

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ім. С. І. СУББОТІНА

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

**МИЧАК
СЕРГІЙ ВОЛОДИМИРОВИЧ**

Прим. № _____
УДК 551.24.03+551.24.055

**ДИСЕРТАЦІЯ
СТРУКТУРНІ ОСОБЛИВОСТІ І КІНЕМАТИЧНИЙ РОЗВИТОК
ЗЕМНОЇ КОРИ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА
103 – НАУКИ ПРО ЗЕМЛЮ

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

_____ С. В. Мичак

Науковий консультант Олег Борисович Гінтов,
член-кореспондент НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук,
професор

КИЇВ–2019

АНОТАЦІЯ

Мичак С. В. Структурні особливості і кінематичний розвиток західної частини Українського щита. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису. Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2019.

Дисертаційна робота виконана з метою визначення етапів кінематичного розвитку західної частини Українського щита, що відбувався в неоархеї–палеопротерозої. Послідовність етапів розломоутворення Українського щита являє собою значний теоретичний та практичний інтерес. По-перше, це дослідження ролі розривних порушень в тектоногенезі і, по-друге, приуроченість до зон розломів багатьох родовищ корисних копалин.

В західній частині Українського щита методами польової тектонофізики досліджено ряд зон розломів, з'ясовано їх внутрішню будову, морфокінематику і сформульовано закономірності деформування масивів гірських порід.

У роботі розглядаються деякі спірні питання складання Схеми розломно-мегаблокової тектоніки західної частини Українського щита. Показано, що при складанні такої схеми повинні більш повно враховуватися і використовуватися геофізичні данні, які детально і об'єктивно відображають як поверхневу, так і глибинну будову земної кори щита. Наведено новітні карти аномального магнітного та гравітаційного полів, карту рельєфу поверхні Мохо та інші матеріали, аналіз яких дає підставу для висновків про конкретні структури західної частини Українського щита. Встановлено, що формування типової мегаблокової структури Українського щита почалося не раніше неоархея, але архейські зони розломів в досліджуваній частині щита однозначно встановити і простежити в даний час важко, а іноді практично неможливо, оскільки ранньопротерозойські процеси регіональної гранітизації і динамометаморфізму кардинально змінили склад і структуру

земної кори. Геофізичні дані, підкріплені геологічними і тектонофізичними спостереженнями, чітко фіксують протерозойські зони розломів, які почали формуватися після 2,50 млрд років тому. Вони перетинають і деформують як архейські, так і ранньопротерозойські гранітоїдні комплекси, і відбувалися разом з процесами інтенсивного діафторезу, метасоматозу і рудоутворення.

Виконане автором тектонофізичне дослідження мегаблоків західної частини Українського щита дозволяє змалювати картину зміни напружено-деформованого стану різних частин мегаблоків у просторі і часі. Одержані результати є першим кроком до побудови загальної геодинамічної моделі формування земної кори регіону, але, на думку автора, вони висвітлюють суть основних тектонічних процесів, що відбувалися тут у протерозої, і вказують напрямок подальших досліджень.

У Волинському мегаблоці визначено п'ять зон сколювання, за якими виділені етапи розломоутворення для Суцано-Пержанської зони розломів. Визначено напружено-деформований стан Новоград-Волинського гранітоїдного масиву та Коростенського плутону.

Встановлено напружено-деформований стан гірських порід для Росинського мегаблоку в басейні верхньої течії р. Рось та Уманського і Богуславського гранітоїдних масивів.

Уперше досліджено політектоніти, структурно-текстурні елементи і тріщинуватість гірських порід у басейні р. Південний Буг на ділянці Гайворон – Завалля в Бузькому мегаблоці. Проведені дослідження дозволили виділити в західній частині Українського щита новий етап розломоутворення вік якого складає не менше 2 млрд років, названий маньківським.

З геодинамічної точки зору досить важливим в даному дослідженні є підтвердження існування двох однакових, але різновікових етапів розломоутворення – західно-інгулецького (~ 2,45 млрд років тому) і суботсько-мошоринського (~ 1,80 – 1,73 млрд років назад), на яких формувалася мережа широтних і меридіональних (в сучасній системі координат) розломів. Якщо суботсько-мошоринський етап знаходить

підтвердження і в палеомагнітних даних, то для періоду 2,45 млрд років тому надійні палеомагнітні дані відсутні через неодноразове перемагнічування гірських порід.

Складено структурно-петрофізичну і тектонофізичну основу центральної частини Голованівської шовної зони, на якій відображено практично всі геологічні тіла, що зображені на великомасштабних геофізичних (магнітних і гравітаційних) картах, геолого-петрофізичні таксони і структурно-кінематичні дані для поверхні докембрійського фундаменту регіону.

За замірами структурно-текстурних елементів гірських порід в межах Ятранського блоку Голованівської шовної зони встановлено, що верхня частина кристалічного фундаменту блоку представлена субвертикально або крутопадаючими на південний захід комплексами гірських порід, підданими інтенсивним зсувними деформаціям. Це має важливе значення при проведенні пошуково-розвідувальних робіт, тому що південно-західна насувна структура блоку, зображувана на геологічній карті кристалічного фундаменту і карті корисних копалин листа М-36-XXXI масштабу 1: 200 000, не відбивається на верхніх горизонтах, доступних вивченню у відслоненнях і буріннях, і може мати місце тільки в сучасній середній і нижній корі.

На підставі вивчення напружено-деформованого стану блоку за парагенетично пов'язаними діагональними системами структурно-текстурних елементів III та IV рівнів глибинності висловлено припущення, що найбільш ранні фази субмеридіонально–субширотного стиснення–розтягу Ятранського блоку відбулися на неархейському ємилівському етапі деформацій західної частини Українського щита.

Автором тектонофізично досліджено Молдовську зону розломів, яка була сформована протягом первомайського етапу розломоутворення (аз. простягання 345°).

На прикладі Тарасівської структури Середнього Побужжя Українського щита розглянуто будову і перспективи на рудоносність трьох базит-

метабазитових масивів побузького гірничорудного району (Бандурівського, Троянського і Тарасівського). Показано, що всі три масиви розміщуються в межах епіцентральної зони найбільших гравітаційних аномалій Українського щита – Голованівської і Бандурівської (68 і 49 мГал відповідно). Масивам відповідають локальні максимуми Δg_a інтенсивністю до 3–7 мГал на фоні цих аномалій. Вмісними для базит-метабазитових масивів є найдавніші ендербіто-гнейси Ятранського і Хащувато-Заваллівського блоків. Форма масивів овально-концентрична, тому більшість геологів вважали їх брахісинклінальними складками. Проте більш прийнятною автор вважає інтрузивну природу цих масивів і метасоматичне та контактово-метаморфічне походження їх обрамлення, котре вважалося осадово-метаморфічним.

Аналіз геолого-геофізичних даних, що свідчать про зв'язок порід кошаро-олександрівської і хащувато-заваллівської світ з розломами, а також літературних матеріалів про геолого-геохімічні особливості порід цих світ, ставить питання про їх динамометаморфічне і метасоматичне походження і, отже, про необхідність загалом глибшого аналізу хроностратиграфічної схеми Середнього Побужжя.

Розглянуто особливості кінематичного розвитку західної частини Українського щита в ранньому протерозої. За тектонофізичними даними західна і східна частини Українського щита в архей розвивалися в абсолютно різних кінематичних режимах: якщо на заході неоархейські зони розломів північно-західного простягання були лівими зсувами (рух блоків проти годинникової стрілки), то на сході одновікові і односпрямовані з ними зони розломів були правозсувними (рух за годинниковою стрілкою). При близькому розташуванні Західної і Східної мікроплит така чітка відмінність регіональних полів напружень навряд чи була можливою, оскільки мала б існувати перехідна зона, яка відображала взаємовплив полів або проникнення зон розломів з однієї частини в іншу, чого не спостерігається.

За результатами польових тектонофізичних досліджень були порівняні між собою одновікові Уманський, Новоград-Волинський та Новоукраїнський

гранітоїдні масиви. Співставлення показало сильне неспівпадіння одновікових полів напружень Новоукраїнського і двох інших масивів. Спочатку неспівпадіння було сприйняте як відносне розвертання західної та східної частин Українського щита на $50\text{--}60^\circ$, а поле умансько-новоград-волинського етапу як уявне, тому що не були встановлені зони розломів, які б сформувались у такому полі. Проте після виявлення і дослідження Маньківської, Берестягівської, Заллівської зон розломів Побузького гірничорудного району північно-східної орієнтації ця гіпотеза може бути відкинута. Зараз можна вважати, що на проміжку $2,04\text{--}2,05$ млрд років тому в межах західної частини Українського щита існували декілька перехідних полів напружень від умансько-новоград-волинського до херсон-смоленського етапу.

Вперше між собою були порівняні майже одновікові Коростенський плутон і Корсунь-Новомиргородський плутон. Вивчені масиви гранітів рапаківі і габро-анортозитів Коростенського плутону були сформовані в єдиному полі напружень північно-східного розтягу. При формуванні Корсунь-Новомиргородського плутону поле розтягу, виявилось поверненим за годинниковою стрілкою відносно поля Коростенського плутону на 36° .

На основі одержаних даних побудовано Схему поворотів Українського щита. За цією схемою в період $1,80\text{--}1,73$ млрд років тому загальний розворот Українського щита склав 54° .

В роботі на основі тектонофізичного вивчення зон розломів і гранітоїдних масивів західної частини Українського щита встановлено та узагальнено характер напружено-деформованого стану земної кори регіону і складено уточнену шкалу етапів деформацій для періоду $2,45\text{--}1,73$ млрд років.

Розглянуто зв'язок металогенії та розломно-блокової тектоніки Українського щита, узагальнено дані щодо хіміко-мінералогічного складу і точного місцеположення родовищ, рудопроявів і точок підвищеної рідкісноземельно-рідкіснометалевої та золоторудної мінералізації, які

об'єднано у вісім груп. Ці дані співставлено зі схемою розломно-блокової структури щита, побудованою за результатами тектонофізичних досліджень. Показано, що 94% родовищ і рудопроявів даних груп пов'язані саме з зонами розломів. Встановлено декілька детальних прогнозних критеріїв на пошуки рідкісних та благородних металів.

Ключові слова: деформації, поля напружень, зони розломів, структурно-текстурні елементи порід, зони сколювання, тектонофізика, геодинаміка, Український щит, мегаблоки, шовні зони, родовища корисних копалин.

ANNOTATION

Mychak S.V. Structural features and kinematic development of the western part of the Ukrainian Shield - The manuscript on qualifying scientific work. The doctor of geological sciences thesis in specialty 04.00.22 – geophysics (103 - natural sciences). – S. I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences, Ukraine, Kyiv, 2019.

The purpose of the thesis is to determine the stages of the kinematic development of the western part of the Ukrainian Shield, which took place in the Neoproterozoic-Paleoproterozoic. The sequence of faulting stages of the Ukrainian Shield represents a significant theoretical and practical interest. Firstly, it is a study of the role of discontinuous violations in tectonogenesis and, secondly, the confinement to the fault zones of many mineral deposits.

A number of fault zones have been investigated in the western part of the Ukrainian Shield by methods of field tectonophysics, their internal structure, morphokinematics and the regularities of rocks deformations have been formulated.

The paper deals with some controversial issues of drawing up the fault-megablock tectonics Scheme of the western part of the Ukrainian Shield. It is shown that during the drawing up such a scheme, we have to take into account and use geophysical data, which in detail and objectively reflect both the surface and

the deep structure of the earth's crust shield. The newest maps of abnormal magnetic and gravitational fields, Moho surface relief map and other materials, the analyses of which give the basis for the conclusions about the specific structures of the western part of the Ukrainian Shield have been given here. It was established that the formation of a typical megablock structure of the Ukrainian Shield began not earlier than Neoproterozoic, but it was practically impossible to determine and follow the Archean fault zones in the investigated part of the Shield and sometimes practically impossible, since the early Proterozoic processes of regional granitization and dynamometamorphism radically changed the composition and structure of the earth's crust. Geophysical data, supported by geological and tectonophysical observations, clearly fix the Proterozoic fault zones, which began to appear after 2,5 billion years ago. They cross and deform both Archean and Early Proterozoic granitoid complexes, accompanied by processes of intensive diaphthoresis, metasomatism and ore formation.

The author's tectonophysical study of the megablocks of the western part of the Ukrainian Shield allows us to depict changes of the stress-strain state of different parts of megablocks in space and time. The obtained results are the first, initial step to the construction of a general geodynamic model of the formation of the earth's crust of the region, but, according to the author, they cover the essence of the main tectonic processes that occurred here in the Proterozoic, and indicate the direction of further research.

Five shear zones have been identified in the Volyn megablock, after which stages of faulting have been separated for the Suschany-Perga fault zone. The stress-strain state of Novograd-Volynsky granitoid massif and Korosten pluton have been determined.

The stress-strain state of rocks for the Ros megablock in the basin of the upper flow of the river Ros', Uman' and Boguslav granitoid massifs has been established.

For the first time, polytectonites, structurally-textured elements and fracturing of rocks in the basin of the Southern Bug river in the section of Gaivoron-Zavallya

in the Bug megablock have been investigated. The studied researches allowed to outline a new stage of faulting as Mankiv at the age of at least 2 billion years in the western part of the Ukrainian Shield.

From a geodynamic point of view, it is very important in this study to confirm the existence of two identical but different age stages of faulting - the West-Ingulets (~ 2,45 billion years ago) and the Subotsy-Moshorino (~ 1,80-1,73 billion years ago), on which a network of latitudinal and meridional (in the modern coordinate system) faults has been formed. If the Subotsy-Moshorino stages is also confirmed and in paleomagnetic data, then for a period of 2,45 billion years ago, reliable paleomagnetic data are absent due to repeated magnetization of rocks.

Structural-petrophysical and tectonophysical basis of the central part of the Golovanivsk suture zone has been constructed. It depicts practically all geological bodies shown on large-scale geophysical (magnetic and gravitational) maps, geological-petrophysical taxa and structural-kinematic data for the surface of the Precambrian basement of the region.

According to the measurements of structurally-textured elements of rocks within the Yatran' block of the Golovanivsk suture zone, it is established that the upper part of the crystalline basement of the block has been represented by sub-vertically or steeply dipping to the southwest by complexes of rocks subjected to intensive shift deformations. This is important for exploration works, because the southwest thrust-fault structure of the block, depicted on the geological map of the crystalline basement and map of minerals of the sheet M-36-XXXI scale 1:200 000, does not affect the upper horizons available to study in outcrops and drilling, and it can only take place in the modern middle and lower crusts.

Based on the study of the strain-stress state of the block for paragenetically bound diagonal systems of structurally-textured elements of the III and IV levels of depth, it is assumed that the earliest phases of the sub-meridional-sub-latitudinal compression-stretching of the Yatran' block took place at the Neoproterozoic Emilian stage of the deformation of the western part of the Ukrainian Shield.

The author tectonophysically investigated the Moldovian fault zone, which was formed during the Pervomaysk stage of faulting (azimuth of stretching 345°).

The structure and prospects for the ore-bearing of three basite-metabasite massifs of the Bug mining area (Bandurivka, Troyanka and Tarasivka) are considered on the example of the Tarasivka structure of the Middle Bug of the Ukrainian Shield. It is shown that all three massifs are located within the epicentral zones of the largest gravitational anomalies of the Ukrainian Shield - Golovanivsk and Bandurivka (68 and 49 mGal, respectively). The massifs correspond to local maxima Δg_a with intensity up to 3-7 mGal against these anomalies.

The oldest enderbite-gneisses of the Yatran' and Khaschuvat-Zavallya blocks are available for basite-metabasite massifs. The form of the massifs is oval-concentric, so most geologists considered them brachi-synclinal folds. However, the author considers the intrusive nature of these massifs and the metasomatic and contact metamorphic origin of their framings, which was considered sedimentary-metamorphic, to be more acceptable.

The analysis of geological and geophysical data indicating the connection between the rocks of the Kosharo-Oleksandrivka and the Haschuvat-Zavallya suite with faults, as well as the literature on the geological and geochemical features of the rocks of these suites, raises the question of their dynamometamorphic and metasomatic origin and, therefore, the need for a more in-depth analysis of the chronostratigraphic scheme of the Middle Bug.

Features of the kinematic development of the western part of the Ukrainian Shield in the early Proterozoic have been considered. According to tectonophysical data, the western and eastern parts of the Ukrainian Shield developed in completely different kinematic regimes in the Archean: if in the west the Neo-Archean fault zones of the northwest spreading were left shifts (the movement of blocks counterclockwise), then in the east, fault zones of the same age and spreading were right shifts (clockwise movement). With the close location of the Western and Eastern microplates, such a clear distinction of regional stress fields was unlikely to be possible, since there should be a transition zone that reflected the mutual

influence of fields or fault zones penetration from one part to another one, which has not been observed.

According to the results of field tectonophysical studies, the Uman', Novograd-Volynsk and Novoukrainka granitoid massifs of the same age were compared with each other. The comparison showed a strong discrepancy of fields of stresses of Novoukrainka and two other massifs. At first, the discrepancy was perceived as the relative deployment of the western and eastern parts of the Ukrainian Shield by 50-60°, and the field of the Uman'-Novograd-Volynsk stage as imaginary, since no fault zones were formed that would have been formed in such a field. However, after the discovery and investigation of Mankiv, Berestyahy, and Zavallya fault zones of the Bug mining ore region of the northeastern orientation, this hypothesis may be rejected. Now we can assume that in the range of 2,04-2,05 billion years ago, within the western part of the Ukrainian Shield, there were several transitional stress fields from the Uman'-Novograd-Volynsky to the Kherson-Smolensk stage.

For the first time, the Korosten pluton and Korsun-Novomirgorod pluton both nearly of one-year-old were compared with each other. The studied massifs of rapakivi granites and gabbro-anorthosites of the Korosten pluton were formed in a common field of stresses of the northeastern stretching. During the formation of the Korsun-Novomirgorod pluton, the stretching field was turned clockwise relative to the Korosten pluton field by 36°.

On the basis of the obtained data, the Scheme of turns of the Ukrainian Shield has been constructed. The overall turn of the Ukrainian Shield amounted to 54° according to this scheme in the period of 1,80-1,73 billion years ago.

The character of a tense state of the earth's crust of the region has been established and summarized, and a precise scale of deformation stages for the period of 2,45-1,73 billion years has been composed in the work on the basis of tectonophysical study of fault zones and granitoid massifs of the western part of the Ukrainian Shield.

The connection between metallogenesis and fault-block tectonics of the Ukrainian Shield has been considered, the data on the chemical and mineralogical composition and the exact location of the deposits, ore manifestations and points of increased rare-earth-rare-metallic and gold-mineral mineralization combined into eight groups have been summarized. These data are compared with the scheme of fault-block structure of the shield, built on the results of tectonophysical studies. It is shown that 94% of deposits and ore occurrences of these groups are associated with the fault zones. Several detailed predictive criteria for the search for rare and precious metals have been established.

Key words: deformations, stress fields, fault zones, structural and texture elements of rocks, shear zone, tectonophysics, geodynamics, Ukrainian Shield, megablocks, suture zones, mineral deposits.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

Монографії:

1. Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К., **Мычак, С. В.** (2013, а). Геодинамическая эволюция Ингульского мегаблока. Старостенко, В. И., Гинтов, О.Б. (под ред.), *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождение рудных полезных ископаемых* (С. 278-285) Киев, «Прастыи луды».
2. Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.**, Пашкевич, И. К., Бакаржиева, М. И., Лазаренко, О. Е. (2018, а). Докембрий Украинского щита и тектоника плит. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под ред.), *Очерки геодинамики Украины* (С. 377-402). Київ, «ТОВ «ПІДПРИЄМСТВО «ВІ ЕН ЕЙ».

Статті в наукових виданнях:

1. Гинтов, О. Б., Бубняк, И. Н., Бубняк, А. Н., Вихоть, Ю. М., **Мычак, С. В.**, Накапелюх, М. В. (2013, б). Напряженно-деформированное состояние и динамика аллохтонной части Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью (по тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 35(1), 75–87. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116334>.
2. Трипольский, А. А., Фарфуляк, Л. В., **Мичак, С. В.**, Калюжная, Л. Т. (2013). Особенности потенциальной сейсмической зоны Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита. *Геофизический журнал*, 35(2), 168–178. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111362>.
3. Гинтов, О. Б., Муровская, А. В., **Мычак, С. В.** (2013, в). Полевая тектонофизика в решении проблем геодинамического развития территории Украины. *Геодинамика и тектонофизика. Институт земной коры Сибирское отделение РАН*, 3, 281–299. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0101>.

4. **Мичак, С. В.** (2014). Деформація гірських порід Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів в період 2,02–2,05 млрд років тому за результатами тектонофізичного вивчення. *Геодинаміка*, 17(2), 150–162. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.150>.
5. Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.** (2014). Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80 – 1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофизический журнал*, 36(4), 24–36. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006>.
6. **Мычак, С. В.** (2015). Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05–2,02 млрд лет назад. *Геофизический журнал*, 37(1), 83–99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111327>.
7. Ентин, В. А., Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.**, Юшин, А. А. (2015). Структура Молдовского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа. *Геофизический журнал*, 37(4), 3–18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118>.
8. **Мичак, С. В.** (2016). Геодинамічний розвиток Українського щита і утворення родовищ корисних копалин за даними геофізичних та геохронологічних досліджень. *Вісник НАН України*, 6, 77–85. <https://doi:10.15407/visn2016.06.077>.
9. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., **Мычак, С. В.**, Павлюк, В. Н., Зюльцле, В. В. (2016). Структурно-петрографическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофизический журнал*, 38(3), 3–28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777>.
10. Муровская, А. В., Накапелюх, М. В., Вихоть, Ю. М., Шлапинский, В. Е., Бубняк, И. Н., **Мычак, С. В.** (2016). Кинематическая эволюция Зоны Пьенинских утесов в кайнозойе (Украинские Карпаты). *Геофизический журнал*.

- журнал*, 38(5), 119–136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826>.
11. **Мычак, С. В.**, Курило, С. И., Бельский, В. Н., Муровская А. В. (2016). Напряженно-деформированное состояние Росинского мегаблока Украинского щита на участке верхнего течения р. Рось (Фурсы-Борщаговка). *Геодинаміка*, 21(2), 123–133. <https://doi.org/10.23939/jgd2016.02.123>.
12. Малицький, Д., Муровська А., Гінтов О., Гнип А., **Мичак С.**, Грицай О., Павлова А. (2017). Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченко, Геологія*, 77(2), 43–51. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.77.05>.
13. Гінтов, О. Б., Єнтін, В. А., **Мичак, С. В.** (2017). До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1:500 000. *Геофизический журнал*, 39(5), 63–82. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112340>.
14. **Мычак, С.**, Курило, С., Муровская, А. (2018). Структурные особенности кристаллического фундамента Голованевской шовной зоны в бассейне р. Ятрань по тектонофизическим данным. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченко, Геологія*, 80(1), 23–32. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.80.03>.
15. **Мичак, С. В.**, Муровська, Г. В., Поляченко, Є. Б., Бельський, В. Н. (2018). Напружено-деформований стан земної кори Побузького гірничорудного району на ділянці Гайворон-Завалля. *Геофизический журнал*, 40(2), 95–107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128933>.
16. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., **Мычак, С. В.**, Гуськов, С. И., Павлюк, В. Н., Зюльцле, В. В. (2018, б). Уникальные базит-метабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным).

Геофизический журнал, 40(3), 3–26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170>.

17. Степанюк, Л. М., Гінтов, О. Б., **Мичак, С. В.**, Курило, С. І., Довбуш, Т. І., Зюльцле, О. В., Сьомка, В. О., Бондаренко, С. М., Коваленко, Н. О. (2018). Вік монациту кристалічних порід нижньої течії р. Ятрань (Дністровсько-Бузький мегаблок Українського щита) за уран-свинцевим методом. *Геохімія та рудоутворення*, 39, 24–35. <https://doi.org/10.15407/gof.2018.39.024>.
18. Гінтов, О. Б., Орлюк, М. І., Єнтін, В. А., Пашкевич, І. К., **Мичак, С. В.**, Бакаржієва, М. І., Шимків, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Структура західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання. *Геофизический журнал*, 40(6), 3–29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
19. **Нечаев, С. В.**, Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.** (2019, а). О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 1. *Геофизический журнал*, 41(1), 3–32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
20. **Нечаев, С. В.**, Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.** (2019, б). О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2. *Геофизический журнал*, 41(2), 58–83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450>.

Тези доповідей і матеріали конференцій:

1. Gintov, O. B., **Mychak, S. V.** (2013). The Ingul Block of the Ukrainian Shield as a key to the Paleoproterozoic reconstruction of Sarmatia, East European Craton. *Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. Moscow, Russia, M. V. Lomonosov Moscow State University, 20–24 May 2013.* P. 30.

