група складок формувалася на фоні закономірного розвитку структури у цілому, в продовження процесу, що розпочався в попередню фазу складчастості. З пізніми

деформаціями пов'язано формування зон катаклазу, мілонітизації, сколювання, які розділили Бузько-Подільську глибу на окремі блоки [194]. В результаті, Бузько-Подільська жорстка глиба нагадує різновікову конгломератоподібну споруду [194], і в її будові виділяються субкільцеві куполоподібні структури II порядку (Літинська, Липовецька, Шаргородська й ін.) та лінійні, трогоподібні (синклінальні) [12-14, 50, 194]. Всі вони добре простежуються за характером гравітаційного і магнітного полів, за своєрідністю складчастих дислокацій, за комплексами порід й умовами їх метаморфізму [50, 102, 194].

Куполоподібні структури в поперечнику сягають 10-30 км. Вони сформовані, переважно, чарнокітами і піроксено-плагіоклазовими гнейсами. Підпорядковане значення мають тут пегматоїдні граніти і вінницити. Вони формують пластоподібні тіла і малопотужні жили. Крила куполів ускладнені лінійними складками третього й більш високих порядків [50, 102, 194].

Лінійні (синклінальні) структури II порядку виповнені метасоматично зміненими гранітами, мігматитами, аплітами, також метаморфогенними породами (гнейси, сланці, амфіболіти й ін.). В них фіксуються дрібні складки і структури будинаж [50, 102, 194].

Становлення міжкупольних синкліналей і куполовидних утворень різними дослідниками трактується по-різному:

1) Вони розвивалися одночасно і генетично тісно пов'язані. Разом міжкупольні синклінали і куполовидні утворення формують комплексні структури. Метаморфогенні породи (гнейси, сланці, амфіболіти та ін.), що залягають в синкліналах, зустрічаються серед гранітів і мігматитів куполів у вигляді ксенолітів й останців. В останніх спостерігається реліктова текстура, дискордантна текстурам гранітоїдів [194].

2) Лінійні структури II порядку сформувалися на другому етапі (ранньопротерозойському) розвитку території, що супроводжувалося гранітизацією і метаморфізмом куполоподібних утворень початкової стадії розвитку земної кори [102, 194].

3) Формування більшості куполів пов'язано з середнім (третім) етапом розвитку Бузько-Подільської жорсткої брили, у зв'язку з гранітизацією субстрату й розлінуванням утворених при цьому тіл [50, 194].

4) Поштовхом до розвитку купольних структур були три етапи гранулітового метаморфізму палеоархейських порід (3,2, 2,8 і 2,0 млрд років тому), які супроводжувалися складчастістю, селективним плавленням порід нижнього структурного поверху з формуванням чарнокітоїдів гайворонського (2,84 млрд років) і бердичівського комплексів (2,08 млрд років). В період 2,1 – 1,96 відбувся орогенез, що супроводжувався гранітизацією і калієвим метасоматозом з формуванням гранітоїдів бердичівського, подільського й інших комплексів [201].

5) Чарнокітоїди куполів – магматичні корового зародження [248].

Подільський блок з півночі обмежується субширотною Андрушівською зоною розломів з півдня та сходу – Немирівським розломом та Одеською розломною системою, відповідно. Даний блок Хмільникським розломом розділений на блоки другого порядку, геологічна будова яких дещо відрізняється [26, 50]. Це Вінницький «фемічний» та Бердичівський «салічний» блоки [50]. Вони, у свою чергу, розчленовується на блоки третього порядку. В цілому ж, геологічна будова досліджуваної території двоповерхова [50]. Нижній поверх складений переважно глибокометаморфізованими й інтенсивно гранітизованими породами раннього докембрію. На його розмиту поверхню налягають палеоген-четвертинні відклади, які разом з корою вивітрювання формують другий поверх [50]. Безпосереднім об'єктом наших досліджень був нижній структурний поверх в межах Літинського куполу та Хмільникського розлому (зони розломів). Зазначений поверх сформований структурно-речовинними комплексами (СРК) первісної консолідації земної кори та колізійним (рис. 2.30). У складі першого СРК виділяються дві формації – палеоархейська грануліт-базитова (березнинська, тиврівська товщі) і неоархейська ендербіт-плагіомігматитова (літинський ультраметаморфічний комплекс). У складі другого СРК – палеопротерозойські плагіограніт-мігматитова і граніт-мігматитова (обидві відносяться до

бердичівського комплексу), мезопротерозойська гранітова (хмільницький комплекс), також дайкова. Зони переходу між породами формацій субзгідні, реакційні з розвитком проміжних утворень – гранодіоритів (собітів) та вінницитів [50].

СРК первинної консолідації літосфери в сучасному зрізі досліджуваного фрагменту УЩ виражений у вигляді геологічних тіл різноманітних розмірів (від декількох до перших десятків кілометрів) лінзовидних, неправильних, але переважно, субкільцевих форм, які доволі закономірно розміщені за площею.

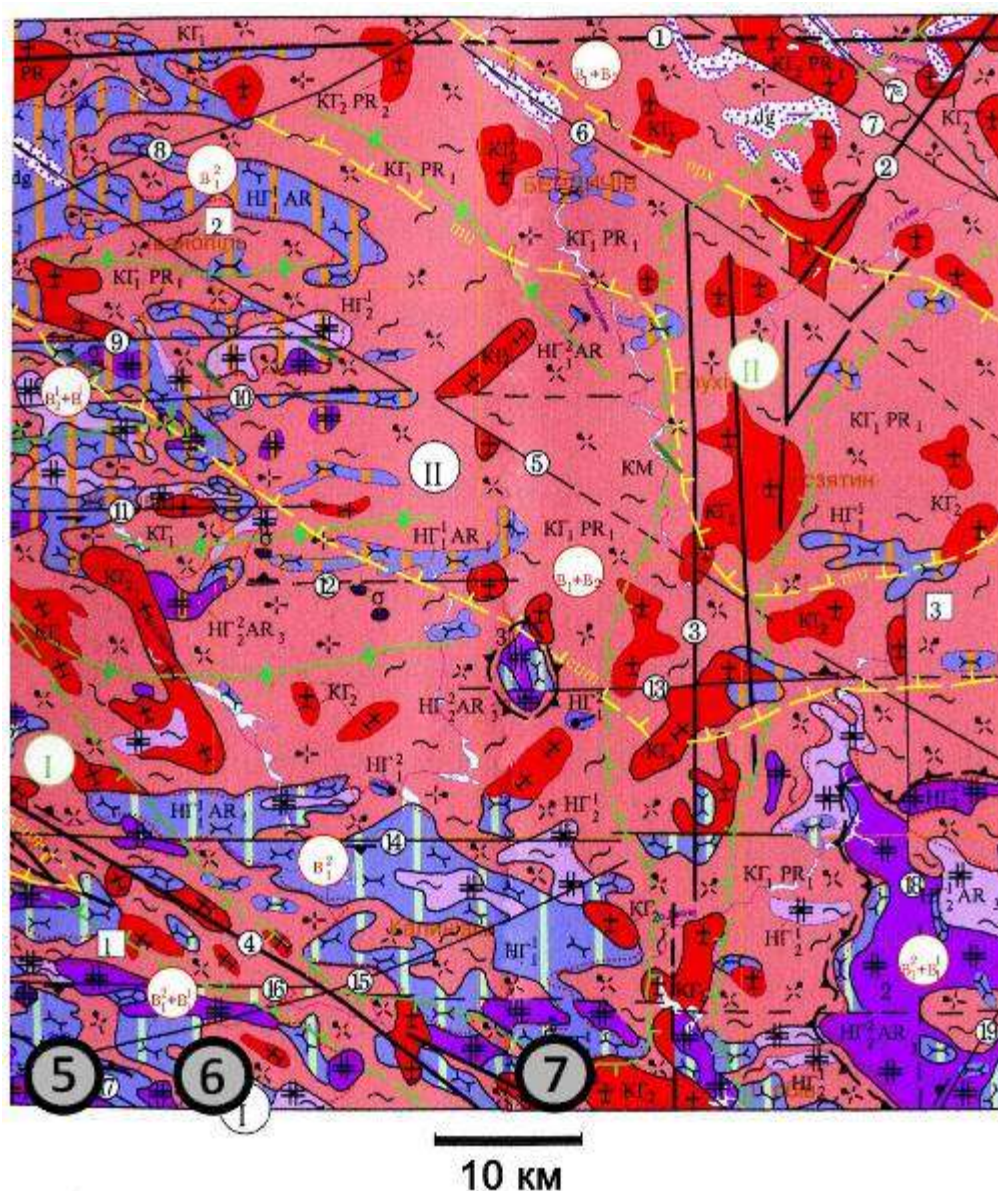
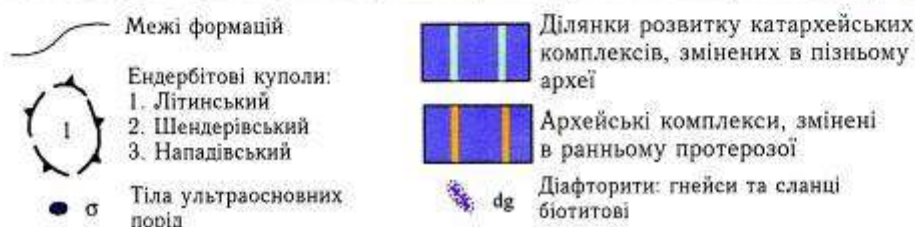


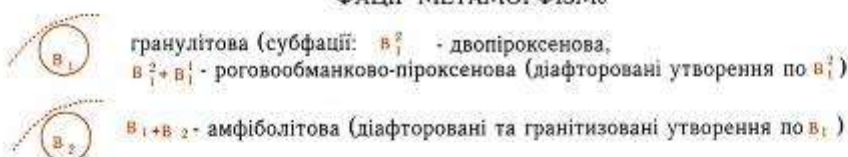
Рис. 2.30. Тектонічна схема досліджуваної території, за [50]. 5 – 7 в залитих кружках – детальні ділянки досліджень: 5 – поруч м. Літин, 6 – с. Малинівка, 7 – с. Стрижавка

ГЕОДИНАМІЧНІ УМОВИ І СТРУКТУРНО-РЕЧОВИННІ КОМПЛЕКСИ

ГЕОДИНАМІЧНІ УМОВИ СТРУКТУРНО-РЕЧОВИННІ КОМПЛЕКСИ (СРК)	ПЕРВІСНОЇ КОНСОЛІДАЦІЇ ЛІТОСФЕРИ				КОЛІЗІЙНА			
СТРУКТУРНО- ФОРМАЦІЙНІ ПОЛІЗОНИ	Ендербіт- гранулітова (протоконтинентальна)				Зони глибин- ного скупчення			Зони глибин- них розломів
ГЕОЛОГІЧНІ ФОРМАЦІЇ, ЇХ ГРУПИ, ПІДФОРМАЦІЇ	Грануліт- базитова	Кінцигітова ?	Ендербіт-плагіо- мігматитова		Плагіограніт- мігматитова	Граніт- мігматитова	Гранітова	Гіпербазит- базитова (дайкова)
ЗНАКИ ФОРМАЦІЙ, ПІДФОРМАЦІЙ								
ІНДЕКСИ СРК	$НГ_1^1 AR_1$	$НГ_1^2 AR_1$	$НГ_2^1 AR_3$	$НГ_2^2 AR_3$	$КГ_1 PR_1$	$КГ_2 PR_1$	$КГ_3 PR_2$	КМ



ФАЦІЇ МЕТАМОРФІЗМУ

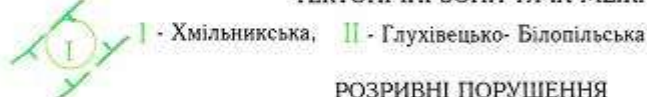


Ізогради індекс-мінералів: орх - ортопіроксену, сит - кумінгтоніту, му - мусковіту

РАЙОНУВАННЯ ПОДІЛЬСЬКОГО БЛОКУ

- Блоки другого порядку: I - Вінницький, II - Бердичівський
- Блоки третього порядку: 1 - Літинський, 2 - Іванопільський, 3 - Козятинський

ТЕКТОНІЧНІ ЗОНИ ТА ЇХ МЕЖІ



РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ

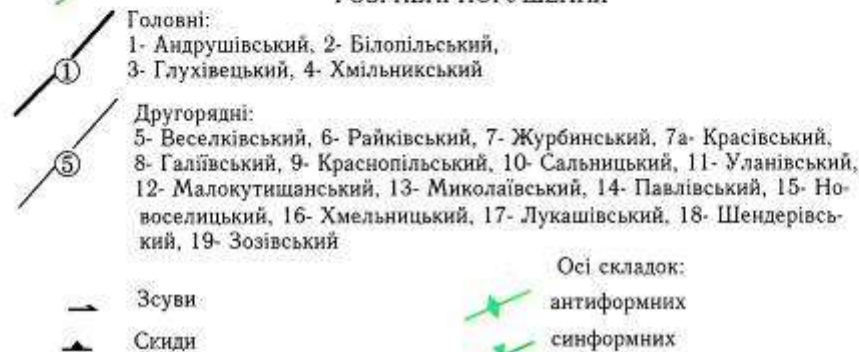


Рис. 2.30. Продовження. Умовні позначення до тектонічної схеми

Вони відповідають «фемічним» магнітним блокам з обмеженнями крутого падіння і потовщеною корою, які простежуються на великі глибини [50, 102]. За [50, 194] для субкільцевих (купольних) тіл є характерним похиле падіння крил, частіше під кутами 20 – 30°.

Колізійний СРК також виражений у вигляді геологічних тіл різноманітних розмірів (від декількох до перших десятків кілометрів), субкільцевих, неправильних, але переважно, лінзовидних і лінійних форм, які розмежовують тіла СРК первинної консолідації земної кори [26, 50]. Для лінзовидно- лінійних тіл колізійного СРК та смугастості в їх межах є характерним круте падіння, більше 60°. Такі тіла, переважно, тяжіють до немагнітних «салічних» блоків, але нерідко зустрічаються і в межах РМА (регіональних магнітних аномалій) [50, 102].

Літинська куполовидна структура сформована, переважно, СРК «первісної консолідації земної кори». Лінійні структури, що обмежують Літинську, зокрема Хмільницька представлена, переважно, «колізійним» СРК. У межах Літинської структури фіксується [50, 194] лінійна складчастість третього і більш високих порядків, яка орієнтована паралельно і перпендикулярно контурам структури та концентрично її окреслює. Ширина складок сягає 0,7 км, падіння їх крил круте – 60-65°. Складки мають перегини осей у вертикальній і горизонтальній площинах. Занурення їх шарнірів непостійне. Ці структури ускладнені дрібними складками течії і волочіння.

Для породних різновидів Літинської структури відомі такі цифри віку: пегматоїдний чарнокіт – 2040 млн років, чарноендербіт – 2140, ендербіт – 2815, антипертитовий ендербіт – 2,1, 2,4-2,6 млрд років [33, 34, 50]. Sm-Nd модельний вік ендербіту 3,4-3,6 млрд років, вік ϵ_{Nd} – 2,0. Sm-Nd модельний вік роговообманково-двопіроксенового кристалосланцю, цієї структури, 3,2-3,0 млрд лет, вік ϵ_{Nd} – 2,0. Sm-Nd вік гіперстенового плагіогнейсу (тиврівська товща) Малинівського кар'єру (крайова частина Літинської структури) – 3,61 млрд років [201]. За [248] температури формування чарнокітоїдів літинського комплексу 760-820°C, тиск 430 МПа, рівень ерозійного зрізу 16 км; вік – 2043 млн років.

Водночас, для цих порід визначені дуже великі негативні значення $\varepsilon_{Nd} - (-18-11,4)$ [248], які свідчать про довготривалу передісторію формування чарнокітоїдів літинського комплексу.

Хмільницька лінійна структура, відповідно [26, 39] – це зона розломів північно-західного простягання, за [194] – Гніваньська синкліналь, протяжністю 350 км й шириною біля 8 км. За [83] Хмільницька зона в цілому є потужним лінеamentом лінзовидно-лускатої будови крутого залягання. Лінзи та луски виступають в ролі тіл-композитів різного ступеню дислокованих порід [173]. В межах північно-східного борту Хмільницької зони розломів (межиріччя Случі, Тетерева й Сніводи) виділяються гранулітовий і амфіболітовий катазональні (КЗ) комплекси, мезозональний і епізональний. Структурний парагенезис цієї зони є накладеним на раніш сформовані СРК [173].

У роботі [112] для частини Хмільницької зони (поруч с. Старий Остропіль) встановлено, що вона тут виражена системою в'язких розломів в діапазоні ТФ від V до X КЗ. Зона формувалася в декілька етапів – добердичівський, синбердичівський і постбердичівський. Першому етапу, за [112], відповідають плагіомігматизація, плямисті й мікросмугасті текстури. Вони утворюють птигматитові мікроскладки. Рівень дислокаційних перетворень відповідає ТФ IV КЗ-1. Другий етап – ін'єкційна гранітизація у супроводі дроблення мігматитів першого етапу з формуванням агматитів. На третьому (також синбердичівський) етапі відбулося формування апліт-пегматоїдної жильної фази бердичівських гранітів з птигматизацією жил. На ці утворення накладені польовошпатовий і гранатовий порфіробластез, також крихкі розломи [112].

За [39] деформації докембрійських порід в межах Хмільницької зони розломів виражені утворенням бластомілонітів, бластокатаклазитів, мілонітів, динамометаморфічної смугастості, структур підвороту, також порід дайкового комплексу, що витягнутий вздовж зони. Деформації відбувались у три фази. 1) немирівська: $\sigma_1 - 03/00$, $\sigma_3 - 93/00$, $\sigma_2 - \perp$; правий здвиг; 2) суцанська $\sigma_1 - 85/00$, $\sigma_3 - 355/00$, $\sigma_2 - \perp$; лівий здвиг; 3) формування даєк. Найбільш молодому етапу розтягу зі здвигом відповідала орієнтація осі σ_3 в північно-східних румбах.

Для Хмільникської зони розломів характерним є строкатий набір порід різного складу, структури й глибини формування. Це, гранат-біотитові граніти, гіперстен-біотит-гранатові мігматити, чарнокіти, ендербіти, лейкократові блакитнокварцеві граніти [26, 50, 173], які відносяться до бердичівського комплексу, також лейкограніти Хмільницького комплексу. Чарнокітоїди формують невеликі тіла, не більше декількох метрів, які поступово переходять в гранатові чарнокіти, а ці в – біотит-гранатові і біотит-мікроклінові гранітоїди. Відповідно літературним даним [33, 34, 104, 248], термодинамічні умови бердичівських гранітоїдів коливаються в межах $T = 580-850\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7-10\text{ кбар}$ (520-830 МПа). Час утворення в межах 2,4–1,9 млрд років [33, 34, 248]. За [33, 34, 104, 248] з півдня на північ величини P - T параметрів зменшуються: для чарнокітоїдів $T > 973^{\circ}\text{ K}$, $P = 700-800\text{ МПа}$; для бердичівських гранітів $T = 880-960^{\circ}\text{ K}$, $P = 300-500\text{ МПа}$. Rb-Sr вік гнейсів (березнинська товща) із ксенолітів гранат-біотитових гранітів бердичівського комплексу – 2300 млн років [33, 34, 201], Sm-Nd модельний вік плагіограніту с.Іванів (обрамлення Літинської структури) – 2,2-2,4 млрд років, вік ϵ_{Nd} – 2,0. Ендербіта, відповідно, – 2,5-2,7 і 2,0 млрд років.

Схожий спектр цифр ізотопного віку порід відомий і для інших утворень західної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ, подібних до Літинської й Хмільникської структур [33, 34, 201, 248].

Фактично всі різновиди гранітоїдів як Літинської, так і Хмільникської структур містять численні включення (ксеноліти) переважно лінзоподібних форм, різноманітних розмірів – від декількох сантиметрів до перших кілометрів. Вони розміщені згідно текстурним неоднорідностям й обмеженням тіл гранітоїдів. Речовинно включення представлені переважно біотит- і гіперстен-гранатовими плагіогнейсами, ендербітами, також піроксеновими, амфібол-двопіроксеновими кристалічними сланцями, кальцифірами й вапняно-силікатними кристалічними сланцями [33, 34, 50, 201, 248].

2.2.2 Літинська куполоподібна структура. Детальна ділянка досліджень Літинської куполоподібної структури (ділянка “Літин”, 5 на рис. 2.1 та 2.30) знаходиться в її північній частині (поруч м. Літин), в 5-ти км на південь від контакту з лінійною структурою (Гніваньської синкліналлю, або Хмільникською зоною, чи колізійним СРК) північно-західного простягання. У кордонах ділянки мали місце 100 детальних точок спостережень (ТС), в кожній з яких проводились від 10-ти до 30 замірів елементів залягання дислокаційних структур: смугастості, лінійності, розміщення лінз та будин тощо; опис структур, їх мінерального складу та взаємовідношень; виконання зарисовок, фото та виніс даних на польову карту. За результатами робіт встановлено, що даний фрагмент кристалічного фундаменту сформовано різновіковими, накладеними одна на іншу, генераціями дислокаційних структур. Тому Літинський купол та Хмільникську зону називаємо дислокаційними структурами (структурами).

Для зазначеної частини Літинської структури *дислокаційні утворення генерації-1* представлено структурами розлінзування й будинажу. Вони субвертикального падіння, субмеридіонального до північно-східного простягання (азимут простягання (АзПрост) – 0–30°). Сланцюватий матрикс і лінзи речовинно є ендербітами, які в різній мірі розсланцювані, будини – гнейсами. Потужності лінзоподібних зонок різного ступеню розсланцювання коливаються від перших десятків сантиметрів до декількох метрів. Внутрішня будова будин неоднорідна – смугаста, що обумовлено варіаціями мінерального складу. Простягання смугастості, навіть для будин, що знаходяться в декількох метрах одна від іншої, різне – північно-східне і північно-західне.

Структури генерації-2 виражені смугастістю північно-західного простягання субвертикального падіння (Y_2 на рис. 2.31a). Смугастість обумовлена варіаціями мінерального складу і розмірностей зерен чарнокітоїдів (рис. Б.2.32).

Структури генерації-3 представлені сланцюватістю північно-східного простягання (рис. Б.2.32), субвертикального падіння з мінеральною лінійністю, що круто занурюється на північний-схід (Y_3 , L_3 на рис. 2.31a). Сланцюватість обумовлена однаковим просторовим розміщенням і подовженістю, площинних

агрегатів біотиту, кварцу й гранату. Площини таких структур розміщені на відстанях одна від одної від 1,0 – 2,0 до 10 см. В цих площинах має місце переорієнтація й зміщення з формуванням хвостів здвигу більш ранніх утворень; найбільш яскраво це проявлено для польових шпатів. Речовинно структури даної генерації відповідають вінницитам.

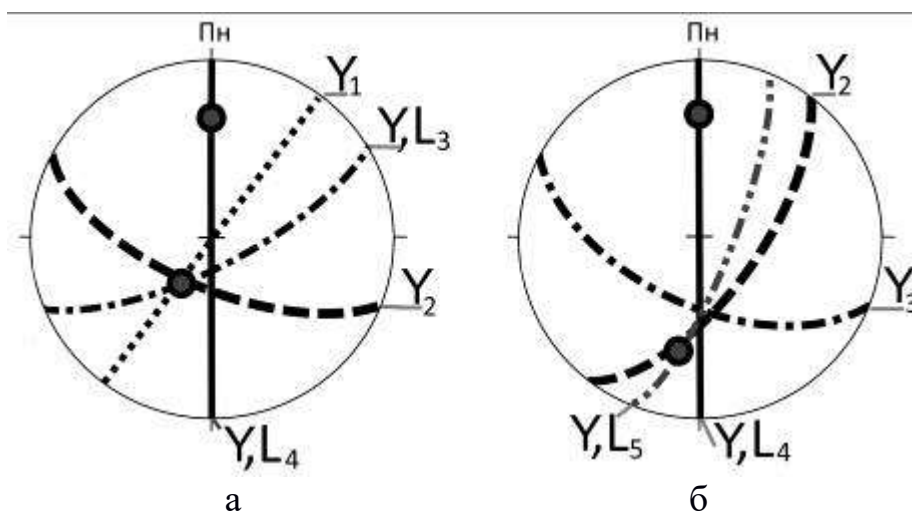


Рис. 2.31. Узагальнені проєкції на верхню півсферу площинних (напівкола, Y) та лінійних (залиті кружки, L) структурних елементів для Літинської куполоподібної (а) і Гніваньської (Хмельницької) лінійної структур (б). Індеси 1-4 – генерації структур

Структури генерації-4 – сланцюватість субвертикального падіння з похилою мінеральною лінійністю (Y₄, L₄ на рис. 2.31а). Сланцюватість даної генерації обумовлена шліровидним і односпрямованим розміщенням лінзоподібних зерен червоного польового шпату (ПШ), що сягають розмірів 2 см. Такі шліри розосереджені між собою на відстані в декілька сантиметрів – десятки сантиметрів. Простягання шлірів варіює в залежності від елементів залягання більш давніх утворень. Тобто польовошпатовий порфіробластез використав вже сформовану раніш структурну анізотропію. Але при цьому, формує і «власний» напрямок – субмеридіональний. Речовинно ці утворення відповідають гранітам.

Ділянка детальних досліджень-6 “Малинівка” знаходиться в північно-східній частині Літинської куполоподібної структури, в 1 км на південь від

лінійної структури (Хмільницької зони, Гніваньської синкліналі) північно-західного простягання.

В межах цієї ділянки досліджень встановлено три генерації структур, які подібні до перших трьох генерацій ділянки-5 “Літин”, тому детально їх не описуємо. Але, на відміну від будови фрагменту фундаменту поруч м. Літин, де деформаційними перетвореннями виокремлені блочки в десятки – сотні метрів, тут подібні блочки сягають розмірів до перших метрів. Також і речовинний склад останніх в цілому більш лейкократовий, відносно подібних утворень ділянки “Літин” [149].

2.2.3 Хмільницька зона. Детальна ділянка досліджень Хмільницької зони (ділянка 7 на рис. 2.1 та 2.30, кар'єр поруч с. Стрижавка) знаходиться в межах Гніваньської синкліналі північно-західного простягання (за [194]), за [50] – утворень колізійного СРК, в 20-ти км на схід від межі Літинської куполоподібної структури. За [26, 50] це сфера впливу Хмільницького розлому (зони розломів за [39]) в межах Бердичівського масиву гранітоїдів. Нами встановлено, що цей фрагмент кристалічної основи сформовано різнорідними, як речовинно так і структурно, лінзо- пластиноподібними тілами потужностями від декількох сантиметрів до декількох метрів. Вони мають субвертикальні падіння й субширотні до північно-західного простягання (рис. 2.33). Речовинно, це кристалосланці амфібол-біотитові з гіперстеном (5 на рис. 2.33), гнейси калішпатизовані (7, 9, 10 на рис. 2.33), меланократові (2-4) і лейкократові гранітоїди (1, 6, 8 на 2.33), які незакономірно перемежуються в межах досліджуваного фрагменту масиву.

Середній склад гранітоїдів меланократових такий, %: плагіоклаз ~ 27, КПШ – до 15, кварц ~ 25-30, біотит ~ 17-22, гранат від поодиноких зерен до ~ 20%, хлорит до 5, апатит, монацит, циркон. Гранітоїдів лейкократових – плагіоклаз ~ 20, КПШ – 20-25, кварц ~ 30, біотит ~ 10, гранат від поодиноких зерен до ~ 10%, хлорит – 1-2, апатит, монацит, циркон.

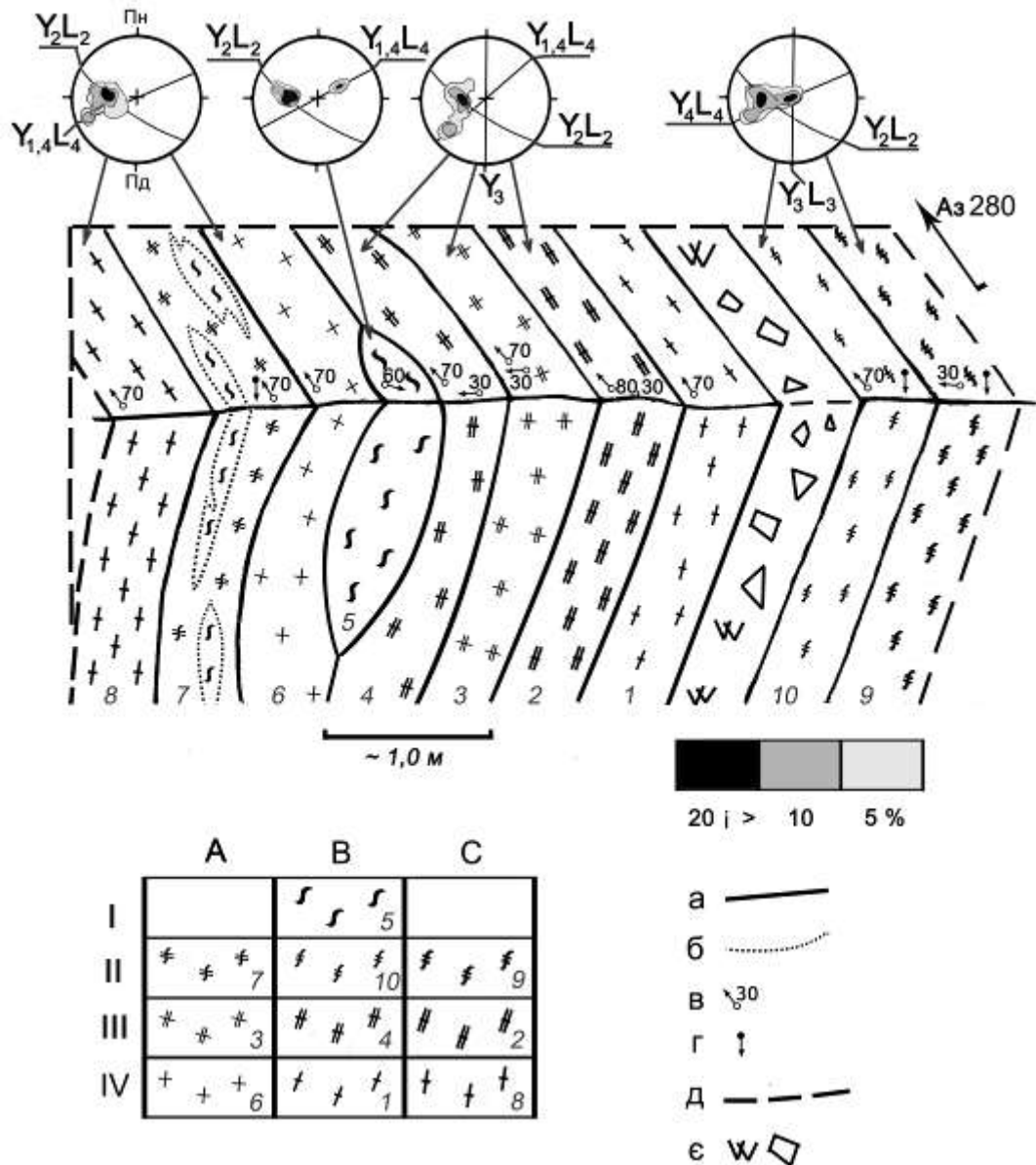


Рис. 2.33. Будова фрагменту Бердичівського масиву гранітоїдів в зоні впливу Хмільницької зони розломів (поруч с. Стрижавка, т.с. 7 на рис. 2.30). Зарисовка в площинах *a:c* (горизонтальна) й *в:c* (вертикальна) геологічних тіл та провідної сланцюватості. а – межі пластин-складових; б – межі породних різновидів однієї пластини; в – напрямок і кут занурення мінеральної лінійності; г – вертикальна лінійність; д – умовні обмеження фрагменту Бердичівського масиву, що досліджувався; е – задерновка. Внизу ліворуч – шкала відносного віку (I – IV) і ступенів структурно-речовинних перетворень (A-C) породних різновидів даного фрагменту Бердичівського масиву: А – найнижча ступінь перетворень, С – найвища. I – кристалосланець амфібол-біотитовий з гіперстеном, II – гнейси калішпатизовані, III – гранітоїди меланократові, IV – гранітоїди лейкократові. 1 – 10 на зарисовці та шкалі ліворуч – позначення виділених пластин-складових масиву та №№ зразків з них відібраних. Зверху – орієнтація площинних (Y, напівкола) і лінійних (L, в ізолініях) структурних елементів в проекції на нижню напівсферу. Індокси ₁₋₄ – генерації структур. Внизу праворуч – шкала щільності розподілу лінійних елементів

Границі між виділеними тілами-пластинами чіткі, але доволі поступові. Внутрішня будова таких тіл неоднорідна, виражена смугастістю й сланцюватістю/гнейсуватістю декількох генерацій. Зазначені текстури (дислокаційні структури) для різних різновидів порід збережені й виражені різною мірою. Навіть в межах одного із відзначених вище їх різновидів ступінь прояву таких структур доволі змінна, переважно, вхрест простягання геологічних тіл та незначно за простяганням. Зазначене відображено у вигляді шкали ліворуч під зарисовкою на рис. 2.33.

Структури генерації-1 – смугастість північно-східного простягання й субвертикального падіння (Y_2 на рис. 2.31 б, 2.34 та Y_1 на рис. 2.33). Розміщення мінеральної лінійності в площинах смугастості фактично не діагностується, адже заретушоване більш пізніми дислокаційними утвореннями. Смугастість обумовлена варіаціями розмірностей мінеральних зерен, їх складу і ступіней подовження. Потужності таких смуг – перші сантиметри. Власне смугастість генерації-1 є реліктовою і сформована головним чином плагіоклазом (№ ~ 35-40 [50]) з розмірами зерен до 1 см та поодинокими рештками піроксенів. Ці мінерали розміщені по площі штуфа у вигляді деформованих шахових клітин, що розмежовуються накладеними смугастістю та сланцюватістю наступних генерацій (рис. 2.34). Тобто можна сказати, що смугастість даної генерації за складом є чарно-ендербітом.

Структури даної генерації найкраще збережені в межах пластин, які сформовані кристалосланцями і меланократовими гранітоїдами (рис. 2.34-36).

Структури генерації-2 представлено тонкою смугастістю (від декількох мм до 1 см) і сланцюватістю субширотного до північно-західного простягання (Y_3 на рис. 2.31 б, 2.34 та Y_2 на рис. 2.33, Б.2.35-38), які є конформними обмеженням виділених тіл-складових фрагменту фундаменту, що досліджується.

Мінеральна лінійність (L_2) в площинах сланцюватості занурюється на захід – північний-захід під $\angle 70^\circ$. Смугастість обумовлена варіаціями мінерального складу і будови утворень (зміна розмірів мінеральних зерен і агрегатів й ступеню їх подовження); сланцюватість – односистемним розміщенням пласких

мінеральних агрегатів; лінійність — однаковим просторовим розміщенням подовжених, голко-, веретеноподібних агрегатів. Мінералогічно структури даної генерації сформовані плагіоклазом (№ ~ 25-30 [50]), кварцем, зрідка міжзерновим дрібним калієвим польовим шпатом (КПШ), гранатом з розмірами зерен до 0,5 см та подовженістю 1/2-5. Тобто смугастість/сланцюватість даної генерації можна ідентифікувати як вінницити-плагіограніти.

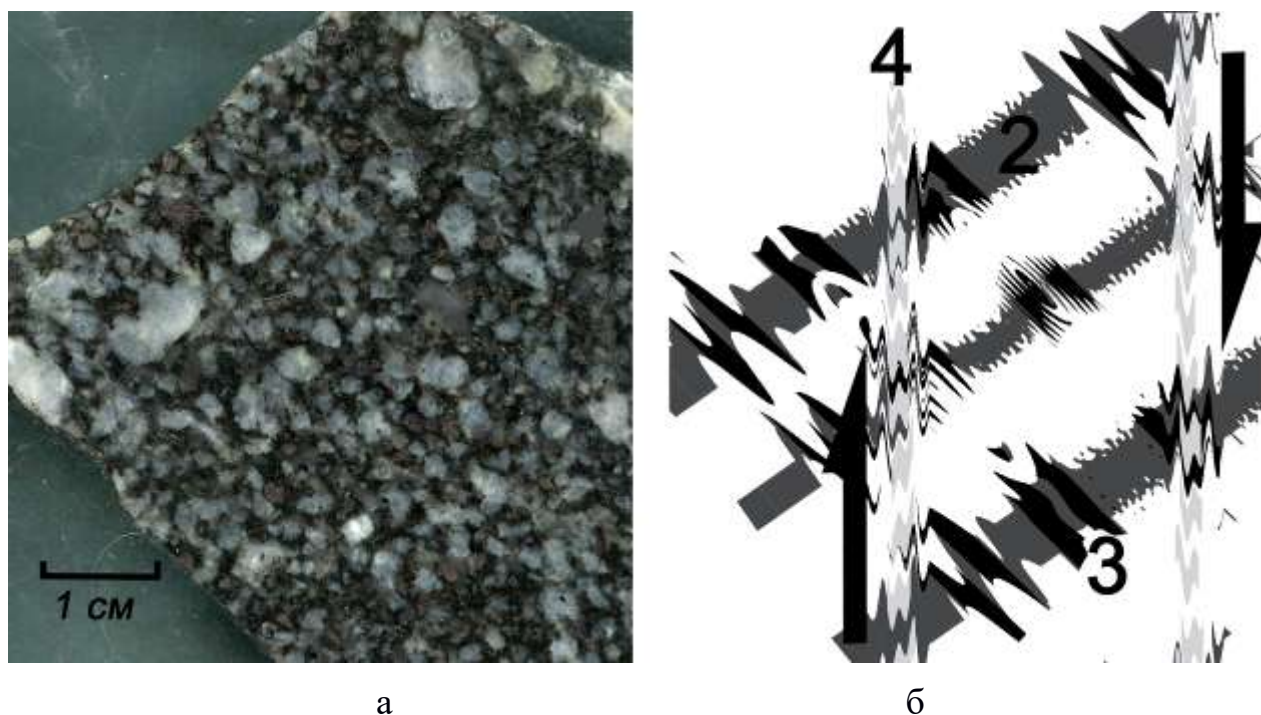


Рис. 2.34. Смугастість та сланцюватість генерацій 2-4 в меланократових гранітоїдах (зр. №3 на рис. 2.33) Хмельницької зони. Зразок орієнтований відносно сторін світу. а — фото в горизонтальній площині, поперечній до сланцюватості-3. б — узагальнювальна зарисовка. 2 — 3 — №№ генерацій. Стрілки — реставровані напрямки зміщення для смугастості/сланцюватості генерації-4

Структури генерації-2, в різній мірі, проявлені у всіх спостережених породних різновидах. Найкраще вони проявлені в пластинах-складових, що представлені лейкократовими гранітоїдами (рис. Б.2.37) і гранітизованими гнейсами, дещо менше в тілах меланократових гранітоїдів (рис. 2.34, Б.2.35, 36), найгірше вони виражені в лінзо-пластинах, які сформовані кристалосланцями.

В площинах сланцюватості генерації-2 має місце переорієнтація й зміщення мінералів і агрегатів смугастості генерації-1 з формуванням новоутворених шлірів

здвигу та прокручування (рис. Б.2.38, 39). Ці новоутворені шліри на реліктових плагіоклазах генерації-1 представлені відносно розкисленим плагіоклазом.

Структури генерації-3, це сланцюватість субвертикального падіння з похилою мінеральною лінійністю (Y_4 , L_4 на рис. 2.31, 40 б та Y_3 , L_3 на рис. 2.33, Б.2.41). Сланцюватість даної генерації обумовлена шліроподібним і односпрямованим розміщенням подовжених зерен червоного польового шпату, розміри яких сягають 2 см. Тобто в цілому ці утворення за складом відповідають гранітам. Такі шліри розосереджені один від одного на відстані в декілька сантиметрів – десятки сантиметрів.