2. Gintov, O. B., **Mychak, S. V.** (2014). The Ingul Block of the Ukrainian Shield as a key to the Paleoproterozoic reconstruction of Sarmatia, East European Craton. *31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund, Sweden, January 8–10 2014*. P. 110.
3. Pashkevich, I. K., Bakarjieva, M. I., **Mychak, S. V.** (2014). 3D magnetic modeling of the Korsun'-Novomirgorod pluton and the Novoukrainka massif (Ukrainian Shield), and its geological interpretation. *31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund, Sweden, January 8–10 2014*. P. 118.
4. **Мычак, С. В.**, Курило, С. И., Бельский, В. Н., Муровская, А. В. (2017) Напряженно-деформированное состояние Росинского мегаблока Украинского щита на участке верхнего течения р. Рось. *Актуальні проблеми геосередовища і зондуючих систем. III міжнародна наукова конференція. м. Київ, 3–5 жовтня 2017 р.* С. 43.
5. **Мычак, С. В.**, Фарфуляк, Л. В. (2017). Структурные особенности кристаллического фундамента Голованевской шовной зоны в бассейне р. Ятрань по тектонофизическим данным. *Ідеї та новації в системі наук про Землю. Збірник матеріалів VII всеукраїнської молодіжної наукової конференції. Київ, 23–27 жовтня 2017 р.* С. 88–89.
6. **Mychak, S. V.**, Cherkes, S. I., Farfuliak, L. V., Poliachenko, I. V., & Murovskaya, A. V. (2018). The ratio of deformation structures and magnetic textures of rocks Pobuzhsky ore mining district. *17th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine*. Conference Paper. DOI: 10.3997/2214-4609.201801851
7. Муровская, А. В., Малицкий, Д. В., Гнип, А. Р., Махницкий, Н. Р., **Мычак, С. В.**, Поляченко, Е. Б. (2018). Активная тектоника и современное поле напряжений Закарпатского прогиба по механизмам очагов землетрясений. *17th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine*. Conference Paper. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801852>

8. Гинтов, О. Б., Орлюк, М. И., Ентин, В. А., Пашкевич, И. К., **Мычак, С. В.**, Бакаржиева, М. И., Шимкив, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Мегаблоковая структура Украинского щита по современным геофизическим и геологическим данным. *Наукова конференція, присвячена 100-річним Ювілеям Національної академії наук та Геологічної служби України «Геологія і корисні копалини України» Київ, 2 – 4 жовтня 2018 р. С. 46–48.*
9. **Мычак, С. В.**, Фарфуляк, Л. В. (2019). Кінематика Суццано-Пержанської зони розломів. Ідеї та новації в системі наук про землю. *Збірник матеріалів VIII всеукраїнської молодіжної наукової конференції. Київ, 10–12 квітня 2019 р. С. 68–69.*

ЗМІСТ

Перелік умовних скорочень і символів.....	22
ВСТУП.....	23
РОЗДІЛ 1. СТРУКТУРА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ЗА СУЧАСНИМИ ГЕОФІЗИЧНИМИ ТА ГЕОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ	30
1.1. Регіональні геофізичні особливості західної частини Українського щита	32
1.2. Тектонічне районування західної частини Українського щита	43
Висновки до розділу 1	54
Перелік використаних джерел до розділу 1	55
РОЗДІЛ 2. МЕТОДИКА ВИВЧЕННЯ НАПРУЖЕНО- ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	61
2.1. Внутрішня будова зон розломів Українського щита	62
2.2. Дослідження структурно-текстурних елементів гірських порід.....	68
2.3. Структурно-парагенетичний метод тектонофізики.....	70
2.4. Кінематичний метод тектонофізики	79
2.5. Комплексування структурно-парагенетичного та кінематичного методів тектонофізики.....	80
2.6. Побудова хронологічної шкали деформаційних процесів	81
2.7. Принципи побудови схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита	83
Висновки до розділу 2	89
Перелік використаних джерел до розділу 2	90
РОЗДІЛ 3. РЕЗУЛЬТАТИ ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	96
3.1. Волинський мегаблок	97
3.1.1. Внутрішня будова і кінематика Суцано-Пержанської зони розломів за результатами тектонофізичних досліджень	97

3.1.2. Напружено-деформований стан Новоград-Волинського гранітоїдного масиву	106
3.1.3. Напружено-деформований стан Коростенського плутону.	110
3.1.4. Вулканогенно-осадові породи збраньківської світи та кварцито-пісковики товкачівської світи.....	115
3.2. Росинський мегаблок	117
3.2.1. Геолого-структурні особливості Росинського мегаблоку Українського щита в басейні верхньої течії р. Рось.....	117
3.2.2. Напружено-деформований стан Уманського гранітоїдного масиву	131
3.2.3. Напружено-деформований стан Богуславського гранітного масиву	135
3.3. Бузький мегаблок	137
3.3.1. Гайворон-Заваллівська ділянка Побузького гірничорудного району.....	138
3.3.2. Внутрішня будова і кінематика Гайворонської та Заваллівської зон розломів.....	152
3.3.3. Внутрішня будова і кінематика Маньківської зони розломів. Дайкова природа її утворень	178
3.4. Інгульський мегаблок	194
3.4.1. Структурні особливості кристалічного фундаменту Голованівської шовної зони.....	195
3.4.2. Унікальні базит-метабазитові структури Побузького гірничорудного району, їх геологічна природа	208
3.4.3. Напружено-деформований стан Ятранського блоку Голованівської шовної зони.....	225
3.4.4. Внутрішня будова і кінематика Молдовської зони розломів.....	240
Висновки до розділу 3	243
Перелік використаних джерел до розділу 3	247

РОЗДІЛ 4. ОСОБЛИВОСТІ КІНЕМАТИЧНОГО РОЗВИТКУ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА В РАНЬОМУ ПРОТЕРОЗОЇ ЗА ТЕКТОНОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ	263
4.1. Кінематичні особливості Українського щита в зоні переходу від західної його частин до східної для періоду 2,50-2,10 млрд років	264
4.2. Кінематичний розвиток західної частини Українського щита в період 2,0 – 1,70 млрд років	269
Висновки до розділу 4	289
Перелік використаних джерел до розділу 4	293
РОЗДІЛ 5. ЗВ'ЯЗОК РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН З ЗОНАМИ ТЕКТОНІЧНИХ ПОРУШЕНЬ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	298
5.1. Геолого-геофізичні (тектонофізичні) критерії пошуків родовищ корисних копалин в межах Українського щита	299
5.2. Зв'язок рідкісноземельно-рідкіснометалевої та золоторудної мінералізації з розломно-блоковою структурою західної частини Українського щита	302
5.3. Металогенія Побузького гірничорудного району	315
5.3.1. Голованівська шовна зона.....	316
5.3.2. Гайворон-Заваллівський район.....	318
5.3.3. Перспективи Побузького гірничорудного району на залізні руди на прикладі Молдовського родовища Українського щита за геолого-геофізичними даними	323
Висновки до розділу 5	337
Перелік використаних джерел до розділу 5	338
ВИСНОВКИ.....	345
Додаток 1.....	349
Додаток 2.....	356
Додаток 3.....	358
Додаток 4.....	359

Перелік умовних скорочень і символів

- АМС - Анізотропія магнітної сприйнятливості
- ВПВП - Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс
- ГГМ - Мігматито-граніто-гнейсові моноклінали
- ГШЗ – Голованівська шовна зона
- ІКШЗ – Інгулецько-Криворізька шовна зона
- КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон
- КП – Коростенський плутон
- МЗРР – Молдовське залізорудне родовище
- НДС – Напружено-деформований стан
- НУМ – Новоукраїнський масив
- ОМПП - Осницько-Микашевицький вулкано-плутонічний пояс
- ПГРР – Побузький гірничорудний район
- ПТВ – Пержанський тектонічний вузол
- СМЗР – Суботсько-Мошоринська зона розломів
- СПЗР – Суцано-Пержанська зона розломів
- СПМТ- Структурно-парагенетичний метод тектонофізики
- СФК – Структурно-формаційний комплекс
- УЩ – Український щит
- ЦБШЗ - Центрально-Білоруська шовна зона

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Дослідження кінематики західної частини Українського щита (УЩ) важливе з тієї позиції, що для центральної та східної його частин вже існують геодинамічні моделі, які дають уявлення щодо історії їх розвитку в ранньому докембрії. Для західної частини поки що охарактеризовано період між $\sim 2,0-1,70$ млрд років – час субдукції та колізії Фенноскандії та Сарматії. Польові тектонофізичні дослідження західної частини УЩ дають можливість більш детально дослідити напружено-деформований стан та кінематичні особливості розвитку земної кори цього регіону та формування родовищ корисних копалин.

Мета і завдання дослідження відповідно до предмета та об'єкта дослідження. Метою роботи є вивчення етапів геодинамічного розвитку земної кори західної частини Українського щита в неоархеї-палеопротерозої. І на цій основі розглянути перспективи регіону на пошуки корисних копалин. *Завдання* дослідити структурно-текстурні елементи і тріщинуватість гірських порід в межах мегаблоків та плутонів в західній частині УЩ і встановити поля напружень, які в свою чергу слугують основою для визначення характеру та напрямку сил, що призвели до структурних змін, в тому числі переміщень мікроплит в межах регіону. *Об'єктом* дослідження є структура земної кори мегаблоків західної частини УЩ (Волинський, Подільський, Бузький, Росинський, західна частина Інгульського). *Предметом* дослідження є внутрішня структура та кінематика розломних зон західної частини УЩ.

Методи дослідження. Польові дослідження полягали у вивченні та точних замірах елементів залягання максимальної кількості структурно-текстурних елементів кристалічних гірських порід – сланцюватості, кліважу, смугастості, процесів подрібнення, мілонітизації та бластему, дослідженні крихких тріщин, виявленні і фіксації структурних і динамометаморфічних парагенезисів, вивченні морфологічних та інших особливостей тріщин і білятріщинного простору (притертість, взаємозв'язок зі структурно-

текстурними елементами порід, наявність слідів зрушень на площинах тріщин, амплітуди зміщення маркерів і величини їх викривлення поблизу розривів, характеру перекристалізації матеріалу). Отримані дані опрацьовувались двома основними методами тектонофізики: метод структурних парагенезисів та кінематичний. Дослідження в таких складних районах, якими є західна частина УЩ, набувають комплексного характеру, тому для вирішення поставлених завдань залучалися петрографічні та ізотопно-геохімічні дослідження гірських порід.

Достовірність та обґрунтованість наукових положень і висновків забезпечується: достовірністю традиційних та апробованістю нових тектонофізичних методів дослідження в публікаціях і на наукових конференціях. Спроможність методики апробовано на різних територіях України. Узгодженістю отриманих результатів з попередніми і сучасними даними геолого-геофізичних досліджень.

Наукова новизна отриманих результатів.

1. Вперше проведені детальні тектонофізичні дослідження в межах Гайворонської, Заваллівської, Маньківської зон розломів також вперше встановлено НДС Новоград-Волинського, Уманського, Богуславського гранітоїдних масивів.

2. Уточнено основні риси внутрішньої будови та кінематики Суцано-Пержанської, Тальнівської, Первомайської, Ємилівської, Молдовської зон розломів і Коростенського плутону.

3. За тектонофізичними даними з'ясовано, що структура західної частини УЩ у ранньому протерозої формувалася переважно за рахунок субгоризонтальних лінійних і обертальних переміщень блоків літосфери та зсувних деформацій вздовж зон розломів. Цим підтверджується характер розвитку щита за плитотектонічною моделлю.

4. Вперше визначено, що основні етапи розломоутворення, динамометаморфічних і метасоматичних перетворень в межах дослідженого

регіону відбулися в ранньому протерозої 2,45; 2,30; 2,05; 1,99; 1,85–1,73 млрд років тому.

5. Виявлено, що активний геодинамічний розвиток внутрішньої структури УЩ відбувався до 1,80 млрд років тому, після чого УЩ стабілізувався в межах континенту Сарматія та суперконтиненту Балтика і переміщувався разом із ним.

6. Детально вивчена тектоніка і металогенія Побузького гірничорудного району (ПГРР) УЩ, на основі чого запропоновані пошукові критерії на металеві і неметалеві корисних копалин.

7. Показано, що шаруватість та лінійність переважної частини архей-ранньопротерозойських гірських порід дослідженого регіону мають вторинний характер і сформовані процесами динамометаморфізму та метасоматозу.

8. Підтверджено, що переважна більшість рудних родовищ і ділянок зруденіння в межах дослідженого регіону пов'язана з зонами розломів і визначається їх внутрішньою структурою, фазами розвитку та кінематикою.

9. Вперше побудовано Структурно-петрофізичну та тектонофізичну основу геолого-структурної карти поверхні кристалічного фундаменту центральної частини Голованівської шовної зони і сусідніх ділянок УЩ (листи М-36-XXXI та L-36-I), масштаб 1:100 000.

10. Побудовано Схему зіставлення рідкісноземельної–рідкіснометалевої і золоторудної мінералізації з розломно-блоковою тектонікою УЩ.

Особистий внесок здобувача. Основні наукові результати та висновки, викладені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто або у співавторстві та опубліковані в журналах, які входять до затвердженого МОН Переліку наукових фахових видань України з геологічних наук. За темою дисертації автором опубліковано 31 наукову працю: статей – 22 (10 входять до міжнародних наукометричних баз Web of Science, Index Copernicus), з них 3 – без співавторів і 9 тез доповідей на міжнародних наукових конференціях і симпозіумах.

Особистий внесок автора в основні роботи, виконані в співавторстві, визначається наступним чином.

У статті [Трипольский и др., 2013] автором виконано кінематичну інтерпретацію зон розломів та тектонічних процесів для Інгульського та Середньопридніпровського мегаблоків. Брав участь у виділенні геолого-геофізичних критеріїв потенційних сейсмогенних зон.

У статті [Гинтов и др., 2013, в] на прикладі УЩ автором показано, що комплексування структурно-парагенетичного (СПМТ) та кінематичного (КМТ) методів, дозволяє прослідкувати тектонічні процеси в часі, без яких кінематичні та геодинамічні побудови неможливі. Будував Схему переміщення Західної та Східної мікроплит УЩ для пізнього архею – раннього протерозою.

У статтях [Гинтов и др., 2013, б; Муровская и др., 2016; Малицький та ін.] автор особисто виконував польові тектонофізичні дослідження в межах Українських Карпат. Розглянуто особливості комплексування СПМТ і КМТ. Визначено напружено-деформований стан (НДС) даної ділянки. Проведено обробку польових досліджень, що виконувались автором.

У роботах [Гинтов и др., 2013, а; Гинтов, Мычак, 2014, 2018; Мычак и др., 2016, 2018, а, 2018, б, Степанюк, 2018] автор брав участь у постановці задачі. Виконував польові тектонофізичні дослідження та інтерпретацію результатів і визначення полів тектонічних палеонапружень в межах західної частини УЩ. Особисто будував схеми кінематики районів західної частини УЩ, які були досліджені, і вносив поправки в геологічні карти та схеми на основі нових тектонофізичних матеріалів.

У статтях [Ентин и др., 2015, Гинтов и др., 2016, 2017, 2018, а, б; Гинтов та ін., 2018] автор будував і вносив поправки в геологічні карти та схеми на основі нових тектонофізичних матеріалів. Більшість висновків щодо структурних і кінематичних особливостей досліджених районів західної частини УЩ зроблено автором.

У статтях [Нечаев и др., 2019, а, б] брав участь в детальній характеристиці зон розломів. Займався питанням щодо віку закладання зон розломів і співвідношення їх з часом формування рудної мінералізації. Безпосередньо автором виконувались польові тектонофізичні дослідження та інтерпретація результатів і визначення полів тектонічних палеонапружень в межах Побузького гірничорудного району.

Апробація результатів дисертації. Основні положення дослідження доповідались на таких наукових конференціях і симпозіумах:

- Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. Moscow, Russia, M.V. Lomonosov Moscow State University, 20–24 May 2013;
- 31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund, Sweden, January 8-10 2014;
- Актуальні проблеми геосередовища і зондуючих систем. III міжнародна наукова конференція. м. Київ, 3–5 жовтня 2017 р;
- VII Всеукраїнська молодіжна наукова конференція «Ідеї та новації в системі наук про Землю» Київ, 23–27 жовтня 2017 р;
- XVIIth International Conference Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects” 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine;
- Наукова конференція, присвячена 100-річному ювілею Національної академії наук України та Державної служби геології та надр України. «Геологія і корисні копалини України» Київ, 2–4 жовтня 2018 р;
- VIII Всеукраїнська молодіжна наукова конференція «Ідеї та новації в системі наук про Землю» Київ, 10–12 квітня 2019 р.

Структура і обсяг дисертації. Робота виконана на 364 сторінках машинописного тексту, складається зі вступу, 5 розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 4 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 292 сторінки. Робота ілюстрована 119 рисунками та 12 таблицями. Список використаних джерел містить 227 найменувань.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконана на базі відділу тектонофізики Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України за такими науковими темами:

- Деформації земної кори західної та центральної частини Українського щита (2013–2014), № держ. реєстрації 0113U004655;
- Глибинна будова та геодинамічний розвиток Інгульського мегаблока Українського щита у зв'язку з пошуками стратегічних видів корисних копалин (2013-2015), № держ. реєстрації 0113U002502;
- Геологічна будова Побузького гірськорудного району за сучасними геофізичними і геологічними даними та оцінка його перспектив на корисні копалини (2016–2020), № держ. реєстрації 0116U006203;
- Напружено-деформований стан земної кори Побузького гірськорудного району на ділянці Гайворон–Завалля (2017), № держ. реєстрації 0117U000780;
- Роль мантийних процесів у формуванні структури земної кори і родовищ корисних копалин в Україні (2017–2021), № держ. реєстрації 0117U000373;
- Побудова детальної геологічної карти Тарасівського базитового масиву Голованіської шовної зони на основі тектонофізичного і густинного моделювання з метою визначення його перспектив на рідкісні метали і апатити (2018–2019), № держ. реєстрації 0118U001916;
- Розробка методики тривимірного геолого-геофізичного моделювання перспективних локальних геологічних структур Побузького гірськорудного району з метою побудови їх детальних геологічних карт (2018), № держ. реєстрації 0118U001917.

Наукове та практичне значення одержаних результатів. Наукове значення роботи полягає у тому, що отримані дані суттєво розширюють знання про тектонічну еволюцію західної частини УЩ. Дослідження послідовності етапів розломоутворення УЩ представляє собою значний теоретичний та практичний інтерес. По-перше, це дослідження ролі розривних порушень в тектоногенезі і, по-друге, приуроченість до зон розломів багатьох родовищ корисних копалин. В західній частині УЩ методами польової тектонофізики досліджено ряд зон розломів, було

з'ясовано їх внутрішню будову, морфокінематику і сформульовано закономірності деформування масивів гірських порід. Виконане автором тектонофізичне дослідження мегаблоків західної частини УЩ дозволяє змалювати картину зміни НДС різних частин мегаблоків у просторі і часі. Одержані результати є кроком до побудови загальної геодинамічної моделі формування земної кори регіону, висвітлюють суть основних тектонічних процесів, що відбувалися тут у протерозої, і вказують напрямок подальших досліджень. Узагальнено дані про розміщення родовищ і рудо проявів рідкісних, рідкісноземельних, чорних і благородних металів та графіту, які зіставлено зі схемою розломно-блокової структури щита, побудованою за результатами тектонофізичних досліджень. Показано, що 94 % родовищ і рудо проявів даних груп пов'язані саме з зонами розломів. Встановлено декілька детальних прогностичних критеріїв на пошуки рідкісних та благородних металів.

Подяка. Здобувач висловлює подяку академіку НАН України, доктору фіз. – мат. наук, професору Віталію Івановичу Старостенку за всебічну підтримку.

Автор дисертаційної роботи висловлює подяку науковому консультанту – член-кореспонденту НАН України, доктору геол. – мін. наук, професору Олегу Борисовичу Гінтову за допомогу у постановці задачі, поради, наукові консультації та всебічну підтримку при виконанні роботи.

Автор з вдячністю згадує доктора геолого-мінералогічних наук, професора університету м. Лунд, Швеція Світлану Веніамінову Богданову, спільні наукові дослідження з якою сприяли становленню автора як науковця.

Автор висловлює подяку усім співробітникам Інституту геофізики які брали участь в польових тектонофізичних дослідженнях в межах західної частини УЩ в інтерпретації даних і підготовці наукових статей.

РОЗДІЛ 1. СТРУКТУРА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ШИТА ЗА СУЧАСНИМИ ГЕОФІЗИЧНИМИ ТА ГЕОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ

У геологічній будові України визначальна роль належить УЩ. Вона полягає у тому, що щит є єдиним джерелом інформації стосовно складу, будови верхньої консолідованої кори та ранньодокембрійської геологічної історії території України.

У 20-30-і р.р. минулого століття геологічну будову західної частини УЩ почали вивчати В. М. Чирвінський, В. І. Лучицький, М. І. Безбородько, Д. Н. Соболев, Л. Г. Ткачук. Вже тоді на геологічних картах з'явилися Тальнівська і Немирівська зони розломів, хоча й без назв. В перші ж роки після Другої світової війни дослідження тут продовжили В. Г. Бондарчук, І. І. Чабаненко, М. П. Семененко, М. П. Щербак, І. С. Усенко, Ю. Ір. Половінкіна, з'явилися перші схеми тектонічного районування УЩ, в основу яких були покладені напрямки складчастості докембрійських комплексів; Українським геологічним управлінням були організовані Побузька та Житомирська геологічні експедиції для виконання геологічного картування території масштабу 1:200 000 та геолого-розвідувальних робіт на родовищах і рудопроявах, відомих ще з довоєнних років. Геологічне знімання території досліджень виконували М. Т. Вадимов, Г. Ю. Фурса, Г. М. Козловська, В. С. Перельштейн, В. А. Рябенко та ін. Геофізичними роботами, які супроводжували геологічне знімання, керував головний геофізик Українського геологічного управління В. І. Андрух, узагальнення і геологічну інтерпретацію геолого-геофізичних матеріалів виконував Г. К. Кужелов який першим показав, що в магнітному і гравітаційному полях чітко відображається геологічна структура кристалічного фундаменту УЩ і першим вказав на його блокову будову.

В 50-60-і р.р. до цих дослідників приєдналися геологи Я. М. Белевцев, О. К. Прусс, Г. Г. Виноградов, А. Я. Древін, Л. С. Галецький, С. І. Гурвіч, О. С. Драннік, К. Ю. Єсипчук, Е. Б. Налівкіна, група Є. М. Лазько і В. П. Кирилюка

та ін., геофізики В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Г. С. Бутаков, В. М. Єгоров, В. І. Старостенко, О. Б. Гінтов, Б. С. Германов, К. Д. Столяренко, О. Г. Яненко та ін. Розпочалося детальне геологічне знімання (масштабу 1:50 000) окремих найбільш перспективних районів – Побузького гірничорудного, Сущано-Пержанського та ін., а також вивчення глибинної будови регіону методом ГСЗ.

Остання чверть минулого та початок нинішнього століть ознаменувалися досить глибоким узагальненням геолого-геофізичних матеріалів, одержаних в межах досліджуваної території. Найбільш активну участь в цьому процесі, окрім вже згаданих дослідників, приймали геологи І. Б. Щербаков, С. В. Нечаєв, С. В. Металіди, В. М. Павлюк, Л. М. Степанюк, Л. В. Шумлянський, М. М. Костенко, В. М. Ключков, А. С. Войновський, Л. В. Бочай, геофізики З. О. Крутиховська, І. К. Пашкевич, С. С. Красовський, П. Я. Купрієнко, геофізики Української геологічної компанії під керівництвом В. А. Єнтіна, Т. В. Нечаєвої та ін. Широко застосовувались нові геологічні методи картування – структурно-формаційний (Є. М. Лазько та ін.), тектонофаціальний (Є. І. Паталаха, О. І. Лукієнко). Глибинні геофізичні дослідження перейшли на нові модифікації ГСЗ (під керівництвом В. І. Старостенко), МТЗ-МВП (під керівництвом І. М. Логвінова та Т. К. Бурахович). Широко впроваджені методи польової тектонофізики (під керівництвом О. Б. Гінтова), які виконувались в районі досліджень В. М. Ісаєм, В. Б. Кобилянським, А. О. Аронським, П. В. Біличенко.

Було завершено геологічне знімання масштабу 1:200 000 всієї території і масштабу 1:50 000 її значних ділянок. Складені схеми мегаблокового поділу УЩ, в які різними авторами вкладалися різні принципи – формаційний, блоковий, блоково-формаційний. Для уніфікації методики геологічного довивчення території УЩ і підготовки до видання геологічних карт масштабу 1:200 000 Національним стратиграфічним комітетом України в 2004 р. затверджено Схему тектонічного районування УЩ, яка діє й сьогодні. Ця схема викликає зауваження з боку і геологів, і геофізиків, саме для

західної частини УЩ, що знайшло відображення у великій кількості публікацій.

Перш ніж розглянути ці питання, автор хоче зауважити, що розломно-блокова, в тому числі мегаблокова, структура УЩ через його слабку відслоненість повинна спиратися на геофізичні матеріали. Основними першопрохідцями та авторами схем розломно-блокової тектоніки УЩ починаючи з середини ХХ ст. були саме геофізики (Г. К. Кужелов, К. Ф. Тяпкін, З. О. Крутиховська, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, В. І. Старостенко, І. К. Пашкевич, О. Б. Гінтов та ін.).

1.1. Регіональні геофізичні особливості західної частини Українського щита

Геологічні процеси, які постійно відбуваються в межах УЩ, – дегазація Землі та термальна активізація літосфери, гідротерми і метасоматоз, неотектонічні та сучасні рухи земної кори – викликають різну реакцію геофізичних полів. Найбільш чутливими до цих процесів є геоелектричне і геотермальне поля. Чутливі також аномалії сили тяжіння і швидкісні характеристики кори і мантії, котрі завжди відображають їх сучасні структурні особливості. В аномальному магнітному полі відображена змішана сучасна і давня структура земної кори, тому в регіональному плані вона не завжди однозначно розшифровується. Але наземні та аеромагнітні зйомки щита мають велику роздільну здатність і найбільш детальні, тому без них було б неможливо картувати внутрішню структуру об'єктів – зон розломів та масивів гірських порід.

Для кращої структурованості опису геофізичних особливостей регіону розділ починається з характеристики *гравітаційного поля* (рис. 1.1) на основі карт аномалій Буге ($\sigma=2,3 \text{ г/см}^3$), а також їх трансформацій. Ці карти найбільш чітко відображають сучасну мегаблокову структуру УЩ.

Гінтовим О. Б. [Гинтов, 1978] було надано характеристику основним гравітаційним аномаліям, серед яких виділені найбільш інтенсивні

Осницький, Хмельницький, Шаргородський, Кодимський, Бандурівський, Голованівський максимуми сили тяжіння (40–90 мГал) і менш інтенсивні (до 40 мГал) Бердичівський, Самгородокський, Вінницький, Гайсинський максимуми. Якщо максимуми сили тяжіння мають більш-менш ізометричну форму, то мінімуми, які найчастіше їх розділяють (Овруцький, Кочерівський, Хмельницький, Немирівський, Барський, Тульчинський, Умансько-Богуславський, Синицівський) в основному витягнуті в північно-західному та північно-східному напрямках і більш вузькі. Виняток становить Кіровоградський мінімум, який охоплює значну площу центральної частини УЩ.

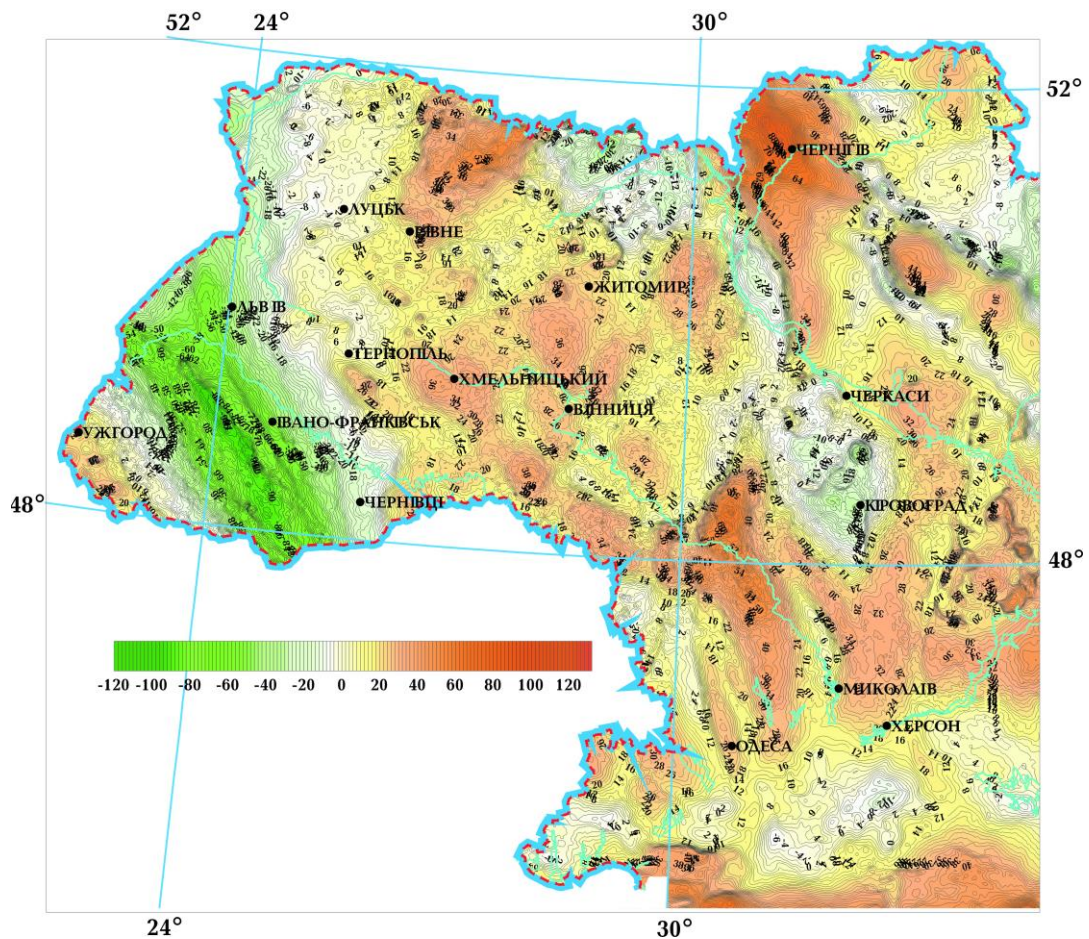


Рис. 1.1. Карта аномалій Буге ($\sigma=2,3 \text{ г/см}^3$) західної та центральної частин території України [Ентин и др., 2015]. Ізоаномали $G_{2,3}$ проведено через 5 мГал.

Вже тоді природа гравітаційних аномалій регіону була вивчена досить добре. Це дало змогу встановити [Гинтов, 1978]:

а) ділянки земної кори, які відповідають максимумам і мінімумам сили тяжіння, розділені глибинними розломами завширшки декілька кілометрів, деякі лінійні мінімуми, обмежені зонами градієнтів $\partial g/\partial_{xy} = 3-5$ мГал/км, взагалі відповідають зонам розломів шириною до 15–20 км;

б) в межах подібних зон градієнтів і лінійних мінімумів надійно виділяються зони розвитку тектонітів – мігматитової строкатості, шаруватості гірських порід, катаклазитів і бластомілонітів, метасоматичних змін (так званих «пакетів строкатих комплексів», за [Нечаєв, 1990]);

в) за розрахунками центрів гравітаційних мас, які створюють означені максимуми і мінімуми сили тяжіння, такі маси охоплюють всю земну кору.

Вивчення характеру гравітаційного поля УЩ в першу чергу дало змогу розділити щит на мегаблоки. Офіційно мегаблокова структура УЩ була закріплена на Геофізичній основі Тектонічної карти України масштабу 1:1000 000 [Єнтін та ін., 2002]. В межах досліджуваного регіону виділено Волинський, Подільський, Бузький, Росинський, Кіровоградський (пізніше перейменований у Інгульський) мегаблоки і Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс (ВПВП) (рис. 1.2).

На карті аномалій Буге (рис. 1.1) видно, що ВПВП, якому відповідає Осницький максимум сили тяжіння (гранітоїди осницького комплексу з великим об'ємом осадово-вулканогенних порід клесівської серії та інтрузій габроїдів), відділений від Волинського мегаблоку (гранітоїди житомирського комплексу, гнейси тетерівської серії) зоною великих градієнтів $\partial g/\partial_{xy}$ до 3–5 мГал/км, витягнутою не менш ніж на 300 км від північного кордону України на південний-захід. Вона відповідає добре вивченій геологічно і тектонофізично Суцано-Пержанській зоні розломів. Це єдиний випадок в досліджуваному регіоні, коли масштабній зоні розломів на карті аномалій Буге відповідає не мінімум G_a , а зона градієнтів (через велику інтенсивність Осницького максимуму сили тяжіння).

Від Подільського мегаблоку Волинський відділений двома лінійними мінімумами G_a , які трасують Тетерівську і Сарненсько-Варварівську зони розломів, а від Росинського – меридіональним Кочерівським мінімумом, що відповідає Звіздаль-Залській зоні розломів. Дані мінімуми G_a обмежуються лінійними зонами градієнтів близько 3 мГал/км.

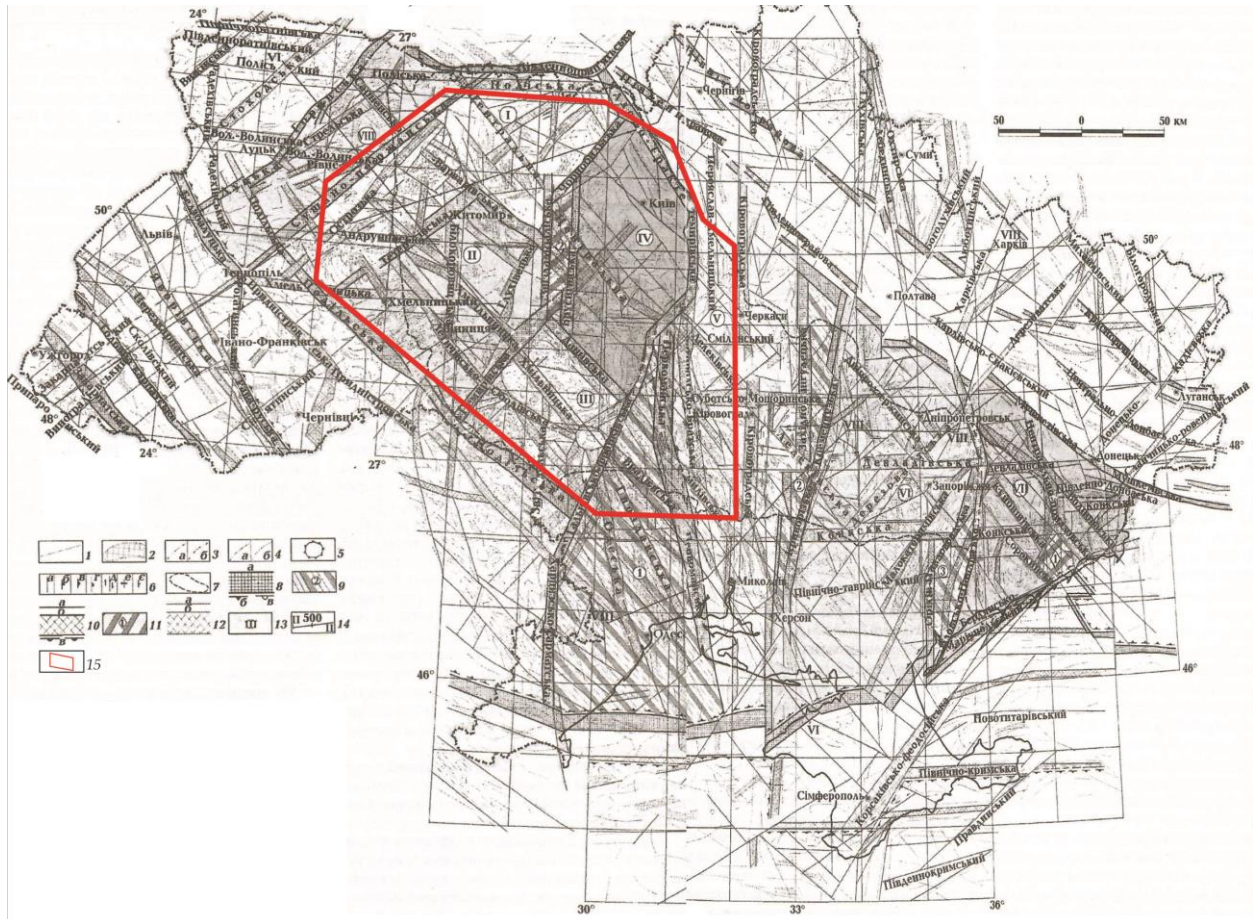


Рис. 1.2. Геофізична основа тектонічної карти України [Єнтін, 2005].
 Схема розломно-блокової тектоніки дорифейського фундаменту (для Східноєвропейської платформи), епібайкальського і епіпалеозойського (для Західноєвропейської платформи Скіфської плити) фундаменту України: 1 – зони високих значень горизонтальних градієнтів поля аномалій сили тяжіння; 2 – зони лінійних мінімумів поля локальних аномалій сили тяжіння ($L=10$ км); 3 – осі лінійних гравітаційних аномалій в редукції Буге (а – позитивних; б – негативних); 4 – осі лінійних магнітних аномалій T_a ($H=200$ м) (а – додатнього знака; б – від’ємного знака); 5 – Бандурівський максимум сили

тяжіння; 6 – Окремі зміщувачі в межах зон розломів та їх морфо кінематичні характеристики під час найбільшої активності за даними тектонофізичних спостережень, у тому числі окремі зміщувачі з невиясненою морфокінематикою (*a*), скиди (*b*) підкиди (*в*), насуви (*г*), зсуви (*д*), розсуви (*e*), взрізи (*e*); 7 – межі Українського щита, проведені по зоні поширення структурного поверху, що прилягає до фундаменту щита; 8 – глибинні міжмегаблокові зони розломів I рангу (*a*), у тому числі ті, що супроводжують межі Східноєвропейської (*b*), Західноєвропейської (*в*) платформ; 9 – міжблокові складчасті шовні зони I рангу: Голованівська (1), Західноінгулецька (2), Оріхово-Павлоградська (3); 10 – глибинні мантийно-корові внутрішньо блокові (в межах Східноєвропейської платформи) розломи (*a*) і зони розломів (*b*) II рангу, в тому числі, ті що супроводжують межі континентальної і океанічної земної кори (*в*); 11 – міжблокові складчасті шовні зони II рангу: Центральноприазовська (1), Брусилівська (2), 12 – внутрішньо блокові розломи (*a*) та зони розломів вищого порядку (*b*); 13 – мегаблоки Українського щита та його схилів: I – Волинський, II – Подільський, III – Бузький, IV – Росинський, V – Інгульський, VI – Придніпровський, VII – Приазовський; VIII – Волино-Поліський пояс; 14 – геотраверси, 15 – контур території досліджень.

Подільський мегаблок, в якому відмічені декілька максимумів сили тяжіння (Бердичівський, Самгородокський, Вінницький, Хмельницький, Шаргородський), обмежений на заході тим же Кочерівським мінімумом, на південному-сході – широким Немирівським мінімумом (відома Немирівська зона розломів), а на південному-заході – Скалатським і Новоушицьким мінімумами, які трасують Подільську зону розломів. Декілька зон мінімумів G_a перетинають мегаблок і належать внутрішньомегаблоковим зонам розломів, найвідомішою з яких є Хмельницька, що прямолінійно витягнута на більшій своїй частині вздовж р. Південний Буг. Гравітаційні максимуми пов'язані регіонально з площами розвитку гранат-біотитових гранітоїдів бердичівського комплексу та чарнокіт-ендербітів з включеннями

гіперстенвміщуючих кристалосланців і гнейсів. В межах мінімумів G_a найширше розвинуті тектонізовані гранітоїди того ж бердичівського, житомирського, ставищанського та інших комплексів.

Росинський мегаблок на північному заході відділений від Волинського зоною градієнтів, пов'язаною з Чорнобильською зоною розломів. Мінімум G_a тут не простежується, тому що поєднується з регіональним мінімумом Коростенського плутону. На сході та південному-сході мегаблок обмежений низкою мінімумів G_a (Бориспільським, Умансько-Богуславським), які належать Ядлово-Трактемирівській і Тальнівській зонам розломів. Зони градієнтів $\partial g/\partial_{xy}$, що обмежують їх зі сходу, найбільші на УЩ (≥ 5 мГал/км). На півдні мегаблок контактує з Бузьким по Тульчинському мінімуму сили тяжіння, який трасує Літинську, Ободівську, Гайворонську зони розломів (в подальшому це питання буде розглянуте окремо). Росинський мегаблок складений головним чином породними комплексами амфіболітової фації метаморфізму – гранітоїдами ставищанського, уманського, богуславського та інших різновидів, серед яких широко розвинуті біотит-амфіболові кристалосланці та амфіболіти.

В межах Бузького мегаблоку відомі Кодимський і Бандурівський максимуми сили тяжіння, розділені мінімумом, який розташований на меридіані Кочерівської, тобто Звіздаль-Заліської зони розломів. Від західної частини Інгульського мегаблоку, а саме Голованівської шовної зони (ГШЗ) (це питання буде розглянуто також у подальшому), мегаблок відділений Синицівським мінімумом, котрий трасує Тальнівську зону розломів. На півдні зона градієнтів і мінімумів сили тяжіння, яка обмежує мегаблок, відповідає Подільській зоні розломів. Бузький мегаблок відрізняється від Росинського широким розвитком порід гранулітової фації – ендербітів та чарнокітів з численими включеннями кристалосланців і гнейсів гіперстенового і двопіроксенового ряду, а також порід залізородної формації.

Щодо Інгульського мегаблоку, основна увага в роботі надається його західній частині (ГШЗ), хоча для розгляду результатів геодинамічних

досліджень автор буде звертатись і до нових даних по Корсунь-Новомиргородському плутону та Новоукраїнського масиву.

Голованівській шовній зоні відповідає найбільший в межах УЩ гравітаційний максимум (біля 90 мГал без врахування локальних максимумів на його фоні) меридіонального і північно-західного простягання. На заході він обмежений низкою мінімумів сили тяжіння (Богуславським, Уманським, Синицівським та ін.), на сході – Кіровоградським та Південнобузьким мінімумами. Західна група мінімумів фіксує Тальнівську і Гвоздавську зони розломів, східна – Первомайську. Інтенсивна гравітаційна аномалія в центральній частині ГШЗ викликана не лише широким розвитком порід чарнокіт-ендербітового ряду, але й інтрузивним комплексом базитів і гіпербазитів.

Карта аномального магнітного поля ΔT_a (рис. 1.3.) у цілому надає важливу характеристику мегаблокам регіону, проте не завжди корелює з картою аномалій сили тяжіння. Це пояснюється тим, що на магнітній карті відображена сума впливу і древніх, і молодих тектоно-магматичних процесів, котрі перекривають один одного. Згідно з рисунком 1.4, структурний план регіонального магнітного поля зумовлюється окремими регіональними аномаліями (Новоград-Волинською, Київською, Вінницькою, Гайсинсько-Уманською, Ананьївською та Одеською. Центральна частина Інгульського мегаблоку виділяється регіональним мінімумом інтенсивністю від - 150 до - 200 нТл. Практично для кожного з перерахованих вище мегаблоків характерні як додатні, так і від'ємні регіональні магнітні аномалії. При цьому додатні аномалії, як правило, відповідають відносно більш древнім ділянкам докембрійського фундаменту (Бузький та Подільський мегаблоки), а від'ємні – відносно більш молодим (Коростенський і Корсунь-Новомиргородський плутони, дугова зона в межах Подільського мегаблоку, про яку більш детально буде сказано у подальшому). Зонам розломів зазвичай відповідають або ділянки зниженого поля ΔT_a , або контакти додатніх і від'ємних аномалій. Проте, якщо в межах зони розломів присутні породи залізорудної формації

(Тальнівська зона розломів в західній частині УЩ, Криворізька зона розломів в східній частині УЩ), то в регіональному плані такі зони виділити важко. Взагалі, для структурних побудов спеціалісти користуються середньо- і великомасштабними магнітними картами.

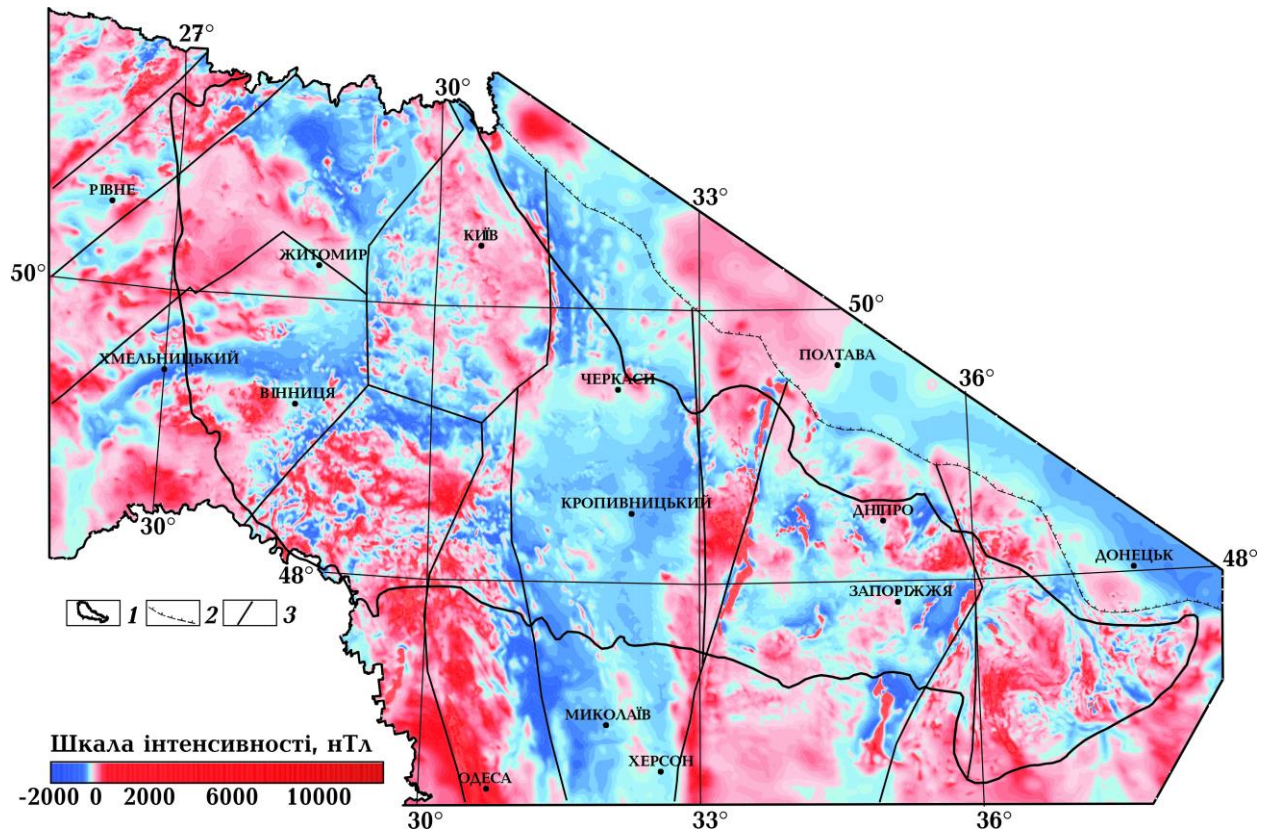


Рис. 1.3. Карта аномального магнітного поля (ΔT_a) Українського щита [Кутас и др., 2018]: 1 – межа УЩ; 2 – межа Дніпровсько-Донецької западини; 3 – головні розломи.

Густинні (а також, як їх функція, швидкісні) та магнітні властивості гірських порід відображають їх петрографічний склад. В межах західної частини УЩ до магнітних порід середньої густини зазвичай належать чарнокіт-ендербіт, немагнітних порід великої густини – габроїди, а низької густини – гранітоїди. На прикладі ПГРР наведено магнітні та густинні властивості більшості порід регіону (таблиця 3.7 (дивись додаток 2)). Ці дані використовують як геофізики, так і геологи, тому що побудувати геологічні середньо- і великомасштабні карти в умовах слабкої відслоненості території

УЩ і малого об'єму буріння без геофізичних даних і даних про фізичні властивості порід практично неможливо.

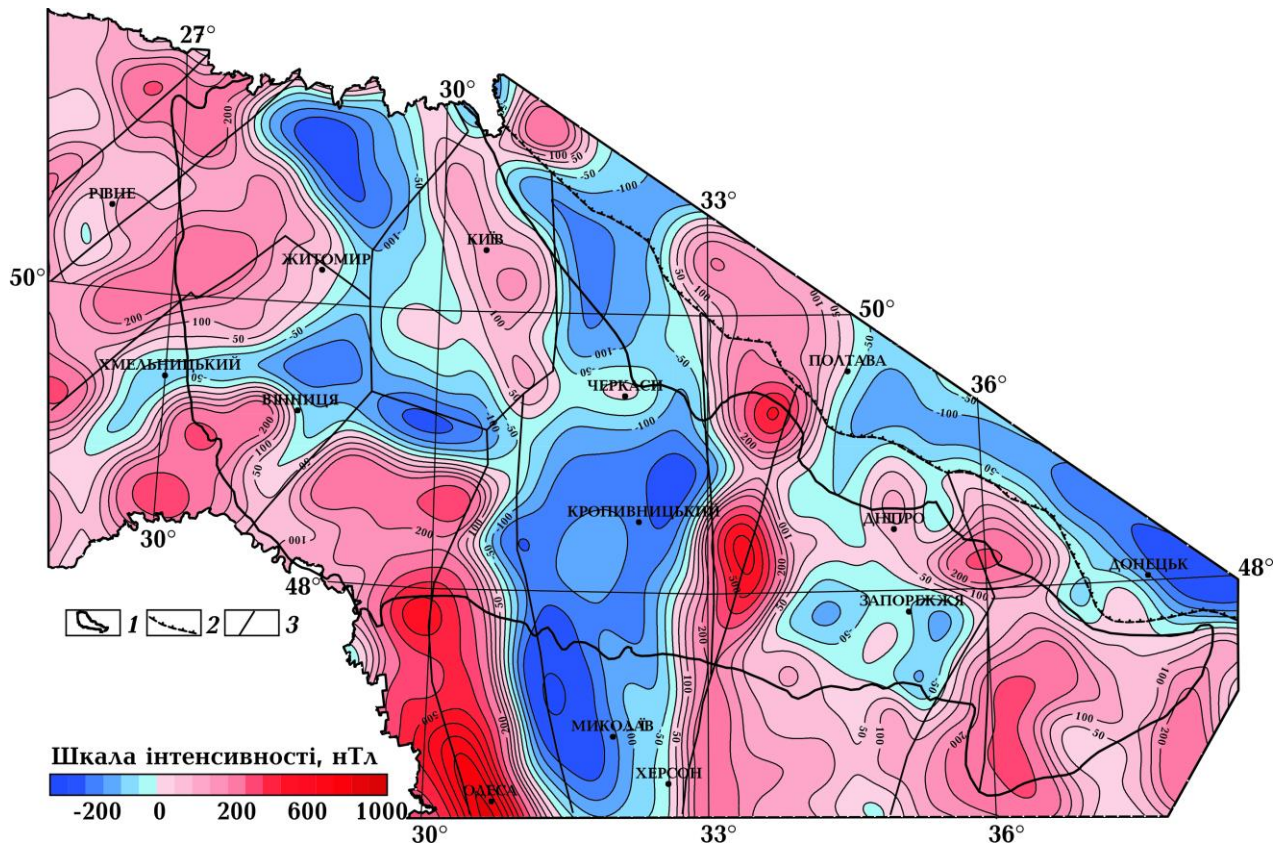


Рис. 1.4. Карта регіональної компоненти аномального магнітного поля ($\Delta T_{a \text{ рег}}$) Українського щита [Орлюк и др., 2018]: 1 – межа УЩ; 2 – межа Дніпровсько-Донецької западини; 3 – головні розломи.

Глибинна структура регіону. Західна частина УЩ перетинається геотраверсами ГСЗ II, IV, VI, VIII, Євробридж і DOBRE 3. Останній варіант схеми рельєфу Мохо на їх основі опубліковано в роботі [Кутас и др., 2018]. За цією схемою (рис. 1.5) потужність земної кори регіону від 40 (в межах Коростенського плутону) до 65 км (в межах центральної частини ГШЗ). Зазвичай, контакти між ділянками кори різної потужності проходять по зонах розломів. Спостерігається кореляція між потужністю земної кори (глибиною до поверхні Мохо) і аномаліями сили тяжіння – зануреним ділянкам поверхні Мохо відповідають максимуми гравітаційного поля, що при гравітаційному

моделюванні [Куприенко и др., 2007] пов'язується з підвищеною потужністю коромантійної суміші.

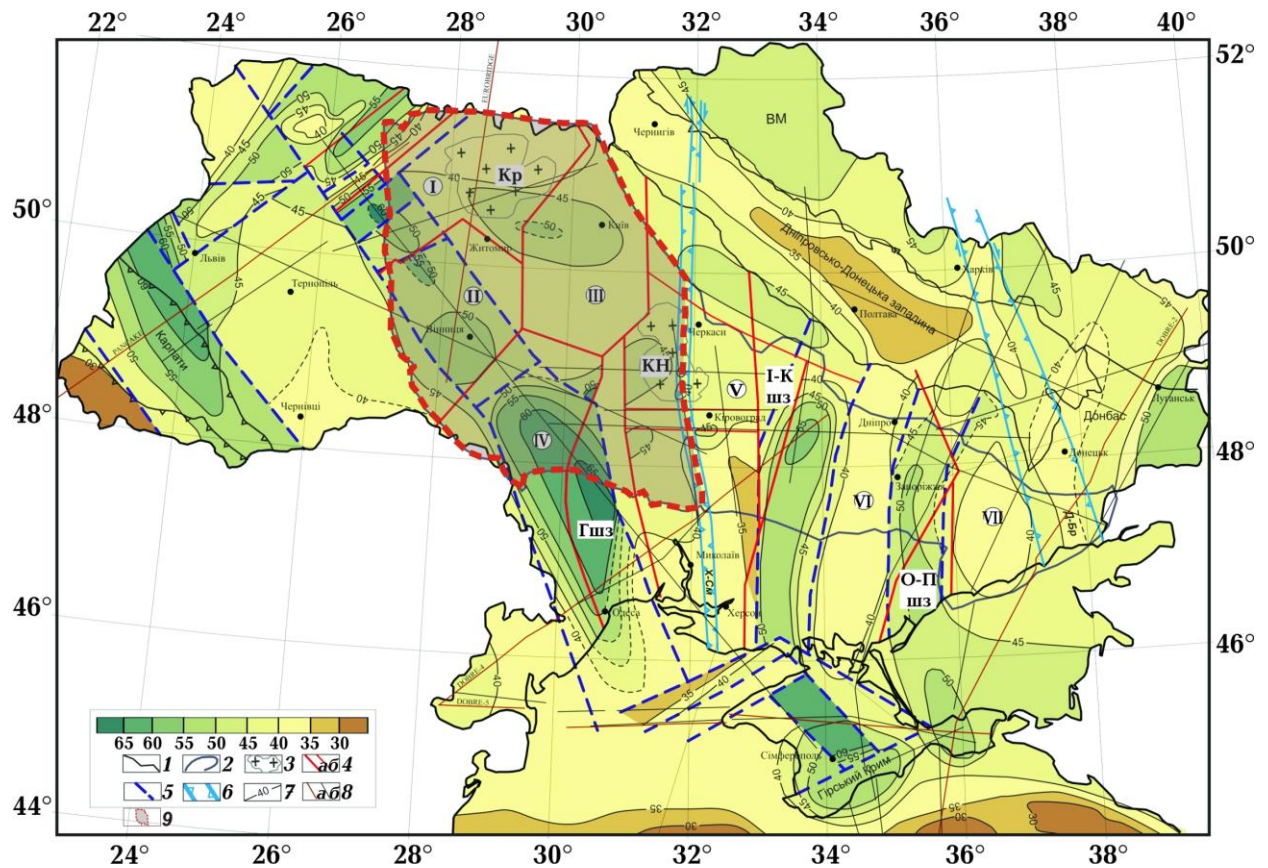


Рис. 1.5. Схема рельєфу поділу Мохо, км. за [Кутас и др., 2018]: 1 – межа Дніпровсько-Донецької западини; 2 – межа УЩ; 3 – плутони габро-анортозит-рапаківі: Кр – Коростенський, К-Н – Корсунь-Новомиргородський; 4 – розломи міжмегаблокові (а) та інші (б); 5 – проекції на земну поверхню зон різного зміщення поділу М; 6 – трансрегіональний тектонічний шов–Херсон–Смоленськ (Х-См); 7 – глибина залягання поділу М, км (штриховою лінією показані передбачувані шви); 8 – сейсмічні профілі: міжнародні геотраверси (а) та ГСЗ (б); 9 – західна частина УЩ. Мегаблоки УЩ (цифри в кружках): I – Волинський, II – Подільський, III – Росинський, IV – Бузький, V – Інгульський. Шовні зони: ГШЗ – Голованівська; І-КШЗ – Інгулецько-Криворізька.

Деякі особливості досліджуваного регіону, проявляються й за даними сейсмічної томографії, одержаними для глибин від 50 до 800 км [Цветкова и

др., 2016]. Західна частина УЩ відрізняється від східної (межа між ними проходить по регіональному тектонічному шву Херсон-Смоленськ) більш високим положенням Головної геодинамічної границі в мантії (575 проти 675 км), яка є границею між перехідною зоною верхньої мантії і нижньою мантією. Вважається, що рівень глибин Головної геодинамічної границі відповідає за активність мантійних процесів, зокрема флюїдних – підняття флюїдних потоків веде до підняття Головної геодинамічної границі. В межах Росинського і Бузького мегаблоків авторами роботи [Цветкова и др., 2016] виділено два прояви глибинних мантійних флюїдів, що свідчить про можливість тут активізації мантії.

За геотермічними даними [Кутас и др., 2018], майже вся західна частина УЩ є територією з низькими значеннями теплового потоку (30–50 мВт/м²). Лише на півдні Подільського, Бузького мегаблоків і ГШЗ є ознаки геотермальної активізації, що узгоджується із зафіксованими тут місцевими землетрусами.

За геоелектричними даними [Бурахович и др., 2015], вся південна частина регіону характеризується підвищеною електропровідністю на глибинах 50–70 км, а Подільський, Бузький і Волинський мегаблоки частково охоплені Чернівецько-Коростенською аномалією електропровідності на глибинах 15–20 км.

Узагальнення геолого-геофізичних матеріалів, одержаних в межах УЩ, дало змогу П. Я. Купрієнко, І. Б. Макаренко та І. К. Пашкевич [Створення..., 2006; Орлюк и др., 2018] побудувати схему прогнозного складу земної кори УЩ (рис. 1.6). За цією схемою більша частина району досліджень віднесена до земної кори лейко - базальтового типу, Волино-Поліський пояс і східна половина Росинського мегаблоку – до діоритового, Коростенський плутон – до гранітного, а Побузький гірничорудний район – до базальтового.