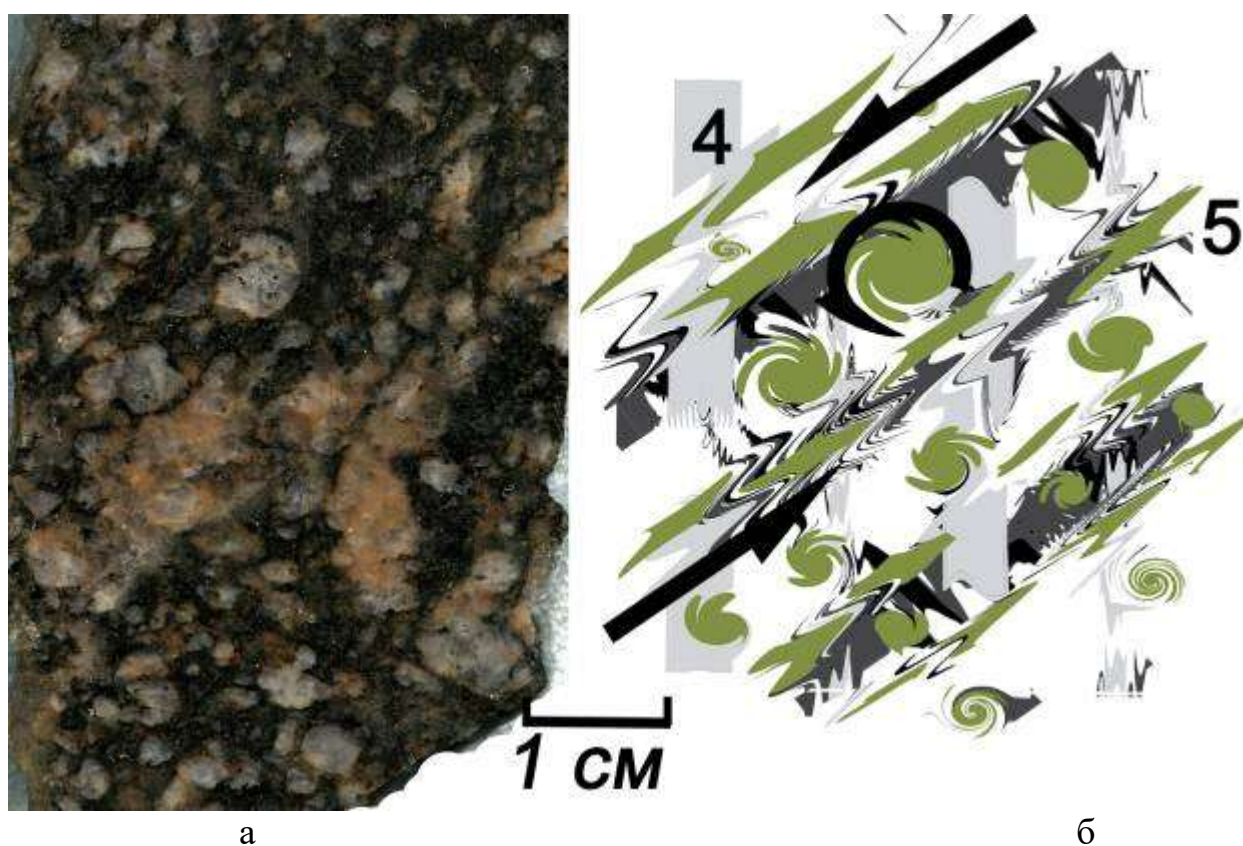


Рис. 2.40. Смугастість та сланцюватість генерацій-2–5 (цифри на рис.) в калішпатизованих гнейсах Хмільницької зони (зр. 10). а – фото, б – зарисовка. Y_2 незбережена, видно рештки Y_3 , що залучені до розсланцювання наступного етапу В прихвостових частинах мікроструктур ротації спостережено скупчення рудних мінералів. Стрілочки – напрямки зміщення для сланцюватості генерації-5. Це зображення фактично є мікромоделлю формування Подільського блоку й Літинської структури зокрема

В залежності від мінерального складу субстрату, азимути простягання шлірів варіюють: в меланократових різновидах порід вони тяжіють до північно-

східного простягання, в лейкократових – до північно-західного. Тобто польовошпатовий порфіробластез використав раніш сформовану структурну анізотропію. При цьому ж, формує і «власний» напрямок – субмеридіональний (рис. 2.40, Б.2.41 а). В свою чергу, порфіробласти ПШ прихоплені розсланцюванням наступного етапу, що виражено в розосередженні зерен з формуванням пережимів, хвостів зсуву й прокручування (рис. 2.40, Б.2.41, 42). Сланцюватість генерації-3 найкраще проявлена в гнейсах, менше в гранітоїдах.

Структури генерації-4 – сланцюватість, північно-східного простягання, субвертикального падіння з мінеральною лінійністю, що похило занурюється на південний-захід (Y_5 , L_5 на рис. 2.31 б, 2.40, Y_4 на Б.2.41). Дана сланцюватість обумовлена однаковим розміщенням й подовженістю, головним чином, лінзо-веретеноподібних агрегатів біотиту та кварцу. Площини новоутворених структур розміщені на відстані одна від одної від 1,0 – 2,0 до 5,0-ти см. В цих площинах має місце переорієнтація й зміщення з формуванням хвостів здвигу більш ранніх утворень; найбільш яскраво це проявлено для польових шпатів (рис. 2.40, Б.2.41, 42). Ділянки (пластини) згущення й зближення таких шлірів можна ідентифікувати як апліт-пегматоїди.

В цілому ж, сланцюватість генерації-4 найкраще проявлена в кристалосланцях і калішпатизованих гнейсах, дещо менше в меланократових гранітоїдах, найменше й навіть зовсім не проявлена в лейкократових гранітоїдах [150].

На всіх досліджуваних нами ділянках проявлені крихкі розломи (структури генерації-5(6)). Вони розвинуті або відповідно регматичній сітці або ж, переважно, згідно накладаються на структури попередніх генерацій. Цим вони підсилюють неоднорідну будову досліджуваного фрагменту кристалічного фундаменту й забезпечують його поділ на блоки. Нами крихкі порушення детально не вивчались, адже вони не супроводжуються динамометаморфічними змінами кристалічної основи, до того ж достатньо охарактеризовані попередниками [39, 50, 124, 194].

На мікрорівні (280 шліфів) у всіх виділених генераціях структур проявлені деформаційні утворення, такі як мікросмугастість вторинного розшарування й сланцюватість. Для утворень, наприклад, другої генерації мікросмугастість в шліфах виражена нерівномірним за складом і розмірністю зерен смугоподібним розподілом по площі породоутворювальних мінералів. Сланцюватість відображена односистемною орієнтацією й витягнутістю більшості мінералів та їх агрегатів. При цьому в них мають місце перекристалізація й заміщення, які в шліфах виражені зональною, неоднорідною будовою фактично всіх мінералів. Зокрема, для польових шпатів, така неоднорідність представлена як зонки в мінералах: асинхронного погасання; з різною орієнтацією, морфологією, розмірами і ступінню досконалості двійників й густотою заповнення ними, також реліктовими мінералами, простору. Останні, а також рудні вкраплення містяться переважно на межах таких неоднорідностей мінералів. Часто двійникові індивіди виклинюються в напрямку до периферії зерен. При цьому, всі зерна плагіоклазів і більшість гранатів мають ознаки прокручування й розосередження при здвигу. Перше виражене в округлих їх формах з хвостами нарощування, тобто, це S- і σ -мікроструктури, які формуються за умов здвигу–ротації. Часто такі хвости добудовані дрібнозернистим біотит-калієвопольовошпатовим агрегатом, що відтворює цілісну лінзоподібну мікроструктуру. В прихвостових частинах S- і σ -мінагрегатів не рідко містяться агрегати рудних мінералів, також монацит і циркон. Синздвигове розосередження виражено в ланцюжкоподібному розміщенні зерен та їх фрагментів, що є мікробудинажем. Міжбудинний простір заповнено дрібнозернистим кварц-біотит-калієвопольовошпатовим агрегатом. В такий спосіб сформовано відносно більш меланократові мікросмуги. Більш лейкократові мікросмуги – збагачені кварцем і КППШ (при його наявності) «обтікають» вищеописані S-, σ - і лінзоподібні мікроструктури.

Коротко описані мікроструктури формуються завдяки перерозподілу речовини і орієнтованій перекристалізації в динамічних умовах здвигу/ротації [6, 42, 55, 58, 111, 124, 171, 192, 234, 238, 274].

Узагальнення до підрозділу 2.2. Опираючись на власні дослідження та дані попередників стверджуємо наступне.

– Літинська структура – S-подібне в плані макротіло, що є одним із сегментів ланцюжків подібних макротіл Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ. Вони розмежовані лінійними макроструктурами північно-західного й північно-східного простягань (рис. 2.43, 44). Для Літинської структури такими північно-східним обмеженнями є Хмільницька зона розломів, південно-західним – Летичівська [26]. Відомі в досліджуваному районі рудні об'єкти містяться в прихвостових частинах Літинського S-тіла та інших подібних – Шаргородського, Летичівського й ін.

Формування такої макробудови даного фрагменту кристалічного фундаменту є можливим за деформацій здвигу у супроводі розосередження та прокручування окремих її складових [108, 174, 183, 188, 198, 211, 237, 270, 274].

– За будовою, Літинська структура є лійко-спіралеподібним макротілом з субвертикальною головною віссю, яке сформоване декількома субкільцевими (C-подібними) тілами більш високого рангу [26, 102].

Хмільницька зона розломів (структура) – плитоподібне макротіло субвертикального падіння, яке складене з більш високорангових лінзо-, плитоподібних тіл строкатого складу [50, 173].

C-подібні тіла-складові ми інтерпретуємо як внутрішньобудинні складки волочіння [192], або як структури вихревидного скручування товщ лійкоподібних форм, які утворюються між здвиговими площинами [198, 217].

– Будова відзначених тіл-складових Літинської й Хмільницької структур, в свою чергу, луската, обумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих та різновікових мезотіл. Останні представлені ендербітами, чарнокітами, гранітоїдами безрудними та рудовмісними, вік яких відомий в межах від 3,6 до 2,0 млрд років для Літинської структури та 2,8-1,9 – для Хмільницької [33, 34, 201]. Тобто, структурний узор території повністю корелюється зі складом порід [135], що його створюють, отже речовинна зональність Літинської й Хмільницької структур є частиною єдиного процесу структуроутворення, а не передувала йому.

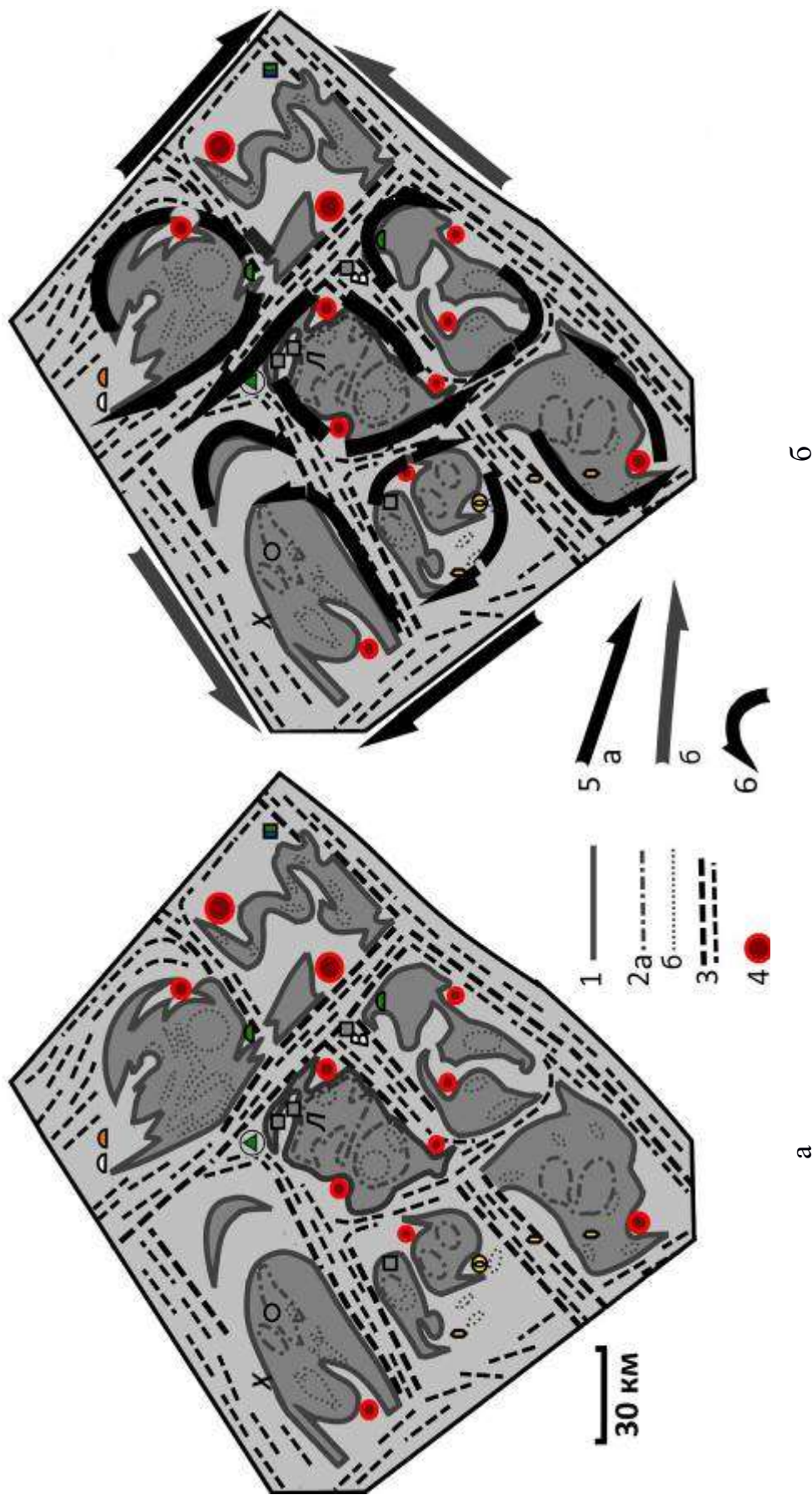


Рис. 2.43. Схематизована структурна карта (а) та модель становлення (б) Подільського блоку на кінцеві етапи структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту. Структурні схеми древніших етапів – I – III див. рис. 2.44. На основі [26] з доповненнями автора. 1 -- субкільцеві структури, контури яких проведені за границями розповсюдження вінниць (mvnpR₁¹ bd, відповідно [26]); 2 – контури тіл-складових субкільцевих структур складу ендербіту (а), (enARnm) та гнейсового (б), (ARdb, [26]); 3 – лінійні структури; 4 – тіні тиску прихвостових частин субкільцевих структур, як перспективні для місцезнаходження значимих концентрацій рудних елементів; 5 – провідні напрямки здвигових зміщень на палеопротерозойський час (а ~ 2,0 млрд років тому, б ~ 1,8); 6 – супутні здвиговим переміщенням по субкільцевим траєкторіям. В – Вінниця, Л — Літин, Х — Хмельницький. Позначення корисних копалин див. [120]

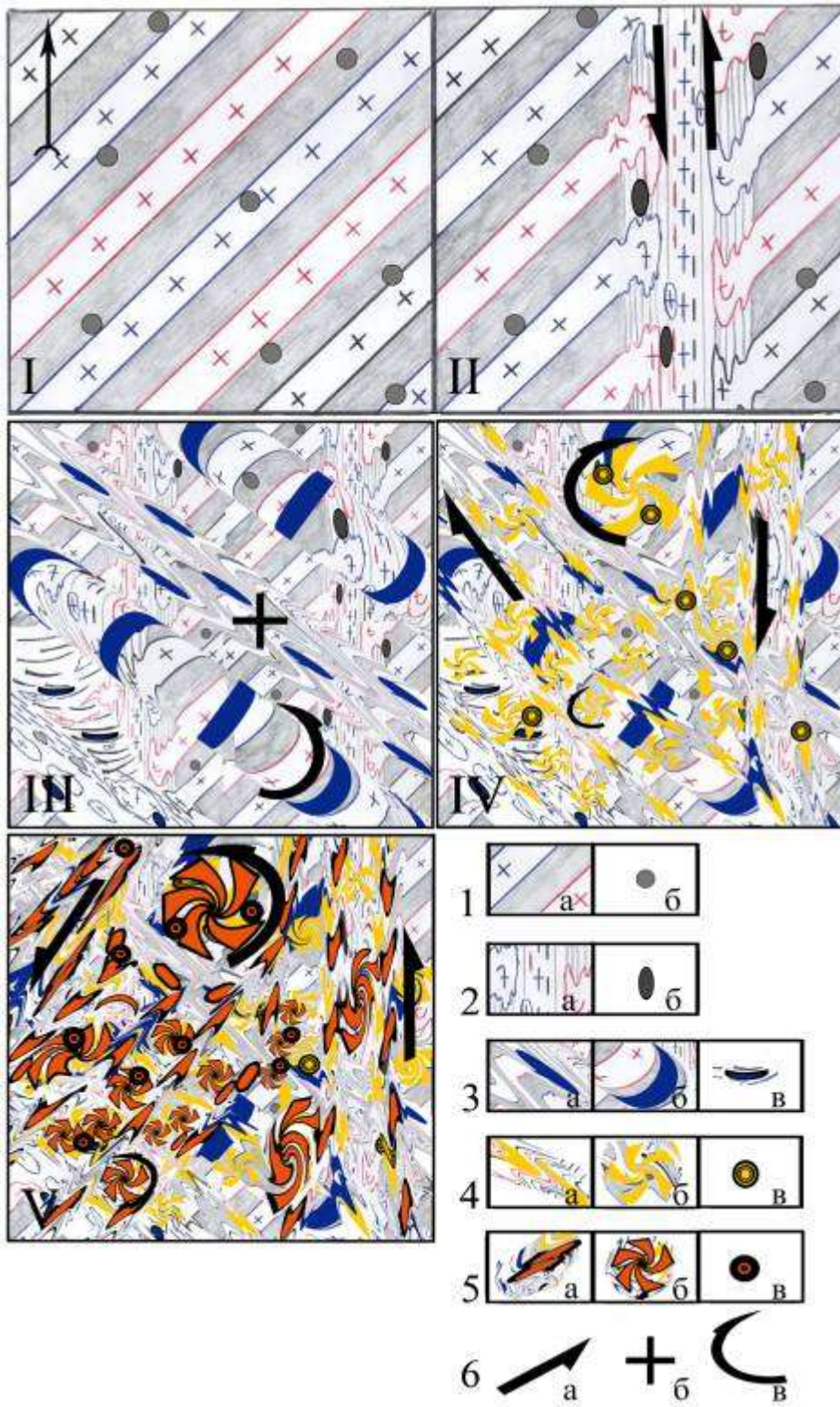


Рис. 2.44. Принципова модель формування на провідні етапи становлення структурного плану північно-західної частини УЩ: II – на час 3,2 млрд років (цифри віку за даними попередників), III – на час 2,8, IV – 2,0, V – 1,8 млрд років тому. 1 – 5 – позамасштабне, узагальнене зображення структурно-речовинних новоутворень (структур) на відповідні етапи трансформацій

кристалічної основи. 1а – структури та 1б – рудні об'єкти етапу I; 2а – структури та 2б рудні об'єкти етапу II; 3а – суттєво здвигові структури, 3б – супутні їм структури ротації, 3в – рудні об'єкти етапу III; 4а – суттєво здвигові структури, 4б – супутні їм структури ротації, 4в – рудні об'єкти етапу IV; 5а – суттєво здвигові структури, 5б – супутні їм структури ротації, 5в – рудні об'єкти етапу V. 6 – напрямки здвигових переміщень (в сучасних координатах): 6а – субгоризонтальні, 6б – субвертикальні, 6в – по субкільцевим траєкторіям

Таким чином, зазначене згідне перемежування є вторинним, зумовленим перешаруванням дуже сплюснених, витягнутих та зміщених усіх без винятку за складом геологічних тіл.

– Внутрішня будова мезотіл представлена декількома генераціями мікроструктур: розлінзування, смугастістю, сланцюватістю. Для різних порід вони проявлені в різній мірі. Кожна з генерацій структур різняться між собою просторовою орієнтацією, інтенсивністю прояву (густотою розповсюдження, ступенем розлінування й подовженості мінералів і їх агрегатів), мінеральним (хімічним) складом (Р-Т умовами формування), розмірністю зерен. В площинах сланцюватості часто мають місце агрегати σ -, s- подібних форм. Кожна з наступних генерацій сланцюватостей перетинає кожную з попередніх та розвивається за рахунок її речовини. Про останнє свідчить неоднорідна, зональна будова мінеральних зерен, що формують сланцюватість та наявність реліктових мінеральних асоціацій більш давніх сланцюватостей в кожній з наступних.

Розміщення і форма виділень рудних мінералів підпорядковані структурному малюнку даного рівня організації об'єкту. А саме вони містяться, у геолого-кінематичному відношенні, в тінях тиску – міжбудинному просторі, торцевих частинах породоутворювальних мінералів та на межах по різному сформованих зон (зон нарощування) мінералів; також виповнюють шпарини.

Висока впорядкованість мікроструктур є свідченням того ж процесу – здвигу та розтягу/прокручування на мікрорівні. Формується вона завдяки синдеформаційній перекристалізації в напрямку відносно понижених деформаційних тисків [6, 55, 113, 115, 124, 171, 192, 234, 272, 274, 275]. Кількість сланцюватостей є відображенням багатостадійності формування досліджуваних об'єктів у супроводі зміни напрямків тектонічних напруг та Р-Т умов. В даному випадку – 4 стадії становлення досліджуваних об'єктів.

Прояв мікроструктур для Літинської й Хмільницької структур дещо відмінний. Для Літинської така формула: $Y_1/Y_2L_2300/Y_3L_340/Y_4L_40$, для Хмільницької – $Y_240/Y_3L_3300/Y_4L_40/Y_5L_5$. Тобто, мікроструктури генерації-1, проявлені лише в Літинській структурі, мікроструктури генерації-4 розвинені

однаково в Літинській й Хмільницькій структурах, а мікроструктури генерації 2-3 Літинської повернуті відносно таких Хмільницької на 90° . Отже, субкільцеві тіла (купола, глиби) та лінійні (синклінали) складові даної частини УЩ, формувались синхронно в декілька етапів. На час формування мікроструктур генерації-4 відбулась ротація Літинської структури, відносно Хмільницької зони. Мікроструктури генерації-5 спостережені лише в Хмільницькій структурі, отже Літинська на даний момент не була (або слабо була) залучена до структурно-речовинних перетворень. Відзначене свідчить, що саме тектонічний імпульс на момент формування сланцюватості генерації-4 був провідним при формування петро-структурної організації досліджуваних об'єктів. Відповідно до [110, 124, 252] структури генерації-2 ми прив'язуємо до часу 2,8 млрд років, генерації-3 – 2,4 млрд, генерації-4 – 2,0, генерації-5 – 1,8 млрд років тому.

Отже, геологічні тіла як рудовмісні так і безрудні, від макро- до мікрорівня, західної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку високовпорядковані, односистемні, самоподібні, сформовані різко диференційованою речовиною. Зазначене засвідчує про сумісне й взаємозалежне формування і розвиток речовини та її морфологічного вияву (структур) в декілька етапів тектоно-метаморфогенних трансформацій кристалічного фундаменту (що відображено в генераціях структур, цифрах ізотопного віку та ін.). Зазначені трансформації різняться між собою напрямками й часом прикладення тектонічних сил, також інтенсивністю і Р-Т умовами реалізації (в зведеному вигляді показано в табл. 2.2).

В межах Хмільницької структури переважали суттєво здвигові трансформації (рис. 2.43 – 2.45), про що свідчать відносно вищі значення Р-Т (рис. 2.46, Б.2.47) її наповнення, наскрізна лінійна будова структури, більш інтенсивний розвиток сланцюватості.

В межах Літинської переважно були проявлені деформації здвигу/ротації (рис. 2.43 – 45), про що свідчить (окрім вище зазначеного) збережений при цьому більш основний склад і древніший вік наповнення.

Таблиця 2.2

Структурно-вікова шкала для Літинської (А) та Хмільницької (Б) структур Дністровсько-Бузького мегаблоку

Етапи становлення / індекс на діаграмі (рис. 2.32)		Провідні дислокаційні структури / усереднений азимут простягання		Малі дислокаційні структури		Р-Т умови		Геологічне середовище відповідно [96]		Вік, млн років
А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А/Б
1 / Y ₁	—	релікти в'язких розломів / 30	—	смуґастість	—	гранулітової метаморфізму (катазона-1)	—	гнейси дністровсько- бузької серії та ендербіти, що з ними асоціюють	—	> 3,2
2 / Y ₂	в тексті та рис. 2.33 структури генерації-1	релікти в'язких розломів		Смуґастість		амфіболітова фація метаморфізму з реліктами гранулітової (катазона-2)		Чарнокітоїди		3,2 [33, 110]
		320	40							
3 / Y ₃ , L ₃	в тексті та рис. 2.33 генерація-2	в'язкі розломи		сланцюватість, лінзи, смуґастість, лінійність		амфіболітова фація метаморфізму (катазона-3)		Вінницити		2,8 [33, 110, 124]
		45	290							
4 Y ₄ , L ₄	в тексті та рис. 2.33 генерація-3	в'язкі розломи / 0		порфировластична сланцюватість-		епідот-амфіболітова фація метаморфізму (катазона-4) + гранулітова		Граніти		2,0 [34, 124, 252]
5	— Y ₅ , L ₅ в тексті та рис. 2.33 генерація-4	окремі в'язкі розломи		повторна сланцюватість, розлінування		епідот амфіболітова фація метаморфізму до зеленосланцевої (мезозона-1)		всі попередні утворення		1,8 [34, 124, 252]
		—	30	дуже слабо проявлені						
6 поодинокі розломи / 90, 0, 45				тріщини, катаклаз, площини ковзання		холодні умови (епізона)		- // -		< 1,8

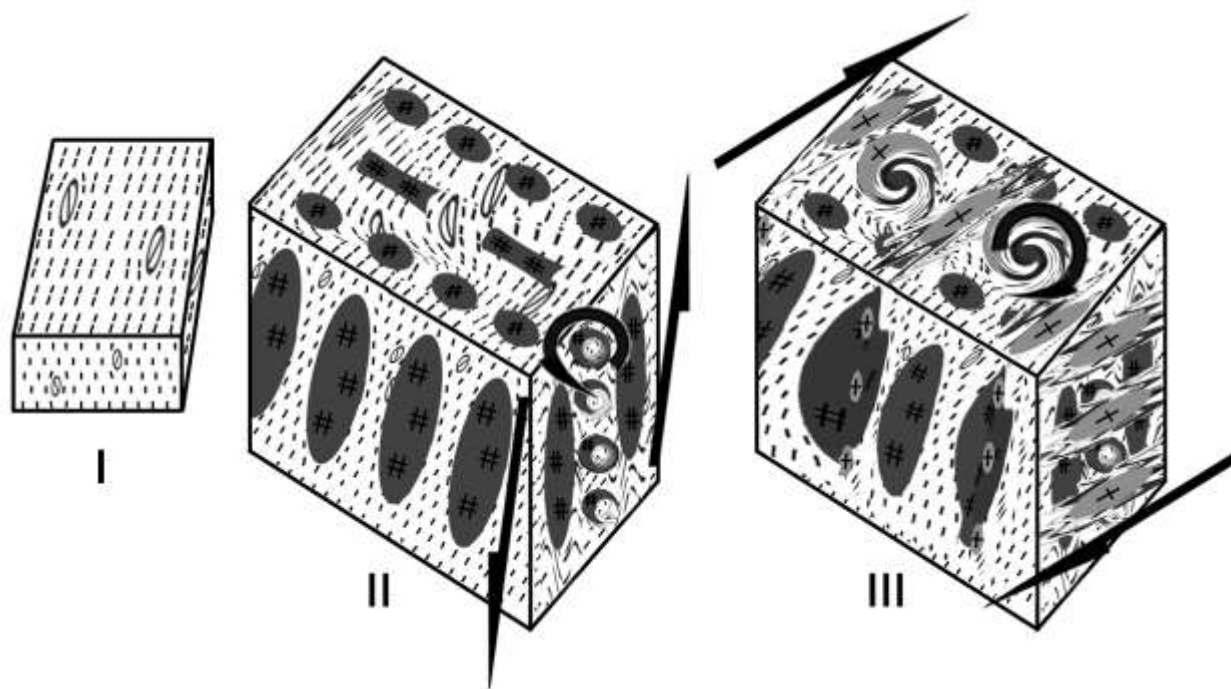


Рис. 2.45. Генералізовані блок-діаграми з елементами геодинаміки на три провідні етапи формування Літинської куполоподібної структури й комплексів її обрамлення. I – на час 3,2 млрд років (цифри віку за даними попередників), II – 2,8, III – 2,0 млрд років тому. Прямі стрілки – напрямки зміщення при дії сил здвигу-стиснення, округлі – здвигу-розтягу/ротації. Розміщення крапу, геологічних тіл, напрямків зміщень реставровано відповідно просторовій орієнтації спостережених дислокаційних структур. Сірі геологічні тіла етапу II – узагальнене зображення породних новоутворень, сформованих за трансформацій здвигу на 2,8 млрд років, відповідають чарнокітам. Світло-сірі етапу III – те ж саме на 2,0 млрд років, відповідають гранатвмісним гранітам. (Окрім приведених, іншими дослідниками, виділяється до 6-ти етапів дислокаційних перетворень досліджуваного фрагменту УЩ)

Крайова частина Літинської структури (поруч с. Малинівка) займає проміжне положення в даному відношенні. Кожен імпульс здвигу/ротації провокував появу нових породних тіл.

Таким чином, Літинська й Хмільницька структури є вторинними утвореннями, становлення яких зобов'язане проявам мінімум 4-ом імпульсам деформацій здвигу/ротації, якими було охоплено всю західну частину УЩ. Тобто, морфологія та наповнення досліджуваних об'єктів до 1,8 млрд років тому були іншими і навряд чи підлягають реставрації.

При інтерпретації показників Р-Т умов становлення Літинської й Хмільницької структур (рис. 2.46) в даній роботі відправним моментом є те, що

ступінь перекристалізації порід й p, t -параметри цього процесу визначаються інтенсивністю деформацій, швидкістю, протяжністю прояву в часі, різницею кінематичних умов при формуванні досліджуваних об'єктів та іншими особливостями дислокаційного процесу як на глибині, так і в приповерхневих умовах [112, 124, 173, 188, 199, 238, 251].

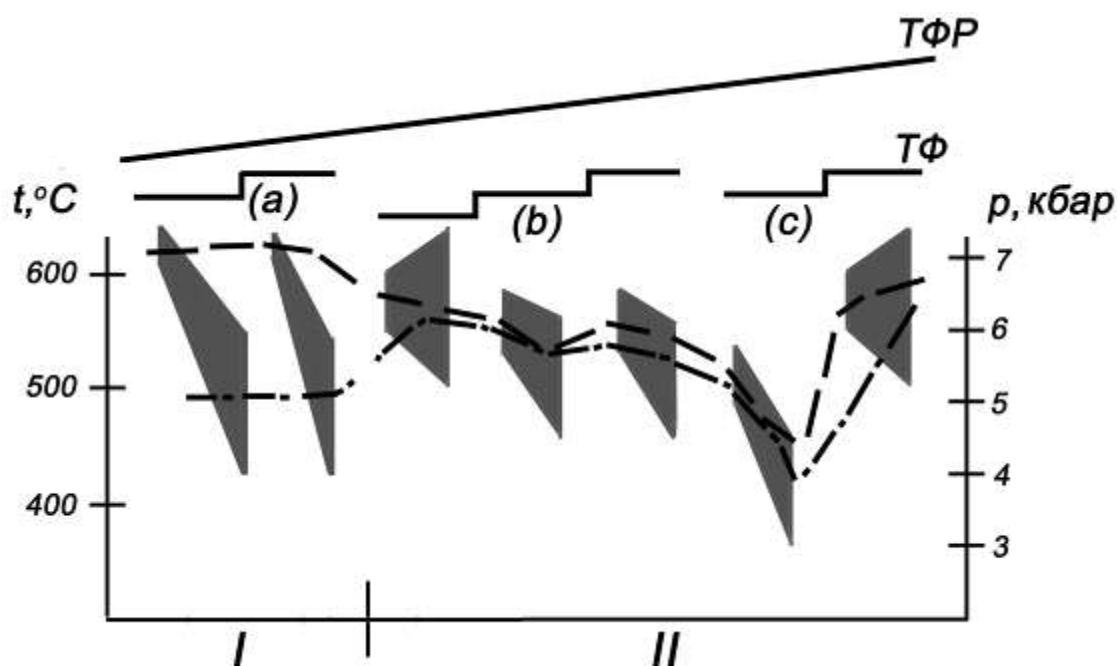


Рис. 2.46. P, t -значення утворення гранатів із гранітоїдів Літинської (I) та Хмільницької (II) структур в залежності від ступеню структурно-метаморфогенних перетворень порід [148]. Ступінчасті шкали вверху відображають ступінь перетворень – тектонофації (ТФ) для груп порід: *a* – власне вінніцитів Літинської структури *b* – меланократових гранітоїдів і *c* – лейкократових гранітоїдів Хмільницької структури на другий етап (Y_3 рис. 2.32) деформацій. ТФР – тектоноформації – ступінь перетворень для дислокаційної системи: Літинська–Хмільницька структури. Сірі чотирикутники — P, t -поля формування гранатів; де ліві сторони фіксують $t, ^\circ\text{C}$, праві — p , кбар. Штрихова лінія – тренд температури, пунктирно-штрихова – тренд тиску.

Інструментальні дослідження мінеральних пар (Gt-Bt) проведені О.А. Вишневським на растровому електронному мікроскопі JSM-6700F; розрахунки та визначення p, t -параметрів — В.О. Вільковським (ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України)

Якщо ж за відправний момент інтерпретації P - T умов становлення Літинської й Хмільницької структур приймати, що ступінь перекристалізації в великій мірі визначається температурою й тиском, а останній – навантаженням порід, які залягають вище, то дані інтерпретуються наступним чином. Чим

глибше занурилась порода і чим вище температура навколишнього середовища, тим вищий ступінь метаморфізму. При винесенні отриманих нами даних щодо Р-Т умов становлення Літинської й Хмільницької структур на діаграму геотерм геодинамічних обстановок (рис. Б.2.47), розрахункова глибина максимального занурення порід, що вивчалися зіставляє 10-23 км. При цьому, область p,t -значень більшості порід Хмільницької структури розміщується близько геотерми стабільної континентальної кори, а низькобарні парагенезиси зміщені до геотерми островних дуг і зон рифтогенезу. Область p,t -значень порід Літинської структури знаходиться між зазначеними геотермами.

При узагальненні даних до масштабів мегаблоку, слідує наступне. Структурний ансамбль західної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ відповідає дислокаційній системі здвигу/ротації (рис. 2.43 – 45). Система інтерпретована за закономірним просторовим розміщенням (обґрунтованому законами механіки деформування твердих тіл), морфології й внутрішній організації геологічних тіл, що її формують. Останні речовинно представлені гнейсами та гранітоїдами декількох генерацій.

Лінійні складові системи відповідають Хмільницькому, Летичівському розломам (зонам розломів), Немирівській і Подільській зонам розломів та сферам їх впливу; субкільцеві складові системи – Літинській, Шендеровській, Летичівській, Шаргородській, Уланівській й іншим S-подібним структурам (куполам) (рис. 2.43, 44). Становлення даної дислокаційної системи відбувалося в декілька тектонічних імпульсів за суттєво здвигових трансформацій й Р-Т умов формування речовини геологічних тіл, що її формують. Остаточне оформлення досліджуваного фрагменту УЩ прив'язуємо на момент становлення геологічних тіл, вік яких фіксується в 2,0-1,9 млрд років. Лінійні складові дислокаційної системи є, відносно, інтенсивно зміненими фрагментами кристалічного фундаменту, що формувалися за умов транспресії. Їх можна ідентифікувати як вторинні монокліналі, композитні трьохвимірні лінементи, *shear zones*. Субкільцеві складові дислокаційній системи є, порівняно, слабо зміненими фрагментами фундаменту, які сформувалися завдяки розосередженню його на

окремі частини при дії здвигових напруг. Останні супроводжувалися ротацією краєвих сегментів таких фрагментів. Отже, вони мають риси серединних та вихрових масивів. Кожен імпульс здвигу-ротації, як для лінійних так кільцевих складових системи, супроводжувався перерозподілом речовини кристалічного фундаменту з формуванням новоутворених геологічних тіл. За [173, 212, 230-233, 259] окреслені в “Узагальненні” переродження земної кори провокували повторні деформації, рушійними силами яких були термогравітаційна конвекція й зміна ротаційного режиму планети, які супроводжувалися інерційним ефектом розтягу-стиснення-здвигу.

2.3 РОСИНСЬКО-ТІКИЦЬКИЙ МЕГАБЛОК

Детальні ділянки досліджень Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ знаходилися в межах його південно-західної частини (ділянка 8 на рис. 2.1). Безпосередніх точок спостережень було близько 100, поруч сс. Салинці, Самчинці, мм. Ситківці, Райгород та інших Немирівського району та м. Іллінці Вінницької обл.

2.3.1 Геологічна будова та історія розвитку досліджуваної території за даними попередників. За [96] у супракрустальному розрізі земної кори Росинсько-Тікицького мегаблоку беруть участь гнейси та кристалосланці палеоархейської дністровсько-бузької серії, що зустрічаються у вигляді залишків серед гранітоїдів гайсинського комплексу, а також метаморфічні утворення неоархейських володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії. Найдавнішими магматичними породами на території мегаблоку є метаперидотити, метапіроксеніт-горнблендити, актинолітити та габро-амфіболіти юрівського комплексу, спостережені у вигляді залишків серед гранітоїдів тетіївського і звенигородського комплексів і невеликих масивів серед гнейсів і

амфіболітів росинсько-тікицької серії. Амфіболіт-габро-амфіболіти цього комплексу мають вік 2695 млн р. [96].

В межах безпосередньо досліджуваної нами території, відповідно [96], відслонюються породи нерозчленованих тетіївського і звенигородського комплексів.

Породи тетіївського комплексу віднесено до неоархею, це плагіогранітоїди, що розвинуті по породах росинсько-тікицької серії і представлені діоритами, плагіомігматитами та плагіогранітами. Для цих петротипів реперних ізотопних дат поки що не отримано. U-Pb методом за цирконом (2590–2615 млн р.) датовано лише двопольовошпатові мігматити південно-західної частини мегаблоку, але їх приналежність до тетіївського комплексу є дещо проблематичною [96].

Породи Звенигородського комплексу не утворюють значних за площею масивів, а є присутніми у вигляді пластових тіл серед гнейсо-амфіболітової товщі. Їх склад коливається від гранодіоритів до гранітів. Вік комплексу становить 2040–2140 млн р. [96].

За [49, 70] тектонічне районування кристалічного фундаменту Росинсько-Тікицького мегаблоку визначається розповсюдженням структурно-речовинних комплексів, які його складають. Структурно речовинні комплекси (СРК) району вивчення належать до трьох вікових рівнів (структурних поверхів): нижнього – палеоархейського, середнього – неоархейського та верхнього – палеопротерозойського. На палеоархейському рівні досліджена територія належить до грануліт-базитового фундаменту (дністровсько-бузька серія), утворення якого за комплексом ознак відповідає СРК протоконтинентальної кори плит. На неоархейському рівні СРК району (володарсько-білоцерківська товща і росинсько-тікицька серія) наближаються за рядом ознак: перша – до СРК континентальних рифтів, друга – до СРК островних дуг [49, 70]. До неоархейського рівня відносяться ультраметаморфічні утворення літинського і тетіївського комплексів. Вони можливо відповідають ранньоколізійним СРК. На палеопротерозойському рівні практично вся територія вивченого району переживає етап пізньої колізії, що обумовлює утворення ультраметаморфічних

порід бердичівського комплексу за рахунок метаморфічних порід дністровсько-бузької серії та ультраметаморфічних порід звенигородського комплексу за рахунок метаморфічних порід росинсько-тікицької серії. На палеопротерозойському рівні формується і асоціація гранітоїдів уманського комплексу. Вона складає переважаючий в межах східної частини дослідженої території СРК, який відповідає комплексам заключної стадії колізійного етапу. До цієї ж стадії відноситься і формування гранітоїдів житомирського комплексу [49, 70].

За цими ж авторами [49, 70], характер становлення первинної земної кори залишається дискусійним. Петрохімічні і геохімічні характеристики супракрустальних утворень цієї епохи у вивченому районі свідчать на користь їх виникнення в результаті метаморфізму протоокеанічної кори в умовах гранулітової фації.

В геодинамічному плані Росинська СФЗ відповідає палеоокеанічному басейну [49, 70]. На початковій стадії його розкриття в рифтогенних зонах, наближених до активної окраїни Подільського протоконтиненту, очевидно відбувалось накопичення хемогенно-вулканогенно-осадової асоціації порід володарсько-білоцерківської товщі. В подальшому, по мірі розширення басейну, осадово-вулканогенні утворення росинсько-тікицької серії були сформовані на всій площі СФЗ [49, 70]. Під час першої фази колізійного етапу закриття басейну, в умовах субдукції утворень володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії на границі Подільського протоконтиненту відбувалось їх тектоно-метаморфічне перетворення і селективна діоритизація. До цієї ж фази відноситься становлення базит-ультрабазитової формації юрівського комплексу, масиви якого концентрувались в проникних для нижньокорового і мантійного матеріалу зонах [49, 70].