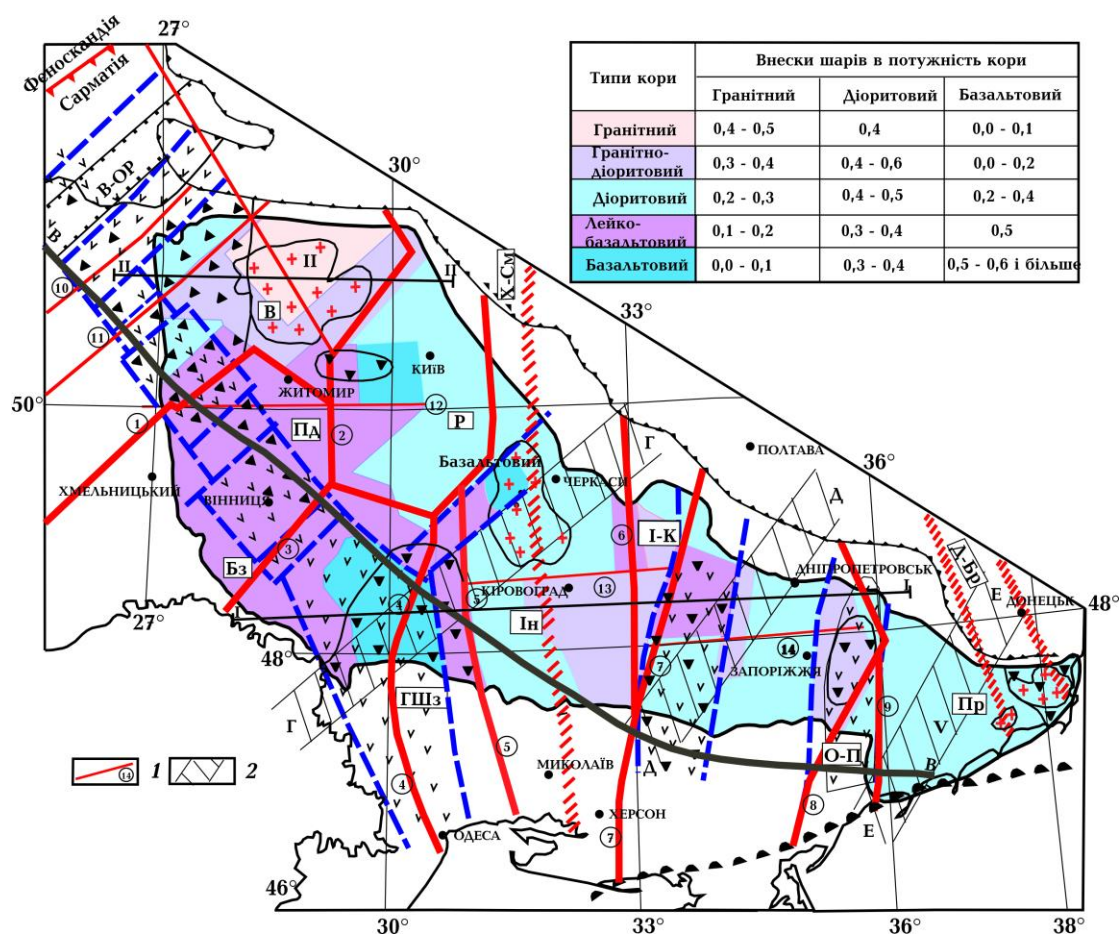


Рис. 1.6. Прогнозний склад земної кори Українського щита за комплексом геофізичних і петрологічних даних. Автори: П. Я. Купрієнко, І. Б. Макаренко, І. К. Пашкевич [Створення..., 2006; Орлюк и др., 2018; Гінтов та ін., 2018]: 1 – осеві лінії зон розломів; 2 – транс регіональні лініменти В, Г, Д, Е.

1.2. Тектонічне районування західної частини Українського щита

Тектонічне районування УЩ має важливе значення для цілей геологічного картування і металогенічного прогнозування. Як було зазначено, для поділу УЩ існує декілька схем. У 2003 р. рішенням ранньодокембрійської секції Національного стратиграфічного комітету України була затверджена шестимегаблокова схема. За цією схемою УЩ поділяється на Волинський, Дністровсько-Бузький, Росинсько-Тікицький, Інгульський (Кіровоградський), Середньопридніпровський та Приазовський мегаблоки [Кореляційна..., 2004].

Для тектонічного районування УЩ автором використана побудована у 2002 р. [Єнтін та ін., 2002] Схема розломно-блокової структури УЩ (рис. 1.7), яка є частиною Геофізичної основи Тектонічної карти України масштабу 1:1000 000. З деякими правками у 2007 р. Схему було використано УкрНДГРІ при побудові Тектонічної карти [Гурський, Кирилюк..., 2007]. Структура УЩ на схемі семимегаблокова у зв'язку з виділенням самостійного Бузького мегаблока. З того часу Схема існує без суттєвих змін у варіантах з розглядом шовних зон як самостійних структур або таких, що увійшли у склад мегаблоків.



Рис 1.7. Схема мегаблоків і зон розломів Українського щита та його схилів [Єнтін та ін., 2002; Гинтов, 2004, 2005, 2014, 2015; Гинтов, Пашкевич, 2010; Старостенко и др., 2011]: 1 – контур відслоненої частини щита; 2 – контур схилів щита, в межах яких простежуються складчасті і розривні структури докембрійського фундаменту за геофізичними даними; 3 – плутони і великі інтрузивні масиви гранітоїдів; 4 – межа між Сарматією і

Фенноскандією; 5 – зони розломів (*a* – міжмегаблокові *b* – внутрішньомегаблокові); 6 – номери зон розломів; *кінематичні знаки*: 7 – правий зсув (*a* – під час закладання, *b* – під час головної фази активізації); 8 – лівий зсув (*a* і *b* – те саме, що і в п. 7); 9 – підкидо-зсув (*a* і *b* – те саме, що і в п. 7); 10 – скидо-зсув (*a* і *b* – те саме, що і в п. 7); 11 – підкид (*a*) і скид (*b*); 12 – шовні зони (цифри в квадратиках): 1 – Голованівська, 2 – Інгулецько-Криворізька, 3 – Оріхіво-Павлоградська; 13 – трансрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ; 14 – район досліджень. *Мегаблоки*: I – Волинський; II – Подільський; III – Росинський; IV – Бузький; V – Інгульський; VI – Середньопридніпровський; VII – Приазовський; VIII – Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс. *Зони розломів (арабські цифри в кружках)*: 1 – Горинська, 2 – Луцька, 3 – Поліська, 4 – Звіздаль-Заліська, 5 – Ядлів-Трактєміровська, 6 – Чорнобильська, 7 – Брусилівська, 8 – Кіровоградська, 9 – Західно-Інгулецька, 10 – Криворізько-Кременчуцька, 11 – Дніпродзержинська, 12 – Світловодська, 13 – Саксаганська, 14 – Дерезуватська, 15 – Оріхово-Павлоградська, 16 – Центрально - Волноваська, 17 – Девладівська, 18 – Мало - Янисольська, 19 – Краснополянська, 20 – Сарненсько-Варварівська, 21–Суцано-Пержанська, 22 – Володимир-Волинська, 23 – Тетерівська, 24 – Хмельницька, 25 – Хмільникська, 26 – Летичівська, 27 – Ободівська, 28 – Немирівська, 29 – Подільська, 30 – Тальнівська, 31 – Ємилівська, 32 – Врадіївська, 33 – Первомайська, 34 – Звенигородсько-Братська, 35 – Новоукраїнська, 36 – Суботсько-Мошоринська, 37 – Бобринецька, 38 – Конкська, 39 – Горностаївська, 40 – Малокатеринівська, 41 – Азовсько-Павлівська, 42 – Куйбишівська, 43 – Сорокинська, 44 – Південно–Донбаська, 45 – Верхньокомишуватська, 46 – Центральноприазовська, 47 – Дашівська.

Поділ Дністровсько-Бузького мегаблока на Подільський і Бузький та їх межі. На багатьох тектонічних картах Подільський, Бузький мегаблоки і ГШЗ об'єднано у єдиний Дністерсько-Бузький мегаблок, що пояснюється їх

однаковою формаційною приналежністю, в тому числі формуванням порід фундаменту в умовах гранулітової фації метаморфізму.

За магнітними і гравітаційними даними Тальнівська і Немирівська зони розломів добре вивчені. Це зони завширшки 10 – 15 км, ділянки земної кори між якими, особливо на глибині, мають власні геофізичні характеристики (див. рис. 1.1, 1.4, 1.5). Кора Бузького мегаблока більш магнітна (див. рис. 1.3) і більш базитового складу (див. рис. 1.6), ніж кора Подільського мегаблока. Особливо слід звернути увагу на структуру геофізичних полів обох мегаблоків, яка добре відображена на картах більшого масштабу, ніж показано на рисунках, і яка характеризує геологічну структуру мегаблоків. Хоча навіть на рис. 1.8 *a* і, особливо, на рис. 1.8 *б* бачимо, що будова верхніх шарів земної кори Бузького мегаблока різко відрізняється від будови кори Подільського значною подрібненістю на невеликі об'єкти. Це пов'язано з насиченістю кори Бузького мегаблока невеликими тілами ендербітів, кристалосланців, базитів, залізистих порід. Металогенічно ці мегаблоки теж різняться: Бузький мегаблок перспективніший на золотоносність, рідкіснометалевість, графітоносність, алмазонасність, залізну руду [Павлюк та ін., 2008; Довгань та ін., 2009]. Південні обмеження обох мегаблоків встановити важко, оскільки вони знаходяться за межами УЩ. Подільська зона розломів навряд чи їх обмежує, хоча існує думка, що це саме так [Єнтін, Шимків, 2004]. Північну межу Подільського мегаблока геологи зазвичай проводять [Гурський, Кирилюк..., 2007] по Андрушівській зоні. Геофізично ця зона простежена в межах Волино-Подільської плити і крайньої західної частини УЩ. Далі на схід її можна спостерігати біля с. Андрушівка, за межами Подільського мегаблока. Тектонофізичні дослідження в межах мегаблока цю зону розломів не виявили. Її немає на Kartі розломно-блокової тектоніки УЩ під редакцією Г. І. Каляєва [Геологическая..., 1984] і на Геологічній kartі докембрійських утворень Українського щита [Щербак, Володин, 1984], хоча більшість відомих нині розломів на них показано. До речі, польовими тектонофізичними дослідженнями в західній частині УЩ

знайдено взагалі дуже мало розломів, які можна було б вважати архейськими внаслідок потужного протерозойського перероблення порід фундаменту.

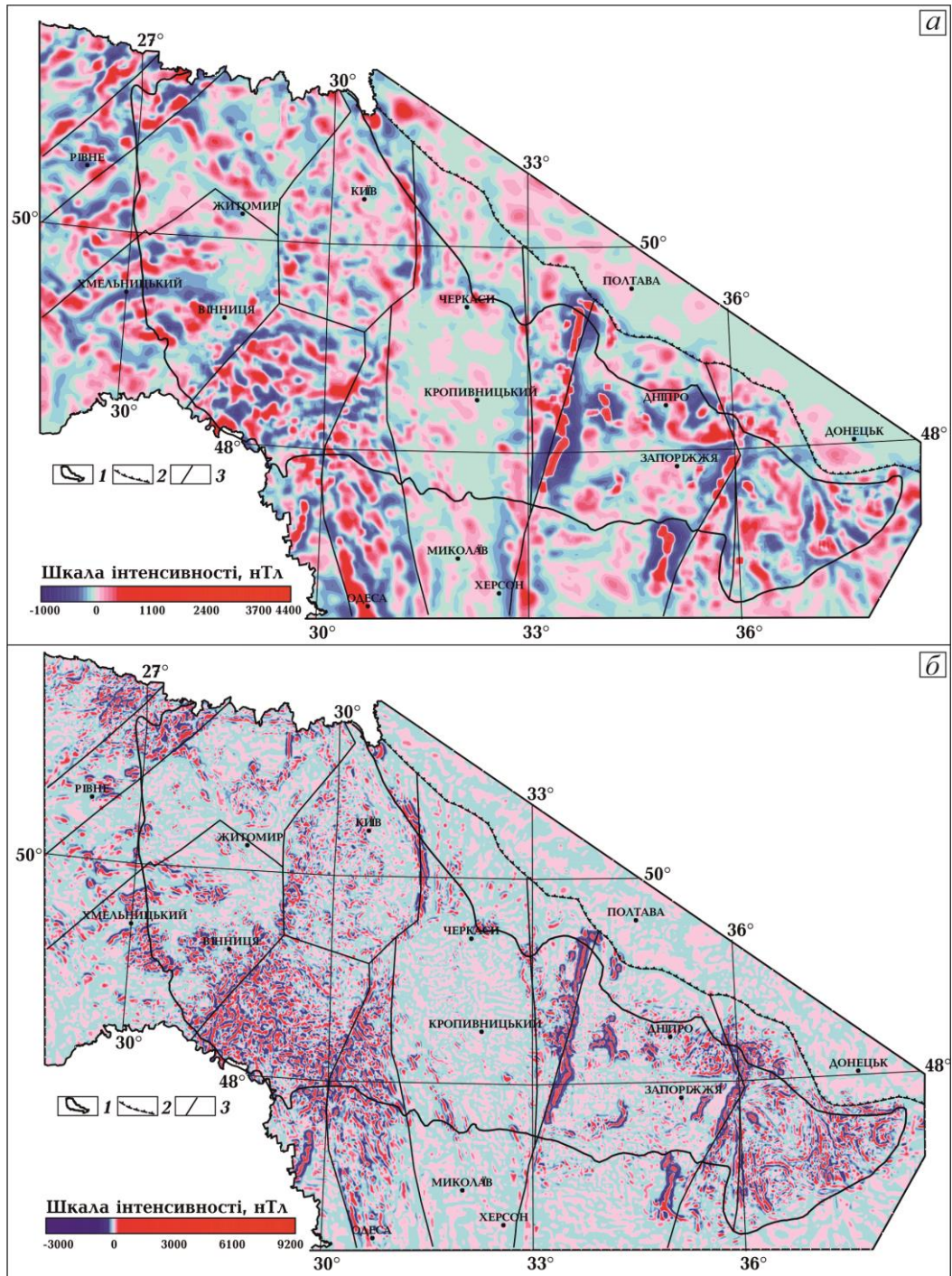


Рис. 1.8. Аномальне магнітне поле земної кори Українського щита, за [Гінтов та ін., 2018]: *a* – середньої і частково верхньої частини $\Delta T_{a.c. + v.c.z.k.}$; *b* – верхньої частини $\Delta T_{a.v.c.z.k.}$. Умовні позначення для *a* і *b*: 1 – межа УЩ; 2 – межа Дніпровсько-Донецької западини; 3 – головні розломи.

На межі Волинського і Подільського мегаблоків чітко простежені Сарненсько-Варварівська і Тетерівська зони розломів, які значно точніше розділяють гранітоїди бердичівського і житомирського комплексів, дністровсько-бузької і тетерівської серій, ніж Андрушівська зона, наявність якої лише припускають. Тому доцільніше використати саме геофізичні дані при тектонічних побудовах. Для визначення північного обмеження Бузького мегаблока важливо з'ясувати, яку мегаструктуру складають граніти Уманського масиву. За магнітометричними даними, Дашівська зона розломів, якою геофізики обмежують Бузький мегаблок з півночі, трасується яскравим мінімумом ΔT_a (див. рис. 1.3 та 1.4), на південь від якого максимум ΔT_a відповідає Уманському масиву і собітам Гайсинського блока. Північно-східне обмеження зони товстої кори (див. рис. 1.5) проходить поблизу Дашівської зони розломів. Зазначений максимум ΔT_a становив би єдине ціле з максимумом Середнього—Південного Побужжя, якби їх не розділяла широтна Гайворонська зона розломів. Більшість дослідників вважає, що масив уманських гранітів, насичений ксенолітами і смугами амфіболітів і біотит-амфіболових гнейсів, належить до Росинського мегаблока. Якщо ці амфіболіти і гнейси не є діафоритами порід гранулітової фації Побужжя, то північну межу Бузького мегаблока потрібно перенести на південь від Уманського масиву, тобто проводити її вздовж Гайворонської та південно-східної частини Хмільницької зон розломів, як це зроблено на Схемі національного стратиграфічного комітету України 2003 р. і на Тектонічній карті України [Гурський, Кирилюк..., 2007]. Однак необхідно більш ретельно дослідити «статус» південної частини масиву уманських гранітів та її амфіболіто-гнейсової складової. Адже на геологічних картах [Державна..., 2004, 2011] гранітоїди уманського комплексу перемежуються з породами гайсинського (собітами) і тетіївського комплексів, а меланосома мігматитів крім біотиту і амфіболу часто містить й ортопіроксен. Цікавою є думка в цьому відношенні І. Б. Щербакова [Щербаков, 2005, с. 163–165]. З одного боку, він вказує на близькість хімічного складу і поступові переходи між

собітами і уманськими гранітами, з іншого – на походження собітів з порід гранулітового комплексу Побужжя, з якими їх пов’язує однаковий склад ксенолітів і розподіл рідкісноземельних елементів. Тому в сучасній ситуації, ймовірно, виправданішим є проведення північної межі Бузького мегаблока вздовж Дашівської зони розломів.

Об’єднання Середнього Побужжя і Росинсько-Тікицького району в єдиний мегаблок. Історію питання про виділення Білоцерківсько-Одеської структурно-формаційної зони і, відповідно, Бузько-Росинського мегаблока докладно висвітлено у публікаціях [Кирилюк, 2007, а; Костенко та ін., 2015; Костенко, 2016; Костенко, Шутенко, 2018]. У цілому таке районування бере початок з праці [Белєвцев, Прусс, 1962], які, спираючись на одержану в 1950—1960-ті роки карту аномального магнітного поля України і відомі та передбачувані прояви залізних руд по лінії м. Одеса – с. Фрунзівка (с. Захарівка) – м. Ананьїв – с. Грушка – смт Володарка – Калинівські магнітні аномалії, виділили Брусилівсько-Одеську структурну зону, яка перетинає УЩ у субмеридіональному напрямку субпаралельно Криворізько-Кременчуцькій зоні. Було припущено тектонічну та металогенічну подібність цих двох структурних зон. Як з’ясувалося пізніше, для виділення Брусилівсько-Одеської структурної зони в інтерпретації Я. М. Белєвцева і А. К. Прусса не було достатнього підґрунтя. Одеські магнітні аномалії, Фрунзівські, Ананьївські залізорудні прояви, більшість залізорудних проявів Середнього Побужжя виявилися «притиснутими» до Тальнівської зони розломів та її зони впливу (як залізні руди Криворіжжя до Криворізько-Кременчуцької зони розломів). Калинівські магнітні аномалії, встановлені біля м. Вінниця, пов’язані не з залізними рудами, а з горизонтально намагніченими кристалосланцями. І лише залізорудні прояви Володарської ділянки виявилися подібними до побужських залізних руд, хоча вони розміщуються значно західніше. За сучасною термінологією цю ділянку можна називати «терейном», тобто структурою з невідомою тектонічною прив’язкою. Другий критерій щодо виділення Брусилівсько-Одеської

структурної зони – відомі на той час площі поширення гнейсів так званої тетерівсько-бузької серії, яку автори об'єднали з криворізькою. Однак на цей час існують окремо тетерівська і бузька серії різного віку: перша почала утворюватися наприкінці (2100±20 млн років тому) формування бузької та криворізької серій (2600–2000 млн років тому) [Щербаков, 2005; Щербак и др., 2008]. Крім того, тетерівська серія в межах Волинського і, частково, Подільського мегаблоків займає значно більшу територію на захід від Брусилівської зони розломів, ніж гадали Я. М. Белєвцев і А. К. Прусс. За магнітними та гравітаційними картами України, а також матеріалами ГСЗ [Орлюк и др., 2018], які наведені вище, виникає інше уявлення про структуру земної кори, насамперед західної частини УЩ. Також геологічні дані [Бондарчук, 1959; Семенен ..., 1975; Щербак и др., 2005; Щербаков, 2005; Гурський, Кирилюк..., 2007] спонукали до необхідності виділити всю південно-західну побузьку частину УЩ в окремий район розвитку гранулітових комплексів субширотного і північно-західного простягання, а не об'єднувати з Росинсько-Тікицьким районом.

На карті регіональної (див. рис. 1.4) компоненти магнітного поля побузька частина району досліджень різко відрізняється від росинсько-тікицької частини за інтенсивністю та орієнтацією аномалій і чітко відділена від неї Дашівською зоною мінімуму ΔT_a .

На карті аномалій Буге (див. рис. 1.1) добре виділяється підвищеними аномаліями так звана гранулітова дуга, що об'єднує ГШЗ і гранулітовий пояс цих регіонів. Вона відділена від решти так званої Білоцерківсько-Одеської структурно-формаційної зони (південної частини) ділянкою градієнтів і мінімумів гравітаційного поля і гравітаційно, як і магнітно, ніяк не пов'язана з Умансько-Білоцерківською ділянкою. Аналогічний висновок можна зробити за схемою типів кори УЩ (див. рис. 1.6). Таким чином, за геофізичними і геологічними даними не можна об'єднувати Середнє і Південне Побужжя в єдиний мегаблок (Бузько-Росинський) з Росинсько-Тікицьким регіоном.

Положення межі між Бузьким (Дністровсько-Бузьким) та Інгульським мегаблоками. На прикладі ГШЗ розглянемо питання виділення шовних зон на схемі мегаблокової структури УЩ як самостійних структур.

Поверхневий розріз ГШЗ представлений породами, повністю подібними до порід Бузького мегаблока: комплекс чарнокітів-ендербітів та лейкогранулітів складає загальний фон; дністровсько-бузька серія гнейсів і кристалосланців поширена так само широко, як і в Бузькому мегаблоці; кошаро-олександрівська і хощувато-заваллівська світи бузької серії відомі і в межах ГШЗ, і в східній частині Бузького мегаблока; масиви базитів однакового складу є також в обох структурах.

Побузькі комплекси відділені від кіровоградських гранітів Інгульського мегаблока Первомайською зоною розломів [Гинтов и др., 2016]. Вік зони, за даними [Гинтов, 2014], 2,45 млрд років. Можна вважати, що на цей період Голованівський і Інгульський мегаблоки були розділені Первомайською зоною розломів. Іншими словами, до цього етапу кора ГШЗ була ще невід'ємною частиною Бузького мегаблока.

Приблизно 3,0 млрд років тому [Щербак и др., 2008] на східному краю Бузького мегаблока, але західніше Первомайської зони розломів, на відстані 10 – 15 км і субпаралельно до неї відбувалась інтрузія базит-гіпербазитів, яка витягнута лінійно на 70 км уздовж уступу поділу Мохо амплітудою близько 10 км. Немає сумнівів, що цей уступ відповідає мантійному розлому такого самого віку, по якому й відбулась інтрузія. Утворення уступу поділу Мохо якимось чином вплинуло й на верхні горизонти кори, проте без принципових змін у їх будові: побузькі комплекси однакового складу спостерігаються по обидва боки від уступу. Разом з тим наявність мантійного каналу і основний-ультраосновний магматизм зумовили загальне підвищення основності кори і виникнення інтенсивного гравітаційного максимуму в межах майбутньої шовної зони. Виникнення уступу поділу Мохо і інтрузії гіпербазитів ~3,0 млрд років тому можна вважати першою ознакою початку утворення ГШЗ.

Однак більш як 700 млн років ГШЗ ще залишалася частиною Бузького мегаблока.

В період 2,30 млрд років тому [Гинтов, 2014] УЩ перетнули дві зони розломів – Тальнівська (західна частина УЩ) і Криворізько-Кременчуцька (східна частина УЩ). На них майже не вплинула попередня структура щита, і вони перетнули архейсько-ранньопротерозойські мегаблоки – Росинський, Бузький, Середньопридніпровський. Разом з тим обидві зони пройшли по краях мегаблоків, чим сприяли утворенню шовних зон. На карті аномалій Буге (див. рис. 1.1) Тальнівська зона вузькою Z-подібною смугою великих градієнтів поля $G_{2,3}$ витягнута від м. Одеса до с. Трахтемирів на Дніпрі і північніше (більш як на 600 км). Через це в деяких публікаціях її іменують Одесько-Ядлівською або Одесько-Трахтемирівською, хоча в межах власне УЩ її назвали Тальнівською. Вона чітко відділяє ГШЗ від західної частини гранулітової дуги і Росинський мегаблок від Інгульського.

Немає сумнівів, що виникнення обох паралельних розломних зон – Тальнівської і Криворізько-Кременчуцької – зумовлено великомасштабними правозсувними горизонтальними рухами літосфери, які активізували горизонтальні рухи й у сусідніх зонах – Первомайській, Західноінгулецькій та ін. Ці правозсувні горизонтальні (або субгоризонтальні) рухи призвели до деформації і навіть переорієнтації породних комплексів, розташованих між сусідніми зонами розломів, зокрема між Тальнівською і Первомайською. Основний структурний рисунок ГШЗ, який спостерігаємо нині [Гинтов и др., 2016], сформувався саме ~ 2,30 млрд років тому. Після цього потужні активізаційні процеси продовжувалися ще близько 0,5 млрд років, але це вже були, головним чином, процеси діафторезу, гранітизації, метасоматозу, рудогенезу, вертикальні рухи.

Утворення специфічної Інгуло-Інгулецької (колишньої Кіровоградської [Нечаєв та ін., 2005]) металогенічної області після ~2,0 млрд років тому охопило всю територію УЩ між Тальнівською і Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів. Унаслідок цього ГШЗ стала металогенічно

більш подібною до Інгульського мегаблока, ніж до Бузького. Крім залізних руд, про які вже говорилось, тут наявні родовища і рудопрояви золота, рідкісних металів і рідкісноземельних елементів, калій-уранові руди та ін.

Сучасна мегаблокова структура західної частини УЩ не могла сформуватися раніше, ніж відбулася колізія Сарматії і Фенноскандії (2,0–1,80 млрд років тому) і припинилася остання великомасштабна інтрузивна діяльність (утворення Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів габро-анортозитів і рапаківі 1,80–1,70 млрд років тому). Якщо розглядати період розвитку УЩ наприкінці цього періоду і після нього, то, порівнявши будову Тальнівської і Первомайської зон розломів, можна стверджувати, що перша з них є більш активною, яскравою і помітною. Вона взагалі з'явилася на всіх геологічних картах УЩ однією з перших, починаючи з карт В. І. Лучицького 1930-х років, і її виділяють завжди. На найвідоміших картах масштабу 1:200 000 [Геологическая..., 1990; Державна..., 2004] Тальнівську зону зображують як глибинний розлом 1-го порядку суцільною лінією, тоді як Первомайську – як регіональний розлом, більшу частину якого показано штриховою лінією (тобто передбачуваний). Це пов'язане з тим, що Первомайська зона припинила свою активність, залікована та не завжди помітна.

Виходячи з вищесказаного, межу між Бузьким та Інгульським мегаблоками у сучасній структурі УЩ слід проводити по Тальнівській зоні розломів. ГШЗ, яка сформувалася ще до утворення сучасної мегаблокової структури і далі зазнавала мінерагенічних перетворень разом з Інгульським мегаблоком, потрібно включити до його складу. Саме так вважали [Glevassky, Glevasska, 2002] (рис. 1.9).