Найважливішим етапом в становленні остаточного структурно-речовинного складу кристалічного фундаменту регіону, в який входить вивчена територія, є ранньопротерозойська епоха ультраметаморфічного перетворення супракрустальних породних асоціацій. Під час основної фази колізійної стадії

тектоно-метаморфічних перетворень відбувалось формування плагіогранітоїдів бердичівського комплексу за рахунок глиноземистих плагіогнейсів дністровсько-бузької серії і, можливо, частково за рахунок реоморфізму чарнокітоїдів літинського комплексу. Приблизно в той же час проходило формування плагіогранітоїдів звенигородського комплексу за рахунок метаморфічних порід володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії та внаслідок реоморфізму діоритів і діоритовидних порід тетіївського комплексу. Про одночасність цих процесів в Подільській і Росинській СФЗ свідчать зафіксовані поступові переходи між плагіогранітоїдами бердичівського і звенигородського комплексів [49, 70].

Заключною фазою колізійного етапу розвитку регіону в нижньому протерозої пов'язано формування гранітоїдів уманського та житомирського комплексів. Відбувалось воно в результаті інтенсивних метаморфо-метасоматичних процесів на фоні зниження їх РТ-параметрів, порівняно з більш ранніми фазами колізії [49, 70]. Процеси ці визвали метасоматичне перетворення більш ранніх ультраметаморфічних порід, що знайшло своє відображення в їх мікроклінізації, розкисленні плагіоклазу, появі другої генерації біотиту, зникненні амфіболу, зміні складу гранату, зменшенні його вмісту і заміщенню його другою генерацією біотиту. Дані перетворення супроводжувались діафторезом метаморфічних порід в умовах межі амфіболітової і епідот-амфіболітової фації.

Нарощування інтенсивності метаморфо-метасоматичних процесів на цьому етапі розвитку регіону, особливо в межах Росинської СФЗ, призвело ділянками до повного метасоматичного заміщення парагенезисів плагіогранітоїдів звенигородського комплексу та в меншій мірі, ультраметаморфічних утворень інших комплексів гранітоїдною мінеральною асоціацією. На ділянках максимальної інтенсивності даних процесів, в зонах зниження параметрів тиску, відбувалось, вірогідно, палінгенно-метасоматичне перетворення більш ранніх ультраметаморфічних порід з утворенням осередків гранітоїдного розплаву, що сприяло формуванню параавтохтонних масивів порфіровидних і порфіробластичних гранітів [49, 70].

Завершальний період заключної стадії колізійного етапу характеризується зниженням РТ-параметрів метасоматичних процесів до рівня умов епідот-амфіболітової фації. В результаті цих процесів відбувається гідротермально-метасоматичне зміння раніше сформованих порід в проникних зонах тектонічних порушень. На ділянках найбільш інтенсивного прояву постмагматичних перетворень виникають метасоматити, переважно, мікроклін-кварцового складу з перемінним вмістом епідоту, хлориту, мусковіту. В metabазитах, крім того, нерідко спостерігаються амфіболи тремоліт-актинолітового ряду [49, 70].

В мезопротерозої в регіоні відбувається кратонізація фундаменту і встановлюється платформний режим. Тектонічна активність в цей період була пов'язана лише з етапом встановлення Коростенського плутону на суміжній території Волинського геоблоку. В межах вивченого району з цією подією можна зв'язувати лише прояви відносно низькотемпературних гідротермальних процесів, з якими пов'язано виникнення ореолів окварцювання і сульфідизації та поява кварцових жил з камерними друзами гірського кришталю [49, 70].

Відсутність на території досліджень відкладів палеозою і раннього мезозою свідчить про те, що в цей час вона являла собою сушу, де відбувались інтенсивні процеси денудації докембрійських порід.

На етапі історії розвитку району, який охоплює мезозойську та кайнозойську ери, на фоні епейрогенічних коливальних рухів відбувалося формування поверхні рельєфу і накопичення осадових порід [49, 70].

2.3.2 Південно-західна частина Росинсько-Тікицького мегаблоку. Нами встановлено [143], що фрагмент кристалічного фундаменту південно-західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку сформовано різновіковими, накладеними одна на іншу, генераціями дислокаційних структур (рис. 2.48). Вони різняться між собою елементами залягання, речовинним наповненням, ступенем метаморфізму.

Структури генерації-1, на мезорівні, проявлені у вигляді в різній мірі вираженої смугастості північно-східного простягання. Потужності смуг варіюють від декількох сантиметрів до декількох метрів. У блоках відносно слабо задіяних більш пізніми перетвореннями смугастість має похиле падіння, до 30° , переважно в південних румбах. У блоках відносно інтенсивно залучених до пізніших трансформацій, падіння смугастості – круте, близьке до вертикального. Речовинно смугастість представлена, гнейсами і кристалосланцями піроксен-амфіболовими та амфібол-біотитовими, також піроксеновими гранітоїдами, які перемежуються. Тіла гнейсового складу часто внутрішньо неоднорідні – містять виокремлення гранітоїдного складу, конфігурація яких свідчить про їх становлення (гранітоїдів та вмісних гнейсів) в рухомих умовах (рис. Б.2.49).

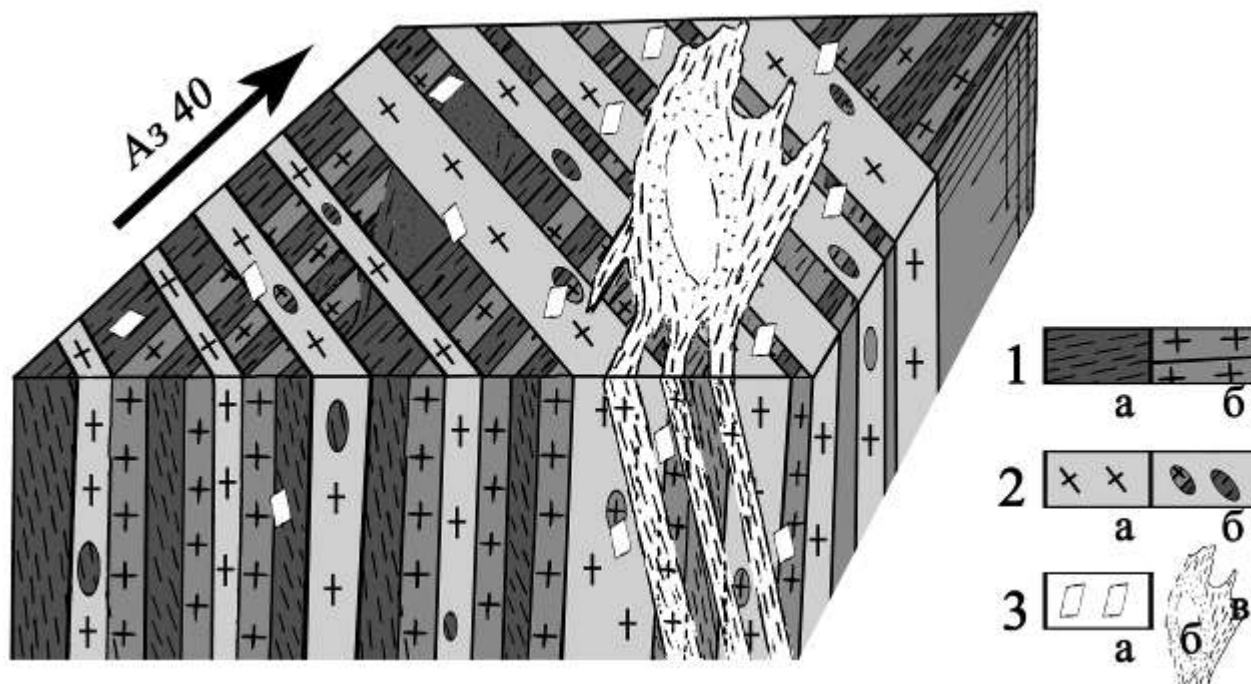


Рис. 2.48. Узагальнена зарисовка будови фрагменту кристалічного фундаменту південно-західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку. 1 – дислокаційні структури генерації-1 складу: а – піроксенових гнейсів та кристалосланців, б – піроксенових гранітоїдів; 2 – структури генерації-2: а – складу діоритів-кварцевих діоритів; б – реліктові тіла; 3 – структури генерації-3 у вигляді: а – поодиноких порфіробластів калієвого польового шпату, б, в – новоутворених тіл апліт-пегматоїдного складу, де б – ядерна частина крупно-гігантозернистої структури й масивної текстури, в – обрамлення ядра крупно-середньозернистої структури й директивної текстури, яке вже є результатом структуротворення етапу-4

Тобто будова гнейсових тіл є набутою за тектонічних перетворень.

Речовинне наповнення структур генерації-1, зокрема metabaziti несуть ознаки трьох ступенів формування [70]. З допомогою геотермометрів визначено слідуєчі інтервали температур мінеральної рівноваги для різних пар врівноважених мінералів: $> 1200 - > 800^{\circ}$; $640 - 700^{\circ}\text{C}$; $600 - 570^{\circ}\text{C}$. Перший температурний інтервал відображає “реліктову” температуру магматичної стадії формування metabazitів і фіксується в амфібол-піроксенових кристалосланцях для парагенезисів ортопіроксену і клінопіроксену з бурою роговою обманкою та основним плагіоклазом. Другий інтервал відповідає стадії метаморфічних і ультраметаморфічних перетворень metabazitів, а третій – стадії їх діафторезу в умовах епідот-амфіболітової фації.

Умови формування глиноземистих плагіогнейсів по даних, одержаних з допомогою гранат-біотитового геобарометру і геотермометру Л. Л. Перчука, відповідають РТ-параметрам низьких ступенів гранулітової – високих ступенів амфіболітової фації: $T = 640 - 670^{\circ}\text{C}$, $P = 5,8 - 6,5$ кбар. Фіксуються і більш низькі параметри, які обумовлені діафторезом цих порід в умовах епідот-амфіболітової фації: $580 - 600^{\circ}\text{C}$ і $5 - 6$ кбар [49, 70].

Структури генерації-2 представлені смугастістю північно-західного простягання зі змінними кутами падіння, переважно крутого. Потужності смуг різні – від декількох сантиметрів до декількох метрів, відстані між ними також доволі змінні. Речовинно смугастість даної генерації представлена діоритами-кварцевими діоритами (рис. 2.48, Б.2.49, 50). Вони вміщують реліктові тіла, які речовинно представлені утвореннями попередньої генерації. Ці тіла на зрізах переважно овальних форм, інколи, кутастих та неправильних. Часто, конфігурація останніх свідчить, про їх формування у здвигових умовах (рис. Б.2.50).

При порівнянні наших даних та [30, 49, 70], структури генерації-2 ототожнюємо з утвореннями тетіївського комплексу. Їх вік 2487-2608 млн років; мінеральний та хімічний склад є близьким до реліктових тіл, зокрема, складу амфіболітів та кристалосланців [30]. Для цих тіл температура формування

парагенезису блакитно-зеленої рогової обманки з коричневим біотитом і олігоклазом коливається в інтервалі 640-660°C [70].

Структури генерації-3 виражено сланцюватістю, що обумовлена односпрямованим розміщенням подовжених, переважно, лінзоподібних зерен та агрегатів червоного (калієвого) польового шпату (КПШ). За [243], це порфіробластична сланцюватість. Розміри окремих таких зерен сягають 5 см, а агрегатів – декількох десятків сантиметрів; їх *a:c* сягає 7. Сланцюватість даної генерації за площею розвинена досить нерівномірно. Зокрема, вона виражена як поодинокими зернами, так і їх скупченнями у вигляді лінзо- та шліроподібних агрегатів, які розміщені один від одного на відстані від десятків метрів до декількох сантиметрів, аж до повного зближення. Завдяки останньому утворені вторинні плито-, лінзоподібні тіла потужностями 0,5-1,5 м, які назагал за складом є апліто-пегматоїдними гранітами. Такі вторинні тіла за своєю будовою відповідають синздвиговим утворенням, адже мають хвости здвигу та внутрішньо структурно й речовинно зональні (рис. 2.48, Б.2.50). Зокрема, їх внутрішня лінзоподібна частина крупно-гігантозернистої структури й масивної текстури, зовнішня крупно-середньозернистої структури й директивної текстури. В центрі внутрішньої частини часто мають місце виокремлення кварцевого складу.

У цілому порфіробластична сланцюватість розвинена по утворенням всіх попередніх генерацій, але найбільше в межах смугастості генерації-2. Завдяки цьому склад останньої (діоритовий) стає близьким до гранітного (роговообманково-біотитові плагіограніти та граніти, які називають «собітами», від назви річки Соб). Тобто елементи залягання сланцюватості даної генерації залежать від субстрату по якому вона розвивається. В свою чергу, порфіробласти КПШ прихоплені розсланцюванням наступного етапу, що виражено в розосередженні зерен з формуванням пережимів, хвостів здвигу й прокручування.

При порівнянні наших даних та [30, 49, 70], гібридні утворення між структурами генерації-2 та 3 ототожнюємо з утвореннями гайсинського (звенигородського) комплексу, а новоутворені тіла власне генерації-3 з – уманським. Для звенигородського комплексу температурні границі рівноваги за

парагенезисом синьо-зеленої рогової обманки і коричневого біотиту та олігоклазу становлять 630 – 660°C [70]. Автори [30] гранітоїди гайсинського комплексу відносять до формації регресивних діоритів, гранодіоритів та гранітів, що утворилися в результаті метасоматичної й ультраметаморфічної переробки більш древньої чарнокіт-гранулітової основи з її частковим плавленням. Більш інтенсивне плавлення приводило до появи в корі значних об'ємів гранітної магми з формуванням гранітоїдів уманського комплексу [30, с. 84.]. Вік гранітоїдів гайсинського комплексу 2190 млн років. Вони містять декілька генерацій біотиту й рогових обманок [30].

Перетворення при становленні уманського комплексу супроводжувались діафторезом метаморфічних порід в умовах межі амфіболітової і епідот-амфіболітової фації [49, 70]. Вони фіксуються в глиноземистих плагіогнейсах температурами 600 – 590°C по парагенезису коричнювато-бурого залізистого біотиту і залізистого гранату (f до 80 %), а в метабазитах в асоціації синьо-зеленої рогової обманки з коричнювато-бурым біотитом і кислим плагіоклазом, відповідають інтервалу температур 590 – 570°C [70]. Гранітоїди уманського комплексу містять декілька генерацій біотиту, КПШ, кварцу; їх вік вкладається в інтервал 2080-1990 млн років [30].

Структури генерації-4 представлено розлінзуванням, будинажем, вторинною смугастістю та сланцюватістю, які згідні між собою й мають, переважно, північно-західне простягання й близьке до вертикального падіння. Всі різновиди структур даної генерації в різній мірі розвинені по утворенням всіх попередніх генерацій, але найбільш яскраво проявлені при задіянні порфіробластичної сланцюватості генерації-3 (рис. Б.2.51). В межах останньої *структури розлінзування й будинажу* виражені субпаралельно орієнтованими лінзоподібними, лінзовидно-пластинчастими мезотілами складу, переважно, калішпатитів, які розміщені ланцюжками та мають хвости правого й лівого здвигів. Розміри таких лінз сягають 50 см, *a:c* – 6-ти. Взаємне їх розосередження різне – від наявності спільної між ними шийки, до їх роз'єднання на відстані

близькі до їх довжини і більше. Відстані між ланцюжками лінз також різні від декількох метрів, до повного їх зближення.

Вторинна смугастість виражена наявністю шлірів гранітоїдного складу потужностями від 5 мм до 3-х см, довжиною в десятки сантиметрів – метри. Шліри згідні довгим осям лінзоподібних тіл калішпатитів і часто є їхнім продовженням; також, інколи їх перетинають. Відстані між шлірами доволі змінні.

Сланцюватість виражена односистемним орієнтуванням мінералів і їх агрегатів. Інтенсивність розсланцювання за площею досить диференційована, що виражено різним співвідношенням подовженості ($c:a$) мінагрегатів, лінз та будин від 3-4 до – 9-ти, також розмірами та розосередженістю за площею останніх.

Структури генерації-5, 5' представлено розлінзуванням, повторними смугастістю та сланцюватістю, які в горизонтальній площині згідні між собою й мають субмеридіональне простягання. Частина таких структур (генерація-5) має близьке до вертикального падіння, частина (генерація-5') – падає на схід під кутами $\sim 40^\circ$ (рис. Б.2.51, 52). Можливо генерації структур -5 та -5' різновікові, але в нас чіткі докази цього відсутні, тому розглядаємо їх як субсинхронні. Структури генерації-5, 5' в різній мірі розвинені по утворенням всіх попередніх генерацій, внаслідок чого до трансформацій даного етапу залучена речовина фактично всіх більш давніх генерацій. Структури розлінзування виражені субпаралельно орієнтованими лінзоподібними, лінзовидно-пластинчастими мезотілами розмірами в декілька см, з $a:c$ – 7. Такі тіла формують зближені ланцюжки та разом зі смугастістю та сланцюватістю утворюють складчасті пакети потужностями до 50 см (на рис. Б.2.52 б виділено штрих-пунктиром). Вони стрічко-, ланцюжкоподібно простежуються за простяганням та чергуються з пакетами, які не задіяні деформаціями даного етапу. Відстані між складчастими пакетами сягають декількох метрів. На межах відзначених пакетів має місце переорієнтація й зміщення більш ранніх утворень з формуванням шлірів, розосереджених шлірів та лінз з хвостами здвигу (рис. Б.2.52).

Повторні *смугастість та сланцюватість* виражені односистемним орієнтуванням мінералів і їх агрегатів. Площини сланцюватості підкреслені наявністю мусковіту.

За [30, 49, 70] кожному етапу ультраметаморфічних та післяультраметаморфічних перетворень відповідають певні зміни складу первинних метаморфічних порід. Формування діоритів й діоритоподібних порід тетіївського комплексу визвало часткове перетворення амфіболітів в кристалосланці та їх біотитизацію. Під час становлення плагіогранітоїдів звенигородського комплексу відбувалась мігматизація кристалосланців і біотит-амфіболових гнейсів та перетворення їх в біотитові плагіогнейси. Формування двопольовошпатових гранітів уманського комплексу призвело до мікроклінізації метаморфічних порід і перетворенню їх у двопольовошпатові гнейси і мігматити. На всіх етапах ультраметаморфізму відбувалося послідовне розкислення плагіоклазу аж до появи альбітових кайм навкруги його зерен. Метаморфічні породи зазнають інтенсивної біотитизації з утворенням біотиту другої генерації. Післяультраметаморфічні перетворення (гідротермально-метасоматичні) проявилися у окварцюванні, альбітизації, епідотизації, хлоритизації супракрустальних утворень і обумовили часткове їх перетворення у метасоматити різного складу [30, 70].

На всіх досліджуваних нами ділянках проявлені крихкі розломи (*структури генерації-6*). Вони розвинуті або відповідно регматичній сітці або ж, переважно, згідно накладаються на структури попередніх генерацій. Цим вони підсилюють неоднорідну будову досліджуваного фрагменту кристалічного фундаменту й забезпечують його поділ на блоки.

За [70] тектонічні порушення всіх систем просторової орієнтації в тій чи іншій мірі були активізовані в фанерозойську епоху розвитку регіону. В палеозой-мезозой, вони в загальних рисах обумовлювали закладання палеодепресій. На активізованих ділянках тектонічних порушень в мезозой-кайнозой формувались кори вивітрювання підвищеної потужності. В кайнозой “клавішне” зміщення дрібних блоків обумовлювало конфігурацію та потужність осадових відкладів.

Узагальнення до підрозділу 2.3.

Докембрійський структурний малюнок південно-західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку перехресно-складчастий – представлений комбінацією взаємного перетинання геологічних тіл різного складу, віку й просторового розміщення: північно-східного (структури генерації-1), північно-західного (структури генерації-2) та субмеридіонального простягань (структури генерацій-4, 5) (табл. 2.3, рис. 2.48 – 2.53). Час формування структур генерацій 4 та 5 прив’язуємо до часових міток в 2,0 і 1,8 млрд років тому, відповідно [96, 124]. При цьому, структури перших трьох генерацій, в той чи інший спосіб (вигин, розлінзування, перетин, закручування) підпорядковані структурам генерації-4 та -5. Така перехрестно-складчаста будова формується завдяки неодноразовій і різноплановій компресії на досліджуваний фрагмент УЩ із зовні [168, 282], з остаточним усталенням структурного малюнку за домінанти субмеридіонального простягання.

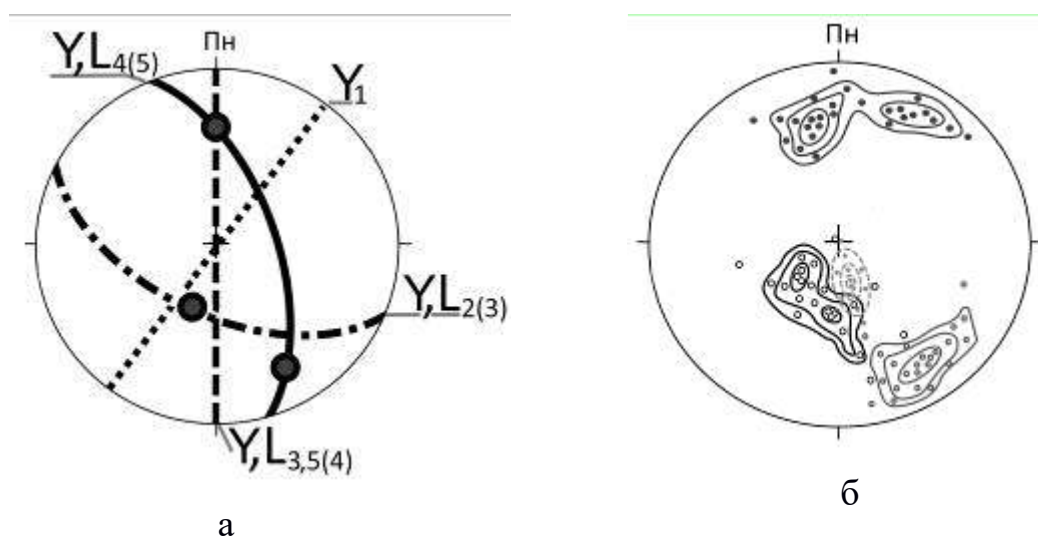


Рис. 2.53. Узагальнені проекції на верхню півсферу метаморфогенних структурних елементів на провідні 5 етапів становлення структурного малюнку досліджуваних фрагментів Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ: а) площинних (Y, напівкола) та лінійних (L, кружки). нижні індекси – генерації структур, в дужках – з урахуванням даних попередників; б) – різновікова мінеральна лінійність в ізолініях: 5, 10, 15 %. Конфігурація полів свідчить про ротацію фрагменту кристалічного фундаменту, що досліджувався під час його становлення. Подібні дані відомі в роботі [131]

Таблиця 2.3

Структурно-вікова шкала для досліджуваної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку

Етапи становлення / індекс на діаграмі (рис. 2.53)	Провідні дислокаційні структури / усереднений азимут простягання	Малі дислокаційні структури	P-T умови	Геологічне середовище відповідно [96]	Вік, млн років
1 / Y ₁	релікти в'язких розломів / 40	смуґастість	низьких ступенів гранулітової – високих ступенів амфіболітової фації (катазона-1)	дністровсько-бузька серія нерозчленована: гнейси і кристалосланці піроксен- амфіболові й амфібол-біотитові та піроксенвмісні гранітоїди, які перемежовуються	> 3,2
2 / Y, L ₂ (3)	релікти в'язких розломів / 320	смуґастість	амфіболітова фація метаморфізму з реліктами гранулітової (катазона-2)	тетіївський комплекс: діорити-кварцеві діорити	2,6 [33, 49]
3 / Y, L ₃ (4)	в'язкі розломи / 0	порфировластична сланцюватість -	амфіболітова фація метаморфізму (катазона-3)	гайсинський (звенигородський), уманський комплекси: роговообманково-біотитові плагіограніти та граніти	2,1 [34, 70]
4 Y, L ₄ (5)	в'язкі розломи / 330	сланцюватість, лінзи, смуґастість, лінійність	епідот-амфіболітова фація метаморфізму (катазона-4)	граніти – польовошпатові кварцити	1,9 [34, 70]
5 Y, L ₅	окремі в'язкі розломи / 0	повторні сланцюватість, смуґастість, розлінзування	епідот амфіболітова фація метаморфізму до зеленосланцевої (мезозона- 1)	всі попередні утворення з формуванням новоутворених шлірів	?
6	поодинокі розломи / 90, 0, 45	тріщини, катаклаз, площини ковзання	холодні умови (епізона)	всі попередні утворення	< 1,8

Тобто дана частина УЩ, а з залученням даних попередників та врахуванням самоподібності структурних форм й увесь Росинсько-Тікицький мегаблок є гібридною дислокаційною структурою, що формувалася в декілька етапів структурно-речовинних трансформацій кристалічного фундаменту за суттєво здвигових деформацій при зміні напрямків тектонічних напружень. Р-Т умови перших 5-ти етапів деформацій відповідали значенням за яких відбувається перекристалізація й перерозподіл речовини. Більш пізні тектонічні перетворення, переважно, реалізувались за умов нульового метаморфізму й суттєво не змінили сформованого структурного плану на зазначені часові мітки.

2.4 ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК ТА СУМІЖНІ ШОВНІ ЗОНИ

2.4.1 Будова та тектонічна еволюція центральної частини УЩ за даними попередників. В межах центральної частини УЩ, до якої входить Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони, проводилось досить багато робіт як наукового так і прикладного характеру. Їх результати представлені у великій кількості виробничих звітів та наукових праць. Багато робіт проводилось у зв'язку з вивченням уже відомих рудопроявів та родовищ корисних копалин, також із пошуками нових рудоперспективних ділянок. В роботах [24, 28, 29, 47, 51, 89, 248] надано доволі концентроване узагальнення досягнень попередніх дослідників та систематизований опис геологічної будови досліджуваної території, її історії розвитку, також корисних копалин. Тому на разі надаємо обмежений огляд досягнень попередників.

У вивченні тектонічної еволюції Інгульського мегаблоку та суміжних з ним шовних зон УЩ виділяється декілька наукових спрямувань. Вони базуються на теоріях геосинкліналей [24, 92, 197], плюмової (купольної) [95], тектоніки плит [28, 29], та здвигової [36, 39, 112, 122, 140-142, 155, 173, 199] тектоніки. При цьому, незалежно від трактовок механізмів дислокаційного процесу, виділяється до восьми етапів ТМА даної частини УЩ, а ознаки того чи іншого тектонічного

механізму є проявленими сумісно.

На сьогодні узагальнений образ Голованівської шовної зони (ГШЗ) відомий наступним чином. Дана зона перетинає УЩ в субмеридіональному напрямку та трасується за його контурами. В межах УЩ Голованівська зона простежується на відстані до 250 км, при ширині від 3-х до 120 км. Вона має чітко виражену глибинну будову у вигляді пакета тектонічних пластин, які занурюються на північ – північний схід і обумовлені лістричними підкидо-насувами [51]. ГШЗ розмежовує Росинсько-Тікицький і Дністровсько-Бузький мегаблоки УЩ від Інгульського. Відмінності цих складових УЩ добре простежується як в фізичних полях так і за даними ГЗЗ (глибинного зондування Землі), що обумовлено їх речовинними та структурними особливостями. Зокрема, в магнітному та гравітаційному полях ГШЗ виражена досить витягнутими в субмеридіональному напрямку та ланцюжкоподібно розміщеними аномаліями. Це викликано наявністю витягнутих тіл ультрабазитів, залізистих кварцитів, гранітоїдів та ін., які формують субмеридіонально розміщені ланцюжки. Тому ГШЗ у фізичних полях безсумнівно виділяється. За даними методів ГЗЗ дана шовна зона від суміжних мегаблоків добре відділяється в характері прояву поверхні розділу Мохо. Зокрема, в її відносно пониженому та дуже змінному розміщенні в інтервалі 42 – 62 км, тоді як в мегаблоках ця поверхня фіксується, в середньому, на рівнях ~ 40 км. Також ГШЗ відносно мегаблоків відрізняється тектонічною розшарованістю кори, особливо в межах діоритового шару. Але найбільш яскраво ГШЗ вирізняється як глибинна лінійна зона аномальної щільності земної кори, що і обумовлює наявність Голованівського гравітаційного максимуму [51]. Потужність діоритового шару в межах ГШЗ варіює від 10 до 20 км, базальтового – від 20 до 40 км, гранітний – майже відсутній [51].

Західною межею ГШЗ вважається Тальнівський глибинний розлом (зона розломів), який також чітко виражений в фізичних полях. По даним ГСЗ, в зоні розлому (на глиб. 44-55 км) фіксується уступ розділу Мохо з амплітудою більше 10 км. Тальнівський розлом має похило-ступінчасту поверхню зміщувача, яка сформована із структур більш високих порядків, зі східним падінням. Кути

падіння змінюються від 70-80° в приповерхневій частині фундаменту до 40° в нижній частині кори. Тальнівська зона розломів за даними глибинного моделювання відноситься до лістричних підкидів, ускладнених переважно правосторонніми здвигами. На останніх етапах розвитку виконувала функцію дренажних систем. Зона вміщує Майське родовище золота та ряд рудопроявів, найважливішим серед яких є Чемерпільський [51].

Східною межею ГШЗ прийнято вважати Первомайський розлом (тектонічну зону), він також добре виражений в фізичних полях та фіксується гравітаційною ступінню. Падіння зміщувача розлому в верхніх частинах кори (0-3 км) субвертикальне, а з глибиною стає похилішим з падінням на схід [28]. За даними глибинного моделювання, яке підтверджується і польовими дослідженнями, відноситься до типу глибинних підкидів, ускладнених лівосторонніми здвигами. В плані зона має вигляд пучка променів, що розходяться на північ. В наслідок цього ширина зони варіює від 1 до 10 км і більше. В цілому Первомайську систему розломів також відносять до дренажних систем. У всякому боці зони розташований Добрянківський рудопрояв золота [51].

Обидві описані межі ГШЗ – Тальнівська та Первомайська, за даними глибинного моделювання, мають підмантийне та нижньокорове коріння. Виділені за комплексом геолого-геофізичних ознак і характеризуються проявленням зон катаклазу, бластезу, мілонітів, іноді зон меланжу потужністю від перших сотень метрів до декількох кілометрів. Також вони супроводжуються малопотужними тілами базитів та ультрабазитів.

О.Б. Гінтовим [39] для Первомайської зони розломів виділено 4 фази розломоутворення; найдавніша з фаз проявилась на межі архей-протерозой, наймолодша – палео-мезопротерозой. Для Тальнівської зони встановлено 6 фаз розломоутворення; закладена вона була на початку раннього протерозою, найбільш виразно проявились фази на рубежі 2000 млн років.

Докембрійські кристалічні породи ГШЗ мають вік від 3,6 до 1,8 млрд років [28, 33, 34, 248, 263, 283]. Назагал зона виповнена як подібними товщами порід до сумісних мегаблоків УЩ, так і має деякі відмінності.

За В.М. Венедиктовим побузька частина УЩ є результатом 3-х тектоно-метаморфічних циклів структурних й речовинних перетворень порід гранулітової фації [12]. Цей дослідник наголошував, що не можна відривати серії метаморфід від метасоматичних та магматичних утворень тому, що вони складають єдині структурно-петрологічні комплекси, які сформовані у архейський, архей-ранньопротерозойський та ранньопротерозойський цикли.

О.І. Лукієнко [112] в південній частині ГШЗ виділяє п'ять етапів дислокаційних перетворень порід та відповідних їм структур. Переважна їх більшість мають меридіональне простягання. Структуротворення відбувалося в умовах від гранулітової і амфіболітової фацій до зеленосланцевої та умовах нульового метаморфізму. Головною причиною перетворень, за авторами [112], була здвигова течія.

За [24] в геологічній історії УЩ виділяються два крупних періоди, які відрізняються тектонічними режимами: геосинклінальний в археї – ранньому протерозої; платформний, що розпочався з пізнього протерозою. Під час другого з періодів, в межах теперішнього Інгульського мегаблоку, формуються автохтонні масиви сублужних гранітоїдів. Становлення їх багатостадійне, відбувалося як: магматичне інфільтраційне заміщення; відщеплення й ін'єкція остаточних магматичних продуктів; постмагматичні гідротермальні явища, дислокаційний метаморфізм. Як результат зазначених подій, формується єдиний еволюційний ряд порід, що утворюється в послідовності: сублужні граніти, сієніти, альбітити [24]. На постмагматичній стадії становлення даних масивів, з появою тріщин та падінням тиску, в краєві та апікальні частини масивів проникають остаточні розчини підвищеної лужності. Вони збагачувались ураном з вмістних гранітоїдів. Дроблення та привідкриття тріщин в зонах відбувалося неодноразово [24].

За О.І. Слензаком [199], складчаста структура УЩ взагалі та Інгульського мегаблоку зокрема сформована структурами «сдвига, качения, скручивания» (СКС), що формувалися переважно в полі лівосторонніх здвигових деформацій. Структури СКС мають здебільшого північно-західне простягання. У лінійних частинах таких структур переважають умови здвигу-стиснення; тут переважно

формуються такі метаморфічні утворення, як гнейси, сланці тощо. В дугових, або ядерних частинах структур СКС домінують умови здвигу-розтягування; тут формуються здебільшого породи гранітоїдного складу. До утворень, що сформовані в таких умовах віднесені [199] породи Корсунь-Новомиргородського та Новоукраїнського масивів. Всі різновиди порід як в лінійних, так і дугових частинах структур СКС формувалися внаслідок тектонічних деформацій за рахунок єдиного субстрату шляхом його геохімічного твердофазного переміщення у вигляді силікатної плазми [199]. Зокрема, урановорудні поклади (як і інші рудні), за [199], є результатом найбільш повно проявлених процесів тектоно-метаморфічної диференціації в дугових частинах структур СКС.

Відповідно Є.І. Паталахи зі співавторами [173] ранньодокембрійський субстрат континентальної земної кори являє собою єдиний багатоетапний гігантський реоміксит, «прошедший сквозь машину реологического перемешивания и гравитационной дифференциации вещества». Процес його регіоналізації розпочався на межі архей-протерозой [173]. Він розвивався по такій схемі:

I етап [173] 2,6-2,0 млрд років – формування лістриту як шрамової зони УЩ. Він включає: 1) розтяг, виникнення лістриту за синтетичною схемою, седиментогенез-вулканізм; 2) стиснення, перетворення лістриту за антитетичною схемою, початкова складчастість.

II етап [173] 2,0-1,8 млрд років – широка гранітизація, орогенез і еволюція лістриту як тектонічного потоку на фоні правосторонньої здвигової тектоніки й відповідної потужної лінеаризації субмеридіонального плану. Зафіксована вона у вигляді директивних структур (текстур). Безпосередня причина такої структуризації – мантійний тепловий викид, що проявився в рамках всієї Східно-Європейської платформи (СЄП) у вигляді правостороннього мантійного циклону (рис. 2.54) [173]. Останній є функцією зміни ротаційного режиму планети.

Середня частина УЩ зазнала тотальної лінеаризації і найбільш інтенсивної, відносно інших частин (мегаблоків) УЩ, структурно-речовинної трансформації своєї гранулітової архейської матриці.

III етап 1,8-1,72 млрд років – платформенний режим [173].

В фанерозої головувала пружно-крихка тектоніка [173].

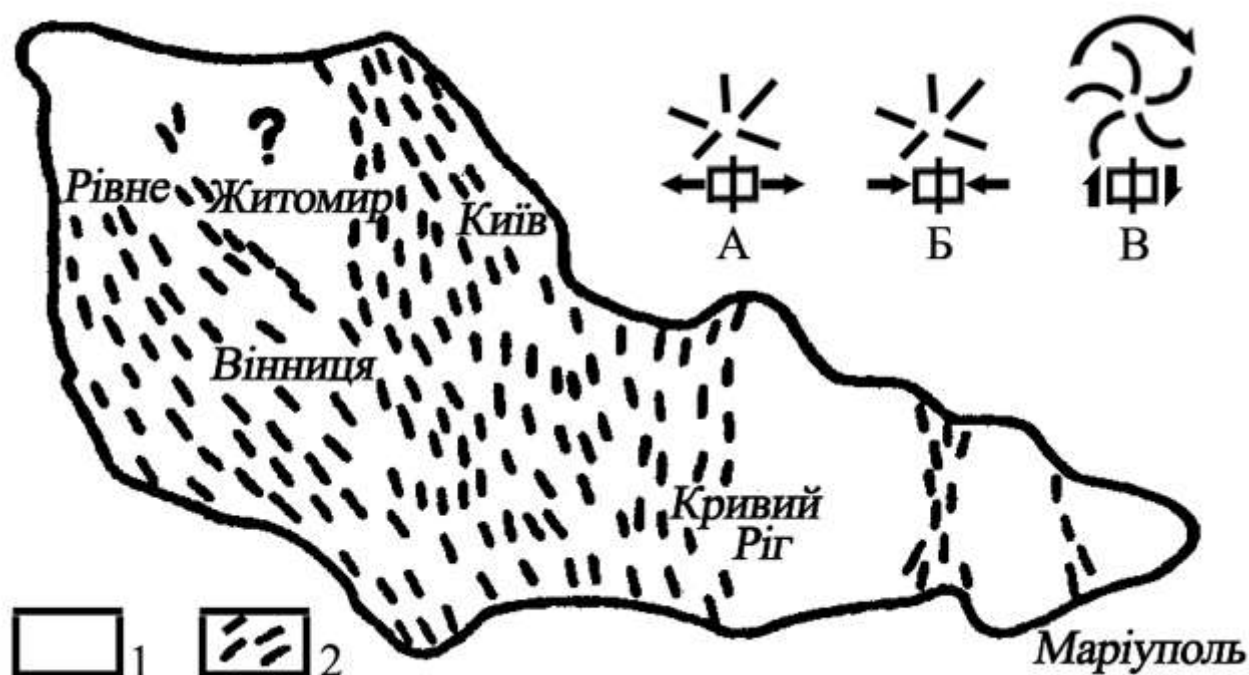


Рис. 2.54. Принципова схема ранньопротерозойського тектонічного потоку УЩ субмеридіонального плану [173]. 1 – архейські області структурної ентропії; 2 – переважно ранньопротерозойські, що на поверхні мають круте падіння, зони лінеаризації, яка в деталях широко варіює від повної (концентрованої) до розпиленої (часткової, недостатньо інтенсивної). Праворуч, зверху – геодинамічна схема УЩ в ранньому протерозої. А – В – стадії еволюції літосфери Східно-Європейського астеноциклону: А – стадія виникнення куполу і розкриття радіальної системи протогеосинкліналей, Б – стадія усадки куполу та закриття протогеосинкліналей, В – стадія “циклон”. Парними стрілками намічено головні сили, що діяли на УЩ (показаний квадратиком), одиночна стрілка – напрямок повороту астеноциклону

С.В. Горяйнов зі співавторами [122] в самих загальних рисах характеризують тектоніку віком біля 2,5 млрд років тому як адвективну, з субвертикальною вергентністю, тобто як плюм-тектоніку гнейсових куполів. Далі, за [122], геодинамічний розвиток території трактується за схемою колізійного орогену. В кожен з інтервалів зіткнення континентів на час 2,0, 1,7 млрд років, рифейський, девонський, пермський, палеогеновий та неогеновий етапи формується каркасний ороген. Кожен з утворених орогенів сформований метаморфічними й метасоматичними комплексами, які між собою перебувають у

відношеннях взаємного перетинання й містять реліктові лінзоподібні тіла. Кожен з древніших колізійних комплексів для кожного з молодших є висхідним субстратом [122]. Цими ж авторами в межах Інгульського мегаблоку утворення магматичного походження не виявлено: «Фрагменты интрузивных массивов данной территории (Новоукраинского, Кировоградского)... оказались сложенными либо метаморфическими, либо метасоматическими породами и потому из магматического класса исключены» [122, с. 17].

За [89], у становленні Інгульського мегаблоку в тій чи іншій мірі брали участь 13 етапів деформацій земної кори центральної частини УЩ. Кожен з них відбувся у декілька, від 1-ї до 10-ти, фаз.

Перші два етапи є архейськими і проявились в режимі транспресії. На цих етапах була сформована розривна й складчаста структура східної частини Дністровсько-Бузького гранулітового поясу (ДБГП).

На межі архей-протерозой зафіксовано три етапи розломоутворення, які також реалізувалися в умовах транспресії [89]. Були закладені зони сколу північно-західного – субмеридіонального простягань, які обмежили ДБГП зі сходу та Середньопридніпровський зеленокам'яний пояс (СПЗП) із заходу.

На початку раннього протерозою зафіксовано [89] три етапи, що проявились в режимі транспресії з закладенням розломних зон субмеридіонального – північно-східного простягань. По ним було закладено початок виокремлення Інгульського мегаблоку, Голованівської шовної зони та Криворізько-Кременчуцької.

В інтервалі 2,4 – 2,6 млрд років тому відбулось накопичення потужної товщі осадово-вулканогенних порід інгуло-інгулецької серії.