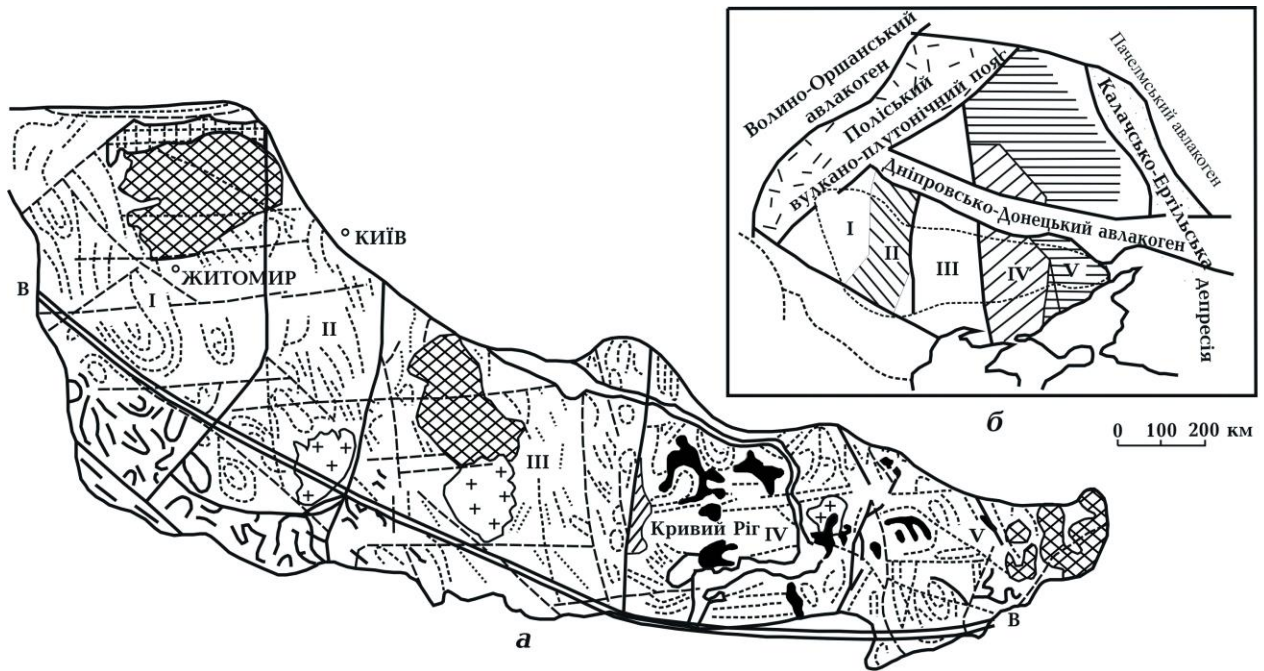


Рис. 1.9. Тектонічна схема Українського щита (а) і південно-західного сегмента Східноєвропейської платформи (б), за [Glevassky, Glevasska, 2002]. Мегаблоки (римські цифри на схемах): I – Волино-Подільський, II – Белоцерківсько-Середньобузський, III – Інгульський, IV – Середньопридніпровський, V – Приазовський. В-В – лінеамент, за В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновим [Соллогуб, Чекунов..., 1992].

Висновки до розділу 1

В умовах УЩ ні одна зона розломів, а відповідно і блокова структура докембрійського фундаменту, не може бути виділена і закартована без аналізу геофізичних даних.

В розділі наведені відомі новітні карти аномального магнітного та гравітаційного полів, карта рельєфу поверхні Мохо і інші матеріали, інтерпретація яких дає підстави для висновків про конкретні структури західної частини УЩ.

Встановлено, що формування типових мегаблокових структур УЩ почалося не раніше неорархея, але архейські зони розломів в досліджуваній частині щита встановити і простежити в даний час складно, а іноді практично неможливо, оскільки ранньопротерозойські процеси регіональної

гранітизації і динамометаморфізму кардинально змінили склад і структуру земної кори.

Геофізичні дані, підтвержені геологічними і тектонофізичними спостереженнями, чітко фіксують протерозойські зони розломів, які почали формуватися після 2,5 млрд років тому. Вони перетинають і деформують як архейські, так і ранньопротерозойські гранітоїдні комплекси, при цьому супроводжуються процесами інтенсивного діафторезу, метасоматозу і рудоутворення.

З огляду на геофізичні дані, чинна на даний час Схема тектонічного районування УЩ повинна бути відредагована, а саме (найбільш принципові зміни):

- Дністровсько-Бузький мегаблок ділиться на Подільський і Бузький Немирівською зоною розломів;

- північна межа Подільського мегаблоку проводиться по Тетерівській та Сарненсько-Варварівській зонах розломів;

- межа між Росинсько-Тікицьким, Волинським і Подільським мегаблоками проводиться по Звіздаль-Заліській зоні розломів.

- західна межа Інгульського мегаблоку проводиться по Тальнівській зоні розломів.

Положення зон розломів відредаговується відповідно до Схеми мегаблоків і зон розломів Українського щита (див. рис. 1.7).

Голованіська шовна зона виділяється особливим знаком, але включається до складу Інгульського мегаблоку.

Перелік використаних джерел до розділу 1

1. Белєвцев, Я. М., Прусс, А. К. (1962). Основні етапи геологічного розвитку Українського щита. *Геологический журнал*, 22(5), 3–27.
2. Бондарчук, В. Г. (1959). *Геологія України*. Київ, Вид-во АН УРСР.
3. Бурахович, Т. К., Николаев, И. Ю., Шеремет, Е. М., Ширков, Б. И. (2015). Использование результатов геоэлектрических исследований для

- прогнозирования месторождений полезных ископаемых на Украинском щите. *Геофизический журнал*, 37(6), 42—63.
4. *Геологическая карта кристаллического основания масштаба 1:200 000. Лист М-36-XXXI (Первомайск). (1990).* Киев: Фонд ГП «Украинская геологическая компания».
 5. Гинтов, О. Б. (2004). Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структуры земной коры. *Геофизический журнал*, 26(3), 3—24.
 6. Гинтов, О. Б. (2005). *Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины.* Киев, Феникс.
 7. Гинтов, О. Б. (2014). Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита – новые данные и следствия. *Геофизический журнал*, 36(1), 3—18. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145.
 8. Гинтов, О. Б. (2015). Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. *Геофизический журнал*, 37(5), 3—22. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111142.
 9. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Мычак, С. В., Павлюк, В. Н., Зюльцле В. В. (2016). Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофизический журнал*, 38(3), 3—28. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777.
 10. Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К. (2010). Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофизический журнал*, 32(2), 3—27. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i2.2010.117553.
 11. Гинтов, О.Б. (1978). *Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития.* Киев, Наукова думка.
 12. Гінтов, О. Б., Орлюк, М. І., Єнтин, В. А., Пашкевич, І. К., Мичак, С. В., Бакаржієва, М. І., Шимків, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Структура

- західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання. *Геофизический журнал*, 40(6), 3–29.
13. Гурський, Д. С., Кирилюк, В. П. (под. ред.). (2007). *Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000*. Київ, УкрДГРІ.
14. *Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000*. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. Центрально-українська серія. Лист М-36-XXXI (Первомайськ). (2011). Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна Геологічна служба.
15. *Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000*. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. Центрально-українська серія. Лист М-35-XXXVI (Гайворон). (2004). Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна Геологічна служба.
16. Довгань, Р. М., Єнтін, В. А., Павлюк, В. М. (2009). Хмельницько-Одеський ортократон, як головна літосферна мегаструктура окраїни Східно-європейської платформи та його пошукова привабливість на алмази. *Мінеральні ресурси України*, 1, 6–10.
17. Єнтін, В. А., Гуськов, С. И., Орлюк, М. И., Гинтов, О. Б., Осьмак Р. В. (2015). Карта абсолютних значень поля сили тяжести території України и некоторые аспекты ее возможной интерпретации. *Геофизический журнал*, 37(1), 53–56. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111323>.
18. Єнтін В. А. (2005). Геофізична основа Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000. *Геофизический журнал*, 27(1), 74 – 88.
19. Єнтін, В. А., Шимків, Л. М. (2004). Щодо геофізичної обґрунтованості мегаблокового принципу районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень Українського щита. *Мінеральні ресурси України*, 1, 12–13.

20. Єнтін, В. А., Шимків, Л. М., Нечаєва, Т. С., Дзюба, Б. М., Гінтов, О. Б., Пашкевич, І. К., Красовський, С. С. (2002). *Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1000 000*. Київ, Геоінформ України.
21. Каляев, Г. И. (под. ред.). (1984). *Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита масштаба 1:1000 000*. Киев: Мингео УССР.
22. Кирилюк, В. П. (2007 а) Геологічне та геотектонічне районування фундаменту Українського щита (історія і стан проблеми). *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геолог.* 21, 45–63.
23. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Пояснювальна записка. (2004). Київ, Вид. УкрДГРІ НСК України.
24. Костенко, М. М. (2016). Геотектонічне районування Українського щита як єдина основа тектонічних, стратиграфічних та інших побудов. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, 3, 144–163.
25. Костенко, М. М., Аврамець, В. М., Шутенко, Л. М., Іванов, А. І., Кобець, Ф. В. (2015). Тектоніка докембрійського кристалічного фундаменту білоцерківсько-одеської структурно-формаційної зони. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, 4, 116–132.
26. Костенко, М. М., Шутенко, Л. М. (2018). Проблемні питання геотектонічного районування фундаменту Українського щита та шляхи їхнього вирішення. *Мінеральні ресурси України*, 2, 21–29.
27. Куприенко, П. Я., Макаренко, И. Б., Старостенко, В. И., Легостаева, О. В. (2007). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофизический журнал*, 29(5), 3–27.
28. Кутас, Р. И., Орлюк, М. И., Пашкевич, И. К., Бурахович, Т. К., Макаренко, И. Б., Бугаенко, И. В. (2018). Общие сведения. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под. ред). В кн.: *Очерки геодинамики Украины*. С. 17–23. Киев: Изд-во Ви-Ен-Ей.

29. Нечаев, С. В. (1990). Эволюция процессов рудогенеза в структурах Украинского щита. *Геологічний журнал*, 2, 68–80.
30. Нечаев, С. В., Войновський, А. С., Ісаков, Л. В., Аніщенко, Т. М., Шукшина, Л. В., Чурубів, С. С., Парфенова, А. Я. (2005). «Складання карти рідкіснометалевого зруденіння Українського щита масштабу 1:500 000». Київ, Вид. УкрДГРІ.
31. Орлюк М. И., Пашкевич И. К., Бурахович Т. К., Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Цветкова Т. А. (2018). Украинский щит. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под. ред.). В кн.: *Очерки геодинамики Украины*. С. 24–35. Киев: Изд-во Ви-Ен-Ей.
32. Павлюк, В. М., Бобров, О. Б., Висоцький, Б. Л., Довгань, Р. М., Жовинський, Е. Я., Костенко, М. М., Ликов, Л. І., Цимбал, С. М. (2008). *Геологія, петрологія, геохімія, вік та рудоносність мафіт-ультрамафітових асоціацій західної частини УЩ*. Кн. 1-6. Киев: Фонд ГП «Украинская геологическая компания».
33. Семенен, Н. П. (под. ред.). (1975). *Критерии прогнозирования месторождения Украинского щита и его обрамления*. Наук. думка.
34. Соллогуб, В. Б., Чекунов, А. В. (под. ред.). (1992). *Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000*.
35. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б., Кутас, Р. И. (2011). Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофизический журнал*, 33(3), 3–22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116919>.
36. Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита. (2006). Киев, Звіт ІГФ НАН України. Укргеолфонд.
37. Цветкова, Т. А., Бугаенко, И. В., Заец, Л. Н. (2016). Скоростная делимость мантии под Украинским щитом. *Геофизический журнал*, 38(4), 75–88.

38. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н. (2005). *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей*. Киев, Наукова думка.
39. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н., Шумлянський, Л. В. (2008). *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой*. Киев, Наукова думка.
40. Щербак, Н. П., Володин, Д. Ф. (под. ред.). (1984). *Геологическая карта докембрийских образований Украинского щита масштаба 1:1000 000*. Киев: Мингео УССР.
41. Щербаков, И. Б. (2005). *Петрология Украинского щита*. Львов, ЗУГЦ.
42. Glevassky, E. B., Glevasska, A. M. (2002). The Ukrainian Shield: Precambrian Regional Structure and Paleogeodynamics. *Мінералогічний журнал*, 24(4), 47–57.

РОЗДІЛ 2. МЕТОДИКА ВИВЧЕННЯ НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Докембрійські утворення є одним з найскладніших геологічних об'єктів для вивчення. Насамперед це зумовлено їх тривалим розвитком, який супроводжувався неодноразовим ускладненням їх будови за рахунок накладених у першу чергу тектонічних процесів, з якими взаємопов'язані активна гранітизація, метаморфізм та метасоматоз. Структури розривного характеру, які виділено в процесі геологічних досліджень УЩ, дуже різні за розмірами, будовою, складом, зв'язком з метаморфічними процесами і історією розвитку (від елементарних внутрішньоблокових розломів різної кінематики до мегаблокових шовних зон). Їх дослідження і картування потребує використання класичних методів структурної геології. Водночас особлива складність процесів ранньодокембрійського структуроутворення, необхідність з'ясування його механізмів, реконструкції динамо-кінематичних умов розломоутворення потребують залучення даних спеціалізованих теоретичних і експериментальних досліджень, а також використання особливих макро- і мікротектонічних, структурно-петрологічних і тектонофізичних методів [Кравченко, 2004; Гінтов, Шевчук, 2017].

У розділі окрім базових положень структурно-парагенетичного методу тектонофізики (СПМТ) та кінематичного методу тектонофізики (КМТ) будуть розглянуті найбільш розповсюджені структурні форми, які використовуються при дослідженні докембрійських тектонічних процесів в УЩ.

Для подальшого викладення матеріалу буде корисно нагадати деякі відомості про внутрішню будову зон розломів УЩ, в нашому випадку важливі для структурної прив'язки рудопроявів.

2.1. Внутрішня будова зон розломів Українського щита

Переважна більшість розломів УЩ в широкому розумінні є зсувними структурами, тому до них застосовуються уявлення і термінологія, прийняті в тектонофізиці [Гзовский, 1975; Стоянов, 1977; Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005] для механізмів формування зсувних розривних зон.

Основною одиницею або структурою 1-го порядку в такому механізмі є зона сколювання, тобто елементарний розлом, який утворився в одну певну фазу деформації земної кори, має ширину (на УЩ) від декількох сотень метрів до 5 км, довжину перших десятків кілометрів, постійні простягання і падіння по всій довжині. Розміри залежать від масштабів деформаційного процесу і його глибинності. Якщо за даною фазою деформації відбувається наступна, наприклад зворотній рух тих самих блоків, то внутрішня структура зони сколювання (орієнтація структур другого порядку – сколів і тріщин відриву) змінюється, і це буде вже інша зона сколювання, що відповідає наступній (або попередній) фазі деформації.

В більшості випадків зони сколювання прямолінійні, оскільки їх формування пов'язано з певним (регулярним) полем тектонічних напружень. Тому всі параметри такої структури і її внутрішня будова підпорядковуються емпіричним законам геомеханіки, встановленим в сотнях експериментів на еквівалентних і світлочутливих матеріалах. Прямолінійність порушується тільки в крайових частинах зон, де поле напружень втрачає свою регулярність або змінюється іншим регулярним полем.

Зони сколювання (елементарні розломи або просто розломи) формуються в процесі утворення відразу декількох зближених і паралельних систем структур 2-го порядку, які представлені (рис. 2.1) L-, R- та P-сколами, T-тріщинами відриву (структурами розтягу), структурами стиснення складками і структурами підвертань F (η - і S-підвертання). Ці зони можуть фіксуватися як самостійні структури, але частіше групуються в зони розломів. Більш розповсюджені L- та R-сколи, водночас ці сколи практично рівномірно і рівноправно розподілені в кожній зоні сколювання УЩ.

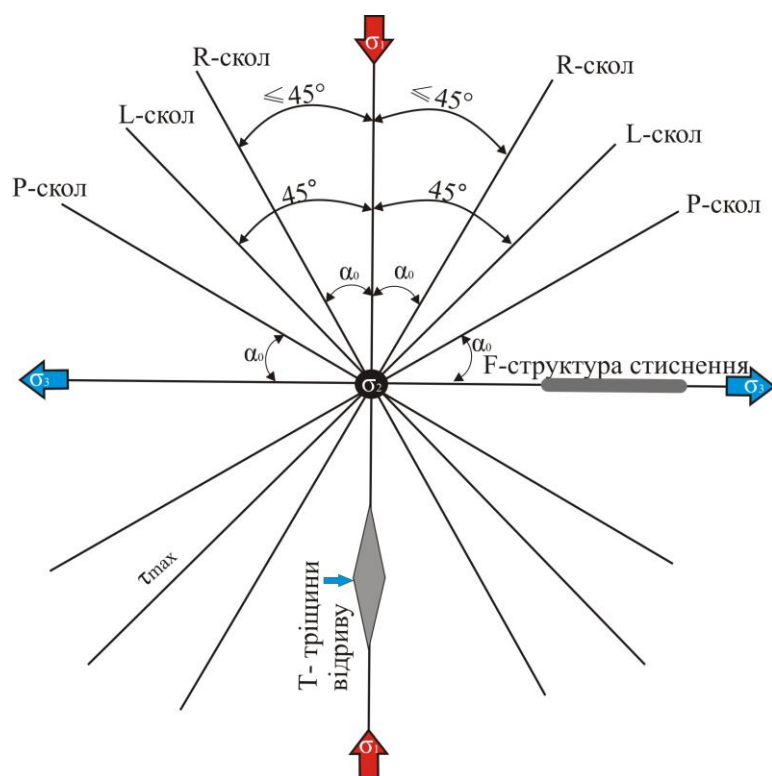


Рис. 2.1. Схема розміщення головних осей напружень і структур другого порядку в момент їх виникнення.

Пластичне деформування гірських порід в РТ-умовах раннього докембрію призводило до того, що елементарні сколи, тріщини відриву і структури стиснення викривлялись, підвертаючи в ешелонованих сколах під прямолінійні L-сколи. З віддаленням від L-сколів орієнтація елементарних сколів у просторі поверталася до базових параметрів, однак, якщо поблизу розташований подібний L-скол, викривлення відбувалося знову, але у зворотному напрямку, надаючи таким викривленим структурам η - або S -подібну форму. Подібна структура ешелонованих сколів отримала назву структури суцільних підвертань [Гинтов, 2005].

Під час розломоутворення у ранньодокембрійських комплексах УЩ провідну роль відіграло формування синтетичних R-, L-сколів і F- структур підвертань. Розмір зон, що підвертаються під елементарні сколи, від перших десятків сантиметрів (рис. 2.2, а) до кількох метрів (рис. 2.2, б). Наявність підвертань одночасно як в горизонтальній, так і вертикальній площинах, є

важливим свідченням косого зміщення і характерним для багатьох досліджених зон розломів УЩ.

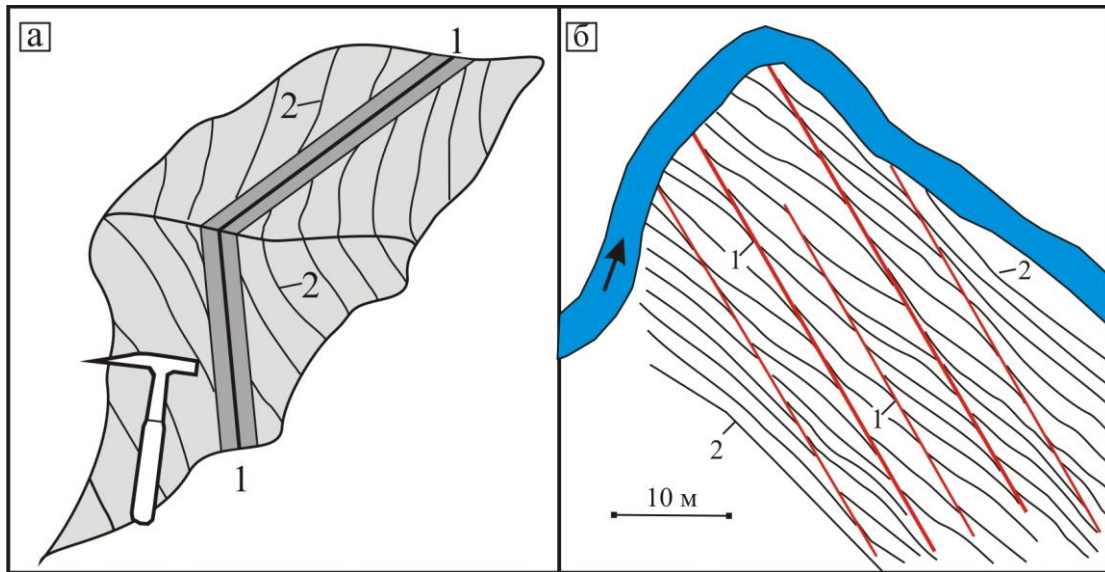


Рис. 2.2. Основні структурні елементи розлому [Гинтов, 2005]: а – елементарний скол зі структурами S-подібного підвертання у плані і розрізі (1 – бластомілоніт та мілоніт (чорна лінія)); б – структура суцільних підвертань. Ешелонований скол, що складається з елементарних сколів і структур підвертань.

Пластична деформація, що супроводжує процес розломоутворення в глибоких ділянках консолідованої кори, спотворює форму вторинних структур і характер зв'язків між ними. Без урахування подібних ускладнень кінематичний аналіз (про який піде мова нижче) древніх сколових зон практично неможливий, тим паче що в межах розлому, як правило, спостерігаються структури декількох фаз розломоутворення.

На підставі детального вивчення внутрішньої будови розломів УЩ О. Б. Гінтовим була побудована генералізована схема взаємозв'язків між основними структурами 2-го порядку зон сколювання (рис. 2.3). Схема включає в себе можливі типи взаємозв'язків за однієї і подвійної фаз деформацій ділянок консолідованої кори. У таких випадках вони

допомагають простеженню зони сколювання по всій довжині і пошук ділянок, де одна з фаз деформацій проявлена яскравіше, ніж інші.

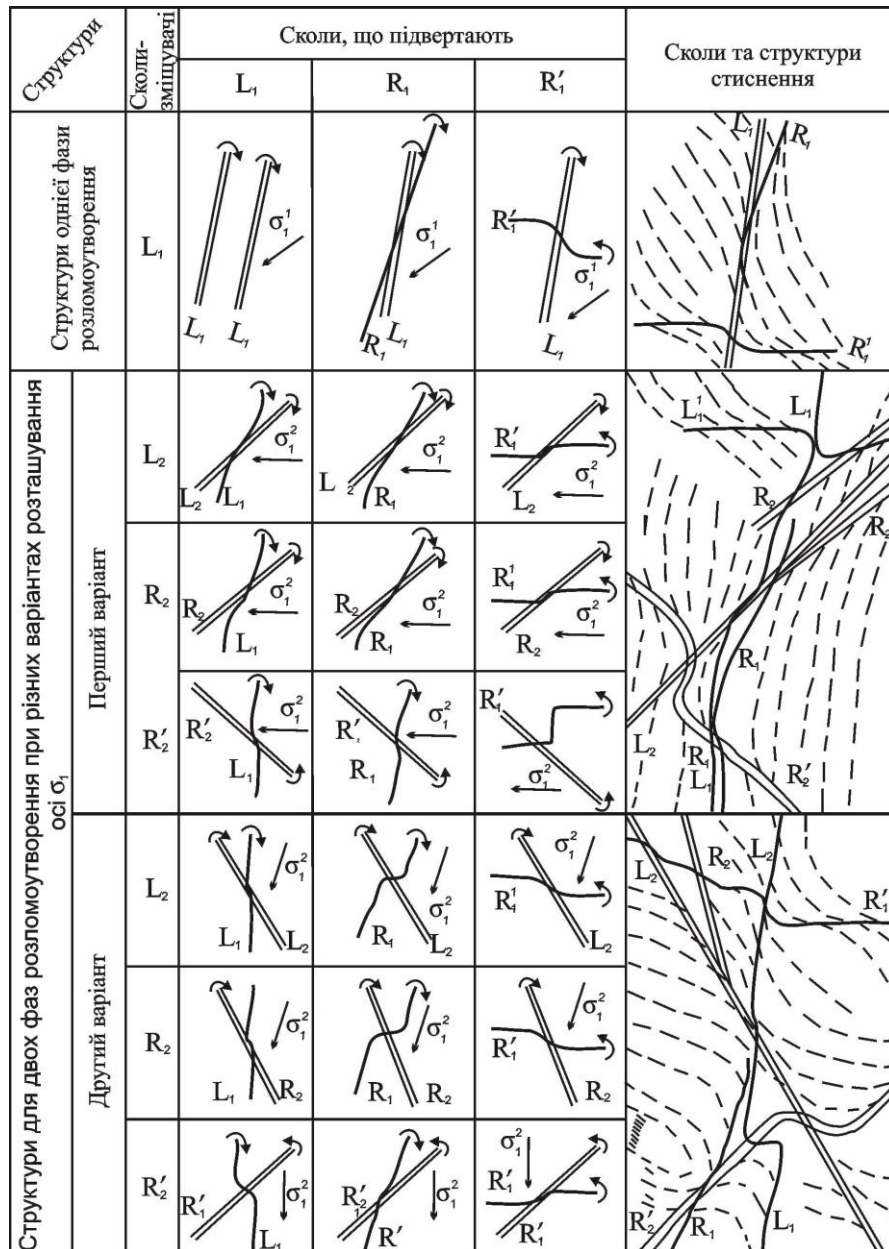


Рис. 2.3. Генералізована схема взаємозв'язків між структурами 2-го порядку зони сколювання за однією і двох фаз деформації в разі додаткового стиснення [Гинтов, 2005]. Структури підвертання представлені мілонітовими монокліналями та структурно-тектонічними елементами.

У кінематичному розумінні розломи або зони розломів є надпорядковими структурами земної кори, оскільки вони формуються тривалий час і в різних полях тектонічних напружень. Тому зони

сколювання, що їх складають, можуть мати різне орієнтування, а сама зона розломів бути або прямолінійною, або (найчастіше) складатися з різноорієнтованих відрізків.

Утворення зон сколювання і групування їх у зони розломів в межах УЩ розпочалося в неоархеї, найактивніше відбувалось в ранньому протерозої, а процеси активізації тривали до кайнозою. Саме так розподілені в часі і геохімічні епохи рудоутворення для УЩ, представлені в монографії [Семенен..., 1975, с. 9].

Зони розломів поділяються на міжмегаблокові і внутрішньомегаблокові. Перші, зазвичай, більш широкі і протяжні і майже завжди продовжуються за межі УЩ.

Утворення зон розломів пов'язано з геодинамічними процесами і НДС літосфери, а також такою важливою характеристикою, як жорсткість або в'язкість літосферних блоків: зони розломів формуються на межах ділянок кори і літосфери різного петрологічного типу, відповідно з різними фізичними характеристиками. З цим і пов'язана концентрація розломів в зони. Однотипні блоки об'єднуються в більш великі структури мегаблоки, які також відрізняються своїми петрологічними і фізичними характеристиками і, здебільшого не мають прямого зв'язку з сучасними контурами УЩ.

Важливо зазначити, що докембрійські зони розломів УЩ виведені на докайнозойську поверхню, як і весь кристалічний фундамент, з великих глибин, тому до них не застосовні форми прояву структур, одержувані в моделях на еквівалентних матеріалах (див., наприклад, [Шерман и др., 1991, 1992, 1994]), але застосовуються геометричні та парагенетичні структурні закономірності, встановлені в цих моделях (це було перевірено на численних відслоненнях УЩ [Шерман и др., 1988; Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2011, б, в; Трипольский и др., 2013; Мичак, 2015]).

У моделях, як і в молодих або сучасних зонах розломів, формуються в основному тріщинні структури (тріщини сколювання і відриву), а також різні катаклазити і прирозломні складки, що утворюються на поверхні моделей. У

природних поверхневих умовах такі структури виражені западинами, які заповнені грубоуламковим матеріалом, водою річок та озер, іноді навіть зяючими тріщинами, і оточеними гірськими ланцюгами, утвореними при зсуві.

На глибині, в умовах високого всебічного тиску, пластичної або в'язкої течії гірських порід в твердому стані, зеленосланцевої і амфіболітової фації метаморфізму, тріщини сколювання перетворюються в сколи, виражені кристалосланцевою сланцюватістю, різними типами лінійності і смугастості, мігматитами і граніто - гнейсами, часто мілонітами і бластомілонітами, а також псевдотахілітами. Тріщини відриву представлені дайками, гранітними і кварцовими жилами, пегматитами. Прирозломні складки (структури S- і Z-підвертань) на глибині виражені в основному такими ж тектонітами, як і сколи, але якщо в утворенні сколів головну роль відігравали дотичні напруження (простий зсув), то для структур підвертання головними були нормальні напруження, тобто розплющування (чистий зсув).

Як бачимо, внутрішня структура зон сколювання і зон розломів в приповерхневих і глибинних умовах має різний речовинний склад. Однак елементи залягання всіх структур і їх структурні парагенезиси відповідають одержуваним при моделюванні. Потрібно лише відзначити, що мова йде про так звані базові ділянки структур 2-го порядку, тобто ділянки, максимально віддалені від осьової лінії зон сколювання, оскільки в осьовій зоні всі структури (крім L-сколів) деформуються (згинаються) при зсуві. Відстеження базових ділянок – найбільш складне завдання в польовій тектонофізиці.

Найважливішу роль в глибинних умовах розломоутворення відігравали активні процеси діафторезу, гранітизації і метасоматозу, що сприяли перетворенню ешелонованих сколів і зон сколювання в мігматито-граніто-гнейсові монокліналі [Гінтов, Шевчук, 2017], а також формуванню в розломах і зонах їх впливу рудних районів і рудних полів рідкісних, кольорових і благородних металів [Старостенко, Гинтов, 2013].