В кінці першої половини раннього протерозою (2,1 – 2,05 млрд років тому) почався субширотний розсув з правоздвиговою складовою Західної та Східної мікроплит УЩ. Цей розсув розвинувся як міжрегіональна субмеридіональна глибинна розривна зона Херсон-Смоленськ, по якій відбувався дренаж мантійних горизонтів. Одним з важливих процесів даного етапу, що впливав на формування Кіровоградського рудного району (КРР) і перерозподіл елементів в мантії і корі, є

гранітизація – поява прошарку часткового плавлення, яка обумовила метасоматичне та метаморфічне перетворення порід [89]. З першим етапом цього процесу, зокрема, пов'язано становлення Новоукраїнського масиву трахітоїдних і кіровоградських палінгенних гранітів, відділення хлоридно-калієвого водно-силікатного флюїду, який поступово змінюється на карбонатно-фторидно-натровий, що призводить до метасоматичних перетворень в корі [89].

На час $\sim 1,9$ млрд років тому у режимі транспресії формуються Кіровоградська, Новокопачівська, Новопавлівсько-Ярошівська зони розломів з простяганням, в середньому, $\sim 4^\circ$. З ними пов'язані уранові зруденіння [89].

$\sim 1,8 - 1,9$ млрд років тому у режимі транспресії формуються Лелеківська, Нерубайсько-Лозоватська, Новоукраїнська зони розломів (ПнЗах $315-318^\circ$), також Маріївська і Глодоська (ПнСх $40-50^\circ$). Вони відіграли важливу роль при остаточному формуванні внутрішньої структури й зовнішніх обмежень Новоукраїнського масиву [89].

Після етапу ($\sim 1,8 - 1,9$) – Лелеківського, фіксується консолідація УЩ [89].

$\sim 1,79 - 1,8$ млрд років тому у режимі транстенсії формуються Суботсько-Мошоринська, Бобринецька, Конкська зони розломів та ряд дрібніших, які утворюють ортогональну сітку при переважанні широтної системи розривів [89]. В зоні впливу Суботсько-Мошоринської зони розломів знаходиться Апрельський рудопрояв.

$1,75$ млрд років тому – активізація широтного розтягу (що змінився широтним стисненням) й нове розкриття зони розсуву Херсон-Смоленськ. Розтяг супроводжувався підняттям основних розплавів габро-монцонітової формації, анортозитів і гранітів Корсунь-Новомиргородського плутону та формуванням при їх охолодженні діагональної системи розривів [89]. Після формування Корсунь-Новомиргородського плутону зона розсуву Херсон-Смоленськ цементується. Роль структур, що пов'язують мантию з корою і поверхнею, залишається за Кіровоградською, Звенигородсько-Братською, Суботсько-Мошоринською, Лелековською і, можливо, деякими іншими зонами розломів [89]. Особливо

інтенсивна метасоматична та гідротермальна діяльність спостерігається у вузлах перетину субмеридіональних і субширотних зон. Зв'язок магматичних і метасоматичних утворень з глибинними зонами розломів свідчить про мантийну природу флюїдів, за участі яких вони утворені [89].

Субплатформенний етап (не більше 1,6 млрд років тому) розвитку земної кори Інгульського мегаблоку виразився у формуванні достатньо густої сітки сколових тріщин, які не утворюють зон сколювання й зон розломів [89].

При короткому узагальненні приведених даних попередніх дослідників щодо структурно-речовинної організації й тектонічної еволюції Інгульського мегаблоку й суміжних шовних зон можна констатувати наступне. Геологічний розвиток зазначених складових УЩ відбувався взаємопов'язано, в декілька етапів структурних й речовинних трансформацій докембрійського фундаменту. Різниця в будові мегаблоку (-ів) й шовних зон обумовлена відмінними геолого-динамічними умовами їх становлення в ті чи інші часові інтервали, тому далі надаємо сумісну характеристику (нерозривну) Голованівської шовної зони та Інгульського мегаблоку УЩ.

2.4.2 Взаємопов'язаність будови й становлення Інгульського мегаблоку та суміжних шовних зон. Ділянки детальних робіт автора роботи знаходились в межах: 1) ГШЗ по субширотній частині р. Ятрань між с.с. Орлово – Покотилово та північніше – до с. Перегонівка (т.с. 9 на рис. 2.1); поруч с.с. Трояни, Кошаро-Олександрівка (т.с. 13, 14 на рис. 2.1); по ділянці р. Південний Буг від м. Гайворон до с. Саврань, також поруч сс. Кошаро-Олександрівка, Красеньке, Довга Пристань (т.с. 10-12, 15, 16 на рис. 2.1); 2) Кіровоградської зони – Бобринецький масив (по р. Сутокля, т.с. 17), Новоукраїнський масив (поруч сс. Злинка, Воїновка, т.с. 18), Корсунь-Новомиргородський плутон (поруч м. Корсунь Шевченківський, с. Нова Павлівка, т.с. 21-23); 3) Приінгульської зони – поруч м. Кіровоград та с. Суботці (т.с. 19, 20 на рис. 2.1).

При детальному вивченні відзначених фрагментів кристалічного фундаменту встановлено, що всі вони сформовані деформаційними утвореннями (структурами, породними тілами) більш ніж семи генерацій. Пізніші з них розвиваються за рахунок речовини більш ранніх; вони різняться між собою за просторовим розміщенням, Р-Т умовами, формами прояву та механізмами формування (рис. 2.55-2.74).

Структури етапів 0-3 спостережені нами, як фрагменти в'язких розломів лише в межах ГШЗ. Але за даними [29, 45, 47, 92, 121, 122, 248] вони відомі і в кордонах Інгульського мегаблоку та Криворізько-Кременчуцької шовної зони (ККШЗ) у вигляді реліктових блоків різноманітних розмірів й ступіней структурно-речовинних перетворень фундаменту, які збереглися в об'ємі більш пізніх дислокаційних утворень. Конфігурація таких блоків-реліктів (переважно, лінзо-, каплеподібна) та просторове розміщення підпорядковані структурному малюнку, що оформився, головним чином, на четвертому й п'ятому етапах (ранній протерозой) тектонічної еволюції центральної частини УЩ.

Для ГШЗ структури етапів 0-3, на мезорівні, проявлені як асиметрична складчастість, дайкоподібні утворення та вторинна лінзо-смуґастість і сланцюватість, що по ним розвиваються.

Структури генерації-1 – асиметрична складчастість виражена як фрагменти розрізнених (витягнутих та розтягнутих) лінзочок й складочок з різними за розмірами крилами, змінною їх потужністю та кутами між крилами. Розміри складок не перевищують 15-20 см; падіння їх осьових поверхонь змінне, але переважно, північно-східне, під кутами ($\angle$) $\sim 45-70^\circ$; азимут занурення (A_{3n}) шарнірів таких складчастих утворень також варіює, але переважно в інтервалі – $310 - 0^\circ$, $\angle \sim 30^\circ$ (рис. Б.2.55 – 59).

В плані, такі структури, виражені як розлінована смуґастість, ускладнена плейчатістю. Смуґастість обумовлена варіаціями мінерального складу порід; потужності смуг варіюють від декількох мм до 5 см (рис. Б.2.58 б).

Мінеральний склад структур генерації-1 відповідає ендербітам.

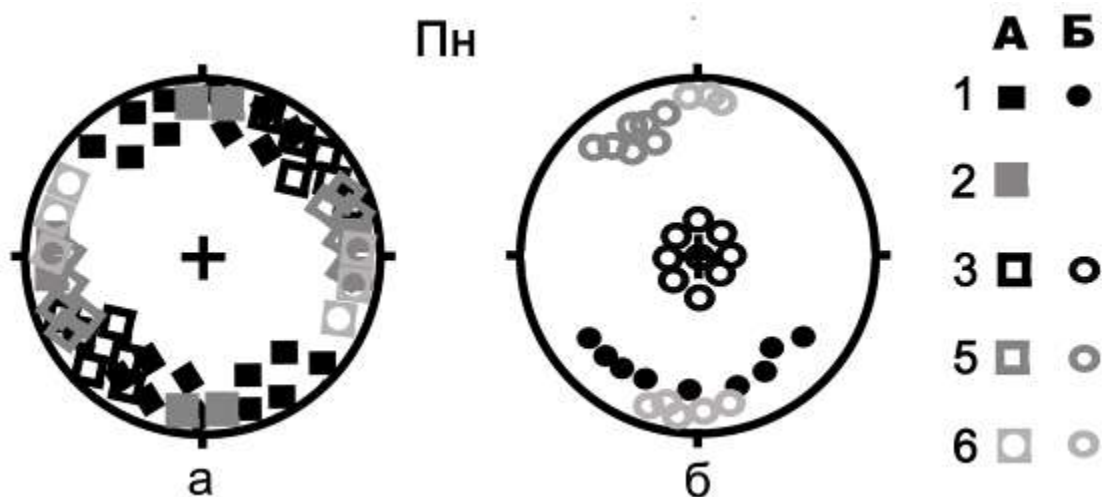


Рис. 2.59. Узагальнені проекції на верхню півсферу метаморфогенних структур для північної й центральної частин Голованівської шовної зони (ділянки 9 – 16 на рис. 2.1, деталі на рис. Б.2.55 – 58, 60 – 68). а – полюса площинних (смуґастість, сланцюватість); б – лінійність (мінеральна лінійність, довгі осі лінз, вісі складок). 1 – 6 генерації метаморфогенних структур, де А – полюса, Б – лінійність метаморфогенних структур

Структури асиметричної смуґастості вміщують лінзоподібні тіла з порівняно масивною внутрішньою будовою, просторове розміщення яких підпорядковане елементам залягання смуґастості. Такі включення, за складом відповідають ендербітам, мафітам та ультрамафітам (рис. Б.2.60). Ці утворення відносимо до структур генерації-0.

Структури асиметричної смуґастості генерації-1 залучені до вторинного розлінування та розшарування на контактах зі структурами відносно молодших генерацій, завдяки чому вони нерівноцінні в тектонофаціальному відношенні. Зокрема, на рис. Б.2.58 смуґастість майже не задіяна накладеними процесами, на рис. Б.2.60 вона порівняно слабо зазнала розлінування, на рис. Б.2.61 – смуґастість-1 відносно інтенсивно розсланцьована та лінеаризована.

Подібні утворення, структури дисгармонійної смуґастості та складчастості, у вигляді реліктових лінзовидних блочків, окрім кар'єрів Козачий Яр та Одеський, спостережені нами в південно-східній частині Гайворонського кар'єру, поруч с. Кошаро-Олександрівка, с. Довга Пристань, широтній частині долини

р. Ятрань (рис. Б.2.57) та ін. Детально їх не описуємо, так як вони схожі між собою, а отже синхронні до описаних в «Одеському» кар'єрі.

Структури генерації-2 виражені як дайкоподібні утворення ендербітового та гранітного складів (в кар'єрах «Одеський» та м. Гайворон). Вони є субмеридіонального та субширотного простягань з субвертикальним падінням. І ті й інші зрізують та підвертають смугастість генерації-1 з утворенням приздвигових складок та ламінарної течії (див. рис. Б.2.62). В свою чергу, такі дайкоподібні тіла прихоплені розсланцюванням наступного етапу деформацій.

Структури генерації-3, як зазначалося, представлені фрагментами в'язких розломів, які мають змінне простягання (субширотне по периферії Голованівської шовної зони, до субмеридіонального в осьовій її частині) та субвертикальне падіння (рис. Б.2.63 а). На мезо- та мікрорівнях виражені кристалізаційною сланцюватістю, гнейсуватістю, структурами розлінзування та вторинного розшарування геологічного середовища (рис. Б.2.63 б). Речовинно, це ендербіти, чарнокіт-ендербіти, породи, що відповідають хашувато-завалівській світі (поруч с. Завалля) тощо. Характерною рисою даних структур є субвертикальна лінійність за: мінеральними агрегатами (гранату, піроксену, графіту тощо), лінзовидними тілами складу мафітів, кварцитів, ендербітів, рудними виокремленнями і таке інше.

В'язкі розломи даної генерації структурно зональні; вміщують в різній мірі змінені лінзоподібні блочки утворень більш давніх утворень. Розміри таких блочків варіюють від десятків метрів (вище описані як структури генерацій-1, 2) до сантиметрів та міліметрів. В свою чергу, конфігурація та просторове розміщення фрагментів розломів етапу-3 підпорядковані більш пізнім дислокаційним утворенням.

Як вище відзначалося, структури генерацій 0-3 сформовані гранулітовими парагенезисами порід, що відносяться до гайворонського комплексу, дністровсько-бузької та бузької серій архею [96]. Це переважно, ендербіти, гнейсо-ендербіти, піроксенвмісні гнейси тощо. За [33, 110, 252], характерною рисою ендербітів, на ділянках, що досліджувалися, є наявність двох піроксенів,

неоднорідний склад (від тронд'ємітів до діоритів, а в деяких випадках – до плагіоклазитів) та смугаста текстура (лейкократові смуги чергуються з більш темними, збагаченими залізистими магнезіальними силікатами). Всі різновиди ендербіто-гнейсів за [33, 110, 248, 252] мають однаковий мінеральний склад, але різне співвідношення мінералів. При цьому, циркони з кар'єрів «Козачий Яр», «Одеський» та «Завалля» [110] переважно трьох- і двофазні. За ними отримані такі групи цифр віку, відповідно: 3620-3648, 3336, 2867, 2082 і 1980 млн років; 3506, 2870, 2144 та 1892 млн років; 3281,1, 2668, 2450 та 1992 млн років [33, 34, 110].

Вслід за [110, 122, 124, 257] дислокаційні утворення етапу-3, ми прив'язуємо до часової мітки в 2,8 млрд років. О.І. Лукієнко зі співавторами [112] описані вище структури трьох генерацій відносять до дислокаційних утворень катазони-1. За цими ж авторами [111, 112] досліджувані структури утворилися під дією тектонічних чинників за участі кристалізаційної грануляції, кристалізаційного та трансляційного розсланцювання порід на фоні збереження мінерального складу, який відповідає умовам гранулітової фації. С.В. Горайнов зі співавторами [122, 124] дислокаційні утворення, що виділені нами як структури генерацій 1 – 3 відносять до утворень Заваллівського метаморфічного та Сумовського мігматитового (метасоматичного) комплексів. Обидва вони є колізійними [122, 124].

Дислокаційні утворення, що за своєю структурно-речовинною організацією подібні до ідентифікованих нами структур етапів 0-3, як відзначалося, відомі [29, 45, 47, 92, 121, 122, 246, 248] в усіх структурно-формаційних підзонах (Братській, Кіровоградській, Приінгульській, Західно-Інгулецькій) Інгульського мегаблоку та в об'ємі ККШЗ у вигляді в різній мірі змінених реліктових блоків в межах більш пізніх в'язкорозломних зон. За [96, 246, 248], їх речовинне наповнення відповідає: ташлицькому, дніпропетровському, інгулецькому комплексам порід та піроксен-й амфіболвмісним гнейсам інгуло-інгулецької серії.

Структури генерації - 4 на макрорівні представлені сингранітизаційними в'язкими розломами, які являють собою об'ємні та дуже витягнуті в плані тіла. Їх

становлення, за [112], у часі та просторово було пов'язано з накладеними на породи гранулітових комплексів амфіболітовим діафторезом, ультраметаморфізмом та гранітизацією у зв'язку з формуванням, переважно, порід побузького гранітоїдного комплексу, за [96]. Їх вік за [51] ~2,45 млрд. років. Такі вторинні тіла об'єднуючись створюють в'язкорозломну зону, яка на загал відповідає Голованівській шовній зоні. Дані структури порушують всі, без винятку, дислокаційні структури попередніх етапів, трансформуючи та використовуючи їх будову та речовину (рис. Б.2.64).

В'язкі розломи даного етапу, в свою чергу, поглинаються подібними розломами, які речовинно відповідають гранітоїдам кіровоградського й уманського комплексів. На мезо- та мікрорівнях структури генерації-4 представлені вторинною сингранітизаційною смугастістю, структурами мезорозлінзування, гнейсуватістю (рис. Б.2.64 б), що свідчить про формування таких розломів в здвигових умовах, пульсаційно. Такі структури формуються за Р-Т умов близьких до солідусних відповідно [112] за механізмами пластичної формозміни мінеральних зерен, синдеформаційної перекристалізації, розлінзування тощо.

Нами фрагменти сингранітизаційного в'язкого розлому етапу-4 зустрінуті в кар'єрі м. Гайворон, у природних відслоненнях по р. Південний Буг (між сс. Саврань і Завалля та ін.), в долині р. Ятрань, між. сс. Табаново та Перегонівка.

Структури генерації-5 відтворюють рисунок в сучасній будові кристалічного фундаменту, який за [169, 170], завдячує своєму становленню надзвичайно потужній, такій що охопила увесь щит, ранньопротерозойській лінеаризації архейського структурного ансамблю (рис. 2.54). Це явище виражене як впорядкований тектонічний потік субмеридіонального простягання й крутого падіння. Реалізується він, як односистемна знакоперемінна здвигова течія, що фіксується за директивними структурами (текстурами). Речовина потоку, за Р-Т умовами становлення відповідає, головним чином, амфіболітовій-, епідот-амфіболітовій фаціям метаморфізму. За [122] метаморфогенні утворення віком 2,2-2,0 млрд років є Ладжинським орогеном, який за своїми розмірами

співставний з найбільш крупними сучасними складчастими спорудами і перевищує розміри УЩ. При збереженні північ-західно-субмеридіонального простягання, орієнтація й кінематика зміщень гілок зони (орогену) змінюється від надвигової до право- і лівосторонньо-підкидо-здвигової [122]. Відповідно [197], тектонічні зони, що розглядаються сформовані у Саксаганську складчастість.

На макрорівні структури етапу-5 являють собою плаstopодібні та лінійно-лінзоподібні у плані макротіла (в'язкі розломи) зі своєю внутрішньою (власною) мезо- та мікроанізотропною будовою. Вони структурно зональні та речовинно відповідають, переважно, гранітоїдам кіровоградського, новоукраїнського комплексів та біотитовим різновидам гнейсів інгуло-інгулецької серії віком ~2,0 млрд років.

На мезо- та мікрорівнях структури генерації-5 представлені сингранітизаційною смугастістю й вторинного розшарування [за 111], часто порфіробластичною, сланцюватістю за [243], гнейсуватістю, розлінзуванням тощо (рис. Б.2.65 – 67). Такі структури є похідними здвигових деформацій та відносяться до дещо різних Р-Т умов, але межі між ними поступові. Адже вони накладаються одна на одну формуючи єдине геологічне тіло, що свідчить про неперервно-імпульсний характер формування сингранітизаційних в'язких розломів. Вони мають відносно похилу мінеральну лінійність, кути занурення, на різних ділянках, варіюють від 10 до 50° за азимутами від 90 до 0°, за [122] на південь-південний схід. Структури даної генерації накладаються на всі попередні утворення, використовуючи їх будову та речовину, отже вони є вторинними утвореннями.

Потужності вище зазначеної смугастості, частіше лінзо-смугастості варіюють від перших см – десятків см, до перших метрів. Смугастість обумовлена варіаціями: мінерального складу, розмірності мінеральних зерен, співвідношення *a:c* мінагрегатів, тощо; вона формується за Р-Т умов становлення породного наповнення розломів даного етапу.

Гнейсуватість виражена в різній мірі подовженими та односистемно орієнтованими мінералами і їх агрегатами, що відбувається завдяки

кристалізаційній грануляції, пластичній формозміні зерен тощо. Тому породні тіла даного етапу структурно та текстурно доволі неоднорідні. Зокрема, спостерігаються дрібнозернисті, аплітовидні, дрібно-середньозернисті, гнейсуваті, крупнозернисті. Подібними перетвореннями охоплені і реліктові тіла.

Завдяки розлінзуванню та будинажу всі складові в'язких розломів даного етапу як синдеформаційні (кіровоградського, новоукраїнського та інших подібних комплексів) так і реліктові складу гнейсів, ендербітоїдів... виокремлені як лінзовидні тіла, розмірами в десятки см – перші м, до км, що мають різну структурно-текстурну організацію. Всі вони одностовійно орієнтовані – паралельні між собою (рис. Б.2.66) та мають $a:c$ 5-7, інколи більше 10.

Більш древні утворення, як зазначено, тотально залучені до ранньопротерозойських тектоно-метаморфічних перетворень, що виражено як речовинно, так і структурно. Це виявлено в реорієнтації попередніх структурних елементів з перетіканням, перерозподілом (чому сприяла реологія докембрійського середовища), перекристалізацією речовини на всіх ієрархічних рівнях дислокаційних утворень, також підпорядкуванні морфології та просторового розміщення блоків-реліктів структурному плану дислокаційних зон часу 2,2-2,0 млрд років. Реліктові блоки досить розосереджені між собою, тому загальна картина структурного малюнку древніше 2,2-2,0 млрд років залишається під питанням.

Всі окреслені як мезоструктурні елементи (смугастість, сланцюватість, розлінзування тощо) так і макротіла в межах ГШЗ, ККШЗ, структурно-формаційних підзон Братської й Приінгульської розміщені субмеридіонально і субвертикально, в підзонах Кіровоградській та Західно-Інгулецькій розміщені по субкільцевим траєкторіям з центриклінальним падінням [28, 29, 47, 51, 89, 241]. Все вище зазначене свідчить про становлення структур генерації-5 завдяки переміщенню різнорангових тіл та перерозподілу речовини в динамічних умовах здвигу-стиснення по периферії досліджуваної частини УЩ (ГШЗ, ККШЗ, Братська, Приінгульська підзони) та здвигу-розтягу/прокручування в Кіровоградській та Західно-Інгулецькій підзонах при Р-Т значеннях мінеральних

трансформацій.

Структури генерації-6 на макрорівні представлені в'язкими сингранітизаційно-гнейсуватими та кліважними розломами, що розвинуті за площею нерівномірно, сіткоподібно, але в цілому охоплюють всю досліджувану територію. Відповідно до [122], такі розломи відповідають Чаусовському меланжу; за [24, 78, 95, 210] це катаклазити зеленосланцьової фації метаморфізму. Дані структури, в певній мірі, наслідують простягання більш древніх утворень та використовують їх як субстрат.

На мезо- та мікрорівнях, це: вторинна гранітизаційна смугастість (синтектонічного порфіробластезу), в'язкий кліваж, структури тектонічного розлінзування та будинажу, складки прирозломного вигину (S-складки) у супроводі мінеральних змін порід, що відповідають епідот-амфіболітовій та зеленосланцьовій фаціям динамометаморфізму. При цьому, кути падіння площин розсланцювання та занурення лінійності є протилежними до подібних утворень попереднього етапу – занурення на північ-північний захід $<20-40^\circ$. Такі утворення спостережені нами в габроїдах капітансько-деренюхінського комплексу ГШЗ (рис. Б.2.68), гранітоїдах Корсунь-Новомиргородського плутону, гранітоїдах та альбітитах Новоукраїнського масиву (рис. Б.2.69), гранітоїдах Бобринецького масиву (див. рис. Б.2.67). Будову останнього описано в роботах [140, 155].

Формування структур генерації-6 ми прив'язуємо до часу 1,9-1,7 млрд років тому, згідно [34, 122, 245].

На рис. Б.2.68 показано, що габроїди є композитними утворення, адже сформовані лінзоподібними субтілами (1 – 3 на рис. Б.2.68 а), які згідно перемежуються. Між собою вони різняться мінеральним складом, розмірами й подовженістю мінералів і їх агрегатів, також ступенем структурної впорядкованості. Разом зі збільшенням останньої змінюється мінеральний склад габроїдів в такій послідовності: габро (*a:c* мінагрегатів ~ 2 , структурна анізотропія низька) $\rightarrow$ амфіболізоване габро $\rightarrow$ габро-амфіболіт $\rightarrow$ піроксен-амфіболові кристалосланці з тальком (*a:c* до 7-ми, текстура сланцювата). Саме останні складові “габроїдних масивів” відносимо до дислокаційних структур

етапу-6, інші, відповідно, є древнішими. Для подібних утворень Чемерпільської структури відомі такі цифри віку – 1672 ± 124 – 1707 ± 75 за роговою обманкою та 1595 ± 35 – 1676 ± 70 за біотитом [20].

В гранітоїдах та альбітитах Новоукраїнського масиву проявлено декілька генерацій сланцюватостей (рис. Б.2.69). Вони за кількістю та просторовим положенням проявлені подібно для всіх зазначених різновидів порід, а ступенем задіяння – по-різному (рис. 2.70). Сланцюватості різних генерацій між собою різняться просторовою орієнтацією, інтенсивністю прояву (густотою розповсюдження, ступенем розлінування й подовженості мінералів і їх агрегатів тощо), мінеральним складом (Р-Т умовами формування), розмірністю зерен. Кожна з наступних генерацій сланцюватостей перетинає кожен з попередніх та розвивається за рахунок її речовини. Найбільш тотально розвинена сланцюватість генерації-1 (Y_1), (вона ж відображена на рис. Б.2.65), яку ми ототожнюємо зі структурами етапу-3 для дислокаційної системи – Інгульський мегаблок/суміжні шовні зони. Y_2 (на рис. Б.2.69, 2.70) вважаємо результатом тектонічних трансформацій етапу-4 для досліджуваної частини УЩ.

Кількість сланцюватостей є відображенням багатостадійності формування досліджуваних об'єктів у супроводі зміни напрямків тектонічних напруг за Р-Т умов трансформації речовини. Це підтверджують і дані геохронологічних досліджень [17 й інші], де виділяють декілька генерацій акцесорних мінералів.

Нижче показано (рис. 2.71) узагальнені проекції метаморфогенних структурних елементів на провідні 5 етапів становлення структурного малюнку Голованівської та Криворізько-Кременчуцької шовних зон УЩ.

Все вище зазначене свідчить, що габроїди ГШЗ, гранітоїди ГШЗ і Новоукраїнського та Бобринецького масивів пройшли подібну структурно-метаморфогенну еволюцію в декілька етапів структурних й речовинних перетворень кристалічного фундаменту. (Структурно-речовинну організацію Бобринецького масиву описані в роботах [140, 141, 155], гранітоїдів ГШЗ в [242]).

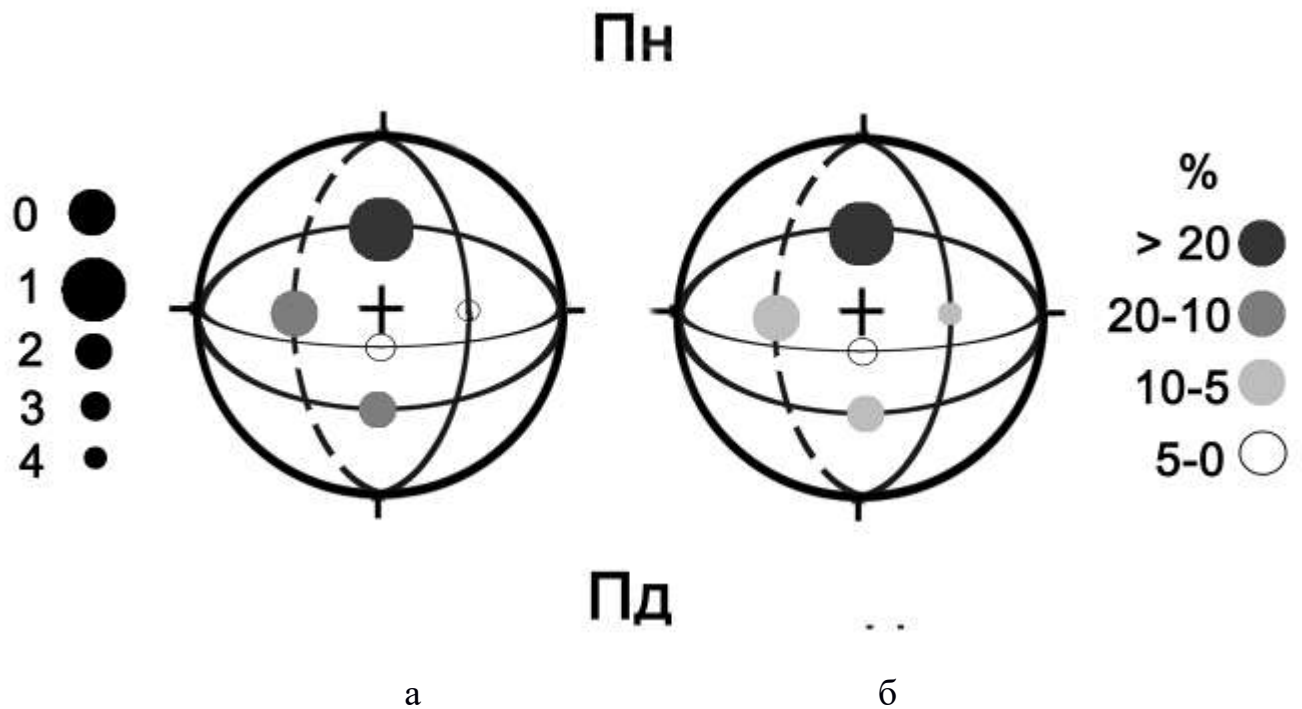


Рис. 2.70. Узагальнені проекції на верхню півсферу площинних (напівкола) та лінійних метаморфогенних структур (кружки) для: а) гранітів, б) альбітитів безрудних Новоукраїнського масиву. Ліворуч – шкала генерацій структур; праворуч – шкала інтенсивності прояву

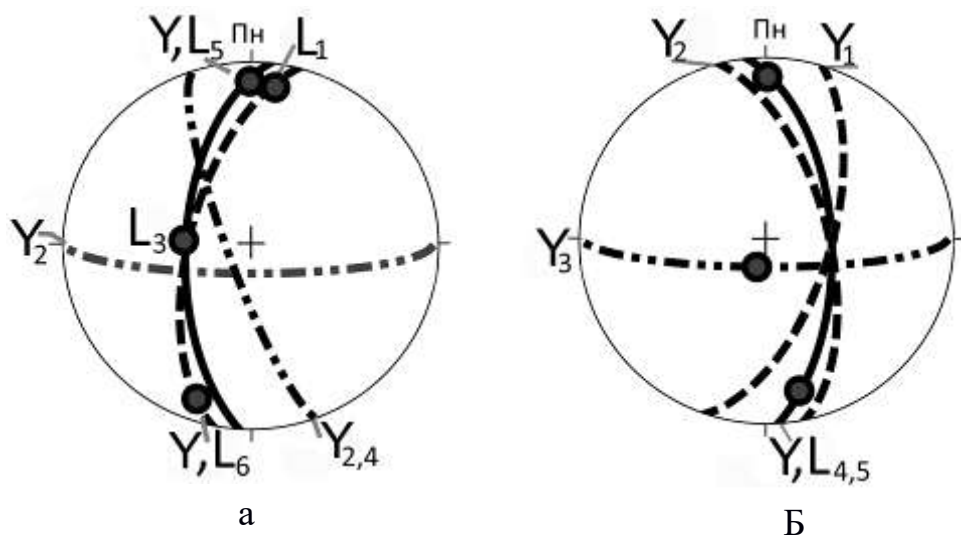


Рис. 2.71. Узагальнені проекції на верхню півсферу метаморфогенних структурних елементів на провідні 5 етапів становлення структурного малюнку Голованівської (а) та Криворізько-Кременчуцької (б) шовних зон УЩ. Для останньої за даними [67, 68, 206, 220]. Умовні позначки див. підрозділ 2.1

До *дислокаційних утворень генерації-7* відносимо ультрамілонітові структури (рис. Б.2.72), так як вони частіше всього є накладеними на всі

попередні генерації структур. Хоча дослідники [39, 112] однозначно вік зазначених утворень не ідентифікують, адже, за цими авторами, такі утворення просторово та в часі пов'язані з усіма вище описаними генераціями структур.

До ультрамілонітів авторами [112] віднесено продукти глибокого мікроруйнування (мілонітизації) та стирання порід, що зазнали значного ущільнення й мікроперекристалізації, а в певних випадках навіть часткового плавлення. Специфіка, механізми та природа цих утворень є предметом дискусій. Серед таких структур виділяють зони-шви псевдотахілітів, зони-шви ультрамілонітів, зони метакатаклазитів та комбіновані. Частіше всього це вузькі в декілька см стрічкоподібні тіла, які не рідко об'єднуючись формують зонки до декількох метрів потужностями. Вони переважно наслідують структурну анізотропію більш ранніх утворень, рідко створюють ненаслідувану. Нами подібні утворення зустрінуті в ендербітах кар'єру поруч м. Гайворон, в гранітоїдах Новоукраїнського масиву й ін.

Структури генерації-8 відносяться до *постметаморфічних*. Їм відповідають відносно наймолодші дислокаційні структури, які формувалися в тектонічному режимі щита. Тобто земна кора при цьому являла собою більш-менш однорідне в реологічному відношенні середовище. У досліджуваному районі такі умови панували у рифеї та фанерозої [15, 36, 112, 129, 173, 221, 229]. Отже, деформаційні перетворення порід в межах даних структур відбувалися при температурах, що нижче кінематичного порогу реакцій, або при низьких температурах. Постметаморфічні структури представлені: 1) зонами крихкого кліважування порід; 2) крихкими та крихко-в'язкими розломами [15, 36, 112, 129, 173, 221, 229].

Структури крихкого кліважування метаморфічних та гранітоїдних порід розвинені локально і самотійної ролі на досліджуваних ділянках УЩ не мають. Вони являють собою більш-менш лінійні смуги поділу порід на кліважеподібні жорсткі мікролітони-пластини товщиною від 2-3 до 12-15 см, що не супроводжуються ніякими мінеральними змінами порід і по яким не проявлені будь-які здвигові зміщення. Такий кліваж розвинен біля поверхні, його

виникнення пов'язане з гіпергенними процесами [113]. Найчастіше він формується як крихкий відрив по одній чи одночасно двох та навіть трьох поверхнях. За фізичними умовами формування крихкий кліваж ділять на такі типи: поверхневопов'язаний, десквамаційний та прототектонічний.

Крихкі розломи являють собою вузькі (рідко ширші від першого десятка метрів) шви заповнені борошністими мілонітами – пухким, перетертим матеріалом та катаклазитами – продуктами багаторазового дроблення та ковзання частинок, розмірами від перших міліметрів до перших сантиметрів (рис. Б.2.73). Такі розломи не несуть структурної зональності, з ними не пов'язані ніякі складчасті форми. Вони забезпечують формування виключно брилово-блокової тектоніки на УЩ і, як правило, є відносно наймолодшими тектонічними порушеннями [15, 36, 112, 129, 173, 221, 229].

Просторове положення структур даного етапу переважно визначається регматичною сіткою розломів [15, 36, 112, 129, 173, 221, 229], але не рідко корегується структурною анізотропією розломів попередніх етапів. Розломи другого із відзначених типів на досліджуваній частині УЩ розвинені широко. Їм відповідають практично всі зображені на геологічних картах червоними та чорними лініями порушення, включаючи Тальнівський та Первомайський, Хмільницький і Хмельницький розломи та Звенигородсько-Братську, Кіровоградську, Західно-Інгuleцьку зони розломів, а також багато інших менш порядкових розривів меридіонального, широтного та діагонального простягань.

Крихко-в'язкі розломи, на відміну від попередніх, окрім мілоніт-катаклазитового шва, ще мають «сорочку» із тектонічно брекчіюваних порі, яка облямовує такий шов з обох боків. Вони структурно зональні.

В межах досліджуваної території, після достовірно встановленого віку в 1,7 млрд ранньопротерозойського тектогенезу, виділяється [15, 36, 112, 129, 173, 221, 229] ще до 6-ти етапів тектонічних перетворень. Це, рифейський, девонський (донбаський рифтогенез), пермський (герцинська складчастість), палеогеновий (ларамійський), неогеновий (атичний) та четвертинний етапи. Продукти

руйнувань цих етапів ми детально не розглядаємо, адже вони широко висвітлені в літературі; окрім цього – післяранньопротерозойські тектонічні трансформації, переважно, не супроводжуються динамометаморфічними змінами порід, отже суттєвого впливу на формування зруденінь не мали.

2.4.2.1 Короткий огляд будови та еволюції Криворізько-Кременчуцької шовної зони. Власного фактичного матеріалу щодо геологічної будови Криворізько-Кременчуцької шовної зони (ККШЗ) автор цієї роботи не має, тож приводимо нижче дані про петро-структурну організацію ККШЗ за даними попередників, які в тій чи іншій мірі сприяли розкриттю поставленої мети.

Криворізько-Кременчуцька шовна зона перетинає УЩ в субмеридіональному напрямку та трасується за його контурами. В межах УЩ ККШЗ простежується на відстані біля 310 км, при ширині від 3-х до 50 км. Вона має чітко виражену глибинну будову у вигляді пакета тектонічних пластин (зближених асиметричних синкліналей, ізокліналей), шарніри яких занурюються на північ – північний схід [29, 206, 220]. ККШЗ розмежовує Інгульський та Середньопридніпровський мегаблоки УЩ. Відмінності цих складових УЩ добре простежується як в фізичних полях так і за даними ГЗЗ, що обумовлено їх речовинними та структурними особливостями. Зокрема, в магнітному та гравітаційному полях ККШЗ виражена досить витягнутими в субмеридіональному напрямку та ланцюжкоподібно розміщеними аномаліями. Це викликано наявністю витягнутих тіл метабазитів, залізистих кварцитів, гранітоїдів та ін., які формують субмеридіонально розміщені ланцюжки. За даними методів ГЗЗ дана шовна зона від суміжних мегаблоків добре відділяється в характері прояву поверхні розділу Мохо. Зокрема, в її відносно пониженому та дуже змінному розміщенні в інтервалі 42 – 53 км, тоді як в мегаблоках ця поверхня фіксується, в середньому, на рівнях ~ 40 км. Найбільш яскраво ККШЗ вирізняється як глибинна лінійна зона аномальної електропровідності земної кори [29].

Західна межа шовної зони, що розділяє Інгульський та

Середньопридніпровський мегаблоку УЩ не є одностайно визнаною, як і власне об'єм фрагменту щита, який охоплює дана зона. Історично склалось так, що більшість дослідників межею між названими мегаблоками вважали Криворізько-Кременчуцьку структурно-формаційну зону (шовну зону), або ж лише Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом. Зазначена зона, як Криворізько-Крупецька зона залізисто-кремнистих та супутніх формацій, протяжністю біля 1000 км трасується в межах Воронежського масиву. Вона добре виділяється за магнітними аномаліями, бурінням та значному зміщенні поверхні М [29].

В останній хроностратиграфічній схемі (2004 р.) західна межа Криворізько-Кременчуцької шовної зони проведена по Інгулецькому розлому, а зона названа Інгулецько-Криворізькою. В роботі [29] Криворізько-Кременчуцька зона є одним з трьох складових елементів більш обширної Західно-Інгулецько-Криворізько-Кременчуцької шовної зони (ЗІККШЗ). Тобто остання сформована із таких структурних елементів: 1) власне Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони, що безпосередньо межує з Середньопридніпровським мегаблоком і обмежена із заходу Криворізько-Кременчуцьким (або Тарапаковським в межах Кривбасу) глибинним розломом; 2) Інгулецько-Криворізької структурно-формаційної зони – областю між Криворізько-Кременчуцьким та Інгулецьким розломами; 3) Західно-Інгулецької структурно-формаційної зони, яка межує з Інгульським мегаблоком в районі Західно-Інгулецького розлому. Останній впевнено трасується в магнітному полі; за даними ГСЗ по зазначеному розлому фіксується ступінеподібне опускання поверхні М на декілька кілометрів.

Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом, як східна межа ЗІККШЗ, на геоелектричному розрізі фіксується у вигляді низькоомної аномалії, або як область заміни більш високого електроопору на відносно низький; в гравітаційному полі вирізняється прямолінійною зоною гравітаційних сходинок, що простягаються по Аз 12-18° на відстані біля 1000 км. Майже по всій протяжності в межах Східно-Європейської платформи даний розлом розділяє області з різним рівнем та структурою гравітаційного поля. Поверхня М на

ділянці Криворізько-Кременчуцького розлому має вигляд коротких сходинок, що зміщені та опущені одна відносно одної. Сумарна амплітуда зміщення сходинок перевищує 10 км. Саме тут фіксується найбільша глибина залягання М для шовної зони в цілому – 55 км. Нижче рівня М, на зрізі 50 км, даний розлом відхиляється в сторону Інгульського мегаблока від 5 до 20 км. В той же час, за даними сейсмометрії, цей розлом на такій же глибині відхиляється: на півдні на схід – 20-40 км, в центральній частині на захід 10-20км, на півночі – на схід.

Авторами роботи [29] вважається, що Інгулецько-Криворізька шовна зона—результат субдукції Середньопридніпровського мегаблока під Інгульський. Наявність метауламкових порід латівської світи під новокриворізькою розглядається як доказ налягання порід криворізької серії на Середньопридніпровський мегаблок. В східній частині зони ситуація інша. Зі сторони Кіровоградського мегаблока (східніше Західно-Інгулецького розлому) розлом перекритий надвинутими чечеліївськими гнейсами.

На думку авторів [215] шовні зони є не одноранговими з мегаблоками УЩ самостійними структурно-формаційними зонами. Вони від мегаблоків вирізняються лише більш інтенсивною складчастістю; а ділянку земної кори, яку більшість дослідників ідентифікують як Інгулецько-Криворізьку та Західно-Інгулецьку зони, називають Західноінгулецьким крайовим підняттям.

В межах ЗІККШЗ виділяються стратони та комплекси подібні до суміжних мегаблоків, а також самостійні підрозділи [29, 182].

За Г.В. Тохтуєвим [220] ділянка в районі шахти «Комунар» (Кривий Ріг, Саксаганська синкліналь) характеризується моноклінальним заляганням порід. Місцями воно ускладнене дрібними складками, тріщинуватістю та різними мікроструктурними формами (лінійність, мікродзвіги тощо). Головні елементи залягання смугастості такі: АзПад $290-310^\circ$, < падіння від 30 до 55° . Азимут занурення шарнірів дрібних складок $20-25^\circ$, < занурення $14-18^\circ$. АзПрост мікророзривів зі зміщенням $350-355^\circ$; їх простягання співпадає з витягнутістю міжбудинних ділянок. Особливо, як тут так і по всьому Криворізькому басейну, розвинуті структури будинаж. Вони мають самі різноманітні розміри – від

міліметрів до кілометрів, довгі їх осі розміщені односистемно з шарнірами складчастих форм, що свідчить про синхронність та спільні динамічні умови формування смугастості, складчастості та будинажу. А саме, в умовах здвигу та стиснення. Траєкторія здвигів фіксована в орієнтації шарнірів та довгих осей будин; Р-Т умови таких здвигів відповідали умовам при яких відбувався перерозподіл речовини. Адже Г.В. Тохтуєвим зафіксовано безліч випадків формування рудних, і досить крупних, покладів в міжбудинних пережимах. В останніх, відбулося виніс кварцу та залучення рудних компонентів.

Б.О. Занкевичем [67, 68] будова Криворізько-Кременчуцької зони інтерпретована як наслідок 4 основних геодинамічних стадій протоактивізацій за умов складного здвигу Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому. Перша із стадій синхронна формуванню нижньої та середньої частин розрізу криворізької серії.

О.Б. Гінтовим [39] для Криворізько-Кременчуцької зони розломів виділено декілька фаз деформацій; головні з них проявились на час 2100-2000 млн років.

Ступінь метаморфізму порід, що складають ККШЗ варіює від амфіболітової до зеленосланцевої фації. Для порід новокриворізької світи виділяються чотири генерації цирконів з цифрами віку – 3,0, 2,8, 2,0 та 1,7 млрд років. Для латівського горизонту відома цифра – 3,2 млрд років; порід скелюватської світи – 3,0-2,6; для порід саксаганської світи 2,0-1,8; для глеюватської – 2,9; вік гранітоїдів та метасоматитів (в тому числі і рудних) 2,2, 1,8-7 млрд років [29, 34, 71, 96, 224].

Опираючись на приведені вище матеріали та інші, приходимо до такого висновку. Криворізько-Кременчуцька шовна зона, як і інші, формувалася як мінімум в п'ять етапів, на докембрійський час, дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту (рис. 2.71 б). За даними геохронологічних досліджень, це 3,2, 3,0, 2,8, 2,0 та 1,7 млрд років тому, адже досліджувані нами структури є метаморфогенними. Вслід за Є.І. Паталахою [172], можемо сказати, що дана шовна зона на початкових стадіях формувалася в умовах стиснення з переміщенням речовини у вертикальному напрямку, на кінцевих стадіях переважали правоздвигові деформації з міграцією та перерозподілом речовини в

субгоризонтальному напрямку. Завдяки цьому, рудна речовина скупчена на ділянках відносно понижених деформаційних тисків (міжбудинних пережимах). Остаточна будова Інгулецько-Криворізької шовної зони сформувалась на час 1,8 млрд років та відповідає вторинній монокліналі з великою часткою тектонічного меланжу субмеридіонального простягання та субвертикального падіння. Більш древні утворення знаходяться в її межах як лінзо-, шліровидні релікти, які в різній мірі змінені та задіяні здвиговими перетвореннями. Причини вищевідзначених переміщень є глобальними і пов'язаними з розвитком земної кори Землі [169, 173, 226, 227, 284].

Узагальнення до підрозділу 2.4

Відштовхуючись від авторських даних та численних доробок попередників вважаємо наступне. Інгульський мегаблок та суміжні з ним шовні зони – Голованівська і Криворізько-Кременчуцька шовні зони є складними дислокаційними макроструктурами, адже формувалися як мінімум за сім етапів дислокаційних перетворень кристалічної основи. Всі вони реалізувались у здвигових умовах при зміні напрямків тектонічних напружень (рис. 2.74 – 76, табл. 2.4).

Перші п'ять етапів перетворень проявились за Р-Т умов від гранулітової до зеленосланцьової фації метаморфізму, наступні – при низьких температурах. З кожним етапом таких перетворень відбувалось поновлення структурної та речовинної переробки субстрату з формуванням нових породних тіл. Завдяки зазначеному на ділянках взаємодії дислокаційних новоутворень сформувались гібридні (складні) макроструктури (власне шовні зони та мегаблок), які об'єднують у собі мікро- та мезоструктурні парагенезиси усіх етапів еволюції докембрійського субстрату. Незважаючи на багатоетапність та різнонаправленість деформаційних процесів в межах досліджуваної частини УЩ всеж в її структурному малюнку домінує субмеридіональна анізотропія на всіх спостережених рівнях петро-структурної організації.

Таблиця 2.4

Структурно-вікова шкала для Голованівської шовної зони (А) та осьової (Кіровоградської) зони Інгульського мегаблоку (Б)

Етапи становлення / індекс на діаграмі (рис. 2.71 для А та 2.70 для Б)		Провідні дислокаційні структури / усереднений азимут простягання		Малі дислокаційні структури		Р-Т умови		Геологічне середовище відповідно [96]		Вік, млрд років
А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А/Б
1 / Y, L ₁	Y ₀	релікти в'язких розломів 340	реліктові тіла / 0	смуґастість, асиметрична складчастість / 340	реліктові тіла	гранулітової фації метаморфізму (катазона-1)		гнейси дністровсько- бузької серії та ендербіти гайворонського комплексу	гранітоїди ташлицького комплексу й піроксенвімісні гнейси	> 3,2
2 / Y ₂	Y ₀	релікти в'язких розломів 0/90 0		реліктові тіла та смуґастість		грануліт-амфіболітова фація метаморфізму (катазона-2)		ендербіти, чарнокіти	гранітоїди дніпропетровського комплексу та піроксен- й амфіболвімісні гнейси	3,2 [28, 33]
3 / L ₃	Y, L ₁	в'язкі розломи 300 90		сланцюватість, лінзи, смуґастість, лінійність		амфіболітова фація з реліктам гранулітової метаморфізму (катазона-3)		ендербіти, чарнокіт- ендербіти, породи хашувато- завалівської світи	гранітоїди інгулецького комплексу та амфібол- біотитові гнейси інгуло- інгулецької серії	2,8 [28, 33]
4 / Y ₄	Y, L ₂	в'язкі розломи / 0 / 90		порфіробластична сланцюватість та новоутворена смуґастість-		амфіболітова фація метаморфізму (катазона-4)		граніти побузького комплексу та гнейси, що з ними асоціюють		2,4 [28, 51]
5 / Y, L ₅	Y, L ₃	в'язкі розломи 0 90		- // -		амфіболітова фація метаморфізму + гранулітова		гранітоїди кіровоградського та новоукраїнського комплексів, піроксенвімісні граніти		2,0 [17, 34]
6 / Y ₆	Y ₄	окремі в'язкі розломи / 0		повторні сланцюватість, смуґастість, розлінування		епідот амфіболітова фація метаморфізму до зеленосланцевої (мезозона-1)		всі попередні утворення		1,8 [245]
7 поодинокі розломи / 90, 0, 45				ультрамелонітова смуґастість		- // -		- // -		< 1,8
8 - // -				тріщини, катаклаз, площини ковзання		холодні умови (епізона)		- // -		- // -

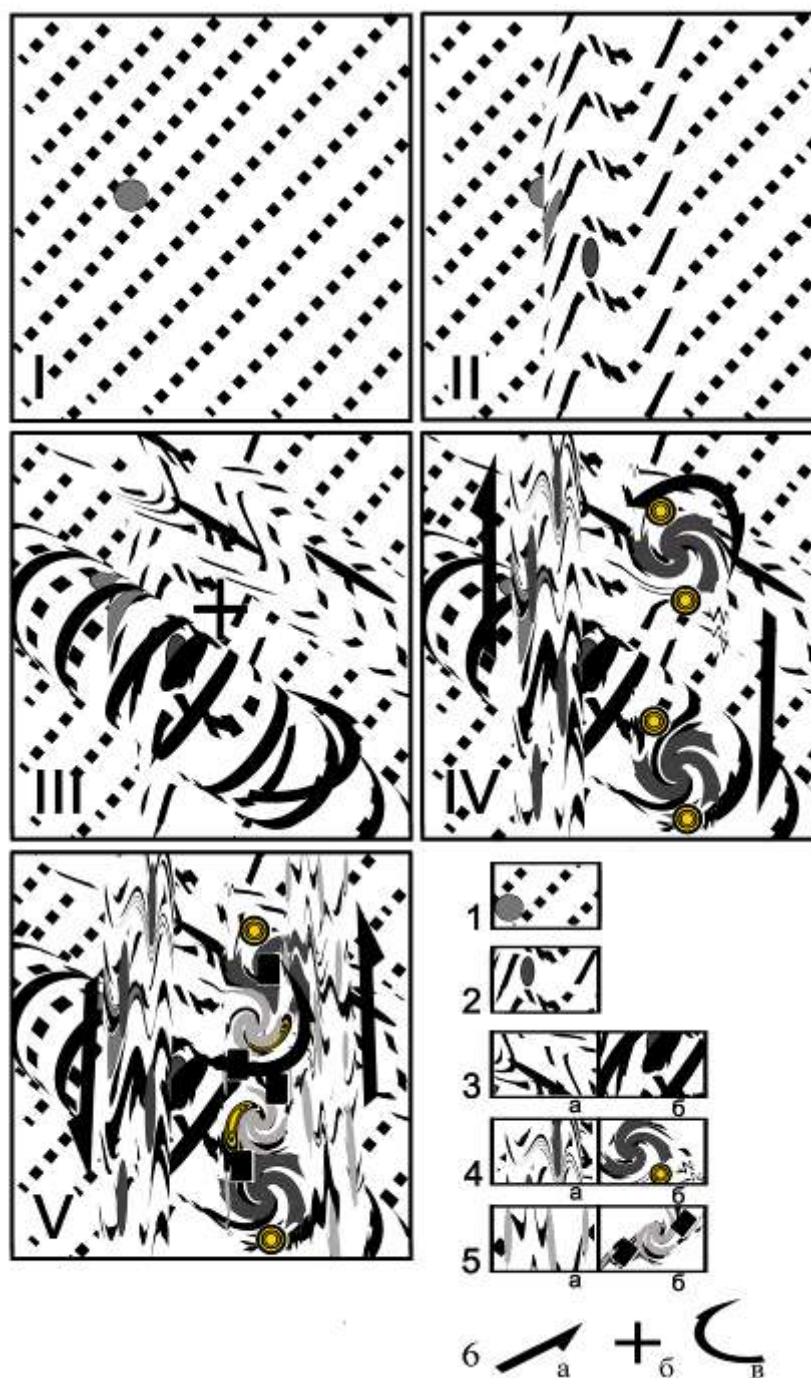


Рис. 2.74. Спрощена модель формування на провідні етапи становлення структурного плану Голованівської шовної зони: II – на час 3,2 млрд років тому, III – 2,8, IV – 2,0, V – 1,8 млрд років тому. 1 – 5 – позамасштабні, узагальнені зображення структурно-речовинних новоутворень (структур) на відповідні етапи трансформацій кристалічної основи. 1 – структури і рудні об'єкти етапу I; 2 – структури і рудні об'єкти етапу II; 3а – суттєво здвигові структури, 3б – супутні їм структури ротації і рудні об'єкти етапу III; 4а – суттєво здвигові структури, 4б – супутні їм структури ротації і рудні об'єкти етапу IV; 5а – суттєво здвигові структури, 5б – супутні їм структури ротації і рудні об'єкти етапу V. 6 – напрямки здвигових переміщень (в сучасних координатах): а – субгоризонтальні, б – субвертикальні, в – по субкільцевим траєкторіям

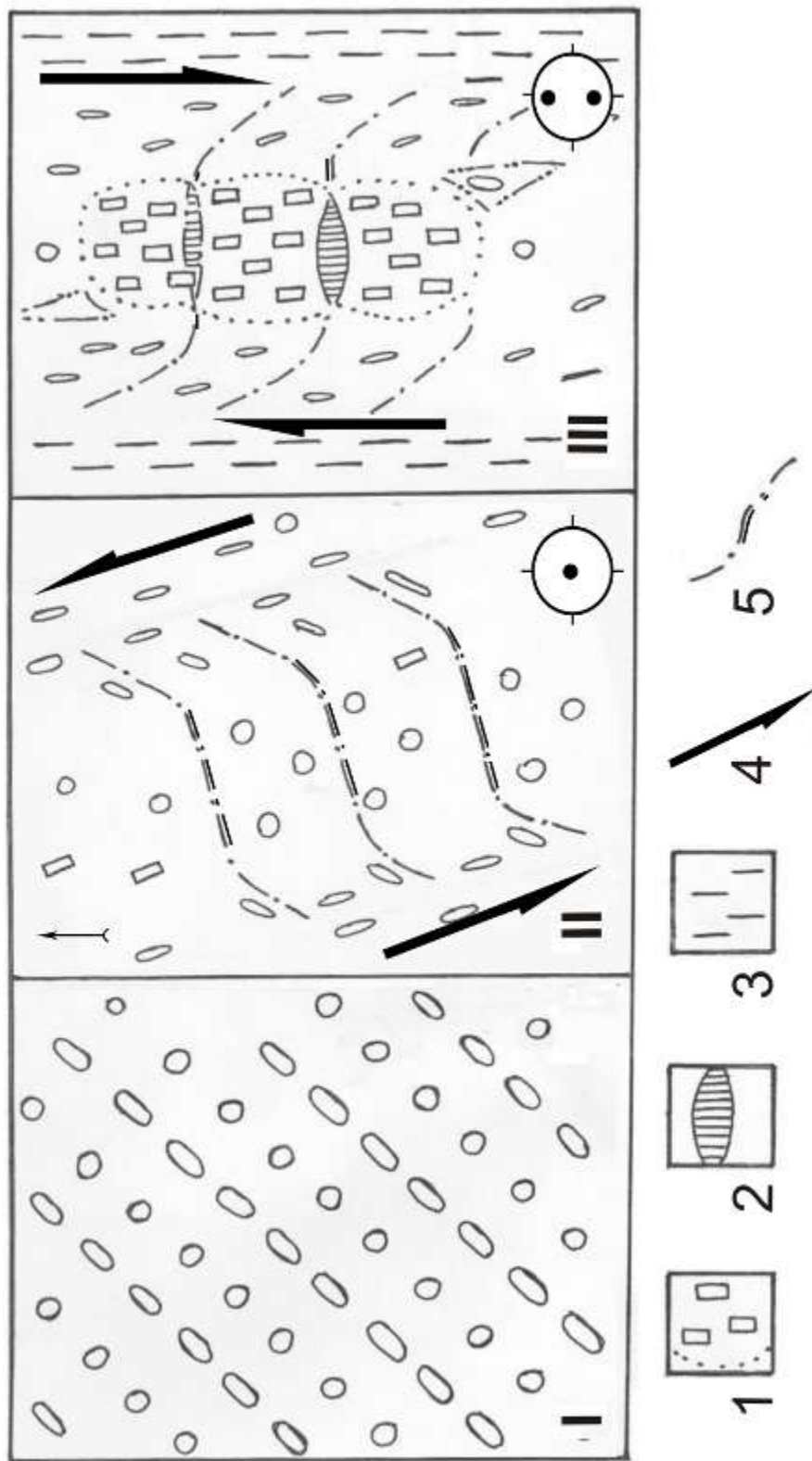


Рис. 2.75. Узагальнені етапи формування центральної частини УЩ. I – етапи 1-2 на час 3,6 та 3,2 млрд років тому (відповідно [33, 34, 96]); II – етапи 3-4 на 2,8 та 2,4 млрд років тому; III – етапи 5-6 на час 2,0 та 1,8 млрд років тому. Крапом відображені позамасштабні геологічні тіла, сформовані у відповідний етап деформації. Їх просторове положення є узагальненим й відповідає спостереженому в сучасних координатах, подовження тіл відображує ступінь структурно-речовинних змін на даний етап. 1 – контури Новоукраїнського й Корсунь-Новомиргородського масивів та позамасштабне зображення провідної порфіробластичної сланцюватості. 2 – структури розсуву як міжбудинні утворення. 3 – макроструктури високого ступеню дислокаційних перетворень (шовні зони). 4 – провідні видимі напрямки здвигових трансформацій в сучасних координатах. 5 – генералізовані лінії простягання новоутворених геологічних тіл.

На діаграмах внизу праворуч – генералізовані проекції на верхню півсферу провідної лінійності для даного етапу

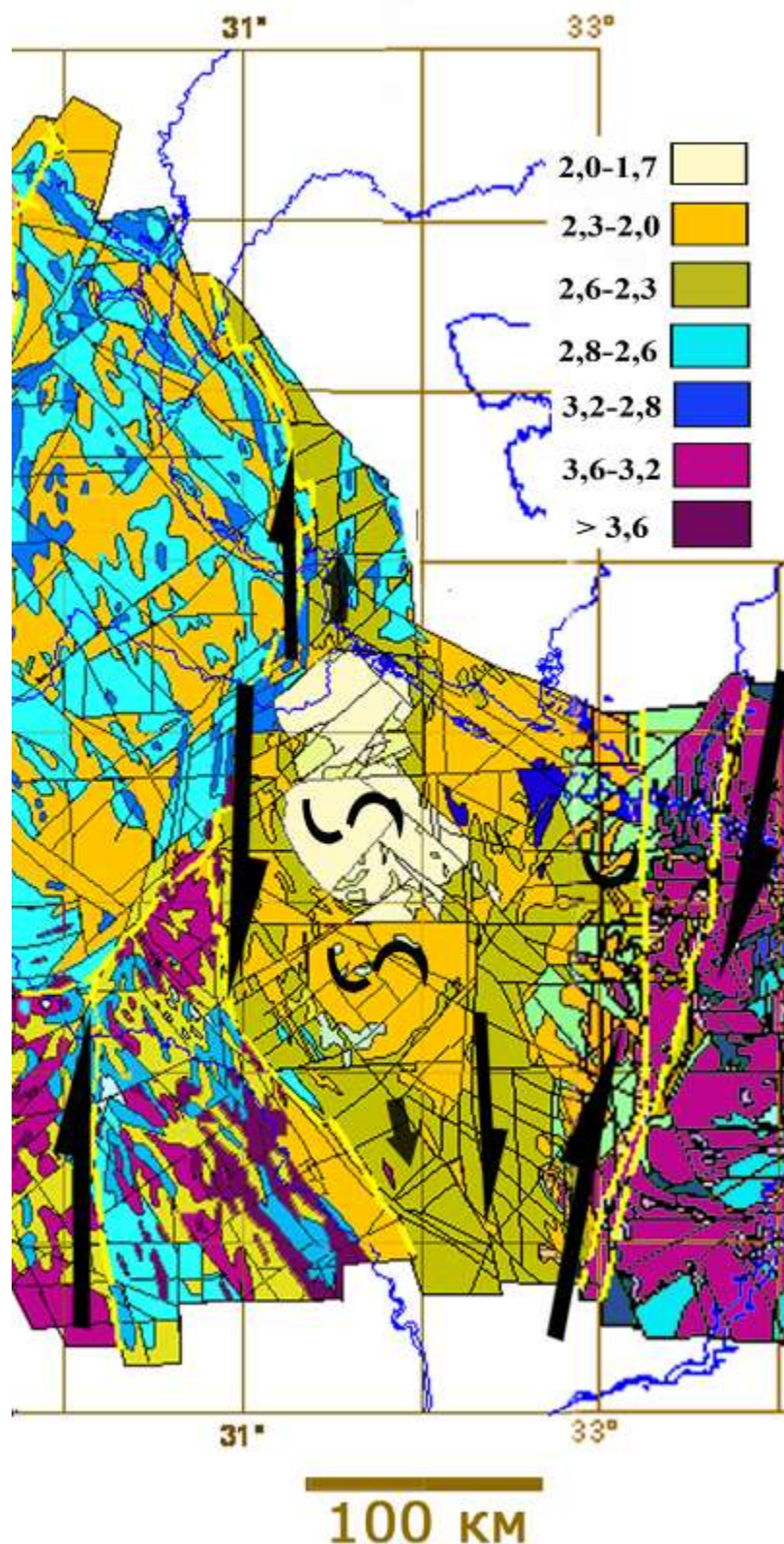


Рис. 2.76. Структурно-вікова модель становлення докембрійського структурного малюнку центральної частини УЩ на палеопротерозойський час. Прямі односторонні стрілки – видимі напрямки зміщення при дії сил здвигу-стиснення, прямі двосторонні – здвигу-розтягу, округлі – здвигу/прокручування в сучасних координатах. Вверху праворуч вікова шкала в млрд роках. На основі карти із [96] з доповненнями автора

Зазначене обумовлено субмеридіональною лінеаризацією різнорангових та різновікових геологічних об'єктів в одному напрямку. При цьому, в межах шовних зон й прилеглих до них частинах мегаблоку, на заключні етапи їх становлення переважали тектонічні умови здвигу/стиснення, в межах Кіровоградської (осьової) й Приінгульської зон Інгульського мегаблоку переважали (відносно шовних зон) умови здвигу/розтягу та ротації. Останнє провокувало неодноразовий порфіробластез.

Об'єм геологічного середовища, що найбільше насичений синздвиговими бластами прийнято називати гігантськими масивами гранітоїдного складу (Новоукраїнський, Корсунь-Новомиргородський та інші дрібніші).

Отже, структурний ансамбль центральної частини Українського щита (Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони) є цілісною дислокаційною системою здвигу та ротації (рис. 2.74 – 2.76), яка остаточно оформилася в часовий відрізок 2,0-1,8 млрд років тому. Більш пізні тектонічні порушення не змінили сформованого на відзначену часову мітку структурного плану, а лише підсилили його структурну та речовинну зональність.

2.5 Середньопридніпровський мегаблок та суміжні шовні зони

У межах Середньопридніпровської частини УЩ (Середньопридніпровський мегаблок та суміжні шовні зони) автором досліджено окремі її фрагменти, що відповідають Мокромосковському масиву гранітоїдів та північній частині Оріхово-Павлоградської шовної зони (24-26 на рис. 2.77).

2.5.1 Короткий огляд будови та еволюції середньопридніпровської частини УЩ за даними попередників. Питання про взаємозалежність деформаційних етапів становлення Українського щита (УЩ) і умов їх прояву з формуванням рудоперспективних структур, зокрема в межах Середньопридніпровського мегаблока й суміжних з ним шовних зон, є одними з

найбільш дискусійних аспектів ранньодокембрійської геології регіону.

Для Середньопридніпровського мегаблоку, відносно інших мегаблоків УЩ, характерні: тонка кора (менше 40 км), складна структура розділу Мохо, розрив базальтового шару шириною до 20 км [29, 31]. Розрив ділить мегаблок майже посередині на дві частини. В його межах товщина кори 30 км (проти звичайної 35-42 км), гранітний шар становить 12 км, діоритовий 18 км, базальтовий (гранулітовий) шар відсутній [29, 31].

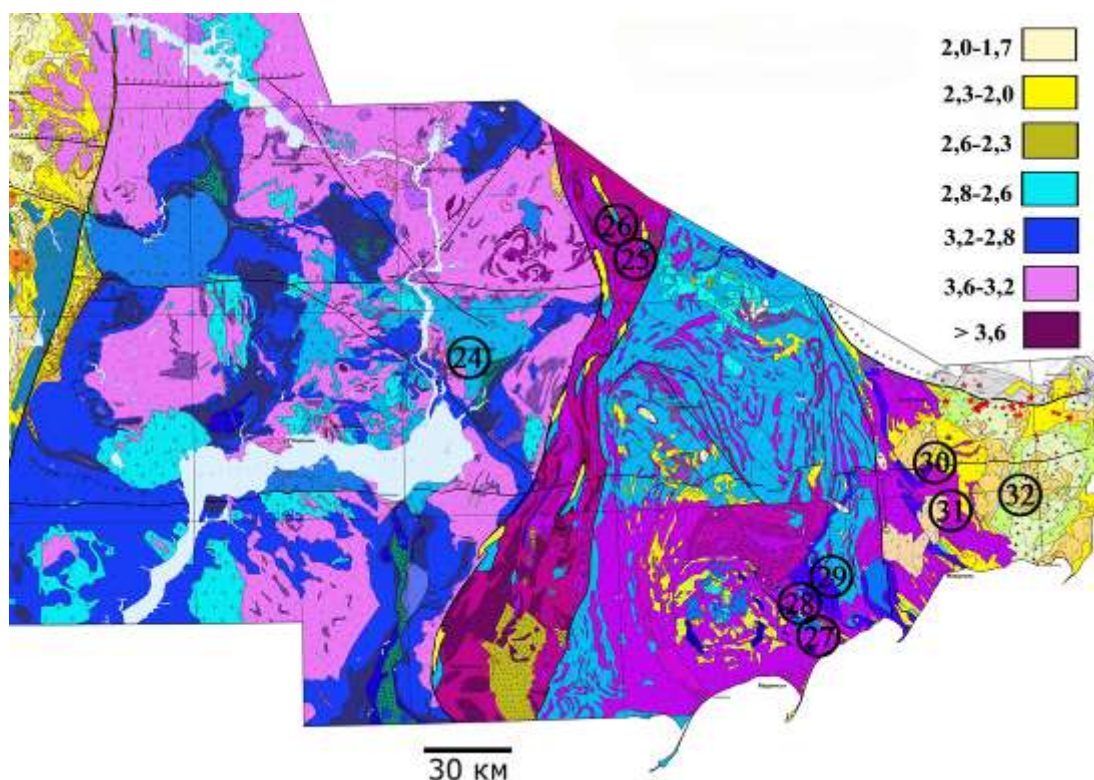


Рис. 2.77. Карта фактів східної частини УЩ, на основі карти [90]. Кругечки з цифрами – місцезнаходження ділянок детальних досліджень та їх номери. Вверху праворуч – вікова шкала в млрд роках

Середньопридніпровський мегаблок в першому наближенні сформований двома структурно-речовинними поверхами [29, 31, 81, 96, 248]: нижній поверх (фундамент) представлено гнейсо-мігматитовими утвореннями палеоархею, верхній – стратифікованими, ультраметаморфічними й інтрузивно-магматичними комплексами порід мезоархею. Наявність структурного неузгодження між зазначеними поверхами виражається в різній орієнтації складчастості [29, 31, 81, 248].

Шовні зони, що межують з Середньопридніпровським мегаблоком — Оріхово-Павлоградська (ОПШЗ) та Криворізько-Кременчуцька (ККШЗ) перетинають УЩ в субмеридіональному напрямку та трасуються за його межами. В рамках УЩ зазначені шовні зони простежуються на відстань від 150 до 300 км, відповідно, при ширині від 50-ти до 3-х км [29, 31]. Зони мають глибинну будову у вигляді пакета тектонічних пластин субвертикального падіння. Шовні зони від суміжних мегаблоків різняться за характером прояву поверхні розділу Мохо. В зонах вона фіксується в інтервалі глибин 42-46 – 53 км, в мегаблоках – на рівні ~ 40 км [29, 31]. Але найбільш яскраво шовні зони вирізняються відносно мегаблоків як глибинні лінійні зони підвищеної електропровідності [29, 31]. Зони вповнені асоціацією кристалічних порід, назагал подібною до такої суміжних мегаблоків УЩ, водночас, для перших з них є властивими характерні (шовні) структурно-речовинні ознаки [29, 31, 81, 96, 248]. Для геологічних тіл ОПШЗ відомі такі цифри віку: 3,6, 3,2, 3,0, 2,8, 2,0 млрд років; для ККШЗ — 3,2, 3,0, 2,8, 2,0 1,8-1,7 млрд років [29, 31, 33, 96, 248].

Виділяється декілька підходів вивчення тектонічного становлення зазначеної частини УЩ. Вони базуються на теоріях геосинкліналей [80, 82, 196], тектоніки плит [29, 31, 81], блокової [137, 138], плюмової [75, 247], та здвигової [63, 76, 151, 170] тектоніки.

За М.П. Семененко [196], у будові кристалічного масиву Середнього Придніпров'я беруть участь три основні складчатоорогенні системи: Дніпровська північно-західного простягання, Інгулецько-Саксаганська субмеридіонального простягання, субширотна складчасто-інтрузивна.

З позицій тектоніки плит [29, 31, 81], в межах східної частин УЩ в пізньому археї відбулося потовщення земної кори із-за її скучування при зіткненні Приазовського і Придніпровського мікроконтинентів. У ранньому протерозої відбулась субдукція Придніпровського мікроконтиненту під Приазовський та Західно-Інгулецький блоки [29, 31, 81]. ОПШЗ та ККШЗ ототожнюються [29, 31, 81] із зонами зіткнення відзначених мікроконтинентів та інтерпретуються, разом з прилеглими до них краєвими частинами мегаблоків, як області перманентного

розтягу-стиснення кори. Тобто, це зони більш інтенсивної переробки епіархейського фундаменту, в порівнянні з центральними частинами мегаблоків [29, 31, 81]. Закриття басейнів між мікроконтинентами, вірогідно, відбувалося не одночасно з формуванням гранітів на час 2,8, 2,6 та 2,1-2,0 млрд років тому [29, 31, 81].

За [75, 247], в послідовності явищ при формуванні Середньопридніпровської й Західноприазовської мегаструктур, що обумовлені дією глибинних плюмів, виділяється 5 етапів на час 3,4-3,2, 3,2-2,9, 2,9-2,8, 2,8-2,6, 2,1-1,8 млрд років.

Отже, незалежно від трактовок механізмів дислокаційного процесу, виділяється до п'яти і більше етапів тектонічної активізації [29, 31, 75, 76, 151, 247] середньопридніпровської частини УЩ (Середньопридніпровський мегаблок та суміжні з ним шовні зони), а ознаки того чи іншого деформаційного явища, почасти є проявленими сумісно.

Нами проведені додаткові дослідження з метою встановлення геолого-структурних закономірностей розміщення рудних об'єктів в структурному узорі Середнього Придніпров'я.

2.5.2 Оріхово-Павлоградська шовна зона. Західною межею ОПШЗ вважається Оріхово-Павлоградський глибинний розлом (ОПГР), який трасується далеко за межами УЩ (в район КМА), адже чітко виражений в фізичних полях. По даним ГСЗ, в зоні розлому (на глиб. 44-46 км) фіксується уступ розділу Мохо з амплітудою 8 км. З цим розломом пов'язані габро-перидотити Новопавлівської ділянки та Малотерснянський лужний масив. ОПГР має похило-ступінчасту поверхню зміщувача, яка сформована із структур більш високих порядків, зі східним падінням. Кути падіння змінюються від 70-80° в приповерхневій частині фундаменту до 40° в верхній мантії. Східною межею ОПШЗ прийнято вважати Західно-Приазовський (Азово-Павлоградський) розлом, він також добре виражений в фізичних полях та фіксується гравітаційною ступінню. Падіння зміщувача розлому в верхніх частинах кори (0-3 км) субвертикальне, а з

глибиною стає похилішим з падінням на захід [31].

Докембрійські кристалічні породи ОПШЗ мають вік від 3,6 млрд років до 2,0 [31, 33, 109]. Назагал зона виповнена як подібними товщами порід до сумісних мегаблоків УЩ, так і має деякі відмінності.

За М.П. Семененко ОПШЗ є синклінорієм, що сформований на час Саксаганської складчастості (пізньоархейська). Він складений серією лускуватих, стиснутих складок довжиною 8-10 км, які є будинаж-структурами, що містяться серед поля гранітів [213].

За даними З.А. Крутиховської [101] досліджувана шовна зона трактується як перехідна структурно-фаціальна зона від внутрішньогосинклінальних прогинів до Приазовського протоплатформеного блоку. Більшість її порід, в першу чергу залізисті кварцити, створюють інтенсивні магнітні аномалії, що дозволяє чітко відділити цю структуру від інших, що оточують її. Такі породи як габро-перидотити, актинолітити, серпентиніти, талько-магнезити та інші [101] трасують Оріхово-Павлоградський глибинний розлом. Останній обмежує зі сходу Оріхово-Павлоградську структурно-фаціальну зону. Також вздовж зазначеного розлому фіксуються зони мілонітизації, окварцювання, карбонатизації, епідотизації тощо. Такий строкатий набір порід вказує на зв'язок Оріхово-Павлоградського розлому з глибинними шарами земної кори та на багатофазність його формування. За даними ГСЗ в зоні розлому спостережено «роздвоєння» розділу Мохо, що є важливим доказом його глибинності [101].

За О.Б. Гінтовим [39] кінематика Павлоградської зони розломів визначається таким чином: зона формувалася як правий горизонтальний здвиг ($\sigma_1 - 20/0$, $\sigma_3 - 290/0$, $\sigma_2 - \perp$) та активізувалася як лівий скидо-здви́г ($\sigma_1 - 275/30$, $\sigma_3 - 35/50$, $\sigma_2 - 155/45$). Вік даної зони розломів О.Б. Гінтовим розглядається як неоархейський, так як вона перетинається і деформується Девладовською зоною розломів; по останній в земну кору вкорінювалися неоархейські гіпербазити.

За даними [215] ОПМЗ як й інші шовні зони УЩ, різко відрізняються формаційним наповненням, але зазвичай лише напруженістю дислокацій та іншими ознаками від одного із суміжніх мегаблоків, в той же час мають багато

спільних рис з іншим. Тобто, на думку авторів [215], шовні зони є не одноранговими з мегаблоками УЩ самостійними структурно-формаційними зонами. Зокрема, ОПМЗ (синклінорна зона) займає найзахіднішу частину Приазовського мегаблоку та межує із Західноприазовською антиклінорною зоною по Корсацькому та Павлоградському глибинним розломам.

В цілому ж, короткий огляд робіт попередників можна резюмувати цитатою: «Орехово-Павлоградская субмеридиональная региональная структура (синклиний, трог, шовная зона) была выделена почти пол столетия назад, однако ее истинная геологическая сущность до сих пор остается спорной» [31, с. 3].

За результатами робіт автора (на р. Вовча, поруч с. Васильківка (Васильківська ділянка) (т.с. 25, 26 на рис. 2.77, рис. 2.78 та ін.) встановлено, що в межах ОПШЗ проявлені деформаційні утворення 7-ми генерацій. Це смугастість, структури розлінзування, сланцюватість, декілька генерацій мінеральної лінійності, крихкі шпарини. Всі вони в різній мірі розвинуті в усіх петрографічних різновидах, які вивчались, і детально охарактеризовані в більш ранніх роботах [151]. Тому тут обмежуємося узагальнюючою їх характеристикою.

Структури генерації-1 виражені як реліктові лінзоподібні субтіла серед пізніших площин розсланцювання. Такі тіла різноманітних розмірів – від декількох см до перших метрів; співвідношення їх довгої вісі до короткої ($a:c$) досягає 7. Вісь a похило занурюється по азимуту $330-0^\circ$ (1 на рис. 2.79).

Для кварцитів, це близькі до масивних тіла суттєво кварцитового складу, які вирізняються відтінками кольорів, що варіюють від темно-сірого до світло-сірого, майже білого (L_1 на рис. Б.2.80). Для геологічних тіл гранат-біотитових гнейсів реліктові утворення слабо діагностуються за тіньовою лінійністю в площинах розсланцювання, яка виражена як розділення породи на темно- й світло-сіру фракції (L_1 на рис. Б.2.81). В тоналітах–тоналіто-гнейсах структури даної генерації представлено подовженими масивними тілами складу тоналітів (на рис. Б.2.82 відзначені – Т), ендербітів та амфіболітів (на рис. Б.2.83).

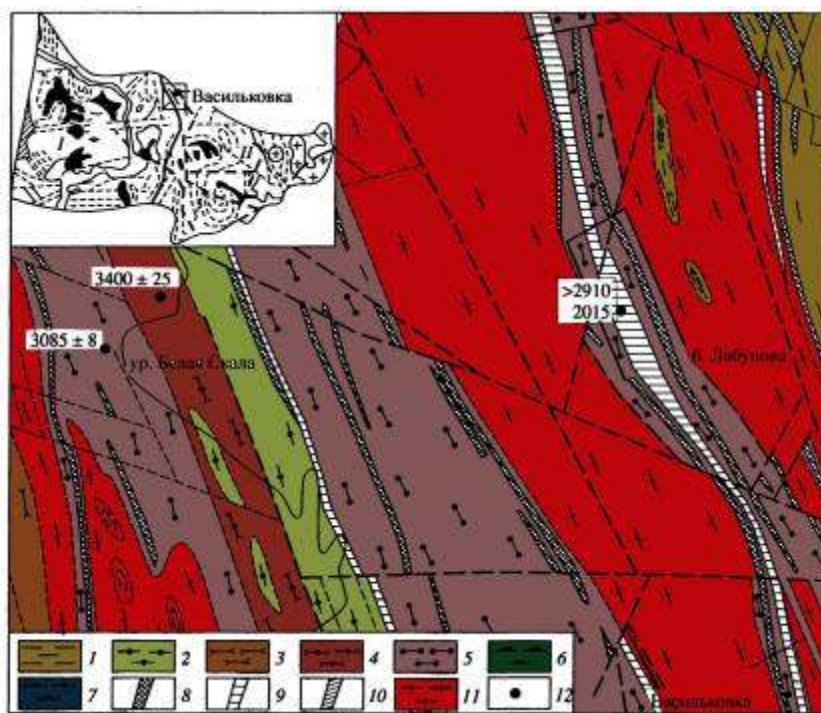


Рис. 2.78. Схематична геологічна карта Васильківської ділянки (за [33] з доповненнями). Гнейси: 1 – біотитові, 2 – амфібол-біотитові та амфіболові, 3 – піроксен-біотитові, 4 – піроксен-гранат-біотитові, 5 – гранат-біотитові, гранат-силіманит-біотитові, 6 – амфіболіти, 7 – піроксенові амфіболіти, 8 – кварцити піроксен-магнетитові, 9 – кварцити безрудні, 10 – гранат-

кварцеві породи (грануліти), 11 – плагіограніти та плагіомігматити, 12 – точки відбору геохронологічних проб

Структури генерації-2 найчіткіше виражені в тоналіто-гнейсах і представлені смугастістю, що обумовлена варіаціями мінерального складу. Смугастість має АзПад площин $\sim 70^\circ$, $< 80-90$. Потужності смуг не перевищують 1 см (2 на рис. 2.79 а і Y_2 на Б.2.82, 83).

У польовошпатових кварцитах до структур даної генерації відносимо одну із сланцюватостей, що сформована породоутворювальними мінералами та їх лінзоподібними агрегатами; вона має елементи залягання подібні до смугастості в тоналіто-гнейсах. До структур даної генерації відносимо і лінійність, яка занурюється під кутами $\sim 45^\circ$ як у кварцитах так і біотитових гнейсах (рис. 2.79).

Структури генерації-3 представлено смугастістю та сланцюватістю з крутопадаючою мінеральною лінійністю. Смугастість даної генерації найчіткіше вирізняється в геологічних тілах складу тоналітів-тоналіто-гнейсів та гранат-біотитових гнейсів. В тоналіто-гнейсах, це лінзо-смужки потужностями в декілька см (3 на рис. 2.79, Y_3 на рис. Б.2.82, 83) гранітного складу, які є січними до структурних елементів попередніх генерацій в декілька градусів. В гранат-біотитових гнейсах, це лейко- та меланосмуги.