2.2. Дослідження структурно-текстурних елементів гірських порід

Фіксація деформацій та структурних форм можлива лише в геологічних середовищах, в яких різною мірою проявлені структурна анізотропія та неоднорідність будови. Різноманітні прояви такої анізотропії, що пронизують велетенські об'єми породних комплексів, зазвичай об'єднуються поняттям СТЕ гірських порід (їх поділяють на площинні та лінійні).

Користуючись термінологією, прийнятою в роботах по структурному аналізу гірських порід [Шевчук та ін, 2002, Шевчук, 2012, Шевчук та ін., 2013; Гінтов, Шевчук, 2017], при тектонофізичному вивченні західної частини УЩ автором окрім тріщинуватості гірських порід виконувалися заміри елементів залягання ПТ (від тектонічної брекчії до ультрамілонітів, від бластокатаклазитів до бластоультрамілонітів) і вторинних СТЕ – смугастості (мігматитової, гранітогнейсової), сланцюватості (деформаційної і кристалізаційної), кліважу, лінійності (рис. 2.4).

Важливо при цьому відзначити закономірність, характерну для гранітогнейсів, мігматит-граніто-гнейсових монокліналей (ГГМ) ранньодокембрійських комплексів: більшість тектонітів і основних типів СТЕ не завжди різко роздільні один від одного і в масштабі макро- і мезоструктур (максимальні розміри сколів можуть досягати кілометрів, а зони сколювання десятків кілометрів) спільно можуть формувати лініаментні зони зі стійкими елементами залягання. Це дозволяє застосовувати до таких зон і їх внутрішньої будови закономірності, що встановлені при моделюванні деформаційних процесів на еквівалентних матеріалах.

Сланцюватість і кліваж можуть утворюватись як роздільно у часі і просторі, так і сумісно, взаємообумовлено. З одного боку, тріщини кліважу як відносно проникні структури за наявності флюїдів стають ареною відповідного мінералоутворення (мінералізований кліваж), у тому числі з виникненням сланцюватих текстур. З іншого, наявність у породі сланцюватості, особливо проявленої шаруватими силікатами, створює різку анізотропію механічних властивостей породи і сприяє виникненню кліважу,

що певною мірою визначає орієнтацію та геометрію кліважних тріщин. Співвідношення сланцюватості та мінеральної лінійності, вираженої планпаралельною орієнтацією видовжених мінералів та їх агрегатів, також може бути різною. Ці текстури можуть формуватися незалежно одна від одної, що виправдовує їх розмежування, але і випадки їх суміщення, коли у площині сланцюватості фіксується мінеральна лінійність, достатньо поширені [Шевчук та ін., 2013].

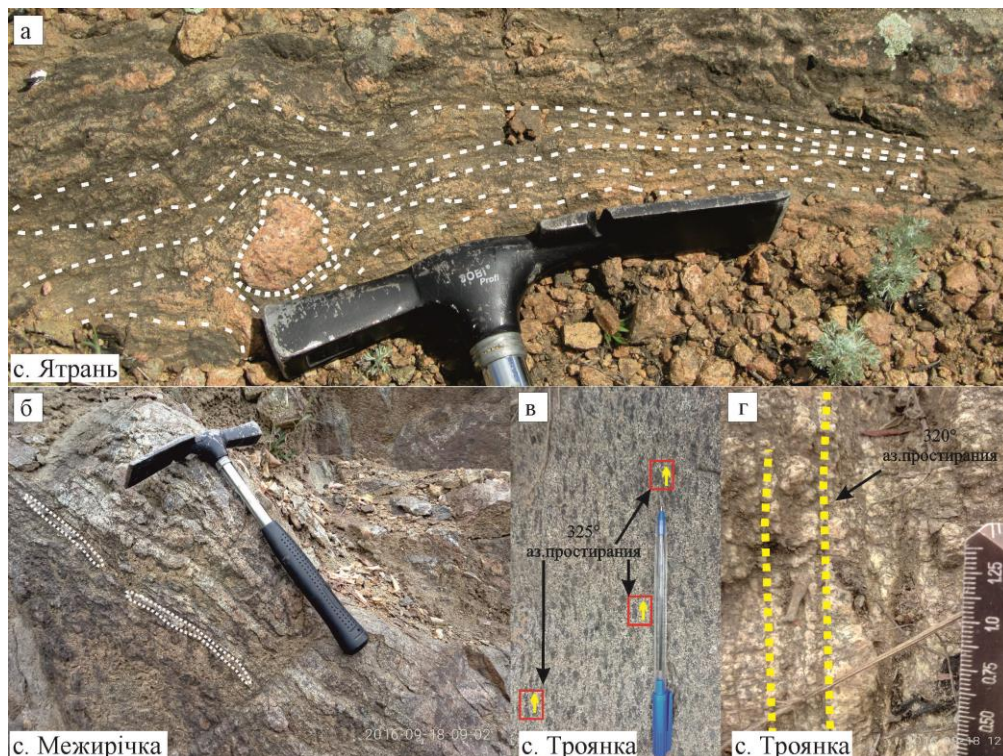


Рис. 2.4. Деформаційні структури в породах Ятранського блоку Голованівської шовної зони: *а* – с. Ятрань, зона деформаційної сланцюватості і мілонітизації в чарнокіті. Окатаний при провертанні уламок рожевого граніту охоплено смугами мілоніту; *б* – с. Межирічка, сланцюватість і плагіомагнетитова смугастість в ендербіто-гнейсах, південне крило Ємилівської зони розломів. Білими точками позначена смужка мілоніту; *в*. – с. Троянка, лінійність зерен рогової обманки, паралельна сланцюватість амфіболових гнейсів Троянської структури (горизонтальний зріз); *г* – с. Троянка, плагіомігматитова смугастість в ендербітах.

Інша проблема стосується систем тріщин сколювання і відриву, які

січуть породи кристалічного фундаменту, в тому числі ПТ і СТЕ зон сколювання. Раніше при тектонофізичному вивченні таким накладеним системам тріщин не приділялося достатньо уваги, хоча вони утворюють чіткі структурні парагенезиси для умов III і IV рівнів глибинності і можуть бути використані для визначення НДС блоку на відносно пізніх етапах тектогенезу.

На відміну від кліважу, розглянуті структури характеризуються досить великими відстанями між сусідніми паралельними тріщинами (> 10 см) і найчастіше є січними по відношенню до кліважу. Найкраще спостерігати такі тріщини в кар'єрах і на великих субгоризонтальних площинах відслонень — вони поділяють породи на паралелепіпедні блоки з кутами від 45° до 90° і розмірами від 0,5 до декількох м². Тріщини найчастіше субвертикальні, хоча зустрічаються і системи похилих розривів, пов'язаних з підкидами або скидами. Кути між парагенетично пов'язаними тріщинами вказують на найчастіше утворення в умовах III і IV рівнів глибинності L- і L'- сколів та сколів Ріделя (R-R'), поєднання обох типів сколів між собою і з тріщинами відриву T.

Іноді одна з парагенетично пов'язаних тріщин може мати узгоджене залягання з кліважем, що ускладнює ідентифікацію структур. У таких випадках допомагає вивчення подібних елементів в різних зрізах відслонень: Кліважування зазвичай добре проявляється на одному зрізі, тоді як тріщини сколювання і відриву – на всіх.

Обробка і інтерпретація польових замірів систем тріщин ПТ і СТЕ виконувалися структурно-парагенетичним методом тектонофізики для III і IV рівнів глибинності [Skempton, 1966; Гинтов и др., 2013, в; Мычак и др., 2018] із застосуванням програми Stereonet (див. розділ 2.3).

2.3. Структурно-парагенетичний метод тектонофізики

Метод базується на вивченні парагенетичного взаємозв'язку між мезоструктурами, які можна зафіксувати в масштабі відслонення. Важливим

є те, що ці структури повинні виникати в ході єдиного деформаційного процесу.

В польовій тектонофізиці використовується в основному тільки ті структурні парагенезиси, які дозволяють виконати точні геометричні побудови і кількісні розрахунки. До них належить більшість типів розривів від невеликих тріщин до зон сколювання.

Великий внесок у розвиток методу зробили: Е. М. Андерсон, В. Рідель, С. С. Стоянов, М. В. Гзовський, С. І. Шерман, П. Н. Ніколаєв, В. Д. Парфьонов, Л. А. Сім, Ю. А. Ребецький, О. Б. Гінтов, В. М. Ісай та багато інших дослідників.

Суть СПМТ полягає у виділенні систем різного типу тріщинуватості, взаємозв'язку між ними та напластуванням порід, дослідженні СТЕ, таких як смугастість, сланцюватість, кліваж, лінійність та ПТ, визначенні головних параметрів полів напружень на території досліджуваного регіону. Цей метод дозволяє встановити послідовність виникнення і розвитку деформаційних структур з урахуванням взаємозв'язку між ними та усіх геологічних даних про вік [Гинтов и др., 2013, б].

Для розвитку фанерозойських відкладів і кристалічних щитів СПМТ має специфічні особливості, які пов'язані з різними рівнями глибинності деформацій гірських порід. У першому випадку це I і II рівень глибинності, у другому випадку – це III і IV рівень (застосовується при вивченні УЩ).

На III і IV рівнях глибинності деформаційні процеси концентруються в довгоживучих зонах розломів і зонах сколювання, кінематичні характеристики яких дають практично повне уявлення про тектонічні рухи в різні фази розвитку земної кори.

Згідно з роботою [Гинтов, 2005], зони сколювання для III і IV рівнів глибинності можуть бути охарактеризовані наступним чином:

а) площини L-сколів паралельні осьовій площині зони сколювання під кутом 45° до осей σ_1 і σ_3 ;

б) площини недеформованих або базисних ділянок пластично деформованих R - і R' - сколів розташовуються під кутом α_0 до осі максимально нормального напруження σ_1 з різних сторін від неї або під кутами $\leq 45^\circ - \alpha_0$ і $\leq 45^\circ + \alpha_0$ до осьової площини зони сколювання;

в) площини недеформованих або базисних ділянок пластично деформованих P -сколів розташовуються під кутом α_0 до осі головних нормальних напружень σ_3 і під кутом $45^\circ - \alpha_0$ до осьової площини зони сколювання дзеркально-симетрично площинам сколів Ріделя;

г) площини тріщин відриву (структур відносного розтягу) T перпендикулярні осі σ_3 , компланарні осі σ_1 і розташовуються під кутом 45° до осьової площини зони сколювання;

д) базисні ділянки η -, S -подібно підвернутих структур стиснення F , що формуються тим же полем напружень, що і зона сколювання, перпендикулярні осі σ_1 ;

е) шарніри складок волочіння S , що формуються тим же полем напружень, що і зона сколювання, паралельні осі σ_2 , або, що те ж саме, перпендикулярні площині $\sigma_1 \sigma_3$;

ж) перетин площин структур другого порядку між собою або з осьовою площиною зони сколювання відбувається по лінії, паралельній осі σ_2 .

Проте не завжди у полі легко виявити сполучені R - R' – або L - L' -сколи. Найчастіше виникають їх комбінації: L - R (L' - R'), кут між якими становить 10 – 20° , або L - R' (L' - R) – кут 70 - 85° .

Всі перераховані вище пункти зображені на рис. 2.1 та рис. 2.5 і є основою для розв'язання прямої та оберненої задачі тектонофізики для розломів при косому зміщенні. Вони застосовуються при вивченні розломів будь-якого глибинного рівня, оскільки відносяться до базисних ділянок пластично деформованих структур другого порядку.

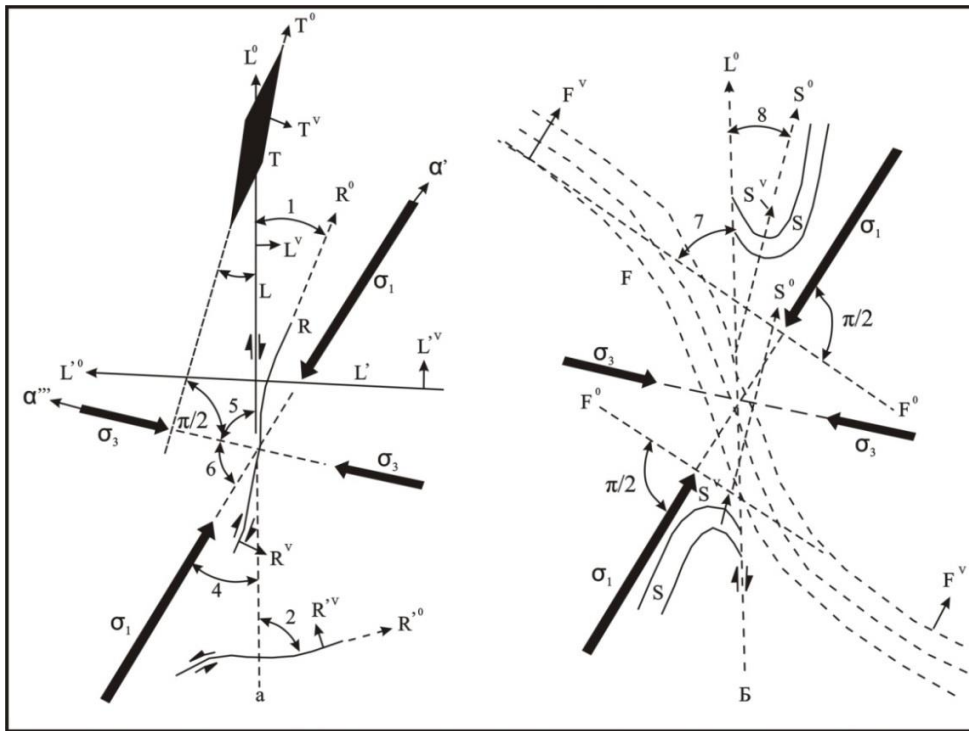


Рис. 2.5. Модель будови зони сколювання для III і IV рівнів глибинності за [Гинтов, 2005] (правий зсув, умови додаткового стиснення): а — сколи та тріщини відриву (структури відносного розтягу), б — структури $\dot{\eta}$ -подібного підвороту і складки волочіння. Утворення структур другого порядку роз'яснюються в тексті. Кути: 1– (R°, L°), 2 – (R', L°), 3 – (T°, L°), 4 – (α', L°), 5 – (α''', L°), 6 – (α', α'''), 7 – (F°, L°), 8 – (S°, L°) = (a'', L°).

Важливим моментом застосування цієї моделі в польових умовах є визначення напрямку осьової площини зони сколювання, для цього використовуються різні геофізичні методи, що дозволяють виділяти розривні порушення і визначати напрямок їх падіння. Подальші високоточні вимірювання елементів залягання сколів, тріщин, СТЕ і складок за допомогою гірського компаса дозволяють ідентифікувати структури другого порядку для розв'язання прямої та оберненої задач тектонофізики.

Деформаційні структури III і IV рівнів глибинності. Ці структури розвинені в мезо- і катазоні консолідованої кори УЩ, де основу деформаційного процесу складають зони сколювання.

Для виділення зон сколювання, визначення їх ширини, азимутів простягання (A_T) і кутів падіння (L^V), а також для вивчення структур 2-го порядку польові тектонофізичні дослідження, особливо в умовах слабкої відслоненості УЩ, необхідно супроводжувати аналізом геофізичних матеріалів (карт, графіків, розрізів). Такий комплексний підхід дозволяє досить надійно вирішувати кінематичні завдання.

Методи польової тектонофізики в районах III і IV рівнів глибинності ґрунтуються на багатьох прийомах великомасштабного і детального структурно-геологічного картування, але водночас мають і ряд характерних особливостей:

1. При польовому тектонофізичному вивченні району основна увага приділяється характеру крихких руйнувань і пластичних деформацій матеріалу земної кори, виявляються і наносяться на план всі наявні елементи залягання структур з високою ($\pm 1^\circ$) точністю; встановлюються вигини та повороти структур, зон і комплексів, ділянки їх перетину або стикування і при цьому визначаються причини змінення елементів залягання таких структур (η , S-подібні підвертання, волочіння, загальне стиснення і т.д.). Констатується наявність ешелонованого і кулісоподібного розміщення розривів і складок, ширина і довжина як всього ешелону, так і окремих його елементів. Вивчається характер деформування окремих мінералів, досліджуються СТЕ порід в залежності від місця розташування в зоні сколювання.

2. Виконується детальне вивчення СТЕ, структур і зональності тектонітів, механізмів деформацій гірських порід, що дозволяє визначати механічні та фізичні умови розломоутворення, рівень глибинності, динамічні навантаження та ін. Все це вимагає застосування в значних об'ємах петрографічних, петро - структурних і мінералогічних досліджень.

3. Потрібен високий рівень геофізичних і геодезичних робіт, які супроводжують польові тектонофізичні дослідження. Геодезичні роботи використовуються для побудови структурних планів відслонень або

детальних ділянок, для точного визначення кутових співвідношень між структурами та обчислення магнітного відхилення. Геофізичні роботи (магнітна і гравіметрична зйомки) застосовується для простеження простягання окремих сколів, картування деформаційного рисунку і взаємозв'язку між структурами 2-го порядку.

При виділенні зони сколювання і визначенні азимута простягання її осьової лінії (параметра A_T чи $A_T = L^\circ$) поряд з тектонофізичними дослідженнями вельми ефективні звичайні геофізичні критерії виділення і простеження розломів, які були описані в роботах [Гинтов, Исай, 1987; Тяпкин., 1972; Кужелов, 1957; Соллогуб и др., 1967; Тяпкін, 1966]. Лініаменти, виділені за зонами великих градієнтів, з простяганням яких співпадають осі лінійних магнітних аномалій за закономірним порушенням кореляції аномалій і т.д., найчастіше паралельні або співпадають з осьовими лініями зон сколювання. При наявності середньо- і великомасштабних геофізичних карт, в першу чергу карт аномального магнітного поля, які охоплюють весь досліджуваний відрізок розлому, параметр A_T майже завжди вдається визначити без вирішення кінематичних завдань (див. рис. 2.11).

Разом з тим використання геофізичних карт найчастіше виявляється ефективним лише для виділення зон сколювання головного етапу розломоутворення. Якщо в розломі перетинаються під невеликим кутом і накладаються одна на одну зони сколювання декількох фаз, то зони сколювання більш ранніх і більш пізніх фаз розломоутворення за геофізичними даними зазвичай залишаються невиявленими. В даному випадку геофізичні матеріали можуть бути використані як допоміжні для простеження і кореляції зон сколювання, виявлених методами польової тектонофізики.

При польовому вивченні зона сколювання виділяється як ділянка, в якій концентруються структури 2-го (елементарні і ешелоновані сколи, структури стиснення і відносного розтягу), сформовані полем напружень, що і сама

зона. Польова ідентифікація L-сколів також дозволяє отримати параметр A_T чи $A_T = L^\circ$.

Ширина зони сколювання визначається за результатами польових тектонофізичних робіт, що включають детальне вивчення відслонень і свердловин, із залученням геолого-геофізичних даних. Наявність сколів, їх розповсюдження є основними тектонофізичними критеріями виділення сколової зони і визначення її ширини.

При визначенні кута і азимута падіння осьової площини зони сколювання (наприклад L^V) орієнтовані значення можна отримати за матеріалами глибинного сейсмічного зондування. Особливо надійними ці матеріали виявляються в тому випадку, коли їх вдається зіставити з іншими геофізичними і геологічними даними і на цій основі проаналізувати кореляцію глибинних та поверхневих неоднорідностей земної кори.

Якщо на місцевості ідентифіковано L-сколи, параметр L^V виходить автоматично: кут і азимут падіння L-сколу відповідають падінню осьової площини зони сколювання.

Ідентифікація сколів та виділення їх базисних ділянок майже завжди ґрунтуються на результатах детальних тектонофізичних досліджень. Разом з ними бажано проводити магнітну зйомку, за допомогою якої можливо достатньо точно прослідкувати окремі елементарні і ешелоновані сколи і взаємзв'язок між різними сколами за межами відслонень.

Інтерпретація даних, отриманих структурно-парагенетичним методом тектонофізики. Опрацювання польових матеріалів полягає у статистичній обробці даних вимірювань, оскільки вимірювання мають свою точність, а елементи залягання структур значний розкид. Для цього будуються стереограми площин і полюсів усіх заміряних тектонітів і СТЕ, а також рози діаграм та графіки азимутів простягання субвертикальних (кути падіння $70-90^\circ$) тріщин. Щоб уникнути значних спотворень результатів, матеріали оброблюють у межах зафіксованого прямолінійного відрізка зони розломів, представленого однією або декількома однотипними зонами

сколювання. Якщо польові дослідження охоплюють більшу площу, то для інших ділянок зони розломів обробка даних виконується окремо.

Кількість замірів просторових орієнтацій тріщинуватості у відслоненнях, необхідна для аналізу тріщинуватості, повинна становити від 50 до 300.

Кожна точка на стереограмі відповідає окремій тріщині (рис. 2.6, а), їх кількість – числу виконаних замірів цих тріщин. Концентрації точок на стереограмах дозволяє виділити системи тріщин. При цьому на стереограмі можливо оцінити межі змін елементів залягання кожної системи тріщин і отримати середнє значення елементів залягання системи, оцінити відносну інтенсивність систем тріщин.

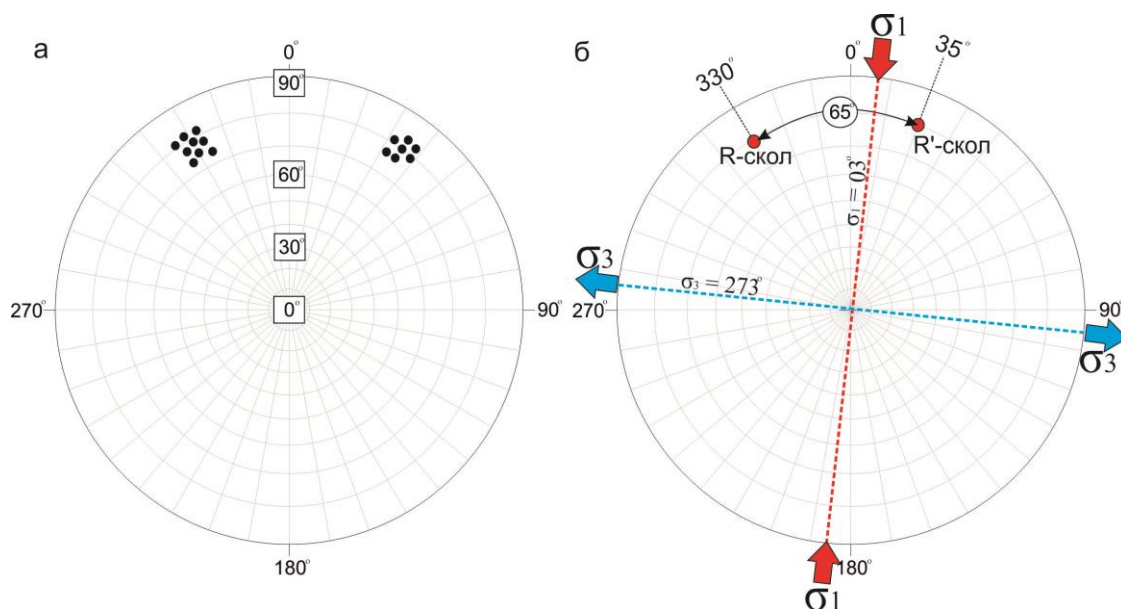


Рис. 2.6. Графічний приклад побудови стереограм тріщинуватості гірських порід.

Інтерпретація отриманих даних в програмі Stereonet. Для обробки і інтерпретації отриманих даних польових замірів тріщинуватості, СТЕ та ПТ гірських порід використовується програма Stereonet [Allmendinger, 2012; Cardozo, 2013]. Програма дозволяє опрацьовувати просторові дані на сітці Вульфа (у нашому випадку верхня півсфера), будувати різні типи стереограм, зокрема наносити полюси, будувати полюси тріщин в ізолініях (контурні

діаграми), різні види гістограм, які показують частоту появи азимутів падіння тріщин при певних кутах (рис. 2.7). Співставлення різних типів стереограм, побудованих у цій програмі, дозволяє визначити напрями головних полів напруження σ_1 , σ_2 , σ_3 .

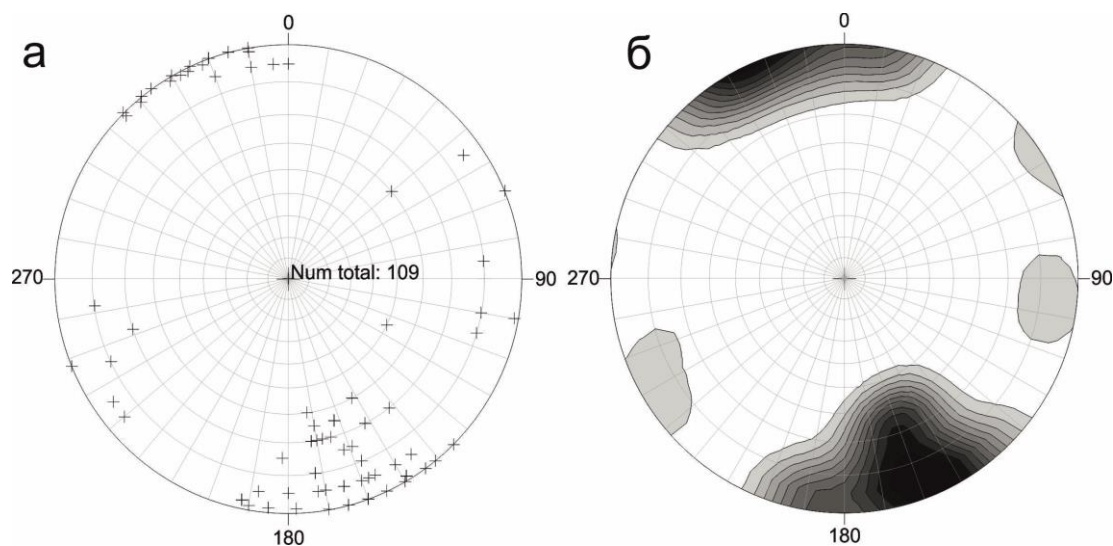


Рис. 2.7. Стереограми елементів залягання (азимутів падіння) тріщин в межах ПГРР: *а* – стереограма полюсів, *б* – стереограма полюсів в ізолініях. Побудовані за допомогою програми Stereonet на верхній півсфері.

Тріщини зображені на стереограмі полюсами, які є точками виходу нормалі до площини тріщини на верхню півсферу. Площини ПТ і СТЕ зображені на стереограмах полюсами (рис. 2.8), а також дугами, які відповідають перетину таких площин з верхньою півсферою. Потім будуються контурні діаграми, що демонструють кількість полюсів тріщин і площин ПТ і СТЕ певної орієнтації в ізолініях.

Знаючи напрямки головних осей напружень (σ_1 , σ_2 , σ_3), вирішуються важливі для загального тектонічного аналізу питання: визначення деформаційних режимів (стан стиснення чи розтягу), глибинності деформаційного процесу і величини напружень та хронологічної послідовності цих процесів. Проте більш детальніше зупинимося на цих питаннях після розгляду ще одного важливого методу тектонофізичних досліджень – кінематичного.