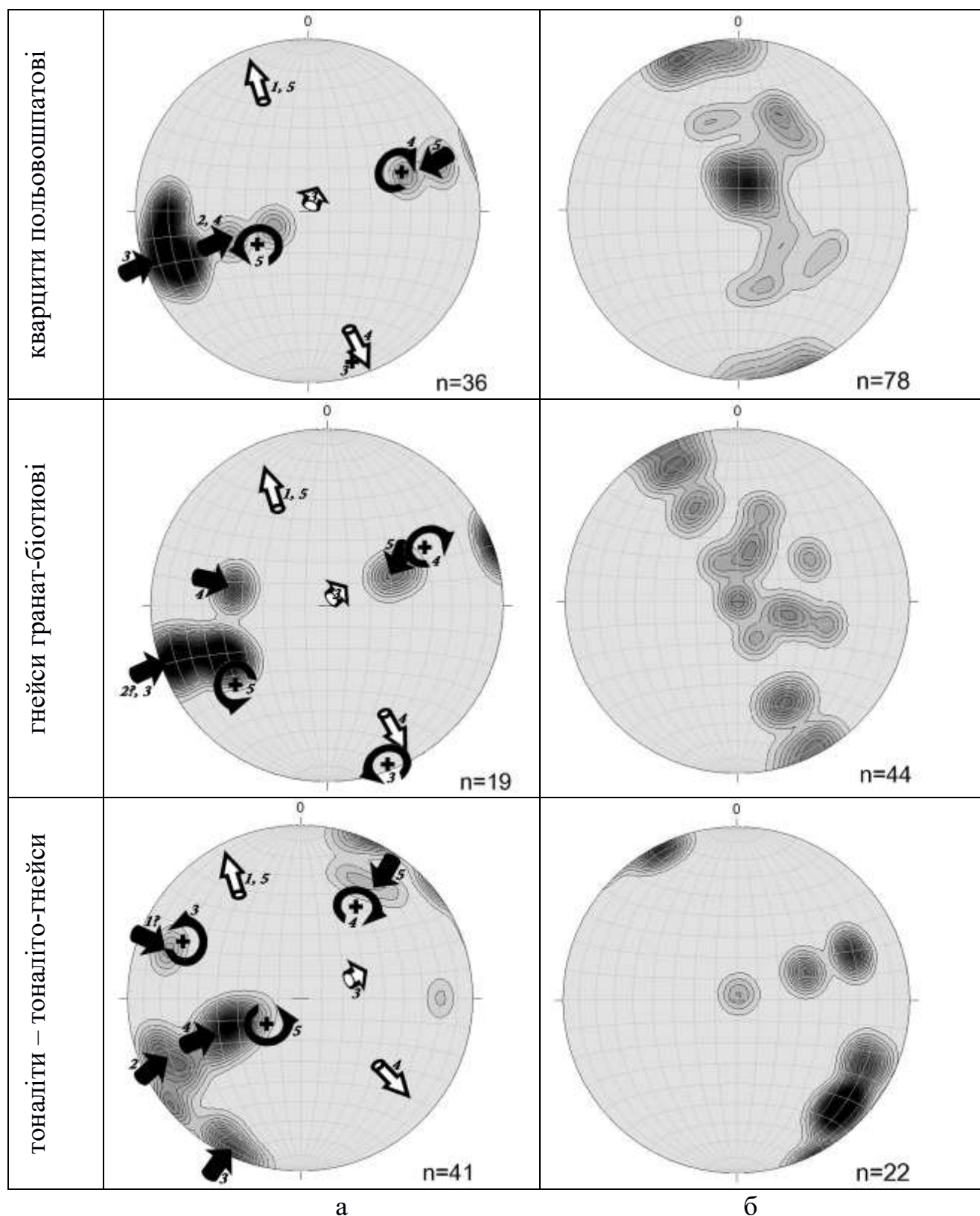


Рис. 2.79. Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами (б) для провідних петротипів ОПШЗ. Проекція на нижню півсферу. Градація ізоліній: 1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11-12-13-14-15. Стрілки – напрямки дії тектонічних наруг (для спрощення показані однією стрілкою): чорні прямі – стиснення, білі – розтягу; округлі – ротації, хрестики – їх осі. Цифри поруч – індекс етапу. n – кількість замірів

Перші з них кварц-польовошпатового складу, другі відповідають власне гнейсам. Сланцюватість даної генерації добре виражена в польовошпатових кварцитах; вона сформована породоутворювальними мінералами та їх агрегатами.

Мінеральна лінійність генерації-3 в тоналіто-гнейсах слабо виражена; найчіткіше вона вирізняється в геологічних тілах складу польовошпатових кварцитів за подовженими агрегатами сформованими польовим шпатом, біотитом та гранатом; в тілах складу гранат-біотитових гнейсів лінійність відносно середньо виражена за подовженими агрегатами біотиту й гранату (3 на рис. 2.79, L₃ на рис. Б.2.80, 81). Розміри таких агрегатів від декількох до 8 мм, *a:c* – 5-7, їх розміщення відтворює субвертикальні ланцюжки довжиною в декілька десятків сантиметрів.

Структури генерації-4 для всіх досліджуваних породних різновидів представлені розсланцюванням. Вони виражені сланцюватим матриксом, що вміщує підпорядковані йому лінзоподібні тіла відносно масивної будови. АзПад площин сланцюватості/розлінзування ~ 70° під кутом від 40 до 80°. Для кварцитів структури розсланцювання виражені як чергування сланцюватих польовошпатових кварцитів та близьких до масивних кварцитів (рис. Б. 2.80). Для гранат-біотитових гнейсів структури розсланцювання представлені окремими зонками розсланцювання гнейсів, що розмежовують власне смугасті гнейси. Потужності таких зонок – декілька см, відстані між ними сягають декількох десятків сантиметрів – перших метрів. Для тоналітів–тоналіто-гнейсів сланцюватий матрикс відповідає гнейсам тоналітового складу (тоналіто-гнейсам). Пакети сланцюватих тоналіто-гнейсів сягають потужностями від декількох метрів до декількох десятків метрів (рис. Б. 2.82). Такі пакети вміщують лінзоподібні тіла складу тоналітів і ендербітів й смугастих тоналітів, також складчасто-лінзовидні тіла складу амфіболітів розмірами десятки см – перші метри.

В площинах сланцюватості знаходиться мінеральна лінійність, що похило занурюється на південний схід (4 на рис. 2.79). В польовошпатових кварцитах така лінійність сформована агрегатами мусковіту; в гранат-біотитових гнейсах – мусковіту й біотиту (L₄ на рис. Б.2.80, 81); в тоналітах – тоналіто-гнейсах

лінійність представлена шарнірами складкоподібних тіл амфіболітів та подовженими веретеноподібними агрегатами кварцитового складу. Розміри останніх за довгою віссю сягають 20 см, *a:c* перевищує 10 (рис. Б.2.85).

Структури генерації-5 представлені слабо вираженими площинами розсланцювання (5 на 2.79; Y_5 на рис. Б.2.82), які падають на захід. Вони також сформовані породоутворювальними мінералами. Відстані між такими площинами вимірюються десятками сантиметрів; в них міститься мінеральна лінійність, що похило занурюється на північний захід (L_5 на рис. Б.2.80, 81).

Структури генерації-6, 7 в різній мірі проявлені в усіх досліджуваних різновидах порід. Це крихкі тріщини, вузькі (потужностями в декілька мм – перші см) зонки дробління, катаклазу та мілонітизації порід. В межах таких утворень не фіксуються будь-які динамометаморфічні зміни порід, тому на стереограми вони не винесені, але їх добре видно на фото. Елементи залягання структур даної генерації такі: АзПад площин $\sim 0^\circ$, $< 50 - 80^\circ$; АзПад $\sim 190^\circ$, $< 0 - 45^\circ$; АзПад 270° , $< \text{до } 40^\circ$; АзПад $\sim 70^\circ$, $< 80-90^\circ$. В останніх площинах міститься боріздатість та лінійність за штрихам ковзання. Перша з них похило занурюється, друга до 45° в південних румбах (рис. Б.2.86).

Гібридну побудову, подібну до будови тоналіто-гнейсів і гранат-біотитових гнейсів, мають і геологічні тіла складу гранітів та амфіболітів, які нами спостережені як дуже розосереджені лінзо-будиноподібні тіла різноманітних розмірів серед сланцюватого матриксу складу тоналіто-гнейсів.

Узагальнення до пункту 2.5.2. Досліджувані різновиди породних тіл ОПШЗ формувалися подібно, в декілька етапів; адже всі вони сформовані гібридними динамометаморфічними структурними парагенезисами. Складові таких парагенезисів відрізняються один від одного орієнтацією площинних та лінійних елементів, інтенсивністю процесів їх формування, речовинним наповненням та Р-Т умовами формування. Становлення описаних дислокаційних структур відбувається в здвиговому середовищі [113, 126, 171, 238, 274], тобто їх форма та розміщення підпорядковані напрямом дії тектонічних напружень. На

мікрорівні, зазначені структури формуються за допомогою дифузійних, фільтраційних та інших механізмів руху речовини. Відповідно, їх речовинне наповнення відображає Р-Т умови утворення досліджуваних структур. За [31, 33, 248 та ін.] ступені метаморфізму їх речовини досягали гранулітової та амфіболітової фації. Тому з віковими діапазонами 3,6; 3,4-3,3; 2,8-2,7, і 2,0 млрд років, за [33, 34, 109] ми пов'язуємо формування описаних вище метаморфогенних дислокаційних структур.

Вцілому будова північної частини ОПШЗ відповідає вторинній монокліналі. Подібну вторинно-моноклінальну будову мають і інші ділянки ОПШЗ, наприклад Новопавлівська та інші.

Для Криворізько-Кременчуцької шовної зони виділяються [172, 206, 220] параметри деформацій, подібні до вивчених нами в межах ОПШЗ.

Отже, Оріхово-Павлоградська та Криворізько-Кременчуцька шовні зони є складними дислокаційними утвореннями, адже формувалися як мінімум за сім етапів дислокаційних перетворень кристалічної основи. Перші п'ять із них проявились за Р-Т умов від гранулітової до зеленосланцевої фації метаморфізму, наступні – при низьких температурах. Незважаючи на багатоетапність та різнонаправленість деформаційних процесів в межах досліджуваних шовних зон маємо домінування субмеридіональної анізотропії на спостережених рівнях їх петро-структурної організації. Зазначене обумовлено субмеридіональною лінеаризацією різнорангових та різновікових геологічних об'єктів в одному напрямку. Таку будову як ціле можна означити як субвертикальну вторинну монокліналь, що підсилена меланжем. Від мегаблоків УЩ шовні зони відрізняються лише більш інтенсивним проявом за густотою розповсюдження субмеридіональних розломів (як на час 2,0 – 1,8 млрд років, так і фанерозойського віку) й ступенем трансформацій речовини та, відповідно, більш тотальною дезінтеграцією, переорієнтацією і переміщенням в субмеридіональному напрямку геологічних тіл, що древніші за 2,0 млрд років. В межах мегаблоків такі тіла зберігають свою відносно слабо змінену орієнтацію та речовинне наповнення, набуті при їх формуванні.

2.5.3 Середньопридніпровський мегаблок. Структурний узор власне *Середньопридніпровського мегаблоку*, за даними А.Н. Казакова, В.С. Заїка-Новацького, Г.В. Заїка-Новацького, формувався в умовах декількох етапів деформацій, кожен з яких характеризувався своїм структурним парагенезом і РТ-умовами деформаційного процесу [62-64, 76, 82].

Структури генерації-0, це “верстуватість” Y_0 – структурно-текстурна неоднорідність, що обумовлена ритмічним чергуванням біотитових і амфіболових гнейсів, кристалічних сланців та амфіболітів [63, 64, 76]. Зазначена асоціація порід зазвичай фіксується дослідниками під назвою «сірі гнейси». Окрім згаданих породних складових цієї асоціації, до неї належать похідні від них мігматити і гранітогнейси. Уособлення амфіболітів та кристалічних сланців, що є підлеглими, але істотними членами асоціації, об’єднуються [64, 96, 195] в аульську серію. Ступінь метаморфізму всіх різновидів порід типово амфіболітова, інколи, наприклад по р.Томаківка, відомі релікти гранулітового метаморфізму [45, 64, 138]. Генезис верстуватості різними дослідниками розглядається неоднаково: вона має вулканічне походження, осадово-морське, тектоно-метаморфогенне [62-64, 81, 137, 195-199].

Структури генерації-1 пов’язані з етапом “Великого метаморфізму”, що переріс у “Велику гранітизацію” [64]. Структури представлено метаморфічною й мігматитовою смугастістю, асиметричними лежачими складками, регіональною кристалізаційною сланцюватістю. Всі вони похилого залягання та сформовані за умов грануліт-амфіболітової фації метаморфізму. Загальна структурна формула етапу D_1 [63, 64] – $L_1 \parallel Y_1 \parallel M_1 \parallel F \text{ ab}_1$, де L – лінійність, Y_1 – кристалізаційна сланцюватість, M – мігматитова смугастість, F – складки, ab – їх осьові поверхні.

Структури генерації-2, на макрорівні, це граніто-гнейсові куполи та міжкупольні зони зім’яття, що складені складчастими пакетами та інтерлітонними складками. Типовим прикладом є Саксаганський купол та його облямування [64, 76]. Р-Т умови даного етапу фіксуються на рівні амфіболітової фації. Структурна формула етапу D_2 [64] – $Y_2 \parallel L_2 \parallel M_2 \parallel R \parallel F_2$, де R – в’язкі розломи міжкупольних зон зім’яття. Простягання розломів варіює, але в масштабі

мегаблоку – північно-західне. Вони розвинені як серед асоціації «сірих гнейсів», так і в масивах гранітогнейсів і мігматитів [64, 76]. Осьові поверхні складок, в межах даних розломів, паралельні та вертикальні, шарніри ундулюють під кутом 8-10°. Структурні асоціації складок і зон лінеаризації багатопорядкові з розмірами від перших десятків сантиметрів і менше до декількох десятків метрів і більше в поперечнику. У замках складок F_2 розвинена смугастість S_2 та сланцюватість. Смугастість представлена тонкими (0,5-1см) переривчастими прошарками рожевого кварц-польовошпатового матеріалу та альпійськими жилами. Зони розвитку смугастості мають грубизну до перших метрів. Сланцюватість S_2 виражена орієнтованими стрічкоподібними скупченнями темноцвітів (біотиту та амфіболу), які паралельні осьовим площинам F_2 ; вона має місце, переважно, у замках найбільш стиснутих складок [63, 64, 76]. Мінеральна лінійність паралельна шарнірам складок.

Внаслідок того, що структури даного етапу накладені на більш давні, в структурному малюнку території утворено поєднання складок з субгоризонтальними шарнірами (F_2) та з крутими шарнірами (рештки складок F_1). Останні представлено у вигляді малопотужних (розмірами десятки см — перші метри) лінзо-, веретеноподібних тіл, асиметричних складок з вертикальною мінеральною лінійністю, які речовинно є амфіболітами та кристалосланцями (рис. Б.2.87). В межах зон тотальної лінеаризації площинні елементи Y_0 і Y_1 повністю замінені площинами Y_2 [63, 64].

Складкам F_2 конформні витягнуті (від десятків м до декількох сотень) в плані тіла гранітогнейсів та мігматитів (гранітоїди тоналіт-плагіогранітового ряду, дніпропетровського комплексу). За [63, 64, 76, 218], це синскладчасті ультраметаморфічні утворення, які не мають чітких меж з супракрустальними породами; в них розвинуті плоско-паралельна текстура та безліч скіалітів. Останні різноманітних розмірів, лінзоподібних форм, розміщені згідно сланцюватості гранітоїдів, в різній мірі гранітизовані, за складом відповідають біотитовим, епідот-біотитовим і амфібол-біотитовим гнейсам, рідше амфіболітам

(інколи піроксенвмістним) і кристалічним сланцям. Їх відносять до аульської серії [64, 96].

Зазначені синскладчасті гранітоїди (групи-1, за [209, 218]) суттєво натрові, відносно малопружні і щільні, практично не радіоактивні, характеризуються відносно підвищеним вмістом нікелю, кобальту, олова і цирконію [209, 218].

Структури генерації-3 – це потужні субмеридіональні зони з вергентністю як на північний захід, так і на північний схід. Вони в різній мірі розвинені по всіх різновидам порід, що вище згадувалися. В умовах становлення зон D₃ відбулася ремобілізація та перерозподіл речовини вже сформованої до цього кристалічної основи [64, 218]. Завдяки зазначеному утворилися ланки вулкано-тектонічних зеленокам'яних структур та супутні їм автохтонні масиви тоналітового ряду (сурські, миронівські, демурінські, кудашівські та ін.).

Зеленокам'яні структури (ЗС) в центральній частині середнього Придніпров'я мають субізометричні, амебоподібні форми. Це – Верхівцевська, Сурська та Чортомлицька ЗС. В крайових частинах мегаблока ЗС витягнуті і однокрилі – Конкська, Білозерська, Криворізька й Кременчуцька [9, 31, 81].

В межах зеленокам'яних утворень виділено дві серії (знизу вверх): конкську й білозерську [9, 31, 81, 96]. Нижня вікова межа конкської серії визначена як 3170 млн років. Верхня вікова межа всієї зеленокам'яної товщі – 2900-2800 млн років [31, 81, 96, 247]. Початок формування та прояви магматизму в межах різних ЗС фіксуються з різницею в часі до 30-50-90 млн років. Різниця, обумовлена тим що, відносно периферій мегаблоку, першими закінчились активні процеси в центральній його частині [81, 247]. В цілому ж тривалість формування всіх комплексів ЗС до 150 млн років [247].

Гранітоїдні масиви, що асоціюють з зеленокам'яними структурами, віком ~ 2950 млн років [31, 33, 96], за [195, 209, 218] (групи-2), мають переважно масивну текстуру, рідше плямисту та грубосмугасту. Останнє обумовлено перемежуванням смуг з різною кількістю темноколірних мінералів без чітко вираженої їх орієнтації. Ксеноліти зустрічаються досить рідко та представлені біотит-амфіболовими гнейсами. Від гранітоїдів першої групи вони відрізняються

підвищеною меланократовістю, що обумовлено переробкою разом з гранітоїдним матеріалом значної кількості порід аульської серії. За фізичними властивостями гранітоїди другої групи є як магнітні, так і немагнітні, середньої щільності, радіоактивність та величини пружних параметрів дещо вищі, аніж в гранітоїдах групи-1 [195, 209, 218].

Структури генерації-4 на макорівні представлені сингранітизаційними в'язкими розломами, які являють собою об'ємні тіла, просторове розміщення та конфігурація яких наслідують залягання більш давніх утворень. Їх становлення було пов'язане з накладеною на породи гранулітових й амфіболітових комплексів гранітизацією у зв'язку з формуванням порід токівського та мокромосковського гранітоїдних комплексів. Їх вік $\sim 2,7-2,8$ млрд років [2, 33, 247]. Такі вторинні тіла (структури) порушують всі, без винятку, дислокаційні структури попередніх етапів, трансформуючи та використовуючи їх будову та речовину. Це Галещинський, Анновський, Токівський, Мокромосковський, Щербаківський гранітоїдні масиви. Ці масиви (гранітоїди третьої групи, за [195, 209, 218]) чітко відмежовані від вмисних порід. Вони представлені плагіомікрокліновими і мікроклін-плагіоклазовими різновидами. За хімічним складом дані гранітоїди різко відмінні від гранітоїдів двох перших груп. Це більш лейкократові породи калієвого ряду. Особливістю гранітоїдів даної групи є підвищений вміст свинцю та різко понижена концентрація елементів групи заліза, більшості халькофільних та рідких елементів. Виключеннями є цирконій і олово, вміст яких співставимий з концентраціями цих елементів в плагіоклазових гранітоїдах [195, 209, 218].

Автором досліджено частину Мокромосковського масиву в Янцевському кар'єрі, де відкриті сірі, дрібнозернисті граніти. В їх будові приймають участь смугастість та накладена на неї сланцюватість. Смугастість обумовлена варіаціями мінерального складу, потужності смуг різні — 3-5 см, 10-20 см. Азимут простягання смуг — 20° , азимут падіння — 110° . Сланцюватість обумовлена одностовною орієнтацією мінералів та їх агрегатів по азимуту 0- 340° . В площинах сланцюватості розвинена лінійність, переважно, за агрегатами біотиту. Лінійність має кут занурення до 70° па південь (рис. Б.2.88). За даними

[33, 105, 137], Мокромосковський масив сформовано декількома різновидами гранітів: найбільш розповсюджені темно-сірі дрібнозернисті, менше – біотит- та мусковітвмісні пегматоїдні. Граніти містять декілька генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів; останні часто з ядрами і оболонками доростання. Температура утворення провідних різновидів гранітів – $540-670^{\circ}\text{C}$; вік граніту за цирконом – $2827 \pm 7,2$ млн років, за монацитом — 2700 ± 8 млн років [33, 105].

Коротко описані структури формуються в динамічному середовищі за умов спрямованої перекристалізації й перерозподілу речовини [62, 171, 192, 199]. Подібні структури відомі і для Токівського, Щербаківського й інших масивів даної генерації [8, 64, 86, 137, 196]. Температури формування Токівських гранітів 650°C , $820-929^{\circ}\text{C}$ [33]. В даних гранітах декілька генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів [8, 33, 86, 105, 138].

Отже, петро-структурна організація гранітоїдних масивів рубежу мезо-неоархею Середньопридніпровського мегаблоку, а саме – анізотропна гібридна будова на всіх рівнях організації, що виражена: наслідування ними більш раннього структурного плану, директивними структурами і текстурами порід, декількома генераціями метаморфогенних структур та породоутворювальних й акцесорних мінералів, свідчать про наступне. Досліджувані масиви є вторинним утвореннями – сформованими по більш давнім комплексам порід завдяки перекристалізаційним процесам в рухомих, імпульсних тектонічних умовах. Головним механізмом при цьому була орієнтована перекристалізація, оречовинена як метаморфогенні структури – смугастість, сланцюватість, мінеральна лінійність.

Структури генерації-5 на макрорівні представлені в'язкорозломними зонами сингранітизаційної й кристалізаційно-сланцюватої течій субмеридіонального простягання та субвертикального падіння. Це, власне, шовні зони та суміжні з ними частини мегаблоку, які порушують всі, без винятку, дислокаційні структури попередніх етапів, трансформуючи та використовуючи їх будову та речовину. Головні ознаки тектонічних зон даного етапу [63, 64]:

одноманітна крутопадаюча смугастість; ступінь метаморфізму майже не відрізняється від суміжних “блоків”, інколи сягає зеленосланцювої фації; характерні вторинні мігматити, слайди, що розвинені нерівномірно. Загальна структурна формула даних зон — $R \parallel F_5 \parallel Y_5 \parallel M_5 \parallel L_5$, де M_5 – новоутворена лейкосома, Y_5 – кліваж-сланцюватість [64, 76]. Вік геологічних тіл, що створюють остов цих зон $\sim 2,0$ млрд років.

В межах Середньопридніпровського мегаблоку утворення даного етапу відомі у вигляді Малотерснянського масиву лужних і сублужних порід, які формують лінзоподібне у плані макротіло субмеридіонального простягання. Також в інтервалах 2000 – 2300 та 1700 – 2000 млн років фіксовані метасоматити [193], які приурочені до глибинних розломів, а деякі з їх різновидів цей автор відносить до метаморфогенно-гідротермального типу.

Докембрійський структурний ансамбль Середньопридніпровського мегаблоку підпорядкований зонам (дислокаційним структурам) генерації-5, тобто протерозойському структурному малюнку (рис. 2.89, 90).

Як відомо, протерозойський тектогенез в різній мірі проявлений в усіх мегаблоках та шовних зонах УЩ, що зафіксовано геологічними тілами відповідного віку. Найбільш інтенсивно дислокаційні перетворення на час 2,0 млрд років реалізувалися в межах шовних зон (відносно мегаблоків), що проявлено, в першу чергу, у становленні різко анізотропних, на всіх рівнях організації, геологічних тіл зазначеного віку. Останні описані вище (для ОПШЗ) як дислокаційні структури, переважно субмеридіонального простягання й субвертикального падіння, лінзо- шліроподібних форм, з високим ступенем внутрішньої мезо- та мікро- структурно-речовинної впорядкованості, етапів-4, 5. Ці характеристики свідчать про формування геологічних тіл нижньопротерозойського віку в здвигових умовах при Р-Т параметрах становлення речовини. В умовах здвигових трансформацій останній етап інтенсивних деформацій перебудовує всі більш ранні структурні плани, тому їх площинні елементи переорієнтуються (суб)паралельно один одному та відповідно здвиговим площинам, в даному випадку, протерозойської тектонічної активізації.

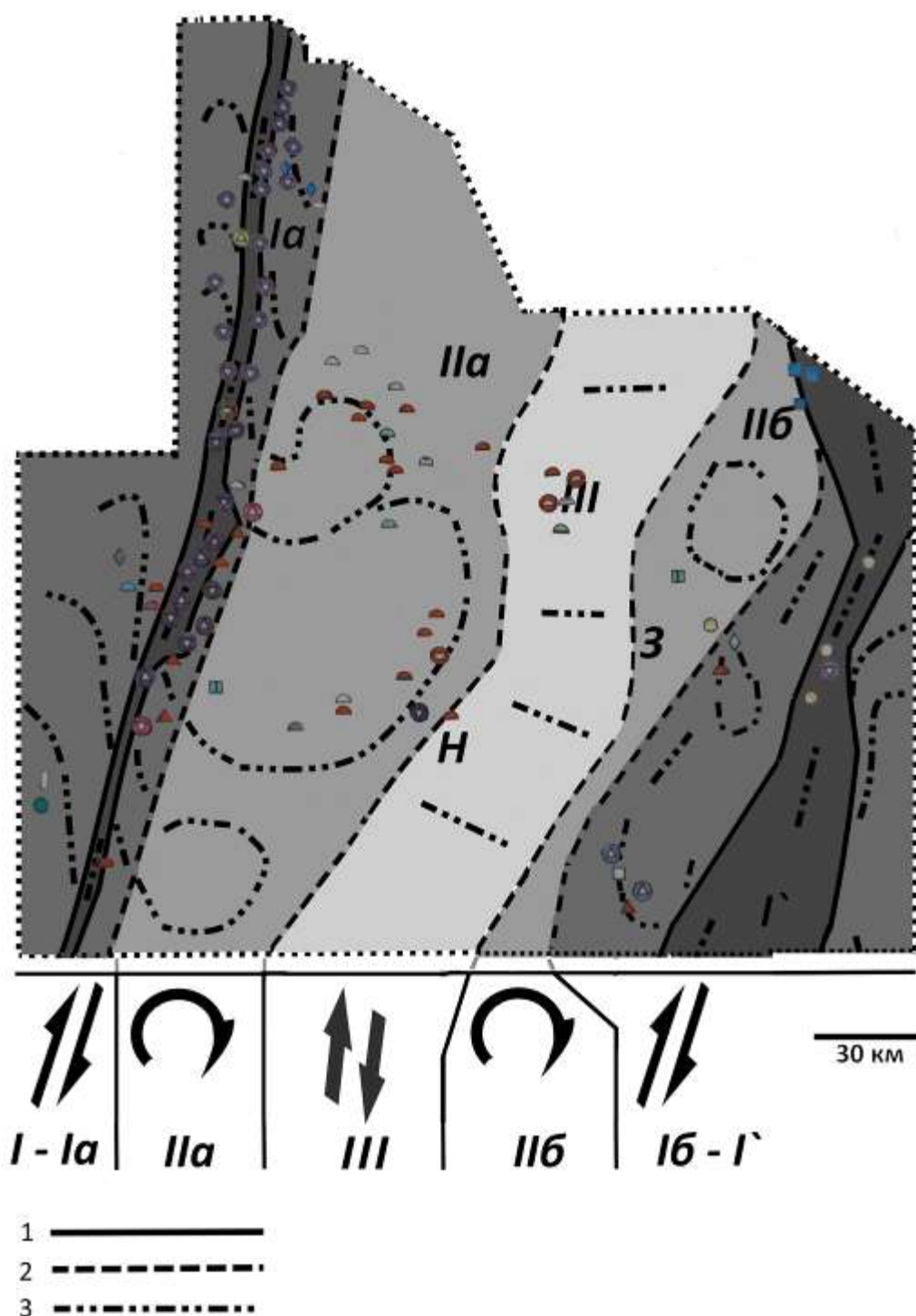


Рис. 2.89. Середньопридніпровська дислокаційна система здвигу/ротації. Відтінками відображено відносні ступіні структурно-речовинних перетворень субстрату на нижньопротерозойський час: темно-сірі – найбільші, світло-сірі – найменші. 1 – межі епіцентрів лінеаризації; 2 – межі підзон-складових дислокаційної системи; 3 – генералізовані лінії простягання геологічних тіл. Внизу – реставровані напрямки зміщення на нижньопротерозойський час. Прямі односторонні стрілки – при дії сил здвигу-стиснення, прямі двосторонні – здвигу/розтягу, округлі – здвигу/прокручування. Умовні позначення корисних копалин див. [120]. Н – Нікополь, З – Запоріжжя. Пояснення підписів під малюнком див. в тексті

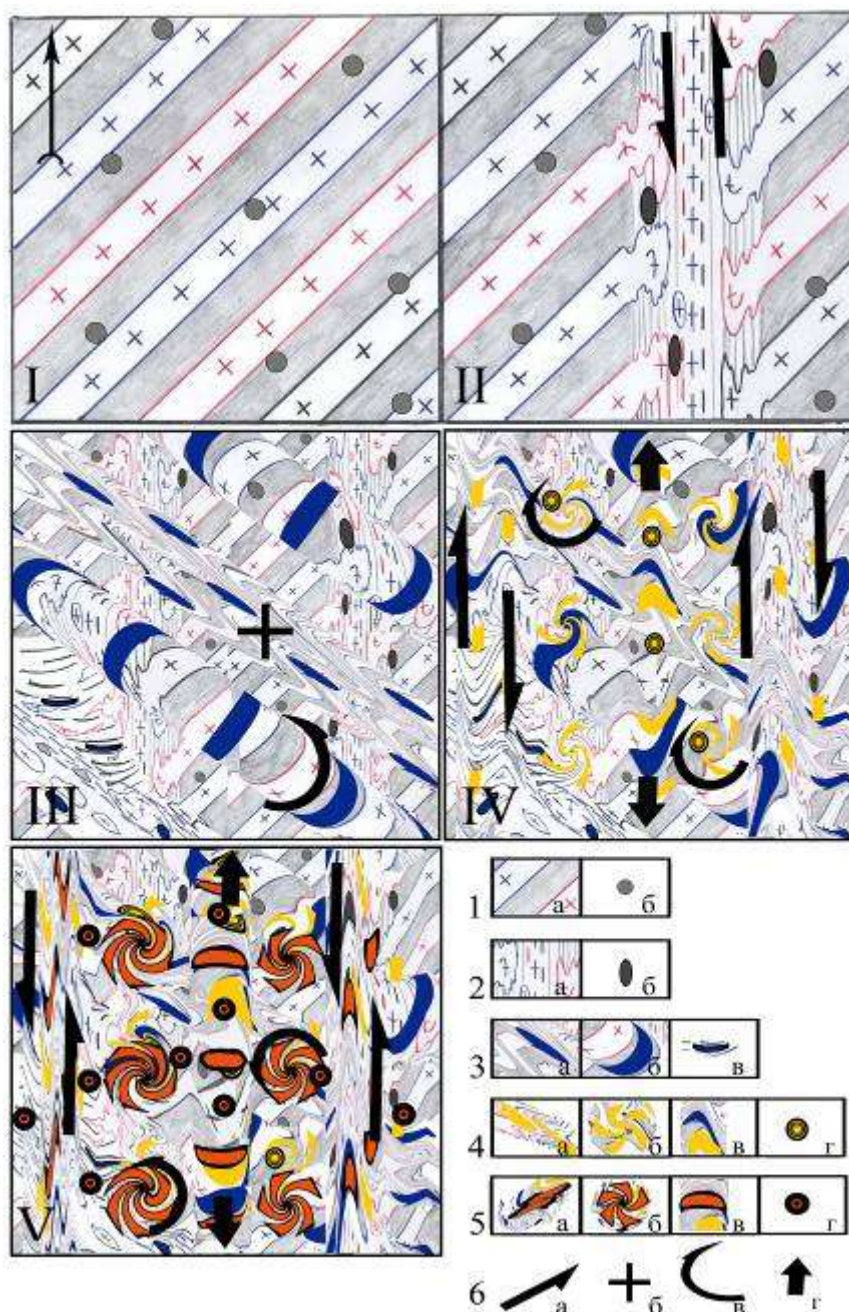


Рис. 2.90. Принципова модель формування структурного плану середньопридніпровської частини УЩ: II – на час 3,2 млрд років тому, III – 2,8, IV – 2,0, V – 1,8 млрд років тому. 1 – 5 – позамасштабне, узагальнене зображення структурно-речовинних новоутворень (структур) на відповідні етапи трансформацій кристалічної основи. 1а – структури і 1б – рудні об'єкти етапу I; 2а – структури і 2б – рудні об'єкти етапу II; 3а – суттєво здвигові структури, 3б – супутні їм структури ротації, 3в – рудні об'єкти етапу III; 4а – суттєво здвигові структури, 4б – супутні їм структури ротації, 4в – структури розтягу, 4г – рудні об'єкти етапу IV; 5а – суттєво здвигові структури, 5б – супутні їм структури ротації, 5в – структури розтягу, 5г – рудні об'єкти етапу V. 6 – напрямки здвигових переміщень (в сучасних координатах): 6а – субгоризонтальні, 6б – субвертикальні, 6в – по субкільцевим траєкторіям, 6г – напрямком розтягу

Завдяки цьому утворення більш давнього віку переходять або у стан лінзоподібних тіл-реліктів різноманітних розмірів, або ж формують структури підвороту та роли (рис. 2.90).

Отже, друга ознака відносно високої інтенсивності протерозойського тектогенезу в межах шовних зон, порівняно з мегаблоками, — висока ступінь лінеаризації та, відповідно, односистемне розміщення, різнорангових як більш давніх геологічних тіл, так і протерозойського віку, в субмеридіональному напрямку. Такі перетворення проявлялись хвилеподібно – з поступовим спадом їх ознак, в напрямку від осьових частин шовних зон до центральних частин мегаблоків [29, 31, 81, 80, 247]. Тобто і останні є задіяними трансформаціями, які проявлені в шовних зонах, але менш інтенсивно. За рахунок залучення в інтенсивний процес лінеаризації суміжних блоків вони набули (зокрема Середньопридніпровський) обрисів та статусу тектонолінз, що обтікаються субмеридіональними «безграничними» розломними зонами. Навіть можна сказати, що не зони є міжблоковими, а блоки – міжзонними.

Таким чином, структурний ансамбль досліджуваної частини Українського щита (Середньопридніпровський мегаблок та суміжні шовні зони) є цілісною дислокаційною системою здвигу та ротації (рис. 2.89). В межах системи виділяються складові (підзони) лінійних та субкільцевих тіл. Всі вони є композитними утвореннями, адже сформовані тілами різновікових порід докембрію; при цьому відрізняються будовою, ступенем структурно-речовинних перетворень субстрату та динамо-кінематичними умовами становлення. Підзони лінійних тіл субмеридіонального простягання й субвертикального падіння, це Криворізько-Кременчуцька й Оріхово-Павлоградська шовні зони (*I*, *I'* на рис. 2.89, відповідно) та суміжні із ними частини мегаблоку. Останні відносимо до більш високорангових сегментів дислокаційної системи, відносно шовних зон, від яких вони відрізняються порівняно меншою інтенсивністю перетворень субстрату. Це західна підзона, (*Ia* на рис. 2.89), за [29, 31, 81, 80] зона синклінальних та моноклінальних структур: Омельницької, П'ятихатської й інших; східна підзона (*Iб* на рис. 2.89), сформована Камишевахською, Конкською,

Білозерською моноклінальними структурами; та осьова підзона мегаблоку (ІІІ на рис. 2.89), до складу якої входить Запорізьке підняття (за [29, 31, 81, 80]), Сурська структура й інші складові. Осьова підзона відрізняється, від західної та східної підзон дислокаційної системи, просторовим розміщенням геологічних тіл та геолого-динамічними умовами становлення, а саме – транстенсії (рис. 2.90). В той час, коли західна та східна підзони в сучасному структурному узорі кристалічного фундаменту відповідають таким, що формувалися за динамо-кінематичних умов транспресії (здвигу-стиснення, скучування).

Підзони субкільцевих тіл (складові дислокаційної системи) сформовані округлими, лінзо- серпоподібними тілами різновікових порід центриклінального, або периклінального падіння. Це західна підзона субкільцевих тіл (Іа на рис. 2.89), сформована Саксаганським, Південним й іншими субкільцевими макротілами (за [29, 31, 81, 80, 195] граніто-гнейсові куполи); та східна підзона субкільцевих тіл (Іб на рис. 2.89), до складу якої входить Славгородське субкільцеве макротіло (блок, за [137, 138]) та інші, дрібніші. Підзони субкільцевих тіл, в сучасному структурному узорі кристалічного фундаменту, відповідають сформованим за динамо-кінематичних умов здвигу/розтягу-ротації. Обґрунтування способу формування таких структур надано в роботах О.І. Слєнзака, Є.І. Паталахи, Т.Ю. Тверитинової, А.І. Полетаєва [108, 174, 183, 198, 211 та ін.], менш масштабні структури такого типу описані М.П. Семененком, А.А. Гончарем, Г.В. Заїка-Новацьким (рис. Б.2.87), О.Б. Гінтовим.

Структури генерації-6 на макрорівні представлені в'язкими сингранітизаційно-гнейсуватими та кліважними розломами, що розвинуті за площею досить нерівномірно. Вони, переважно, наслідують простягання більш древніх утворень та використовують їх як субстрат. На мезорівні, це: вторинна гранітизаційна смугастість (синтектонічного порфіробластезу), структури тектонічного розлінзування та будинажу, в'язкий кліваж, що сформований мінеральними асоціаціями епідот-амфіболітової та зеленосланцевої фацій динамометаморфізму. Вони відомі [9, 31, 96, 247] у складі більшості світ, які

формують розрізи ЗС. У межах гранітоїдних масивів (зокрема Мокромосковського, Щербаківського) такі зміни досить широко проявлені у вигляді кліважу сформованого агрегатами мусковіту, хлориту, епідоту і карбонату та як вторинна смугастість складу: істотно мікроклінового, альбітитового, грейзенізованого граніту, кварцитового й широкої гамми проміжних відмін [8, 86, 105, 138].

Структури генерації 7 є постметаморфічними. Їм відповідають відносно наймолодші дислокаційні структури, які формувалися в тектонічному режимі щита. Вони представлені зонами крихкого кліважування порід, крихкими та крихко-в'язкими розломами. Такі порушення на досліджуваній частині УЩ розвинені доволі широко. Їм відповідають практично всі зображені на геологічних картах червоними та чорними лініями розломи.

В цілому ж у межах східної частини УЩ, після ранньопротерозойського тектогенезу (~1,7 млрд років тому) виділяється [15, 31, 39, 123] ще до 5-ти етапів тектонічних перетворень, які в різній мірі охопили і Середньопридніпровську частину щита. Це рифейський, девонський, пермський, палеогеновий та неогеновий етапи. Просторове положення структур зазначених етапів зазвичай визначається регматичною сіткою, але нерідко коригується структурною анізотропією розломів попередніх етапів. Продукти руйнувань цих етапів ми детально не розглядаємо, адже вони широко висвітлені в літературі.

Геолого-кінематичні характеристики ідентифікованих вище підзон-складових Середньопридніпровської системи впродовж її геологічної еволюції не були сталими. Адже, як показано вище формування даної системи відбувалося в декілька тектонічних імпульсів при зміні напрямків тектонічних напруг. Дія останніх зафіксована у генераціях структур, що нами охарактеризовані, вік їх речовини відомий в межах: 3,2; 3,1-2,9; 2,8-2,7; 2,2-2,0; 2,0-1,8 млрд років [2, 33, 34]. При винесенні вмістів і трендів розподілу головних та малих хімічних елементів гранітоїдів Середньопридніпров'я на графіки (рис. Б.2.91) у зазначеній віковій послідовності й просторовому розподілу за схемою на рис. 2.89 слідує наступне. Форма трендів свідчить, що від імпульсу до імпульсу формування

гранітоїдів, максимуми та мінімуми вмісту елементів (зокрема SiO_2) мігрували від краєвих до осьової частини дислокаційної системи.

Це є одним із свідченням того, що визначені вище складові частини Середньопридніпровської дислокаційної системи неодноразово змінювали свій динамо-кінематичний статус. Останній, фактично з кожним тектонічним імпульсом у кожній із підзон-складових системи змінювався на протилежний. Окрім цього графіки, переважно, асиметричні, що говорить про зміну, у зазначені часові проміжки, інтенсивності дислокаційного тиску в тій чи іншій крайовій частині дислокаційної системи. Адже, за нашими даними, SiO_2 має тенденцію до збільшення кількості в межах складових системи, де переважають умови транспресії. Більшість інших хімічних елементів, переважно, ведуть себе протилежно SiO_2 .

Висновки до підрозділу 2.5

Досліджуваний фрагмент УЩ (Середньопридніпровський мегаблок та суміжні шовні зони) є результатом тектоно-метаморфічних трансформацій докембрійського субстрату. Такі трансформації відбувались впродовж усієї докембрійської й фанерозойської історії даної частини УЩ та реалізувались, як мінімум, за сім етапів (рис. 2.90 – 92, табл. 2.5). Дислокаційні перетворення (для перших шести етапів це орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини, для інших – здебільшого крихке руйнування) відбувались у здвигових умовах при зміні напрямків тектонічних напружень на фоні, переважно, поступового зниження Р-Т значень середовища.