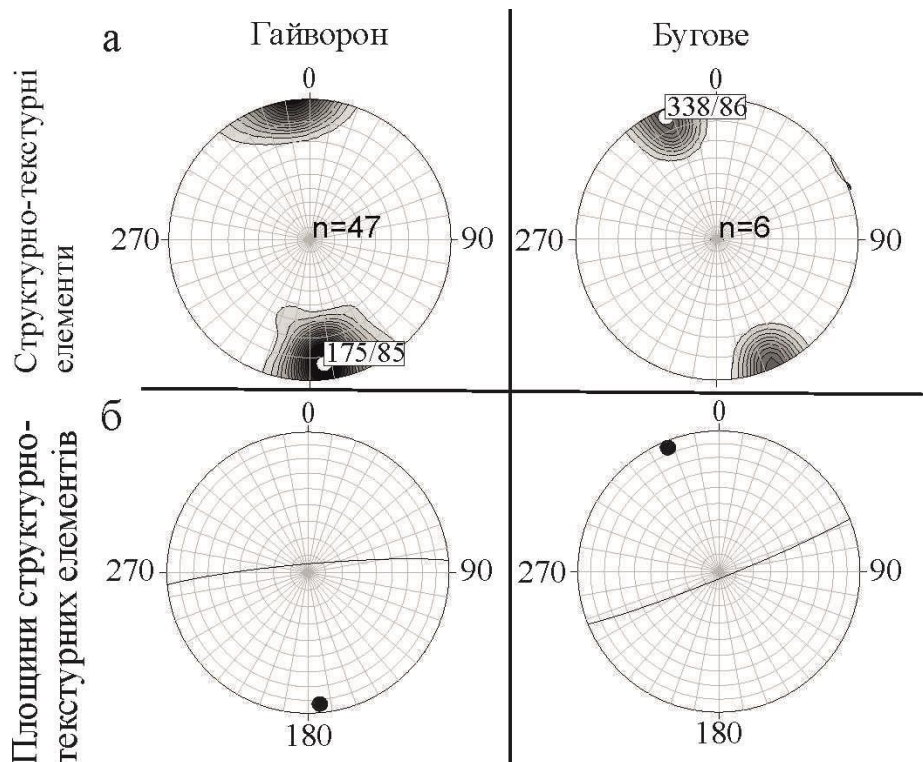


Рис. 2.8. Стереодіаграми азимутів падіння структурно-текстурних елементів в гранітоїдах Побузького гірничорудного району.

2.4. Кінематичний метод тектонофізики

Основи кінематичного методу були закладені С. Б. Ботфордом та Б. К. Будянським, які розробили використовувану в механіці теорію пластичності в концепції локальних зміщень, інтегрованих по всьому об'єму тіла. Справжнім засновником кінематичного методу у завершальній формі є О. І. Гуценко, який запропонував розгорнуту теорію методу, вперше давши графічні та комп'ютерні шляхи реалізації та впровадив метод в практику тектонофізичних та сейсмологічних досліджень. Також великий вклад в розробку та вдосконалення методу зробили: Д. П. Маккензі, Л. А. Сім, В. А. Кузнецов, В. А. Корчемагін, Ю. П. Ребецький, В. В. Гончар, О. Б. Гінтов, А. А. Муровська.

Метод зручний тим, що дозволяє відобразити на одній стереодіаграмі десятки та сотні замірів дзеркал ковзання. Якщо масив гірських порід піддати впливу деякого поля напруження, то деформації, які виникають у цьому

масиві, відбуваються через зміщення по різноорієнтованих розломах та тріщинах, площинах нашарування з утворенням штрихів ковзання на поверхнях, відшліфованих тертям – дзеркалах ковзання. В розломах УЩ дзеркала ковзання є індикаторами зміщення по вже готовим тріщинам. Штрихи ковзання відображають наймолодші зсувні тектонічні переміщення. За ними можна ідентифікувати останнє наймолодше поле напружень, що існувало на завершальному етапі активізації.

Матеріали замірів дзеркал ковзання та їх штрихів опрацьовуються та інтерпретуються за допомогою програми Win-Tensor [Devlaux, 2003]. Програма дозволяє вносити і опрацьовувати велику кількість замірів дзеркал ковзання. У результаті отримуємо стереограму векторів з напрямками усіх переміщень та можливих осей напружень.

2.5. Комплексування структурно-парагенетичного та кінематичного методів тектонофізики

Ефективність комплексного використання СПМТ та КМТ методів була доведена при дослідженні УЩ [Беличенко, Муровская, 1990; Гинтов, Мычак, 2011, а, б, в], Гірського Криму та Карпат [Аронский и др., 1995; Гинтов и др., 2013, б; Муровская и др., 2016; Малицький та ін., 2017]. Комплексний підхід у вивченні тріщинуватості та дзеркал ковзання західної та центральної частин УЩ дає можливість визначити деформаційні режими, на наявність яких вперше вказав Е. М. Андерсон [Anderson, 1905], згідно розширеної класифікації [Гущенко, 1979]. Остання класифікація включає в себе сім геометричних типів полів напружень, які визначені відповідно величиною кутів нахилу $\gamma_{1,2,3}$ головних осей σ_1 , σ_2 , σ_3 до горизонту (табл. 2.1). Ідеальними деформаційними режимами при закладенні нових розломів є:

1. підкидовий – $\gamma_1 = 0^\circ$, $\gamma_2 = 0^\circ$, $\gamma_3 = 90^\circ$;
2. скидовий – $\gamma_1 = 90^\circ$, $\gamma_2 = 0^\circ$, $\gamma_3 = 0^\circ$;
3. зсувний – $\gamma_1 = 0^\circ$, $\gamma_2 = 90^\circ$, $\gamma_3 = 0^\circ$.

Таблиця 2.1. Геометричних типів полів напружень, за [Гущенко, 1979]

підкидовий	$\gamma_1 \leq 30^\circ, \gamma_2 \leq 30^\circ, \gamma_3 \geq 45^\circ$
скидовий	$\gamma_1 \geq 45^\circ, \gamma_2 \leq 30^\circ, \gamma_3 \leq 30^\circ$
зсувний	$\gamma_1 \leq 30^\circ, \gamma_2 \geq 45^\circ, \gamma_3 \leq 30^\circ$
підкидо-зсувний	$\gamma_1 \leq 30^\circ, \gamma_2 > 30^\circ, \gamma_3 > 30^\circ$
скидо-зсувний	$\gamma_1 > 30^\circ, \gamma_2 > 30^\circ, \gamma_3 \leq 30^\circ$
підкидо-скидовий	$\gamma_1 > 30^\circ, \gamma_2 < 30^\circ, \gamma_3 > 30^\circ$
октаедричний	$\gamma_1 > 30^\circ, \gamma_2 > 30^\circ, \gamma_3 > 30^\circ$

Результатом комплексного вивчення тріщинуватості та дзеркал ковзання західної та центральної частин УЩ є побудова хронологічних шкал деформаційних процесів – впорядкування визначених полів напруження за віком. Проте така побудова можлива лише завдяки комплексному використанні результатів обох методів, які дозволяють охопити великий часовий відрізок деформаційних процесів від давніх до неотектонічних рухів.

2.6. Побудова хронологічної шкали деформаційних процесів

Найбільш потужні деформації ранньодокембрійської консолідованої земної кори УЩ проходили в зонах сколювання і зонах розломів та супроводжувалися процесами зсуву, динамометаморфічними перетвореннями гірських порід, магматизмом та внутрішньорозломним метасоматозом.

Слід зауважити, що процеси розломоутворення відбувались вже у регіонально гранітизованій корі, причому гранітизація і гранітоутворення в межах щита проходили циклічно: в палео-, мезо- та неоархеї, палеопротерозої. [Кореляційна..., 2004]. В тектонофізиці хронологічна шкала деформацій ранньодокембрійських комплексів починається з моментів, що фіксуються після процесів регіонального метаморфізму і гранітизації гірських порід. Ці процеси складають первинну основу ранньодокембрійських тектонічних циклів, на фоні яких і розвиваються етапи та фази розломоутворення.

Для кожного району або регіону розвитку досліджуваних комплексів раннього докембрію існують дві вікові шкали деформаційних процесів – відносна та абсолютна. Перша будується на основі вивчення взаємовідношення розломів між собою: більш молоді зони сколювання або сколи і тріщини деформують більш древні, другі вигинаються і підвертаються під перші або зміщуються.

Зони розломів, які відносяться до єдиного мегаблоку, в більшості є однофазними, мають однакові або близькі кінематичні параметри і по відношенню до них вибудовується послідовність всіх наступних фаз деформацій. Для зон розломів, які відносяться до різних мегаблоків, не маючи однакових фаз деформацій, такий підхід застосовується не завжди і у цьому випадку слід застосовувати віковий принцип.

Абсолютний вік розломоутворення визначається при дослідженні співвідношення процесів динамометаморфізму з процесами породоутворення, радіохронологічний вік яких відомий. Він корелюється з віком найбільш древніх серій і комплексів, формування яких пов'язане з зоною розломів.

При встановленні послідовності деформацій для західної частини УЩ враховувалося наступне:

- 1) нижня межа часу закладання зони визначається віком найбільш древніх породних комплексів, які деформуються в першій фазі;
- 2) верхня межа часу закладання зони відповідає віку порід – масивів гранітів, дайок, жил, які не деформуються або слабо деформуються;
- 3) вік активізації визначається в тій послідовності, яку дає відносна шкала з використанням цифр віку комплексів порід, розвинених в зонах сколювання або перетинаються ними;
- 4) при відсутності інформації для визначення абсолютного віку формування конкретної зони розломів використовується порівняльна характеристика інших зон, в яких така інформація є;

5) важлива інформація про вік закладання і активізації зон розломів випливає з визначення глибинних рівнів деформаційних процесів за характером динамометаморфізму гірських порід: як правило, чим древніший вік, тим глибше рівень деформації. Останні фази активізації багатьох зон розломів, виражені формуванням крихкої і квазікрихкої тріщинуватості або дзеркал ковзання, відносяться до верхнього протерозою або фанерозою. Більш точний час такої активізації можна назвати тоді, коли відомий вік дайок, жил, рудних тіл, що заповнюють тріщини або перетинаються ними.

Таким чином, геотектонічні цикли, під час яких була закладена зона розломів консолідованої кори і проходила її активізація, відповідають віковим серіям та комплексам, розвиненим в самій зоні і навкруги її. Етап деформації відноситься до часу закладання зони і носить назву тієї з одновікових зон, яка вивчена раніше інших або краще, ніж інші. Фази деформацій – часу закладання зон сколювання, при цьому перша фаза співпадає з етапом закладання зони розломів, а інші являються фазами активізації. Вони носять назву зон сколювання, вивчених раніше інших або краще ніж інші.

2.7. Принципи побудови схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита

Існуючі карти і схеми блокового розподілу УЩ суттєво відрізняються одна від одної через те, що свого часу єдині принципи блокового, і особливо мегаблокового, поділу для всього щита не були сформульовані і не затверджені критерії виділення та картування міжмегаблокових зон розломів.

Тому група геофізиків ІГФ НАН України і Української геологічної компанії, в якій прийняв активну участь дисертант, виступила з ініціативою створення Схеми розломно-мегаблокової структури УЩ масштабу 1:500 000 з планами обговорення і затвердження її на засіданні тектонічного і стратиграфічного комітетів України [Гінтов та ін., 2017, 2018]. Нижче обговорюються деякі найбільш важливі, на думку автора, питання, котрі

необхідно враховувати при побудові Схеми розломно-мегаблокової тектоніки УЩ. Адже принципові засади поділу земної кори УЩ на блоки і мегаблоки відомі багатьом геофізикам і геологам.

- Матеріали геолого-геофізичних досліджень останніх років доводять, що розломи і зони розломів – це геологічні тіла, що характеризуються специфічними внутрішньою структурою і породними комплексами. Такі матеріали підводять до висновку, що потрібно відмовитись від практики зображення міжмегаблокових, внутрішньо- і трансмегаблокових зон розломів однією або двома лініями, немов деяких умовних структур, для яких речовинне наповнення не таке важливе, як для інших геологічних структур, що представлені метаморфічними, магматичними і метасоматичними утвореннями.

- Всі структурні та речовинні складові зон розломів, або деякі з них, зустрічаються у відслоненнях і свердловинах в межах зон розломів практично всюди, тому не буде помилкою виділені за геофізичними (в основному) даними зони розломів показувати перехрестним штрихуванням одного кольору, яке означатиме площу розвитку структурного комплексу зони розломів. При цьому до виділення таких комплексів залучаються всі відомі геологічні, в тому числі мікротектонічні та мікроструктурні дані.

- Геофізичне і польове тектонофізичне вивчення міжмегаблокових і великих внутрішньо- та трансмегаблокових зон розломів західної частини УЩ показало, що такі зони мають поперекові розміри в середньому, 10–15 км, іноді звужуючись до 7 км і розширюючись до 20 км. Саме такими завширшки є лінійні зони гравітаційних мінімумів, обмежені з обох боків, або з одного боку зонами підвищених градієнтів поля сили тяжіння.

Для виділення міжмегаблокових і крупних внутрішньо- та трансмегаблокових зон розломів використовують в першу чергу карти аномалій Буге, локальних гравітаційних аномалій δAg , модуля повного горизонтального градієнту поля аномалій Буге (G) масштабу від 1: 500 000 до 1: 50 000.

На рис. 2.9. показано карту повного горизонтального градієнта гравітаційного поля G аркуша М-36-XXXI за матеріалами [Ентин и др., 2015]. На ній градієнтні зони чітко окреслюють Тальнівську і Первомайську зони розломів, які обмежують Голованівську шовну зону, а також Ємилівську і Врадівську, що розділяють її на блоки 2-го порядку.

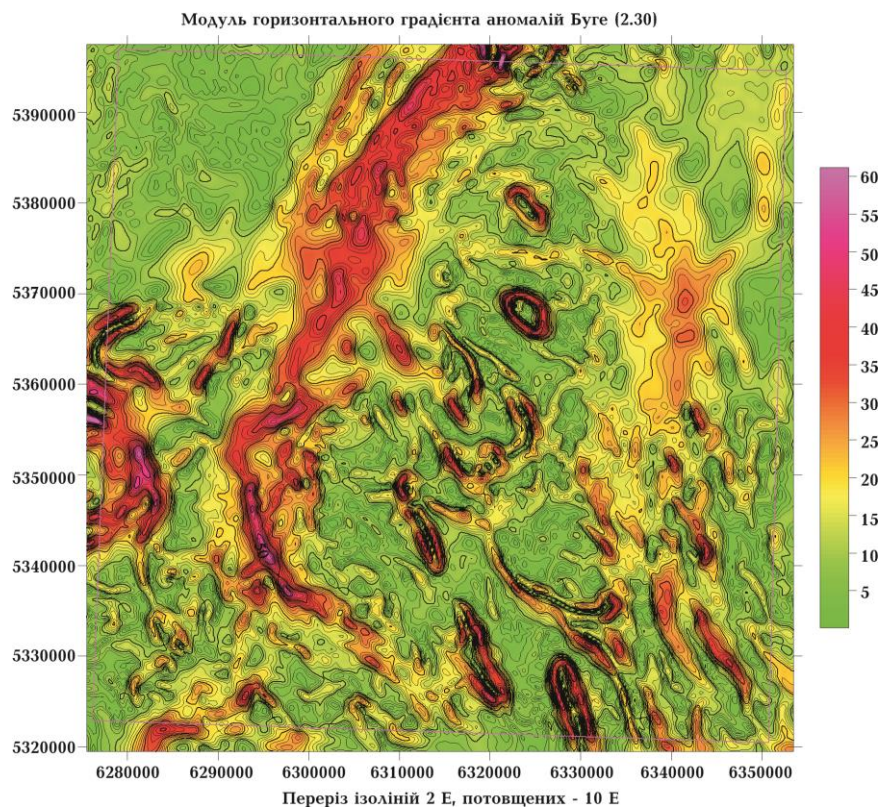


Рис. 2.9. Карта повного горизонтального градієнта гравітаційного поля G Голованівської шовної зони за даними ГГК-200. Шкала інтенсивності аномалій оцифрована в етвешах ($1 \text{ E} = 10^{-9} \text{ c}^{-2}$).

Виділені зони уточнюються шляхом аналізу детальних карт ізодинам Z_a (ΔT_a) і тектонофізичних даних. На карті аномального магнітного поля ΔT_a , Z_a аркуша М-36-XXXI (рис. 2.10) лінійні від'ємні аномалії в межах власне Голованівської шовної зони відбивають характер наявних у ній зон сколювання і зон розломів.

Широка зона градієнтів, яка відповідає Тальнівській зоні, складається з двох-трьох більш вузьких зон, які пов'язані з окремими зонами сколювання, детальну характеристику котрих надано в роботі [Гинтов, 2005]. В межах

широкої зони градієнтів, яка відповідає Первомайській зоні розломів, також виділяються локальні неоднорідності меридіонального та північно-західного простягання, що відбивають відомі зони сколювання цих напрямків.

Тектонофізичні дані, одержані в перетинах таких зон, вказують на площу поширення структурних комплексів зон розломів. Тектонофізичними дослідженнями охоплені практично всі, відслонені хоча б частково, регіональні зони розломів західної частини УЩ. Для додаткового визначення геофізичних характеристик зон використовуються всі інші геофізичні методи - електрометрія, сейсмометрія, геотермія та ін.

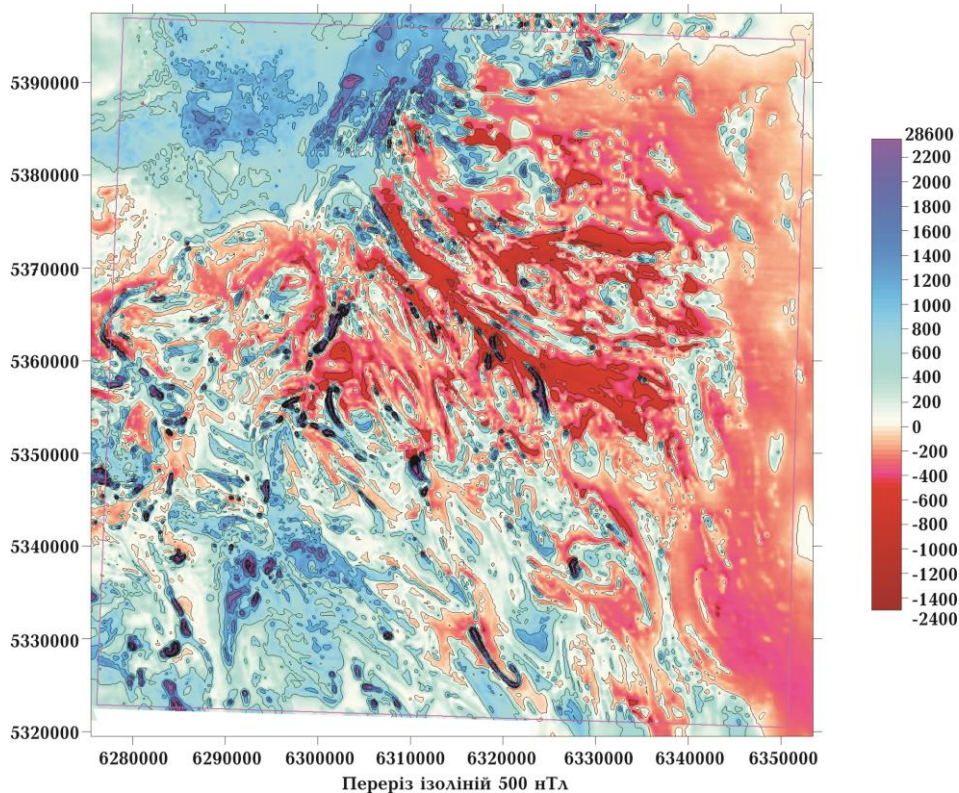


Рис. 2.10. Карта аномального магнітного поля ΔT_a , Z_a аркуша М-36-XXXI, за даними ГГК-200 [Геологическая..., 1990]. Шкала інтенсивності аномалій оцифрована в нТл.

Найважливішим для Схеми є виділення в межах міжмегаблокових і великих внутрішньо- та трансмегаблокових зон розломів структур 2-го порядку – ешелонованих сколів і зон сколювання (елементарних розломів), які обмежують зону розломів, або знаходяться всередині неї. Геофізичними

методами, в першу чергу граві- та магніторозвідкою, ешелоновані сколи та зони сколювання виділяються вузьколінійними від'ємними аномаліями $\delta\Delta g$ або лінійними зонами високих значень модуля горизонтальних градієнтів G (рис. 2.9). На картах ізодинам Z_a (ΔT_a) їм відповідають вузькі прямолінійні зони, в більшості випадків від'ємних аномалій, що розділяють площі з різною внутрішньою структурою або рівнем напруженості магнітного поля (рис. 2.10 та більш детальні карти). Геоелектричними методами вони виділяються як зони високої провідності. Польовими тектонофізичними дослідженнями ці структури картуються як зони найбільш яскравого прояву міжмегаблокових і великих внутрішньо- та трансмегаблокових зон розломів – зони розвитку ММ, СТЕ, ГГМ.

Для геологічного наповнення Схеми важливо зазначити, що якщо міжмегаблокові і великі внутрішньо- або трансмегаблокові зони розломів перетинають площу розвитку певного структурно-формаційного комплексу, це означає, що породи даного комплексу зазнали в ній динамометаморфізму і певної тектонічної переробки і перетворилися в структурні комплекси зон розломів. Проте петрографічний склад цих зон може наслідувати деякі характерні особливості складу порід даного структурно-формаційного комплексу, тому пропонується окрім перехресного штрихування зони розломів, яке вказує на площу розвитку структурного комплексу зон розломів, відповідними значками показувати також територію розвитку в зоні того первинного структурно-формаційного комплексу, по якому сформувався даний структурний комплекс зон розломів.

Окрім структурного комплексу на Схемі необхідно показати найбільш яскраво геофізично виражені або геологічно точно закартовані утворення, наприклад, інтрузивні масиви основних і кислих порід, тіла основних кристалосланців, залізородних порід, дайки. Інтрузивні масиви і дайки можуть бути молодшими за структурні комплекси зон розломів, а якщо й древнішими, то не сильно змінювати свій склад при перетині їх зоною розломів. Тому на Схемі такі масиви і дайки запропоновано відображати в

тому вигляді, в якому вони закартовані геологічними і геофізичними методами, не зважаючи на перетин їх зонами розломів.

Пропонується також винести на Схему всі пункти відбору проб на ізотопно-геохімічний аналіз цирконів, монацитів і бадделеїтів, а також показати цифри ізотопного віку, які вважаються реперними [Щербак и др..., 2005, 2008] (див. рис. 3.59, розділі 3).

Нижче продемонстровано Схему розломно-блокової тектоніки аркушу М-36-XXXI (Первомайськ) масштабу 1: 200 000 (рис. 2.11), інформація на якій пристосована до зображення в масштабі 1: 500 000. У розділі 3 на рис. 3.59 показано більш детальну Структурно-петрофізичну і тектонофізичну карту цього листа, яку довелось сильно розріджувати. На Схему винесені лише значки геологічних комплексів, що складають петрологічний фон, і деяких важливих типів порід – двопіроксенових кристалосланців, базитів, кварцитів, залізорудних товщ, які є знаковими для розуміння тектоніки регіону.

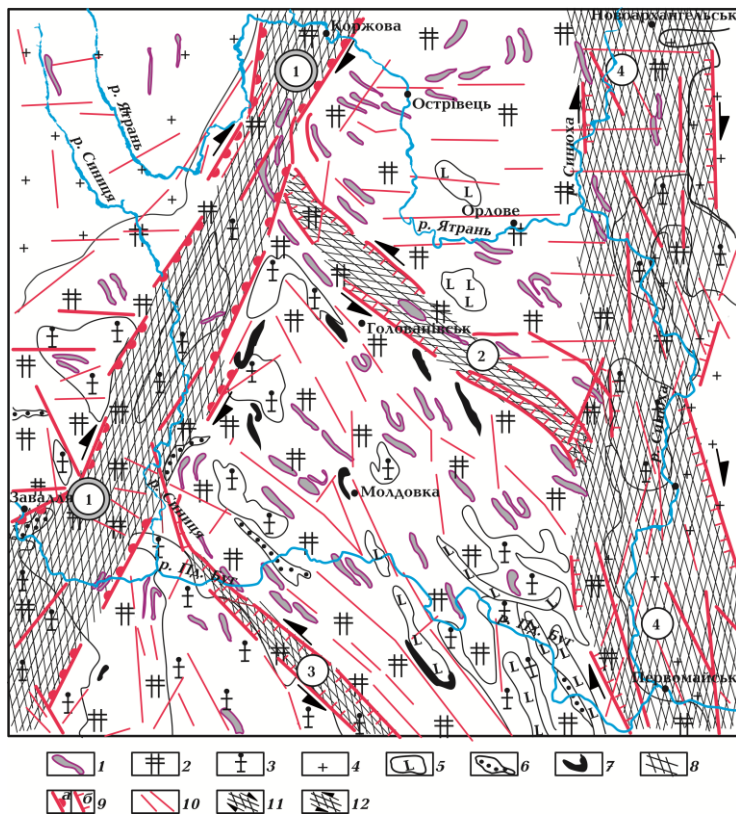


Рис. 2.11. Схема розломно-блокової тектоніки аркуша М-36-XXXI (Первомайськ) [Гінтов та ін., 2017]: 1 – кристалосланці двопіроксенові, ортопіроксенові, біотит-піроксенові, гранат-піроксенові, магнетит-двопіроксенові; 2 – ендербіти, чарнокіти; 3 – рожеві та сіро-рожеві смугасті гранат-біотитові

гранітогнейси, рідко масивні побузького (чудново-бердичівського) комплексу; 4 – сірі, рожево-сірі гранітоїди кіровоградського та уманського

комплексів, плагіогранітоїди гайсинського комплексу; 5 – метагаброїди (амфіболіти, габро, габро-амфіболіти); 6 – кварцити польовошпатові, часто з силіманітом і гранатом, плагіогнейси, гнейси графітові, силіманіт-гранат-графіт-біотитові; 7 – кварцити залізисті, магнетит-двопіроксенові, кальцифіри магнетитові рудні; 8 – міжмегаблокові, внутрішньомегаблокові, трансмегаблокові зони розломів – зони розвитку структурно-формаційних комплексів зон розломів; 9 – ешелоновані сколи (а – обмежують зони розломів та зони сколювання, б – рядові внутрішньорозломні та позарозломні ешелоновані сколи); 10 – розломи; 11,12 – кінематичні знаки (11 – правий зсув, 12 – лівий зсув). Зони розломів (цифри в кружках): 1 – Тальнівська міжмегаблокова; внутрішньомегаблокові: 2 – Смилівська, 3 – Владіївська, 4 – Первомайська.

Висновки до розділу 2

У дисертаційній роботі використано низку методів реконструкцій головних параметрів полів палеонапружень: структурно-парагенетичний метод тектонофізики (аналіз за різними парагенезисами тріщин) та кінематичний метод (аналіз за дзеркалами ковзання). Для побудови стереограм директивних структур і тріщинуватості гірських порід застосовувалися програми Stereonet та Win-Tensor. Отримані дані дозволяють визначити основні параметри полів палеонапружень (σ_1 , σ_2 , σ_3). Знаючи напрямки головних осей напружень вирішуються важливі для загального тектонічного аналізу питання: визначення деформаційних режимів (стан стиснення чи розтягу), глибинності деформаційного процесів і величини напружень та хронологічної послідовності цих процесів.

Розглядається ефективність комплексного використання структурно-парагенетичного та кінематичного методів тектонофізики. На основі комплексного дослідження будується хронологічна шкала деформаційних процесів в породах консолідованої кори.

У розділі окрім базових положень методів тектонофізики розглядаються найбільш розповсюджені структурні форми, які використовуються при дослідженні докембрійських тектонічних процесів в межах УЩ.

Викладена концепція картографічного відображення докембрійських розломних зон в масштабі 1:500 000 дозволяє більш реально відобразити їх дійсну геологічну будову та насиченість певними речовинними комплексами, а також окреслити ділянки і вузли концентрації ешолонованих та елементарних сколів, локалізувати місця найбільшої тектонічної переробки гірських порід, що, як відомо, є одним з важливих пошукових критеріїв на родовища корисних копалин гідротермального і метасоматичного генезису.

Перелік використаних джерел до розділу 2

1. Аронский, А. А., Беличенко, П. В., Гинтов, О. Б., Муровская, А. В. (1995). Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 17(3), 58-68.
2. Беличенко, П. В., Муровская, А. В. (1990). Соотношение процессов разрушения и подвижек по ранее сформированным разрывам и обратная задача тектонофизики. *ДАН УССР, сер, 9*, 3-5.
3. Геологическая карта кристаллического основания масштаба 1 : 200 000. Лист М-36-XXXI (Первомайск). (1990). Киев, *Фонд ГП «Украинская геологическая компания»*.
4. Гзовский, М. В. (1975). *Основы тектонофизики*. Москва, Наука.
5. Гинтов, О. Б. (2005). *Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины*. Киев, Феникс.
6. Гинтов, О. Б., Бубняк, И. Н., Бубняк, А. Н., Вихоть, Ю. М., Мычак, С. В., Накапелюх, М. В. (2013). Напряженно-деформированное состояние и динамика аллохтонной части Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью (по тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 35(1), 75–87. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116334.