З кожним таким етапом відбувалися повторні структурні й речовинні трансформації докембрійського фундаменту. На ділянках їх накладення сформувались гібридні макроструктури, які несуть у собі мікро- та мезоструктурні парагенезиси усіх етапів еволюції докембрійського субстрату. Гібридні дислокаційні структури макромасштабу, формуючись послідовно у часі й просторі та накладаючись одна на одну, створили на нижньопротерозойський час структурний рисунок, що відповідає дислокаційній системі здвигу та ротації.

Таблиця 2.5

Структурно-вікова шкала для Оріхово-Павлоградської шовної зони (А) та Середньопридніпровського мегаблоку (Б)

Етапи становлення / індекс на діаграмі (рис. 2.92)		Провідні дислокаційні структури / усереднений азимут простягання		Малі дислокаційні структури / усереднений азимут простягання		Р-Т умови		Геологічне середовище відповідно [96]		Вік, млрд років
А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А/Б
0 ?	0	?	реліктові тіла	?	смуґастість	гранулітової фації метаморфізму (катазона-0)		?	аульська серія	> 3,2
1 / L ₁	Y ₁	реліктові тіла / 0	реліктові тіла / 40	реліктові тіла / 0	похилі складки, смуґастість / 40	амфіболітової фації метаморфізму з реліктами гранулітової (катазона-1)		гнейси, тоналіти, кварцити близькі до масивних; новопавлівська товща	славгородський комплекс та аульська серія	- // -
2 / –	Y, L ₂	релікти в'язких розломів 0 320		реліктові тіла, смуґастість, сланцюватість, лінійність		амфіболітової фації метаморфізму (катазона-2)		?	дніпропетровський комплекс та древніші утворення	3,2 [2, 33, 247]
3 / –	Y, L ₃	в'язкі розломи / 0		сланцюватість, лінзи, смуґастість, лінійність		амфіболітової фації метаморфізму (катазона-3)		?	конська серія, сурський, саксаганський комплекси	3,1 [2, 33, 34]
4 / Y, L ₃	Y, L ₄	в'язкі розломи / наслідують простягання древніших утворень		порфировластична сланцюватість та новоутворена смуґастість-		амфіболітова фація метаморфізму (катазона-4)		смуґасті гнейси, тоналіти, кварцити; новогорівська товща	граніти токівського й мокримосковського комплексів та гнейси, що з ними асоціюють	2,8 [2, 33, 34]
5 / Y, L ₄	Y, L ₅	в'язкі розломи / 0		- // -		амфіболітової фації метаморфізму + епідот- амфіболітової-		- // - ; оріхово- павлоградська серія; малотерснянський комплекс	малотерснянський комплекс й інші вторинні тіла, зокрема метасоматитів	2,0 [2, 33, 34]
6 / Y, L ₅	Y ₆	окремі в'язкі розломи / 0		повторні сланцюватість, смуґастість, розлінування		епідот-амфіболітова фація метаморфізму до зеленосланцевої (мезозона-1)		- // -	білозерська серія, теплівська товща та всі попередні утворення	1,8 [109, 33]
7 / Y, L ₆	–	поодинокі зонки / 90	?	сланцюватість, лінійність	?	зеленосланцевої фації (мезозона- 2)	?	- // -	?	< 1,8
8	поодинокі розломи / 90, 0, 45			тріщини, катаклаз, площини ковзання		холодні умови (епізона)		всі попередні утворення		- // -

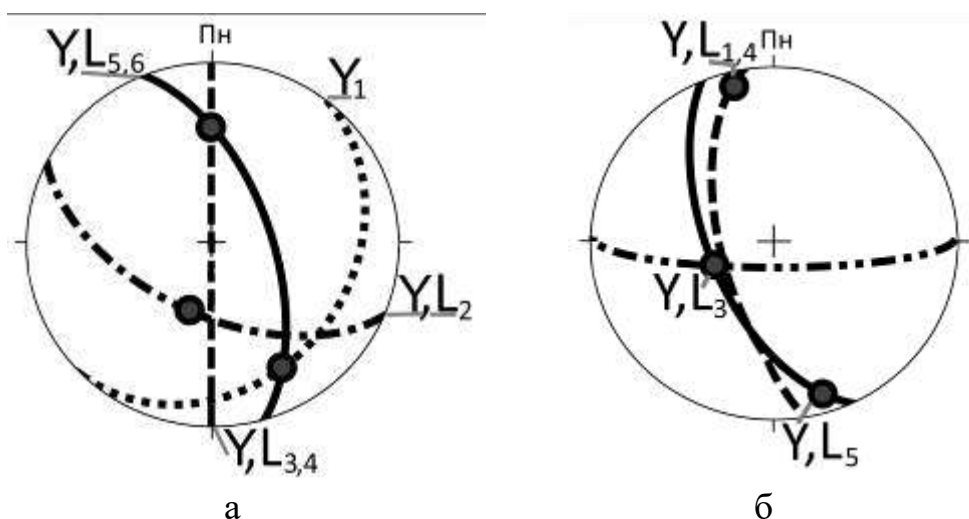


Рис. 2.92. Узагальнені проєкції на верхню півсферу площинних (Y, напівкола) та лінійних (L, кружки) метаморфогенних структурних елементів на провідні 5 етапів становлення структурного малюнку Середньопридніпровського мегаблоку (а) УЩ та Оріхово-Павлоградської шовної зони (б). 1-6 – номер етапу

Пізніші тектонічні перетворення суттєво не змінили структурного плану, що сформувався в палеопротерозої.

Дислокаційна система ранжована – сформована з підзон лінійних та субкільцевих тіл. Для перших (шовні зони та суміжні частини мегаблоку) на час їх остаточного становлення панували геолого-динамічні умови здвигу/стиснення, для підзон субкільцевих тіл – здвигу/ротації, в осьовій частині – здвигу/розтягу.

2.6 Приазовський мегаблок і суміжні шовні зони

2.6.1 Короткий огляд будови та еволюції приазовської частини УЩ за даними попередників. У вивченні тектонічної еволюції Приазовського мегаблоку УЩ можна виділити декілька наукових спрямувань. Вони базуються на теоріях геосинкліналей [73, 197], плюмової [75, 181], тектоніки плит [31, 81], та здвигової [114, 123, 156, 170, 199] тектоніки. При цьому, незалежно від трактовок механізмів дислокаційного процесу, виділяється до десяти етапів ТМА УЩ, а ознаки того чи іншого тектонічного явища, не рідко є проявленими одночасно.

З позицій тектоніки плит, в межах зазначеної території в верхньому археї

відбувалося потовщення земної кори із-за її скучування в зонах поглинання при зіткненні Приазовського і Середньопридніпровського мегаблоків (мікроконтинентів). На нижньопротерозойський час – субдукція Середньопридніпровського мікроконтиненту під Приазовський, що супроводжувалося нарощуванням й переробкою кори Приазовського фрагменту з формуванням гранітоїдних куполів та валів. Зазначена переробка кори відбувалася в обстановці магматичної дуги з характерною для активних континентальних окраїн латеральною зональністю протерозойського магматизму. Вона полягає в послідовному збільшенні з заходу на схід мегаблоку лужності магматитів та зменшенні в цьому ж напрямку радіологічного віку цирконів гранітоїдів [31]. Із зоною зіткнення (колізійним швом, сутурою) відзначених мікроконтинентів ототожнюється Оріхово-Павлоградська шовна зона (ОПШЗ) УЩ. Частина Західного Приазов'я (Корсацький синклінорій) – з континентальним схилом, де відбувалися підкидо-надвигові дислокації з шар'юванням блоків гранітоїдного фундаменту й осадків шельфу при взаємодії Приазовського і Середньопридніпровського мікроконтинентів [31]. Мангуська структура (СФЗ) відповідає активній континентальній окраїні області розтягу. Автори [31] констатують, що ОПШЗ, Корсацька й Мангуська структури виділяються як низькоомні зони і є областями перманентного (різновікового) розтягнення-стискування кори, тобто зонами найбільш інтенсивної переробки епіархейського фундаменту.

За [181] висхідні розплави магматичних порід Салтичанського антиклінорію «... произошли из участков мантии, различающихся по степени обогащения литофильными элементами... Возрастное положение магматических пород и варьирующие особенности их составов наиболее адекватно могут быть объяснены термальным и вещественным вкладом плюма в формирование исходных для этих пород расплавов» [181, с. 227].

За [75] провідна роль в формуванні Середньопридніпровської й Західноприазовської мегаструктур, а також гранітоїдних комплексів в їх межах належить дії глибинних магматичних плюмів. В послідовності подій, які

обумовлені еволюцією пліуму виділяється [75] 5 етапів у розвитку мегаструктур. Це часові діапазони 3,4-3,2; 3,2-2,9; 2,9-2,8; 2,8-2,6; 2,1-1,8 млрд. років.

За Є.І. Паталахою [170, 173] ранньодокембрійський субстрат континентальної земної кори є єдиним багатоетапним гігантським реомікситом, що пройшов крізь машину реологічного перемішування й гравітаційної диференціації речовини. Процес його регіоналізації, структурування розпочався на межі архей-протерозой [173]. Серед інших дислокаційних імпульсів, цей є найбільш яскраво проявленим у вигляді потужної, що охопила увесь щит, ранньопротерозойської лінеаризації архейського структурного ансамблю. За [170, 173], вона виражена як координований, впорядкований тектонічний потік субмеридіонального простягання й крутого падіння. Суть його – односистемна знакоперемінна здвигова течія, сліди якої закарбовані у вигляді директивних структур (текстур). Речовина його, за Р-Т умовами становлення відповідає, головним чином, амфіболітовій фації. Потік доволі контрастний, створює регматичну систему (через 40-100 км) субмеридіональних розломів повної лінеаризації шириною більше 30 км [173]. Об'єм геологічного середовища з вираженою лінеаризацією не поступається блоковому. Безпосередня причина такої структуризації – мантіїний тепловий викид, що проявився в рамках всієї Східно-Європейської платформи (СЄП) [173].

За С.В. Горяїновим зі співавторами [123], структура кристалічного фундаменту Приазовського мегаблоку «...складена послідовально пересікаючими друг друга разновозрастними метаморфічними меланжами. Более ранние из них выступают для более поздних исходным субстратом и иногда сохраняются в виде реликтов. Такую структуру как целое можно назвать структурой последовательных дислокаций. Она характерна для всех кристаллических цоколей континентов» [123, с. 274]. Ці автори виділяють 6 етапів формування такої структури. Найбільш охопили територію УЩ плейт-тектонічні рухи Ладжинського етапу (другого), які біля 2,0 млрд. років тому створили Ладжинський ороген. Він, за своїми розмірами є співрозмірним з найбільш крупними сучасними складчастими спорудами і перевищує розміри

УЩ. При збереженні північно-західного-субмеридіонального простягання, орієнтація й кінематика зміщень гілок зони змінюється від надвигової до право- і лівосторонньо-підкидо-здвигової [123]. Ладизинський ороген вміщує реліктові блоки, які досить розосереджені між собою, тому, на думку [123], загальну картину структурного рисунка древніше 2,2-2,0 млрд років виявити складно. Найбільш крупним фрагментом, в якому він зберігся, вважається [123, 173] Середньопридніпровський мегаблок; більш дрібніші подібні фрагменти відомі у всіх мегаблоках УЩ. Автори [123] в самих загальних рисах характеризує тектоніку віком біля 2,5 млрд. років як адвективну, з субвертикальною вергентністю, тобто як плюм-тектоніку гнейсових куполів.

Наступний тектонічний імпульс – на час 1,7 млрд років, на нашу думку, проявився, порівняно з активізацією 2,2-2,0 млрд років, менш інтенсивно, так як не змінив структурного узору УЩ, що вже склався. Він сформував, за [123], субмеридіональні зони крутого падіння лівосторонньо-підкидо-здвигової кінематики шириною в десятки км, які розділяють більш древні серединні масиви. Внутрішня будова зон є лінзовидно-блоковим меланжем з розмірами блоків від метрів до кілометрів [123, 173, 253]. Розміри утвореної здвигової зони (орогену) також перевищують розміри УЩ [123, 173].

Після 1,7 млрд років, складчаста основа, що утворилася, не залишалася безучасною до численних тектонічних явищ, які відбувалися в межах й периферії ССП: пізньопротерозойський рифтогенез; утворення пасивної континентальної окраїни в пізньому рифеї; девонський рифтогенез; формування Придністровського перикратонного прогину, Північно-Добруджських й Скіфських складчастих споруд байкальсько-палеозойського до ранньокімерійського віку, Карпатських та Кримських альпід [1, 123, 173, 214, 215]. Всі ці явища провокували в середовищі кристалічного фундаменту тектонічні активізації, які доволі повно охарактеризовані в літературі.

2.6.2 Етапи формування західної частини Приазовського мегаблоку.

Ділянки детальних робіт автора знаходились в: 1) східній частині Західноприазовської (Салтичанської) антикліноної зони і центральній ділянці Сорокинської тектонічної зони – басейн р. Берда; 2) середній частині Центральноприазовської шовної зони (міжблокової зони, Мангуського синклінорію) – басейн р. Берестової (права притока р. Берда); 3) центральній частині Східноприазовського блоку (антикліноної зони за [215]) – басейни річок Кальчик, Мал. Кальчик та Кальміус; 4) північній частині ОПШЗ (басейн р. Вовча). Див. рис. 2.77.

За результатами детального вивчення західної частини Приазовського мегаблоку встановлено, що вона сформована деформаційними утвореннями (структурами, породними тілами) 8 етапів дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту. Пізніші із структур розвиваються за рахунок речовини більш ранніх; вони різняться між собою за просторовим розміщенням, Р-Т умовами, формами прояву та механізмами формування.

Структури етапу 0-1 на макрорівні, представлені реліктами зон синтектонічної мігматичної смугастості та виражені як ізометрично-лінзовидні блоки-релікти різноманітних розмірів (від декількох см до декількох км), які збереглися в межах більш пізніх дислокаційних утворень (або облямовуються ними). Такі блоки-релікти доволі розосереджені між собою, а їх конфігурація та просторове розміщення підпорядковані більш пізнім тектонічним новоутворенням.

На мезорівні, структури даного етапу проявлені у вигляді в різній мірі вираженої асиметричної складчастості, або ж смугастості північно-східного простягання (у блоках, слабо задіяних більш пізніми перетвореннями), субвертикального падіння (рис. Б.2.93 – 96). Смугастість обумовлена тектоно-метаморфічним фракціонуванням первинної речовини. Потужність таким чином створених смужок – від долей мм до декількох см. Такі структури проявлені головним чином в метаморфогенних комплексах гранулітової фації метаморфізму. Їх формування ми прив'язуємо до часу 3,6-3,4 млрд років.

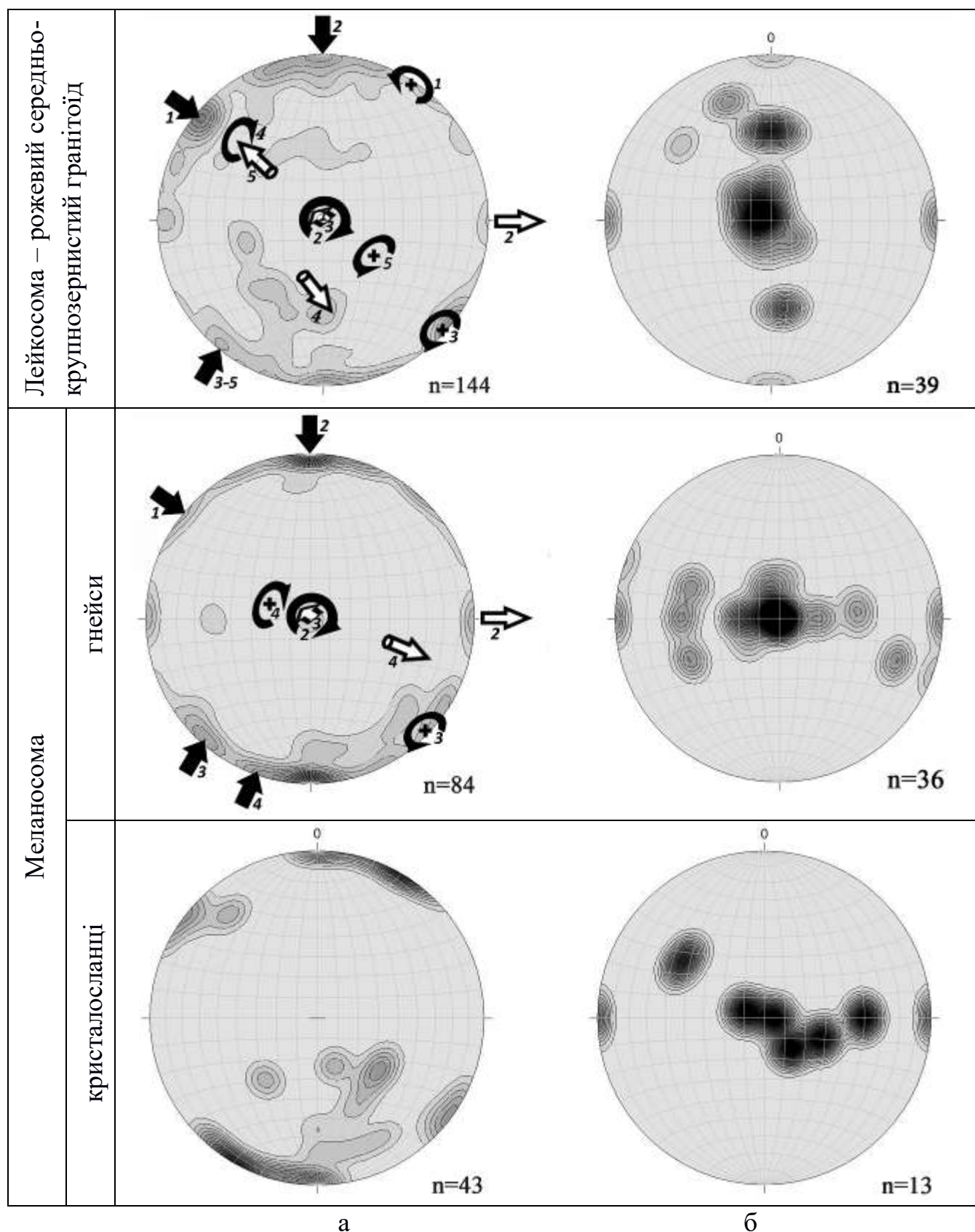


Рис. 2.94. Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення мінеральної лінійності (б) для дислокаційних структур етапу 0-1. Проекція на нижню півсферу. Градація ізоліній: 1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11-12-13-14-15. Стрілки – напрямки дії тектонічних наруг: чорні прямі – стиснення, білі – розтягу; округлі – ротації, хрестики – їх осі. Цифри поруч – індекс етапу. n – кількість замірів

Дислокаційні утворення даного етапу ототожнюємо з породами новопавлівської товщі й комплексу, верхньотокмацької товщі західноприазовської серії, вовчанської та драгунської товщ, за [96, 279], також з гранітоїдами, що з ними асоціюють.

Серед утворень етапу-0-1 наявні дуже змінені та затушовані рестити. Звідси даному дислокаційному етапу надається подвійний індекс.

За даними попередників та доробками авторів встановлено, що дислокаційні структури, які розглядаються за відношенням до рудної речовини є порожніми, або ж вона тут міститься в розсіяному вигляді.

Більш детально такі структури описані в [123, 156].

Структури етапу -2 на макрорівні, представлені реліктами зон кристалізаційно-сланцюватої й гнейсуватої течій та виражені як ізометрично-лінзовидні блоки-релікти різноманітних розмірів (від декількох см до декількох км), які збереглися в межах більш пізніх дислокаційних утворень. Конфігурація таких блоків-реліктів та просторове розміщення підпорядковані структурному малюнку, що оформився в ранньопротерозойський час.

На мезорівні, структури даного етапу проявлені у вигляді в різній мірі вираженими тіньовою смугастістю та накладеними на неї кристалізаційною сланцюватістю і тектонічною гнейсуватістю меридіонального й субширотного простягань (у блоках, слабо задіяних більш пізніми перетвореннями), субвертикального падіння (рис. Б.2.95). Такі структури проявлені головним чином в метаморфогенних комплексах грануліт-амфіболітової фації метаморфізму. Їх формування ми прив'язуємо до часу 3,2-3,1 млрд років тому, відповідно [3, 33, 166, 240]. Дислокаційні утворення даного етапу відповідають породам каїнкулацької товщі західноприазовської серії та гранітоїдам ремівського комплексу, за [96, 279].

Структури етапу -3 на макрорівні, представлені в'язкорозломними зонами вторинної мігматизації, кристалізаційно-сланцюватої й гнейсуватої течій та виражені як лінзовидні блоки-релікти різноманітних розмірів (від декількох см до декількох км), які збереглися в межах більш пізніх дислокаційних утворень.

Конфігурація та просторове розміщення таких блоків переважно підпорядковані структурному малюнку, що оформився в ранньопротерозойський час. В рамках досліджуваної дислокаційної системи, найбільш виразно зазначене підпорядкування представлено в об'ємі ОПШЗ (див. підрозділ 2.5). При слабкому підпорядкуванні блоки даного етапу, як і внутрішні їх структурні неоднорідності, мають північно-західне простягання. Відповідно [197], дані утворення сформовані у Бузько-Дніпровську складчастість; за [123], це Завалівський метаморфічний меланж.

На мезорівні, структури даного етапу проявлені у вигляді в різній мірі вираженими тіньовою смугастістю та накладеними на неї вторинною мігматичною смугастістю, структурами розлінзування (див. рис. Б.2.93) й вторинного розшарування, кристалізаційною сланцюватістю і тектонічною гнейсуватістю північно-західного простягання (у блоках слабо задіяних більш пізніми перетвореннями), субвертикального падіння з характерною [123, 156] для цих утворень субвертикальною мінеральною лінійністю (рис. 2.94, Б.2.96, 97). Такі структури проявлені головним чином в метаморфогенних комплексах амфіболітової фації метаморфізму [33, 99, 253]. Їх формування ми прив'язуємо до часу 2,8 млрд років тому, відповідно [3, 33, 166, 240]. Дислокаційні утворення даного етапу відповідають породам косіцевської, новогурівської товщ та осипенківської серії, також мафітам гайчурського, сорочинського й гранітоїдам добропільського, шевченківського, токмацького й старобогданівського комплексів, за [96, 279]. Межі дислокаційних макроструктур етапу-3 до утворень попередніх етапів є січними, але доволі поступовими. Структури даного етапу містять у різній мірі змінені релікти більш древніх утворень (рис. 2.98).

Структури етапу -4 на макрорівні представлені в'язкорозломними зонами сингранітизаційної й кристалізаційно-сланцюватої течії. Вони, переважно, мають субмеридіональне простягання та субвертикальне падіння. Це лінійні складові структурного плану Приазовського мегаблоку, які представлені ОПШЗ, Корсацькою та Мангуською структурами. Вони перемежуються з макротілами субкільцевих конфігурацій (Салтичанське, Гуляйпільське й інші). Відповідно

[197], зони, що розглядаються, сформовані у Саксаганську складчастість; за [123], це Ладижинський метаморфічний меланж; за [176], їх можна класифікувати як зони «скупчення».

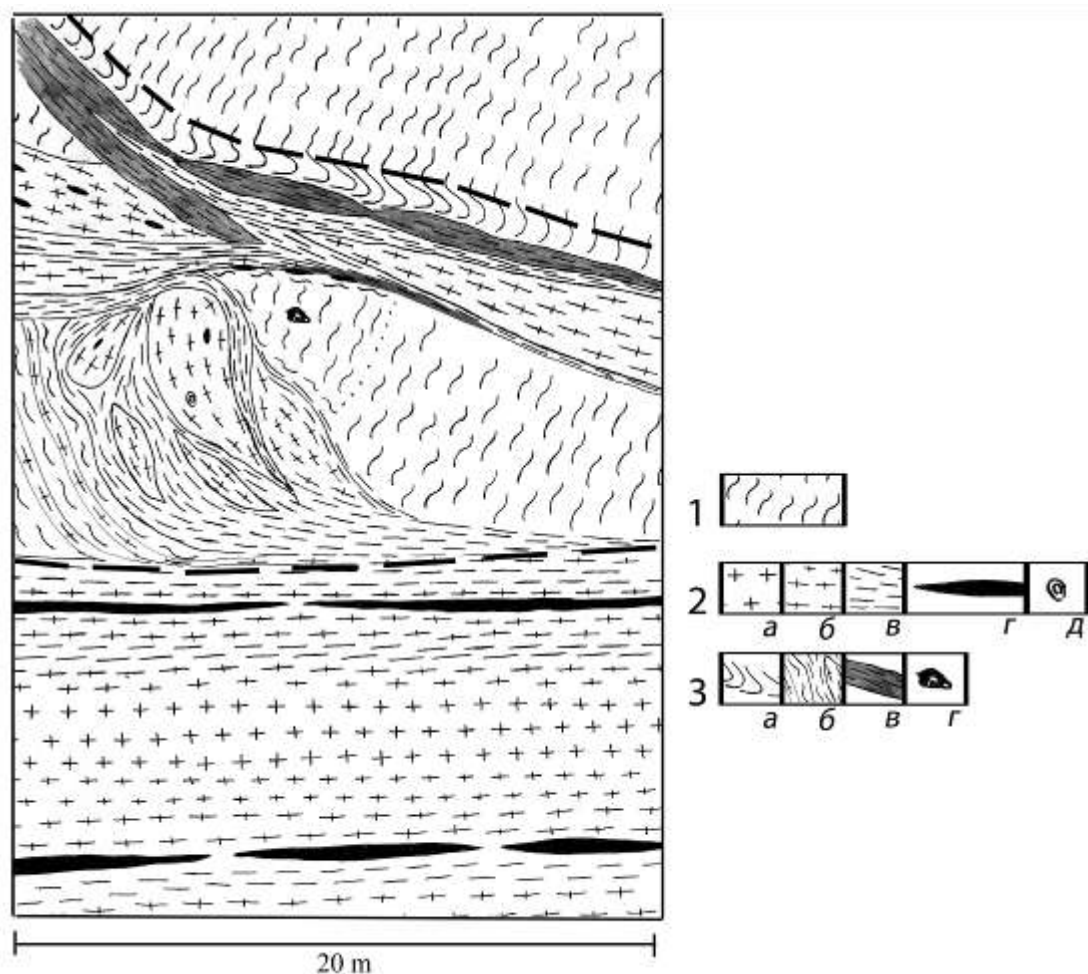


Рис. 2.98. Фрагмент контакту (окреслений пунктиром) структур етапу-0-1 із в'язкорозломною зоною етапу-3. План. 1 – структури етапу-0-1; 2 а-д – композити в'язкорозломної зони етапу-3: складу лейкократових гранітоїдів (а-в), а – близькі до масивних, б – середнього ступеню розгнейсування, в – інтенсивно розгнейсовані, складу польовошпатових кварцитів (г), релікти субстрату (д); 3 а-г – складові контактної зони: а – структури підвороту смугастості етапу 0-1, б – в різній мірі розліновані тіла етапів 0 – 3, в – реакційні утворення між структурами етапів 0-1 та 3 (речовинно – озалізовані біотит-амфіболові гнейси й гранітогнейси), г – лінзовидні тіла пегматоїдної будови та складу. По південній околиці с. Берестове

На мезо- та мікрорівнях структури генерації-4 представлені вторинною сингранітизаційною смугастістю, структурами мезорозлінзування, гнейсуватістю тощо. Це свідчить, що формування таких розломів здійснювалося в здвигових умовах, пульсаційно; але чітких меж між такими структурами не існує, вони

накладаються одна на одну, утворюючи єдине ціле. Зазначені структури формуються за Р-Т умов, близьких до солідусних, відповідно [112], за механізмами пластичної формозміни мінеральних зерен та їх агрегатів, синдеформаційної перекристалізації, трансляції, розлінзування та розшарування геологічного середовища (від рівня внутрішньозернового до рівня геологічних тіл). Для структур даного етапу є характерним субвертикальне падіння та субгоризонтальне розміщення мінеральної лінійності [123, 151] з кутом занурення на південь-південний схід $0-35^\circ$ (рис. Б.2.99, також див. рис. 2.79 в підрозділі 2.5). Їх формування ми прив'язуємо до часу 2,2-2,0 млрд років тому, згідно [3, 34, 96, 123, 240]. Така тектоніка порушує всі, без винятку, тектонічні структури попередніх етапів, підпорядковуючи (рис. Б.2.100 також див. рис. 2.77 – 84) їх власному структурному плану. При цьому, трансформується і мінеральний склад більш ранніх утворень, наближаючись до гранітоїдного.

За [34], до утворень даного етапу належать біотитові рідше амфібол-біотитові плагіограніти, що тісно пов'язані з мігматитовими товщами. Плагіограніти формують масиви доволі розпливчатих конфігурацій, або подовжені тіла розмірами від сотень метрів до декількох кілометрів. Плагіограніти гранітизують [34] породи темрюцької та дем'янівської світ центральноприазовської серії. Вони містять численні ксеноліти біотитових, глиноземистих і графітових гнейсів, амфіболітів та залізистих кварцитів. В межах Дем'янівської, Первомайської й інших залізрудних ділянок плагіограніти утворюють пошарові тіла потужністю до 2-х метрів серед основних кристалосланців, гнейсів і залізистих кварцитів дем'янівської світи [34]. Найбільш крупний масив плагіогранітів – Каратюцький знаходиться в пониззях рік Каратюк і Темрюк (сс. Калайтановка, Захаровка, Сачки, Садове, Веселе). Він представлений трьома чи чотирма зближеними овальними в плані структурами, діаметр кожної з яких коливається від 3-4 км до 6-7. В цілому ж масив є витягнутим в північно-східному напрямку тілом розміром 8x14 км. Циркон плагіогранітів полізональний з віком 2, 1 млрд років [34].

До утворень даного етапу також належить “асоціація максимівських

гранодіоритів” [34]. Вона представлена гранодіоритами амфіболовими і біотит-амфіболовими порфіровидними, кварцевими монцодіоритами піроксен-амфіболовими і біотит-амфіболовими масивними, монцодіоритами піроксен-амфіболовими і піроксен-біотит-амфіболовими порфіровидними, трахітоїдними. Породи формують, Тельмановський, Рибінський, Кумачівський і Камишевахський масиви. U-Pb вік циркону гранодіориту Рибінського масиву 2, 09 млрд років.

Дислокаційні утворення даного етапу відповідають породам дібровської, гуляйпільської й садової світ, також гранітоїдам каратюцького, салтичанського, анадольського, обіточненського, хлібодарівського та чернігівського комплексів (відповідно [96]).

Ми вважаємо, що структури етапу-4, як в'язкі сингранітизаційні розломи, розвинені більш широко на досліджуваній території, а ніж на карті [90], але менш тотально, аніж на Геологічній карті [26]. За нашими доробками та опираючись на дані [123], в'язкі сингранітизаційні розломи етапу-4 розвинені по території нерівномірно, формують ««каркас» вервей, обтекающих» [123, с. 278] блоки більш древніх утворень з формуванням меланжевої будови. Згущена сітка в'язких сингранітизаційних розломів у супроводі меланжу етапу-5 власне і виокремлює лінійні складові Приазовської дислокаційної системи – Оріхово-Павлоградську шовну зону, Корсацьку та Мангуську структури (рис. 2.101).

Структури етапу-5 на макрорівні представлені в'язкими сингранітизаційно-гнейсуватими та кліважними розломами, що розвинуті за площею нерівномірно, сіткоподібно, але в цілому охоплюють всю досліджувану територію. Відповідно до [123], такі розломи відповідають Чаусовському меланжу. Дані структури переважно наслідують простягання більш древніх утворень та використовують їх як субстрат. Вони своїм походженням зобов'язані прояву в'язкої течії гранітоїдних і метаморфічних порід у термальних умовах, що відповідають епідот-амфіболітовій та зеленосланцевій фаціям динамометаморфізму.

Основу структурних парагенезисів цих розломів утворюють такі мезо- та

мікроструктури: вторинна гранітизаційна смугастість (синтектонічного порфіробластезу), гнейсуватість, розлінзування та в'язкий кліваж, структури тектонічного розлінзування та будинажу, складки прирозломного вигину (S-складки) у супроводі мінеральних змін порід, що відповідають відзначеним фаціям. Для них є характерним субвертикальне падіння та субгоризонтальне розміщення мінеральної лінійності [123] з кутом занурення на північ-північний захід $0-30^\circ$ (рис. 2.85, 94, Б.2.97, 102-104).

Їх формування ми прив'язуємо до часу 1,9-1,7 млрд. років тому, згідно [96, 123]. Дислокаційні утворення даного етапу відповідають гранітоїдам коларівського, південнокальчицького, кам'яногогильського та октябрського комплексів, за [96].

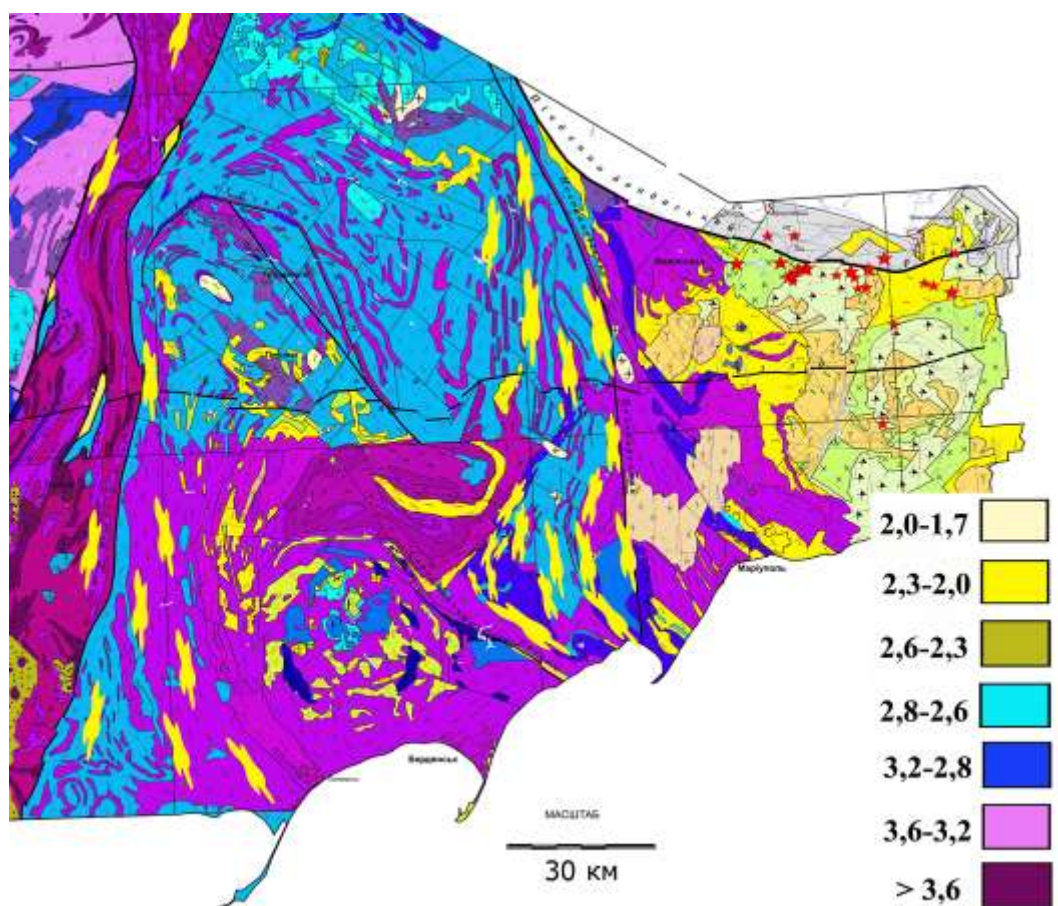


Рис. 2.101. Структурно-вікова карта Приазовської частини УЩ, де схематично відображена згущена сітка структур етапу-4 (жовтим). На основі [90]

Структури етапу-6 представлені крихко-в'язкими розломами, крихко-кліважними зонками та окремими поодинокими мезосколами зі дзеркалами та

боріздками ковзання (див. рис. Б.2.82, 86). Усі вони сформовані за умов зниження температури граніт-метаморфічного середовища за дуже низьких умов метаморфізму, адже супроводжуються слабкими динамометаморфічними змінами порід. Дані дислокаційні утворення наслідують простягання більш древніх утворень (рис. Б.2.105).

Структури етапу-7 представлені синметасоматичним в'язким кліважем та механічною сланцюватістю, що виражені як шви мікросколів та мікровідривів, які заповнені мінералами метасоматичного походження. Спостережені такі утворення як локальні ділянки в межах Сорокинської зони (спостережені по балкам Собачій та Крутій). Синметасоматичний кліваж є похідним здвигових деформацій, які відбувалися синхронно з метасоматичними перетвореннями порід.

Дислокаційні перетворення даного етапу, порівняно з подібними процесами попередніх етапів, значно слабкіші. Але вони підсилюють меланжування попередніх етапів і, крім того, породжують появу нових тектонічних лінз за рахунок розлінзування різноманітних порід (див. рис. Б.2.106) як у межах крихко-в'язких, так і в'язких кліважних розломів.

Структури етапу-8 представлені майже ідеальними крихкими розломами-швами, складеними борошністими мілонітами. Вони являють собою зсуво-підкиди та зсуви, що накладаються на тектонічні утворення усіх попередніх дислокаційних етапів. Ці порушення сформувалися в холодному, пружному середовищі. Саме вони і формують сьогодишню блоковидну будову Приазовського мегаблоку.

Вік структур етапів 6-8 відображений нами в послідовності їх розвитку та накладення одних відносно інших. Судячи за даними попередників, вони є фанерозойськими утвореннями. Зокрема, Альохіним В.І. виділено 6 полів напруг. [1]. Також в роботах [1, 15, 39, 46, 123, 173], після достовірно встановленого віку в 1,7 млрд років ранньопротерозойського тектогенезу (5-й етап за нашими даними), виділяється ще до 6-ти етапів тектонічних перетворень в межах досліджуваної території. Детальніше вони будуть охарактеризовані нижче.

Узагальнення до пункту 2.6.2. Досліджувана частина УЩ (Західно-Приазовський блок та суміжні шовні зони) є результатом динамо-метаморфічних трансформацій докембрійського субстрату, які відбувались в декілька етапів (рис. 2.107 – 109). Нами виділено вісім таких етапів. Дислокаційні перетворення відбувались у здвигових умовах при зміні напрямків тектонічних напружень (рис. 108) на фоні, переважно, поступового зниження Р-Т значень середовища.

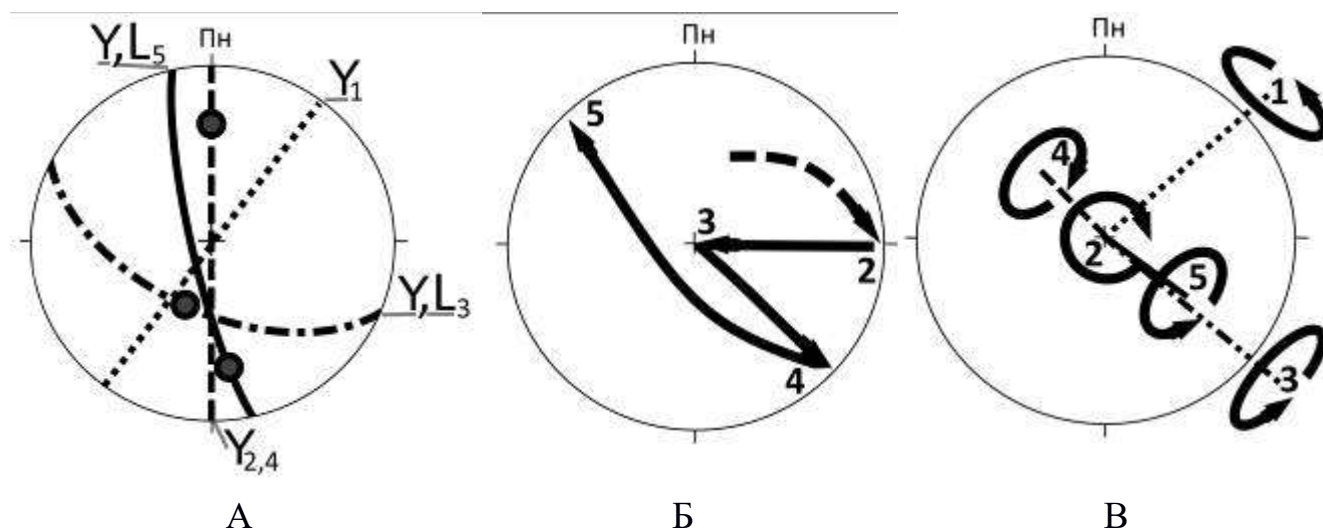


Рис. 2.107. Узагальнені проекції метаморфогенних структурних елементів на провідні 5 етапів становлення структурного малюнку Західноприазовського блоку і Мангуської зони (цифри – генерації структур): а) площинних (Y) і лінійних (L) в проекції на верхню півсферу; б) лінійних елементів та міграції в часі/просторі напруг розтягу, де (в) супутні їм прояви ротації (в проекції на нижню півсферу)

Такі перетворення на перші п'ять етапів відбувалися завдяки синздвиговим перекристалізації та перерозподілу речовини за Р-Т умов середовища від гранулітової фації (етап-1) до зеленосланцевої (етап-5); тектонічні трансформації етапів -6, 8 реалізувались в холодних умовах. З кожним таким етапом формувались структурно-речовинні новоутворення. На ділянках їх накладення утворились гібридні дислокаційні структури, які об'єднують у собі мікро- та мезоструктурні парагенезиси усіх етапів розвитку докембрійського субстрату. Останнє спостерігається на всіх рівнях організації геологічного середовища. Найбільш давні парагенезиси, не рідко, є знищеними.

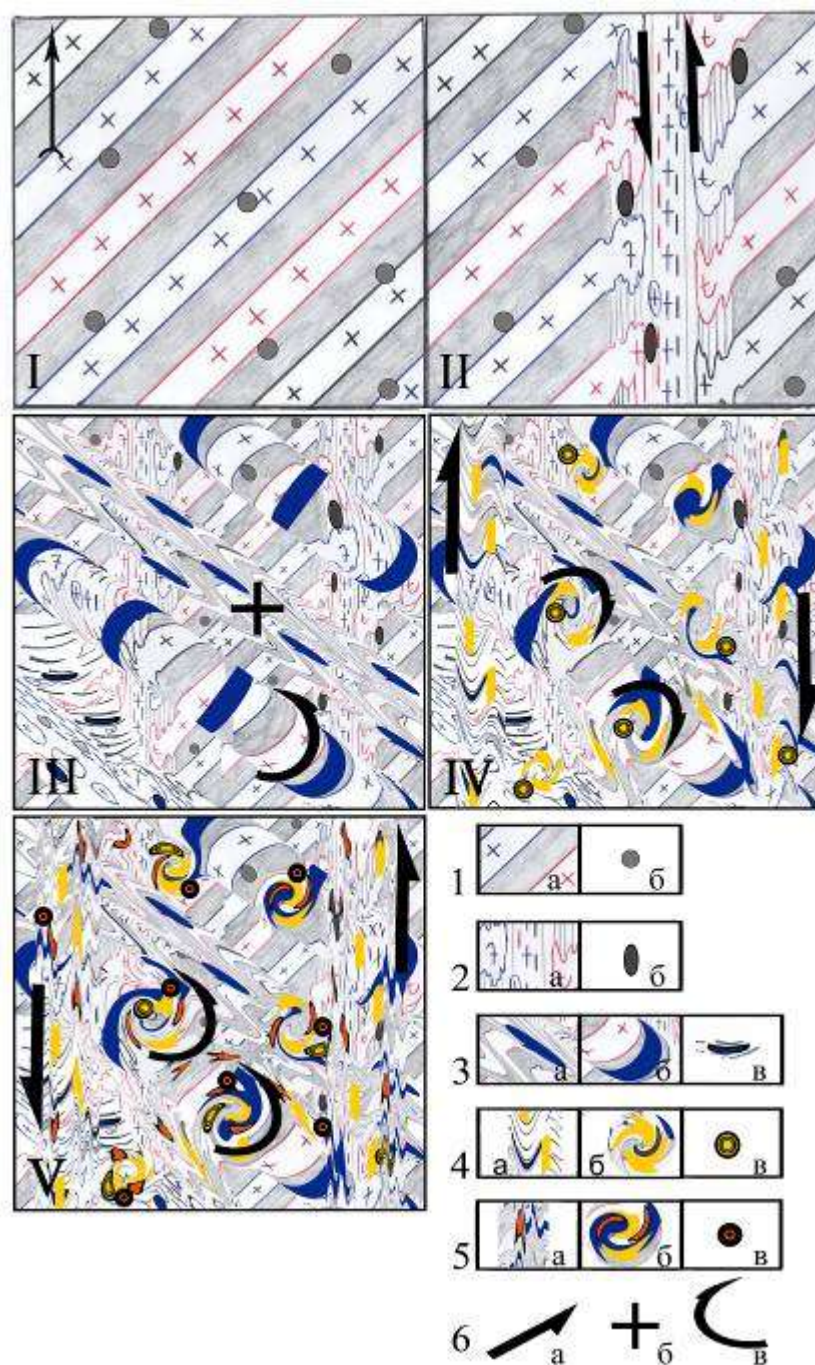


Рис. 2.108. Поетапна схематизована модель формування структурного плану західної частини Приазовського мегаблоку УЩ: II – на час 3,2 млрд років тому, III – 2,8, IV – 2,0, V – 1,8 млрд років тому. 1 – 5 – позамасштабне, узагальнене зображення структурно-речовинних новоутворень (структур) на відповідні етапи трансформацій кристалічної основи. 1а – структури і 1б – рудні об'єкти етапу I; 2а – структури і 2б рудні об'єкти етапу II; 3а – суттєво здвигові структури, 3б – супутні їм структури ротації, 3в – рудні об'єкти етапу III; 4а – суттєво здвигові структури, 4б – супутні їм структури ротації, 4в – рудні об'єкти етапу IV; 5а – суттєво здвигові структури, 5б – супутні їм структури ротації, 5в – рудні об'єкти етапу V. 6 – напрямки здвигових переміщень (в сучасних координатах): 6а – субгоризонтальні, 6б – субвертикальні, 6в – по субкільцевим траєкторіям

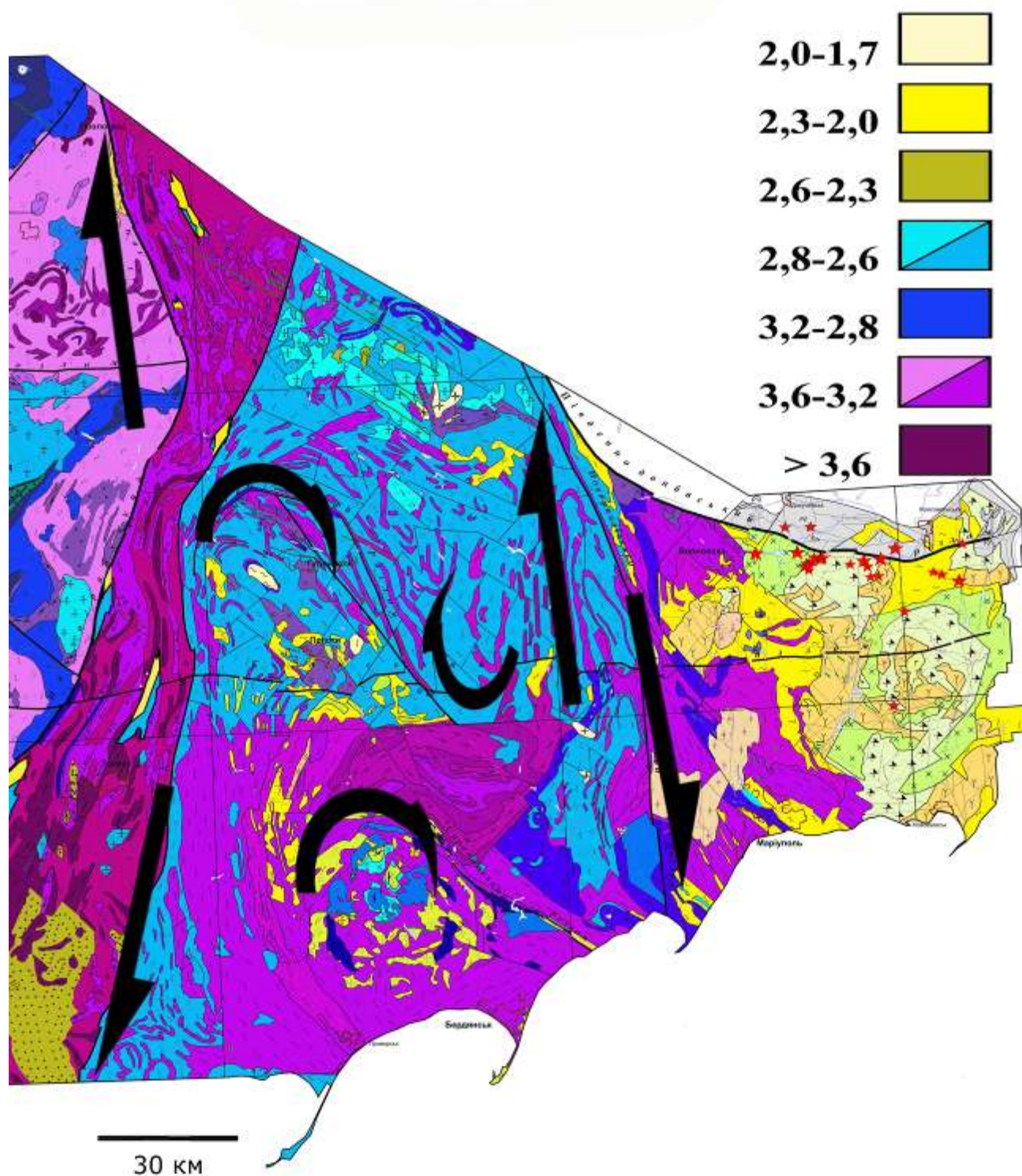


Рис. 2.109. Модель становлення (палеопротерозой) докембрійського структурного малюнку східної частини УЩ, як результат трансформацій показаних вище. Вверху праворуч – вікова шкала в млрд роках. Інші позначення див. рис. 2.108. На основі роботи [90] з доповненнями автора

Послідовним формуванням у часі/просторі й взаємодією гібридних дислокаційних структур макромасштабу створено на палеопротерозойський час дислокаційну систему здвигу/ротації (рис. 109). В межах системи виділяються лінійні та субкільцеві (овалоїдні) складові (підзони), і ті й інші є композитними утвореннями, адже сформовані тілами різновікових порід докембрію; між собою вони відрізняються будовою, ступенем структурно-речовинних перетворень субстрату та динамо-кінематичними умовами становлення.

Лінійні підзони – субмеридіонального простягання й субвертикального падіння, сформовані еліпсоподібними, лінійно-подовженими тілами різновікових порід (ОПШЗ, Мангуська). Лінійні складові дислокаційної системи, в сучасному структурному узорі кристалічного фундаменту, відповідають утворенням за динамо-кінематичних умов транспресії (здвигу-стиснення, скучування, за [89]). Серед лінійних складових дислокаційної системи виділяються більш високорангові сегменти, що різняться інтенсивністю перетворень субстрату. Наприклад, Корсацька зона відносно ОПШЗ є менш інтенсивно трансформованою частиною кристалічного фундаменту.

Субкільцеві підзони (складові дислокаційної системи) сформовані округлими, лінзо- серпоподібними, тілами різновікових порід центриклінального падіння (Салтичанська, Гуляйпільська структури та інші, дрібніші, зокрема Дібровська [3, 46, 90, 250]). Ці підзони, в сучасному структурному узорі кристалічного фундаменту, відповідають таким, що утворилися за динамо-кінематичних умов здвигу-ротації. Дані про ротацію окремих фрагментів Приазовського мегаблока при його становленні відомі з робіт О.І. Слензака [199], В.І. Альохіна [1], С.В. Горайнова [123], В.О. Привалова [189].

Нами зроблена спроба обґрунтування варіацій геолого-динамічних умов становлення лінійних й субкільцевих складових дислокаційної системи на основі аналізу розподілу хімічних елементів гранітоїдів західного-центрального Приазов'я у вікових діапазонах $>2,9$; $2,9-2,7$; $2,2-2,0$ и $2,0-1,9$ млрд років (рис. 110, 111).

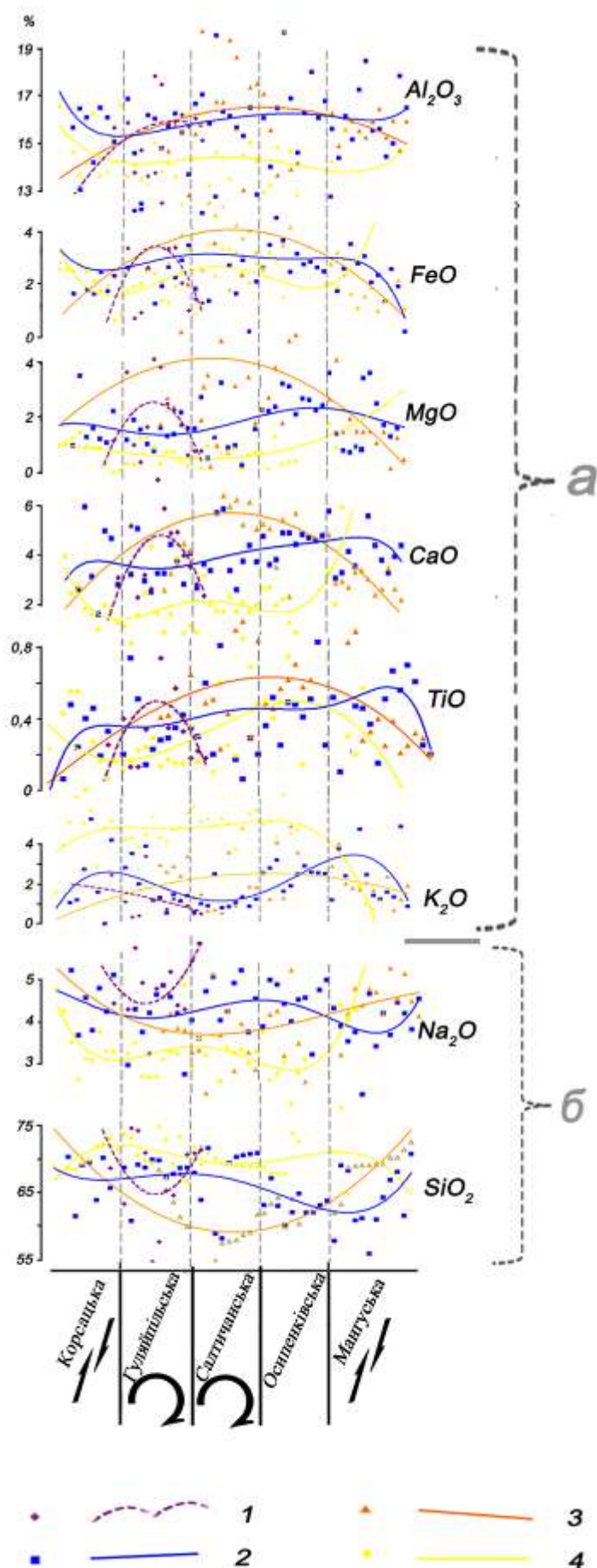


Рис. 2.110. Вмісти та тренди розподілу головних хімічних елементів для гранітоїдів регіональних структур (назви внизу) Західного Приазов'я. 1 – для гранітоїдів віком $>2,9$ млрд років; 2 – 2,9-2,7; 3 – 2,2-2,0; 4 – 2,0-1,9 млрд років. *a*, *б* – групи елементів однотипної поведінки. Окрім показаних на рис. в групу *a* входять ще Fe_2O_3 , MnO , P_2O_5 , H_2O ; в групу *б* – п.п.п та SO_3 . Інші умовні позначки див. вище. Залучені дані [2, 3, 44, 60, 181, 228]

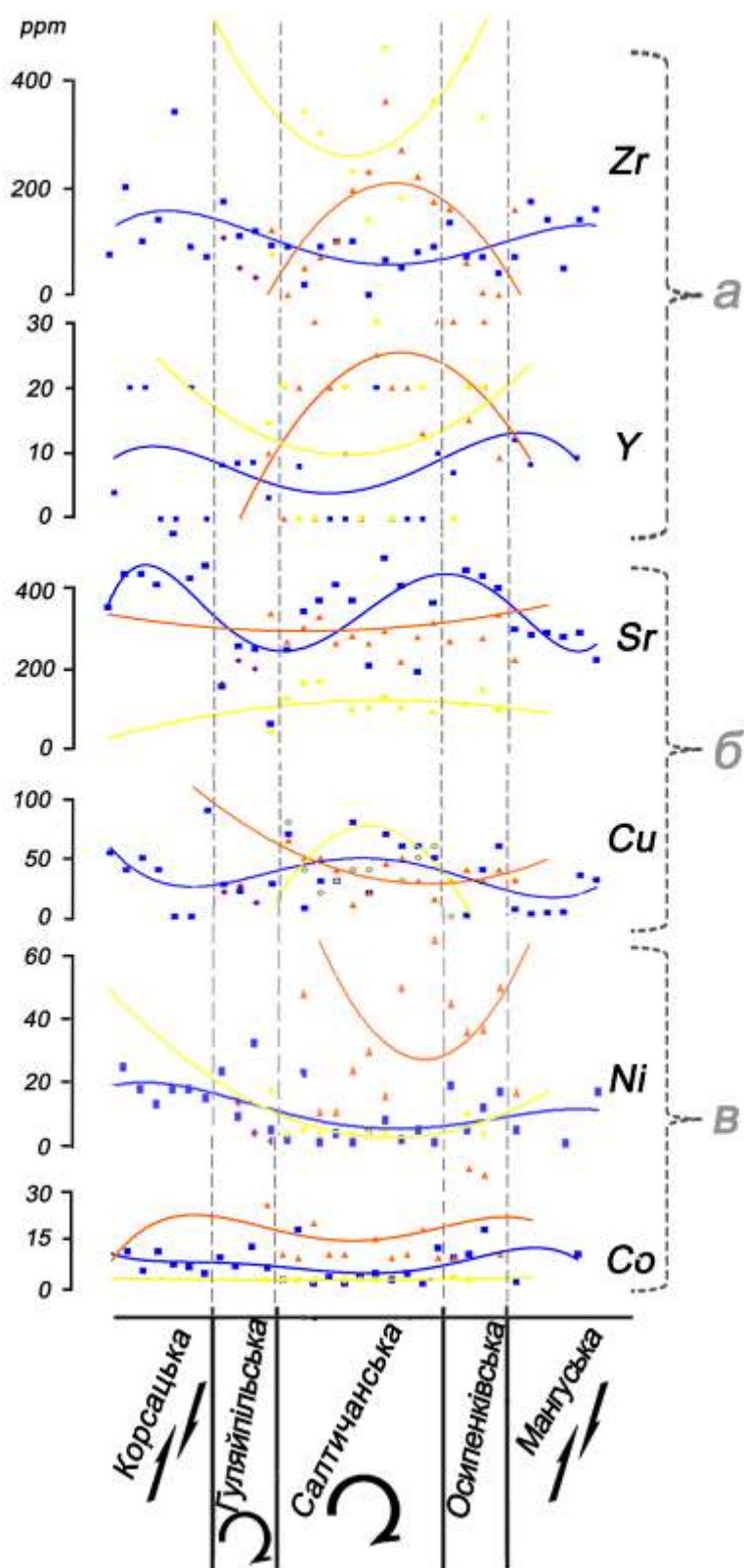


Рис. 2.111. Вмісти та тренди розподілу малих хімічних елементів для гранітоїдів регіональних структур Західного Приазов'я. В групу *a*, окрім показаних елементів, входять Ba, Zn, Li, Nb, Rb, Pb, V, Cr. Інші умовні позначки див. вище

Для головних елементів – це стандартний набір; для малих це – Ba, Sr, Zr, Cu, Rb, Zn, V, Li, La, Nb, Pb, Y, Ni, Cr, Co. Розподіл їх вмістів винесені у вигляді профілів, базуючись на тому, що гранітоїди Приазов'я є синздвиговими дислокаційними утвореннями, а більшість елементів (група *a* на рис. 2.110, 111) при цьому мігрують в декомпресійні частини дислокаційної системи.

За формою трендів видно, що лінійні й субкільцеві складові Приазовської дислокаційної системи в різні вікові мітки розвивались у відмінних геолого-динамічних умовах. А саме, лінійні компоненти даної суттєво здвигової дислокаційної системи (Корсацька й Мангуська структури) остаточно сформувалися в умовах транспресії, проте під час 2,9–2,7 і 2,0–1,9 млрд років тому функціонували в обстановці транстенсії. Субкільцеві компоненти системи (Салтичанська й Гуляйпільська структури), що відповідають сформованим при транстенсії/ротації, у часові відрізки 2,9–2,7 і 2,0–1,9 млрд років тому розвивалися при дії транспресії. У період 2,2–2,0 млрд років розподіл хімічних елементів досліджуваних гранітоїдів відповідає сьогоденішньому динамо-кінематичному статусу компонентів здвигової системи Західного Приазов'я.

Тобто, структурний ансамбль досліджуваної території як дислокаційна система, що перманентно функціонує, перш за все в динамо-кінематичному відношенні, в основному, сформувався 2,2–2,0 млрд років тому [147].

2.6.3 Етапи формування східної частини Приазовського мегаблоку.

У східній частині Приазовського мегаблока Українського щита автором досліджувалися будова Кальміус-Єланчикського лужного масиву (граносієнітів, сієнітів й інших порід), Анадольського масиву двопольовошпатових гранітів, Південно-Кальчикського масиву сієнітів, Октябрського масиву, а також взаємовідношення цих масивів з метаморфогенними утвореннями, що їх оточують (див. рис. 2.77).

2.6.3.1 Структурно-речовинна організація фрагментів Кальміуського, Єланчикського, Анадольського масивів та комплексів їх обрамлення. Метаморфогенні утворення між Кальміуським і Єланчикським масивами за [215] відносяться до тоналіт-плагіогранітної й діорит-гранодіоритової формації Косицівського структурно-формаційного комплексу (СФК), породи масивів – до граніт-граносієнітової формації хлібодарівського магматичного комплексу. Відповідно [96], утворення Кальміуського масиву є інтрузивно-магматичними і відносяться до хлібодарівського комплексу з віком порід 2029 ± 29 млн років. За [248] у складі утворень хлібодарівського комплексу виділяється три фази вкорінення. Перша фаза – габро, габросієніти і габромонцоніти. Друга – кварцеві сієніти, кварцеві монцоніти та піроксенові граніти.

Метаморфогенні утворення в північно-східному обрамленні Південно-Кальчицького масиву відносяться [215] до гнейсо-лейкогранулітової асоціації приазовського СФК чарнокіт-гранулітового типу, породи масиву – до сієнітової формації південнокальчицького магматичного комплексу. Для сієнітів масиву установлені $T = 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $P = 340\text{ МПа}$ [248]. Час формування порід даного масиву за [96] – 1808–1790 млн років.

Метаморфогенні утворення південно-західного обрамлення Анадольського масиву відносяться, за [215], до гнейсо-ендербітової асоціації приазовського СФК, породи масиву – до гранітової й аляскіт-лейкогранітної формації Гуляйпільського СФК. Відповідно [96] породи масиву є ультраметаморфічними з віком ~ 2000 млн років, за [248] – регресивними палінгенними.

Відповідно [100] провідним процесом формування масивів, що вивчалися габро-сієнітової формації (Кальміуський і Південно-Кальчицький) була кристалізаційна диференціація в гіпабісальних умовах висхідного розплаву, який відповідав лужним або підвищеної лужності базальтоїдам. Температури кристалізації (на магматичному етапі) включень розплавів [100] в породах лужних масивів Східного Приазов'я оцінюються інтервалом $700\text{--}1300^{\circ}\text{C}$. Вік масивів, що завершилися сієнітовими, кварц-сієнітовими і граносієнітовими диференціатами

(у тому числі і Кальміус-Єланчикського) авторами [100] приводиться в межах 1740–1900 млн років.

Нами безпосередньо досліджено будова масивів та їх контакти з метаморфічними породами обрамлення: по балкам Калмицька, Тернова й іншим (прав. притоки р. Кальміус) для Кальміус-Єланчикського масиву; по б. Вели-Тарама й декільком правим притокам р. Кальчик для Південно-Кальчикського масиву; по р. Мал. Кальчик для Анадольського масиву. Було встановлено, що зазначені фрагменти кристалічного фундаменту сформовані різновіковими та різноорієнтованими дислокаційними структурами. Їх будова та взаємовідношення відповідають утворенням сформованим в здвигових високопластичних умовах, за [77, 113, 115, 123, 171, 199] геологічного середовища. Всього виділено чотири генерації таких структур, які відрізняються між собою просторовим розміщенням, формами, речовинним наповненням й ступенем перетворень субстрату [153].

Структури генерації-1 на мезорівні представлені смугастістю північно-східного простягання й субвертикального падіння. Смугастість (смугастість-1) обумовлена варіаціями мінерального складу даних утворень. Зокрема зафіксовані лінзо-смуги, склад яких відповідає біотит-амфіболовим гнейсам та гранодіоритам. Потужності таких утворень варіюють в межах 5–50 см, тобто, це нерівнозначно витягнуті за простяганням лінзоподібні смуги вищезазначеного складу (I, I' на рис. 2.112). Межі між ними поступові. Співвідношення видимих довгої осі до короткої (*a:c*) лінзо-смуг варіює в межах 4-10. Внутрішня їх організація також неоднорідна, представлена чергуванням тонких – в перші міліметри потужностями – лінзо-смуг з *a:c* 4-10. Таке чергування виражене варіаціями мінерального складу. Дані лінзо-смуги, також мінеральні агрегати, що їх складають орієнтовані одностійово з тілами мезорівня і формують тонкосмугасту, до сланцюватої, текстуру породних тіл.

Структури даної генерації знаходяться і за межами масивів, що вивчалися, і також формують в різній мірі змінні лінзо-ромбоподібні включення в межах масивів (рис. 2.112).

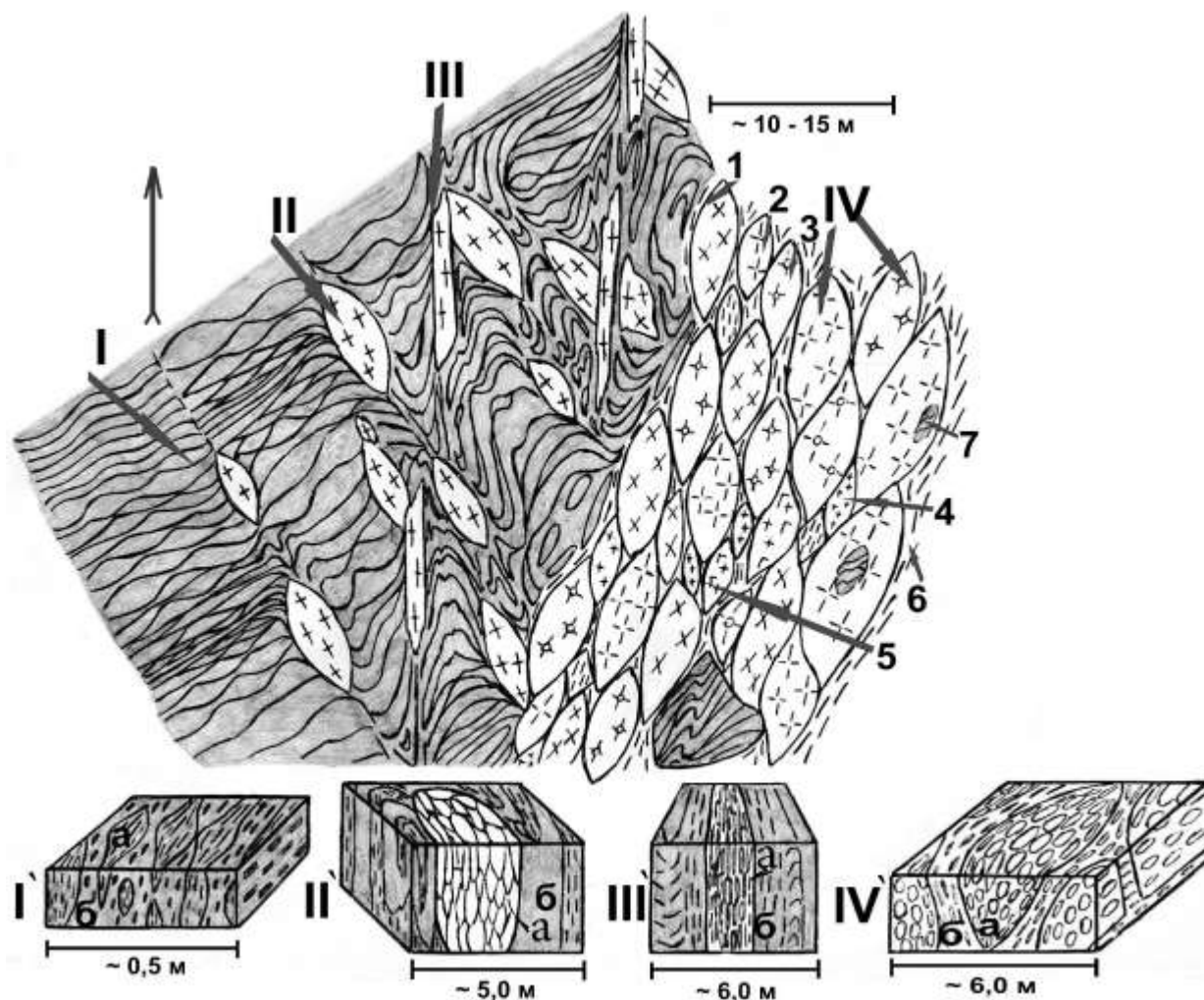


Рис. 2.112. Структурна схема з узагальненими даними для трьох детальних ділянок досліджень (в межах і поруч Кальміуського, Єланчикського і Анадольського масивів). I–IV – структури відповідних генерацій в плані. I'–IV' – блок-діаграми структур мезорівня відповідних генерацій. I' – лінзоподібні складові структур генерації-1 складу біотит-амфіболових гнейсів (а) і гранодіориту (б). II' – лінзовидно-смугасті складові структур генерації-2 складу: граніту (а), біотитового гнейсу (штриховкою) і біотитизованого гранодіориту (б). III' – лінзо-плитоподібні складові структур генерації-3 складу: лейкократового граніту і польовошпатового кварциту (а) та біотитового окварцованого гнейсу (б). IV' – лінзовидні (а) та шліровидні (б) складові структур генерації-4 складу (на плані – IV): 1 – гранітів лужних та сублужних біотит-амфіболових і амфібол-піроксенових; 2 – сієнітів, граносієнітів; 3 – кварцевих сієнітів; 4 – аплітів, сієніт-аплітів; 5 – габро-сієнітів; 6 – шліровидні тіла-складові, що за мінеральним складом близькі до складу лінз, які вони обрамляють. Різниця між шліро- і лінзоподібними складовими генерації-4 полягає в ступені розсланцювання. 7 – включення (релікти) лінзо-, ромбоподібні, що за складом відповідають утворенням попередніх генерацій, в різній мірі структурно-речовинно перетворені

Відповідно загальноприйнятим уявленням, утворення, що нами розглядаються як структури генерації-1, є вмісними відносно сублужних масивів Східного Приазов'я. За [123], скоріш за все, вони є дозаваллівськими.

Структури генерації-2 на мезорівні представлені асоціацією кулісоподібно розосереджених за площею лінзовидних тіл гранітоїдного складу. Гранітоїди середньо-, до крупнозернистих, за кольором переважають рожевувато-білі, рідше – білі та сірувато-білі. Лінзи розміщені субвертикально, видимі довгі їх вісі орієнтовані на північний-захід. Розміри лінзовидних тіл за довгою віссю (*a*) коливаються в межах 1,5–10 м, зі співвідношенням *a:c* – 5-6; відстані між окремими тілами перевищують їх розміри за короткою віссю (*c*). Такі лінзовидні тіла зрізують смугастість-1 з утворенням в різній мірі сформованих її підворотів (на рис. 2.112 – П' б), адже смугастість-1 задіяна різноінтенсивними переорієнтацією та розсланцюванням в північно-західному напрямку. При цьому, окрім морфологічних змін смугастості-1 фіксуються і мінеральні. Останні виражені збільшенням кількості біотиту і його агрегатів, також кварцевих лінзоподібних агрегатів, збільшенням *a:c* всіх складових смугастості-1 – до 10 і більше.

Окрім зазначеного, у внутрішніх частинах лінзовидних тіл генерації-2 містяться в різній мірі змінені – гранітизовані й розлінзовані релікти структур генерації-1. Їх розміри варіюють в межах 1,5–50 см за видимою довгою віссю.

Внутрішня будова тіл мезорівня генерації-2 є неоднорідною – лінзовидною (на рис. 2.112 – П' а), що обумовлено коливаннями мінерального складу і розмірів мінеральних зерен. В такий спосіб виокремлені мікролінзи мають розміри від декількох мм до 7 см за довгою віссю, з *a:c* до 6-ти. При цьому мікролінзи у внутрішніх частинах мезолінз крупніші і з незначним *a:c*, до 3-4, відносно мікролінз краєвих частин мезотіл. В останніх, навпаки, розміри мікролінз порівняно дрібні – в декілька міліметрів, з *a:c* до 6. Такі мікролінзи разом з реліктовими утвореннями орієнтовані і розосереджені за площею геологічних тіл подібно розміщенню лінз мезорівня по ділянці.

Така односистемність (когерентність) лінзоподібних складових всіх рівнів організації генерації-2, свідчить, що всі вони (і їх речовинне наповнення) формувалися під дією тектонічного чинника, завдяки вторинного розшарування й розлінзування субстрату, за [77, 113, 115, 123, 171, 199] (субстрат в даному випадку відповідає структурам генерації-1, що описані вище).

Лінзовидні тіла генерації-2 знаходяться як далеко за межами (км – десятки км), так і поруч контактів сублужних масивів, що вивчалися, а також окремі такі тіла знаходяться в межах масивів у вигляді реліктових тіл-включень. Безпосередні контакти між структурами даної генерації й наступних – згідні, підпорядковані просторовому розміщенню молодших дислокаційних структур; адже за своєю суттю є зонками інтенсивного вторинного розшарування і розсланцювання (див. рис. 2.112).

Структури генерації-3 мають будову подібну структурно-речовинній організації утворень генерації-2. Від останніх вони відрізняються субмеридіональною розміщенням видимих довгих осей, складом, що відповідає польовошпатовим кварцитам – лейкократовим гранітам, співвідношенням *а:с* різнорангових тіл в межах 7-10 і більше, а отже і інтенсивнішим розсланцюванням.

Структури генерації-4 на макрорівні відповідають фрагментам кристалічного фундаменту, які є власне Кальміус-Єланчикським, Південно-Кальчицьким і Анадольським масивами. На мезорівні вони представлені структурами вторинної мігматизації/порфировластезу, розшарування та розлінзування геологічного середовища. Всі вони паралельні між собою та орієнтовані на північ – північний-схід (рис. 2.112 – IV, IV').

Структури розлінзування представлені асоціацією лінзоподібних тіл різного складу, переважно, вони сформовані граносієнітами, сієнітами, гранітами, а також утвореннями попередніх генерацій. Розміри таких тіл за віссю *а* варіюють в досить широких межах – від 2-х до 15-ти метрів, співвідношення *а:с* сягає 5. Лінзовидність мезорівня фрагментів фундаменту, що відповідають лужним-сублужним масивам, обумовлена нерівномірним розповсюдженням за площею та

інтенсивністю порфіробластичної сланцюватості та розгнейсування. Тому є виокремленими лінзоподібні фрагменти фундаменту (структури розлінзування), які мають будову від гігантозернистої, трахітоїдної до дрібнозернистої, гнейсоподібної з усіма можливими між ними переходами.

Внутрішня будова лінзоподібних мезотіл лінзовидно-смугаста. Вона обумовлена виокремленням подовжених, з *a:c* 5-7, мінеральних агрегатів у вигляді лінзочок, шлірів, лінзо-смуг внаслідок варіацій мінерального складу (від плагіогнейсів, через монцоніти до сієнітів і лейкократових гранітів) та розмірностей мінеральних зерен, а також односистемною орієнтацією всіх зазначених складових лінзо-смугастості. Розміри таких мікролінз й шлірів різні: від декількох міліметрів до декількох сантиметрів, при цьому крупніші з них, з *a:c* до 5, знаходяться в ядерних частинах мезолінз, в напрямку до периферій останніх розміри шлірів і лінзо-смугастості поступово зменшуються при *a:c* до 7. За речовинним наповненням якоїсь закономірності в розподілі мікролінз за площею мезолінз не виявлено.

Просторове розміщення головних площин (*a:b*) лінзоподібних тіл мікрорівня неоднозначне. В центральних частинах мезолінз вони розміщені субгоризонтально, особливо коли їх склад близький до гранітів, сієнітів, кварцевих сієнітів; в периферійних частинах лінз – субвертикально, особливо при складі, що близький до гнейсів, гранодіоритів, габросієнітів.

Лінзи складу гнейсів-гранодіоритів, гранітоїдів, кварцитів й інших займають серед полів розвитку лінзовидних мезотіл лужного-сублужного складу до 15% (інколи дещо більше) від загального об'єму того чи іншого досліджуваного масиву. Якоїсь закономірності в розміщенні лінз певного складу за площею (наприклад, від центру до периферії масивів чи інша) не зафіксовано. За розмірами дані лінзи, за звичай, на порядок менше лінз лужного-сублужного складу; внутрішня їх будова також анізотропна, що обумовлено нерівномірним розгнейсуванням, розлінзуванням в супроводі диференціації речовини.

«Активні» контакти та зонки загартувань, які могли б свідчити про вкорінення сублужних масивів у метаморфічні товщі, нами не зафіксовано. Межі

цих масивів з вмісними утвореннями (структурами попередніх генерацій) досить чіткі, в плані мають лінзо-зубчастоподібні форми. Безпосередньо на межах сублужних масивів з метаморфічними товщами, просторове розміщення та структурно-текстурні неоднорідності вмісних підпорядковані розміщенню лінзо-складових масивів та їх структурно-текстурним атрибутам (див. рис. 2.112). Такі зонки підпорядкування сягають потужностями до 20–50 м, і у відслоненнях представлені тонкою смугастістю – лінзо-смугастістю. Її потужності коливаються в межах – від декількох міліметрів, до декількох сантиметрів. Речовинно тонка смугастість частково відповідає утворенням генерацій-1 – 3, окрім них, фіксується до 30–50% (від загального об'єму зон підпорядкування) мономінеральних шлірів складу біотититу, кварциту, сієніту. Будова меж між сублужними масивами й вмісними свідчить про перерозподіл речовини при здвигових деформаціях, індикаторами яких є анізотропна й односистемна будова (власне описана вище) об'єктів, що вивчалися.

За [123] дислокаційні утворення, що ідентифіковані нами як структури генерації-4, відповідають довгопристанському метасоматичному (мігматитовому) й чаусовському метаморфічному комплексам з віком становлення $\sim 1,7$ млрд років тому.

На рівні шліфів у всіх виділених генераціях структур проявлені такі деформаційні утворення: мікросмугастість вторинного розшарування і сланцюватість. Вони формуються в динамічних умовах завдяки перерозподілу речовини й односпрямованої перекристалізації, отже є виразниками здвигової течії, за [77, 113, 115, 123, 171, 199]. Для утворень, наприклад, генерації-4 мікросмугастість в шліфах виражена нерівномірним, смугоподібним розподілом за площею мінеральних зерен, що відрізняються за складом і розмірами.

Сланцюватість виражена односистемною орієнтацією і видовженістю всіх мінералів та їх агрегатів. При цьому, в них мають місце ознаки перекристалізації й заміщення. Вони в шліфах виражені зональною, неоднорідною будовою мінералів порід, що формують досліджувані сублужні масиви. Найбільш яскраво така зональність проявлена в межах польових шпатів (ПШ). Вона обумовлена

чергуванням зонок, які відрізняються між собою: моментом й швидкістю погасання, орієнтацією й морфологією двійникових решіток, ступенем впорядкованості (сформованості), розмірами й морфологією мінералів та їх агрегатів, своєрідністю розподілу за площею двійникових індивідів, пертитових вrostків та реліктових мінеральних агрегатів. Часто двійникові індивіди виклинюються в напрямку від центру до периферій зерен. Межі між в такий спосіб уособлених зонок мікроклінів – мікроклін-пертитів підкреслені скупченнями в їх межах рудної речовини та мінеральних агрегатів іншого складу. Останні ідентичні складу матрикса, що обтікає таблички ПШ, а також утворенням попередніх генерацій.

Описані неоднорідні зонки в межах мінералів лужних порід згідні й субпаралельні між собою та до обмежень ПШ; змінність їх ознак, зокрема послідовність погасання, відбувається в напрямку від центру до периферій зерен.

Обмеження зерен ПШ часто нерівні, затокоподібні. Самі таблички не рідко мають хвости нарощування, що сформовані подібно до вище описаних зонок нарощування. Хвости разом з власне табличками відтворюють право- та лівоздвигові структури (типу η) які виражені в різній мірі. Все відзначене про будову лужних-сублужних порід на мікрорівні свідчить про формування табличок ПШ за рахунок речовини древніших мінеральних парагенезисів (що формують структури генерацій-1 – 3) за механізмом збірної перекристалізації. В такий спосіб сформовані таблички ПШ та їх лінзо- смугоподібні скупчення, що паралельні довгим осям мезотіл, відносимо до структур вторинного порфіробластезу.

Більш пізні дислокаційні утворення, що розвивалися в холодному середовищі – тріщини та крихкі розломи і їх зони ми не розглядаємо, адже процеси їх становлення не призвели до суттєвої зміни структурного плану сформованого на час 1,7 млрд років тому.