7. Гинтов, О. Б., Исай, В. М. (1987). Результаты полевого тектонофизического изучения разломов северо-западной части Украинского щита. *Геофизический журнал*, 9(3), 68-78.
8. Гинтов, О. Б., Исай, В. М. (1988). *Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры*. Киев, Наукова думка.
9. Гинтов, О. Б., Муровская, А. В., Мычак, С. В. (2013, в). Полевая тектонофизика в решении проблем геодинамического развития территории Украины. *Геодинамика и тектонофизика*, 3, 281–299. doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0101.
10. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, а). Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива. *Геофизический журнал*, 33(2). 28-45.
11. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, б). Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. 1. *Геофизический журнал*, 33(3), 102–118. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116932.
12. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, в). Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. 2. *Геофизический журнал*, 33(4), 89-99.
13. Гинтов, О. Б., Бубняк, И. Н., Бубняк, А. Н., Вихоть, Ю. М., Мычак, С. В., Накапелюх, М. В. (2013, б). Напряженно-деформированное состояние и динамика аллохтонной части Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью (по тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 35(1), 75–87. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116334>.
14. Гінтов, О. Б., Орлюк, М. І., Єнтін, В. А., Пашкевич, І. К., Мичак, С. В., Бакаржієва, М. І., Шимків, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Структура західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання.

- Геофизический журнал*, 40(6), 3–29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
15. Гінтов, О. Б., Єнтін, В. А., Мичак, С. В. (2017). До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1:500 000. *Геофизический журнал*, 39(5), 63-82. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112340.
16. Гінтов, О. Б., Шевчук, В. В. (2017). *Структурованість Українського щита та особливості ранньодокембрійського розломоутворення на прикладі Голованівської шовної зони*. Київ, НВП Інтерсервіс.
17. Гущенко, О. И. (1979). Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. Поля напряжений и деформаций в литосфере. Москва, Наука.
18. Ентин, В. А., Гинтов, О. Б., Мычак, С. В., Юшин, А. А. (2015, а). Структура Молдовского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа. *Геофизический журнал*, 37(4), 3–18. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118.
19. *Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита*. Пояснювальна записка. (2004). Київ, УкрДГРІ НСК України.
20. Кравченко, Д. В. (2004). *Реологічні типи, умови та етапи формування дислокаційної тектоніки Голованівської шовної зони та її обмеження на прикладі Середнього Побужжя*. (Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук). Київ.
21. Кужелов Г. К. (1957). Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. *Сов. Геология*, 59.
22. Малицький, Д., Муровська, А., Гінтов, О., Гнип, А., Мичак, С., Грицай, О., Павлова, А. (2017). Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса*

- Шевченко, «Геологія», 77(2), 23-51. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.77.05>.
23. Муровская, А. В., Накапелюх, М. В., Вихоть, Ю. М., Шлапинский, В. Е., Бубняк, И. Н., Мычак, С. В. (2016). Кинематическая эволюция Зоны Пьенинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты). *Геофизический журнал*, 38(5), 119-136. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826.
24. Мычак, С. В. (2015). Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05-2,02 млрд лет назад. *Геофизический журнал*, 37(1). 83-99. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111327.
25. Мычак, С., Курило, С., Муровська, А. (2018). Структурные особенности кристаллического фундамента Голованевской шовной зоны в бассейне р. Ятрань по тектонофизическим данным. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченко, «Геологія»*, 80(1), 23-32. doi.org/10.17721/1728-2713.80.03.
26. Семенен, Н. П. (под. ред.). (1975). *Критерии прогнозирования месторождения Украинского щита и его обрамления*. Наук. думка.
27. Соллогуб, В. Б., Павленкова, Н. И., Чекунов, А. В. (1967). *Критерии выделения разломов земной коры по данным ГСЗ. Геофизическое строение земной коры юго-восточной Европы*. Москва, Наука.
28. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под. ред.). (2013). *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых*. Киев: Прастыи луды.
29. Стоянов, С. С. (1977). *Механизм формирования разрывных зон*. Москва, Недра.
30. Трипольский, А. А., Фарфуляк, Л. В., Мичак, С.В., Калюжная, Л. Т. (2013). Особенности потенциальной сейсмической зоны Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита. *Геофизический журнал*, 35(2), 168–178. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111362>

31. Тяпкин, К. Ф. (под. ред.). (1972). *Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами*. Москва: Недра.
32. Тяпкін, К. Ф. (1966). Про інтерпретацію гравітаційних ступенів на щиті. *Доповіді АН УРСР. Сер. Б, 5*, 611–614.
33. Шевчук, В. В. (2012). Соотношение протерозойского автохтонного гранитообразования и деформационных процессов в пределах Тальновской зоны разломов (Украинский щит). *Вісн. Київ. ун-ту. Геологія*, 56, 5–7.
34. Шевчук, В. В., Кузь, І. С., Юрчишин, А. С. (2002). *Тектонофізичні основи структурного аналізу*. Львів, ЛНУ ім. Івана Франка.
35. Шевчук, В. В., Лавренюк, М. В., Кравченко, Д. В. (2013). *Основи Структурного аналізу*. Київ, ВПЦ «Київський університет».
36. Шерман, С. И., Гинтов, О. Б., Борняков С. А., Исай, В. М., Кобылянский В. Б. (1988). Характер разломообразования в консолидированной коре и моделирование зон скалывания. *Геофизический журнал*, 10(1), 13–21.
37. Шерман, С. И., Семинский, К. Ж., Борняков, С. А., Адамович, А. Н., Буддо, В. Ю. (1994). *Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия*. Новосибирск, Наука.
38. Шерман, С. И., Семинский, К. Ж., Борняков, С. А., Адамович, А. Н., Лобацкая, Р. М., Лысак, С. В., Леви, К. Г. (1992). *Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения*. Новосибирск, Наука.
39. Шерман, С. И., Семинский, К. Ж., Борняков, С. А., Буддо, В. Ю., Лобацкая, Р. М., Адамович, А. Н., Трусков, В. А., Бабичев, А. А. (1991). *Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига*. Новосибирск, Наука.
40. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н. (2005). *Геохронология раннего докембрия Украинского щита*. Киев, Наукова Думка.
41. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н., Шумлянський, Л. В. (2008). *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой*. Киев, Наук. думка.

42. Allmendinger, R., Cardozo, N., Fisher, D. (2012). *Structural geology algorithms: vectors and tensors*. Allmendinger, Cambridge, Cambridge University Press.
43. Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting*. Edinburgh, Oliver and Boyd.
44. Cardozo, N., Allmendinger, R. (2012). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193-205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>.
45. Devlaux, D. Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. New insights into Structural interpretation and Modelling. *Special Publications. Geological Society*, 212. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06>
46. Skempton, A. W. (1966). Some observations on tectonic shear zones. *Proc. I Int. Congr. Rock Mech*, 1, 55–58.

РОЗДІЛ 3. РЕЗУЛЬТАТИ ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

У геологічній будові України визначальна роль належить УЩ. Вона полягає у тому, що щит є єдиним джерелом інформації стосовно складу, будови верхньої консолідованої кори та ранньодокембрійської геологічної історії території України. У розділі викладені основні результати тектонофізичних досліджень західної частини УЩ в межах Волинського, Подільського, Росинського, Бузького та західної частини Інгульського мегаблоку (рис. 3.1). Польові тектонофізичні роботи проводились за методикою структурно-парагенетичного та кінематичного методів тектонофізичного аналізу, викладеною в розділі 2.

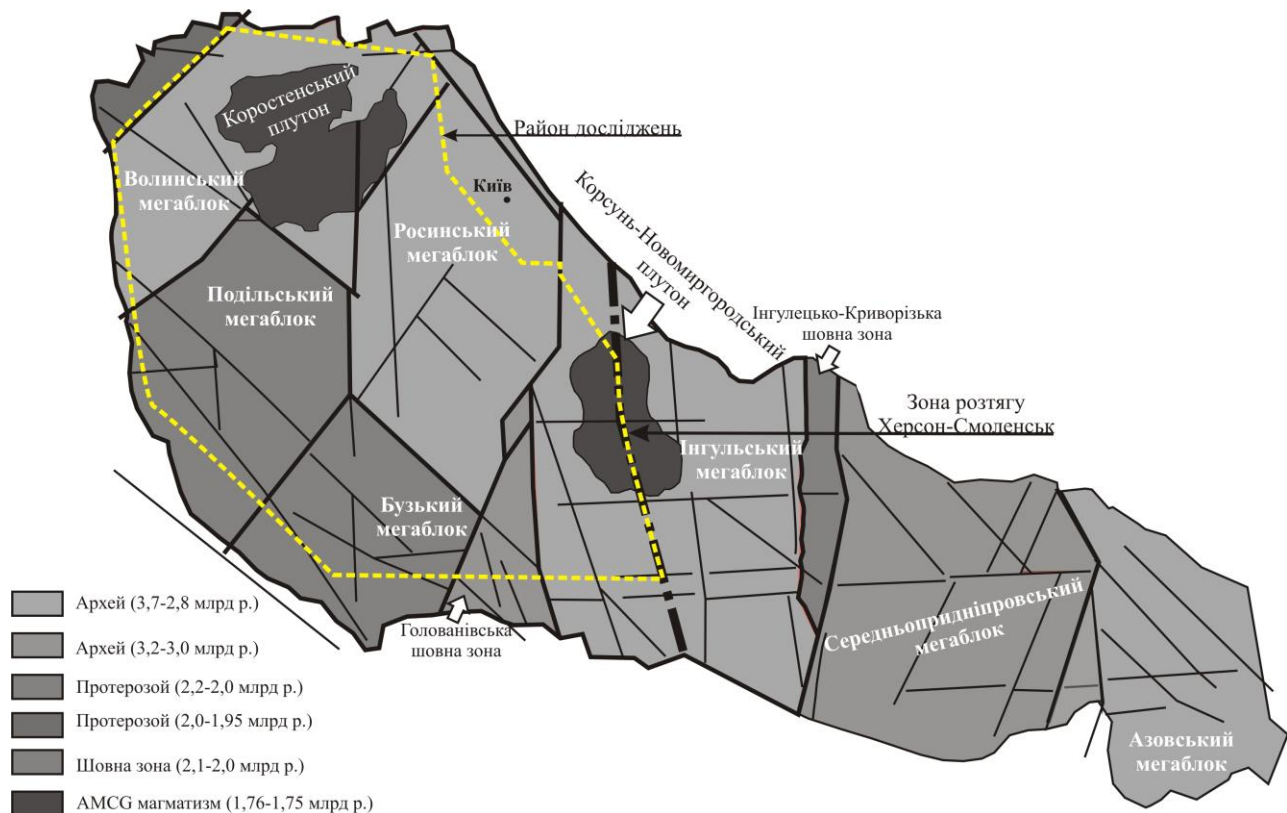


Рис. 3.1. Розломно-блокова структура УЩ та районування мегаблоків [Гинтов, 2014].

3.1. Волинський мегаблок

На півдні мегаблок обмежений Тетерівською і Сарненсько-Варварівською зонами розломів, на сході обмежений Чорнобильською. Західна межа мегаблоку проходить по Суцано-Пержанській зоні розломів (СПЗР), по якій він межує з Волино-Поліським вулкано-плутонічним поясом (ВПВП), який довгий час зараховували до складу Волинського мегаблоку.

У різний час геолого-геофізичні роботи на території мегаблоку проводили: В. І. Лучицький, М. І. Безбородько, Г. М. Козловська, Ю. Ір. Половинкіна, М. П. Семененко, В. С. Соколов, Л. Г. Ткачук, В. П. Бухарев, А. Я. Хатунцева, В. А. Рябенко, Л. І. Забіяка, Л. С. Забіяка, Л. С. Галецький, Букович, А. С. Дранник, В. П. Кирилюк, В. М. Клочков, В. Д. Колій, В. А. Колосовська С. В. Нечаєв, С. В. Металліді, М. П. Щербак, І. Б. Щербаков, Г. М. Яценко, В.М. Єгоров, В. І. Старостенко, В. Б. Соллогуб, О. Б. Гінтов, С. В. Богданова, Т. П. Єгорова, І. К. Пашкевич, В. А. Єнтін та багато інших дослідників [Гурський, Кирилюк..., 2007].

Тектонофізичні дослідження виконувалися автором в межах чотирьох районів Волинського мегаблоку – Суцано-Пержанській зоні розломів, Новоград-Волинському гранітоїдному масиві, Коростенському плутоні габро-анортозитів і рапаківі та Овруцькій грабен-синкліналі.

3.1.1. Внутрішня будова і кінематика Суцано-Пержанської зони розломів за результатами тектонофізичних досліджень

СПЗР відома з початку минулого століття через наявність в ній унікального рідкіснометалевого зруденіння. Починаючи з 1920-років, її вивчали М. І. Безбородько, В. І. Лучицький, Л. Г. Ткачук. У 60-х – 90-х роках картуванням і металогенією зони займалися І. І. Гурвич, Н. А. Безпалько, Л. С. Галецький, Л. Б. Зубков, С. В. Металліді, С. В. Нечаєв, А. Г. Марченко та багато інших

геологів. В той же період СПЗР було закартовано гравіметричною (масштабу 1:200 000 – 1:50 000), наземною магнітною та аеромагнітною (масштабу 1:50 000 – 1:10 000) зйомками (О. Л. Поліванчук, В. М. Єгоров, О. В. Тесленко, М. П. Коряк та ін.). Геофізичні дані дозволили простежити зону на південний захід і північний схід по всій її довжині, хоча детальні геологічні дослідження були сконцентровані головним чином у так званому Пержанському тектонічному вузлі (ПТВ), з яким були пов'язані основні металогенічні перспективи.

Розташована СПЗР в північно-західній частині УЩ (рис. 3.2), розділяє Волинський мегаблок та ВПВП і в даний час розглядається як одна з розломних зон, що виникла в пізньому палеопротерозої, одночасно з Горинською, Тетерівською та Немирівською, внаслідок зчленування двох древніх мікроконтинентів – Фенноскандії та Сарматії (див. розділ 4.) [Bogdanova et al., 1996, 2013; Гінтов, Пашкевич, 2010; Мичак 2016; Гінтов та ін., 2018]. Зона витягнута в північно-східному напрямку (50–65°) і простежується в межах УЩ на відстані понад 200 км при ширині до 3 км на флангах і до 8 – 10 км в середній частині. В межах відкритої частини щита геологи виділяють в ній декілька систем елементарних розломів (за тектонфізичною термінологією – зон сколювання) – Хочинську, Яструбецьку, Головну, Південну, Сущанську, Устинівську, Юр'ївську, Убортьську, Пержанську, Плотницьку [Романюк, 2013; Пономаренко та ін., 2017].

З північного заходу СПЗР обмежена гранітоїдами осницького (PR₁-II) комплексу з тілами порід основного складу та останцями основних і кислих вулканітів клесівської серії. З південного сходу розвинуті гранітоїди житомирського комплексу та гнейси тетерівської серії (PR₁-I), а також (на півночі) кварцито-пісковики овруцької серії. Гранітоїди осницького і житомирського комплексів, сильно деформовані до бластомілонітів і мілонітів, розвинуті також і в самій зоні. В північно-східній її частині, на перетині з широтною Поліською зоною розломів, в межах ПТВ, розвинуті метасоматично і

динамометаморфічно (динамограніти, за Г. М. Козловською) змінені граніти пержанського комплексу, серед яких за структурно-текстурними особливостями виділяють наступні різновиди: сирницькі, хочинські, устинівські, пержанські та ін. [Металлиди, Нечаев, 1983].

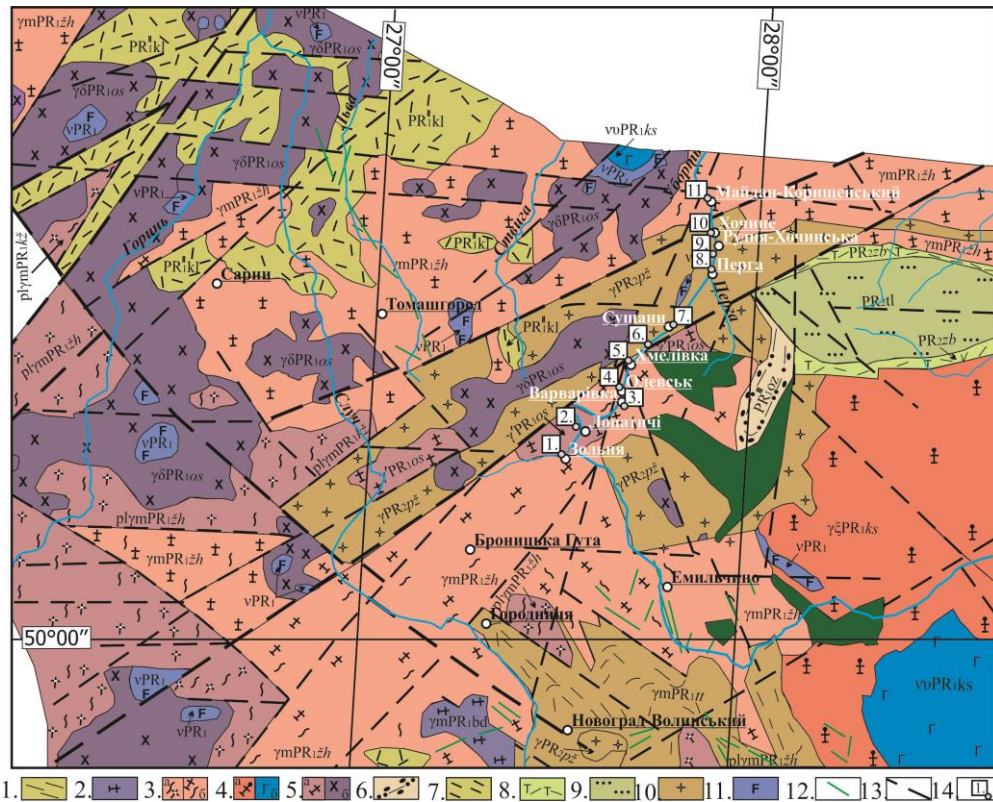


Рис. 3.2. Геологічна схема кристалічного фундаменту західної частини Українського щита. Масштаб 1:1 000 000 [Карта..., 1984]: 1 – гнейси тетерівської срії; 2 – гранітоїди бердичівського комплексу; 3 – житомирський комплекс (а – плагіограніти; б – мігматити); 4 – коростенський комплекс (а – габро-анартозити; б – граніти рапаків); 5 – осницький комплекс (а – плагіограніти; б – мігматити); 6 – осадові породи озерянської світи пугачівської срії; 7 – вулканічні породи клесівської срії; 8 – ріоліти збранківської світи овручської срії; 9 – кварцити товчачівської світи овручської срії; 10 – граніти пержанського комплексу; 11 – габроїди; 12 – дайковий комплекс; 13 – зони розломів; 14 – тектонофізичні точки спостережень.

За геофізичними даними [Гинтов, 2005], зона простежується на північний схід до Прип'ятської западини, а на південному заході у фундаменті Волино-Подільської плити продовжується як Кременецький розлом. Досить добре зона проявляється в гравітаційному та магнітному полях. Найбільш чітко вона фіксується великою гравітаційною ступінню північно-східного простягання (рис. 3.3, *a*), яка з південного сходу обмежує найбільш інтенсивний, розміщений за межами дослідженої території, Рокитнянський гравітаційний максимум. Гравітаційна ступінь, пов'язана з СПЗР, має ширину до 8 км, амплітуду до 10–18 мГал і простягається від північної границі УЩ (район с. Перга – м. Острог) і далі на південний захід в бік Передкарпатського прогину. На карті залишкових аномалій δg чітко простежуються декілька (2-3) локалізованих лінійних аномалій, які відповідають окремим зонам сколювання СПЗР.

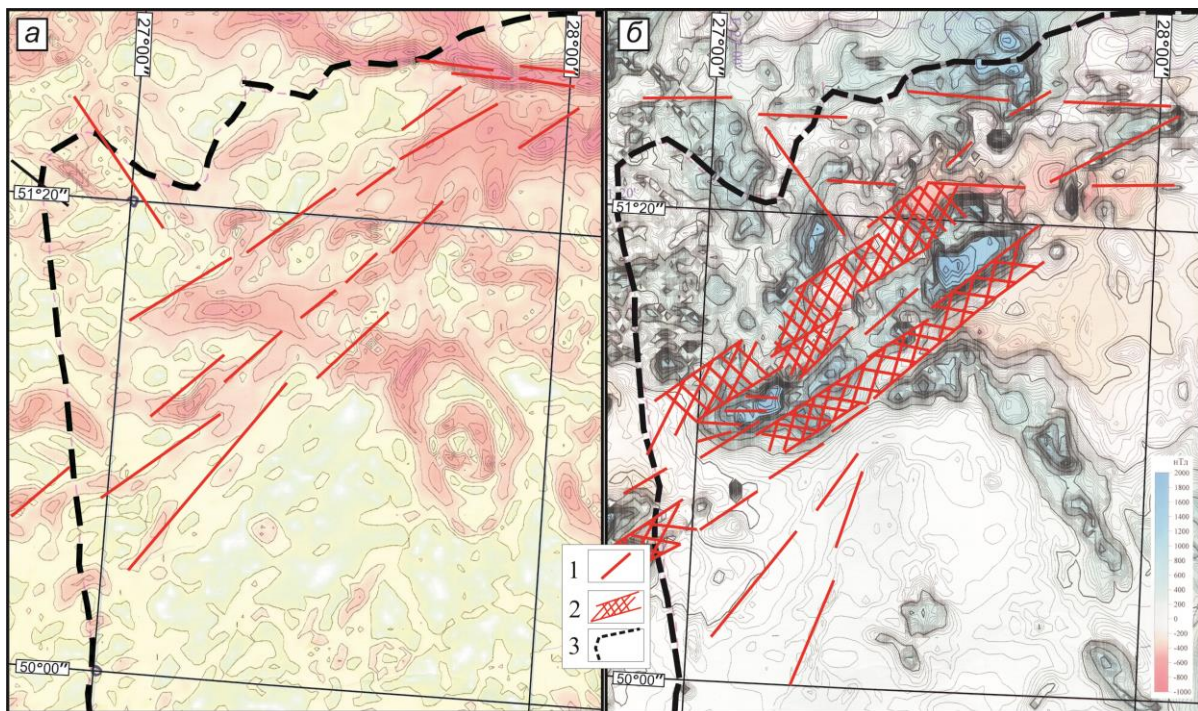


Рис. 3.3. Гравітаційне поле Суцано-Пержанської зони розломів (*a*) – залишкові аномалії сили тяжіння δg (формула Саксова – Нігарда, $R = 8$ км, $r = 1$ км); аномальне магнітне поле Суцано-Пержанської зони (*б*). Ізодинами Z_a і ΔT_a . 1 – ешелоновані сколи; 2 – зони сколювання; 3 – контур УЩ.

В магнітному полі СПЗР на всій протяжності характеризується чергуванням лінійних додатніх та від'ємних аномалій рис 3.3, б. Додатні аномалії простежуються над породами осницького комплексу, для яких характерний смугастий характер, наявність тіл вулканітів та інтрузивів основного складу. Від'ємні аномалії відповідають смугам тектонітів та гранітоїдів житомирського комплексу. Характер підвищених градієнтів магнітного поля, які спостерігаються на південно-східних краях додатніх аномалій, свідчить про падіння СПЗР в північно-західному напрямку під кутом від 50 до 80°.

Накопичені на даний час матеріали по рідкіснометалевих рудних районах і родовищах вказують на зв'язок рудоконцентрацій з інтенсивними тектонічними процесами і метасоматозомом. Для локалізації рудних полів і окремих родовищ велике значення мають ореоли розповсюдження метасоматитів у жорстких блоках древнього фундаменту. Всі ці ознаки тектонічної активізації відмічаються в СПЗР, про що більш детально буде сказано у розділі 4.

Результати тектонофізичних досліджень Суцано-Пержанської зони розломів. Тектонофізичне вивчення СПЗР було розпочате у 1985 р. О. Б. Гінтовим, В. М. Ісаєм, В. Б. Кобилянським, П. В. Біличенко. Роботи виконувались структурно-парагенетичним методом Гзовського–Стоянова. Досліджувалися пластичні (крихко-пластичні) деформації порід зони шляхом вимірювання СТЕ. Результати відображені в роботі [Гинтов, 2005].

Дисертантом, вже на новій методичній основі, дослідження були продовжені в 2014 та 2015 р. р. Вони проводились на відслоненнях р. Уборть по лінії с.с. Зольня (Т.1), Лопатичі (Т.2), Варварівка (Т.3), Хмелівка (Т.5 та Т.6), Суцани (Т.7), Перга (Т.8), Рудня-Хочинська (Т.9), Хочине (Т.10), Майдан-Копищанський (Т.11) та в м. Олевськ (Т.4) (див. рис. 3.2). В межах СПЗР виконано 92 заміри СТЕ та 529 замірів елементів залягання тріщин гірських

порід. Дослідження систем тріщин дає змогу визначення НДС території СПЗР на відносно пізніх етапах тектогенезу.

При аналізі СТЕ дисертантом використані як власні дані, так і матеріали вимірювань попередніх дослідників.

Структурно-текстурні елементи Суцано-Пержанської зони розломів.

Гірські породи СПЗР характеризуються досить чіткою структурно-текстурною анізотропією (рис. 3.4). Розсланцювання і мілонітизація іноді досягають такої інтенсивності (с. Суцани, рис. 3.4, а), що раніш сприймалися за тонку стратифікованість (так звана «суцанська світа»).

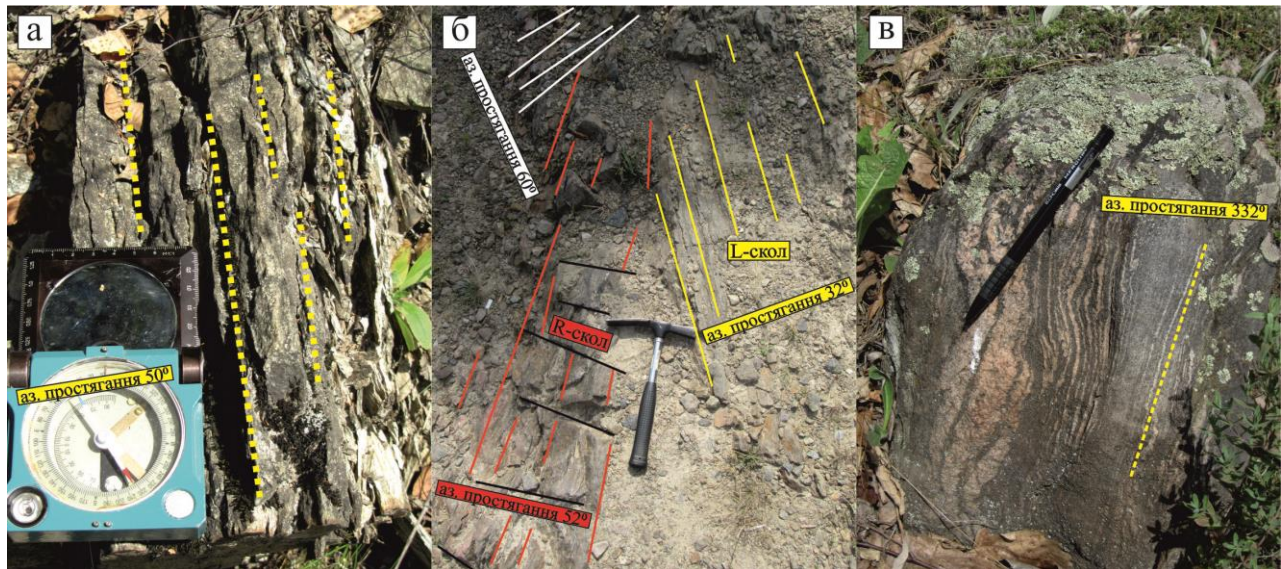


Рис. 3.4. Деформаційні структури в породах Суцано-Пержанської зони розломів: а – тектонічне розсланцювання гранітоїдів осницького комплексу, лівий берег р. Уборть в с. Суцани (Т.7); б – лівий беріг р. Уборть в с. Хмелівка (Т.5), тріщинуватість в гранітоїдах житомирського комплексу; в – мігматитова смугастість в гранітоїдах житомирського комплексу між с.с. Хочине (Т.10) та Майдан-Копищанський (Т.11).

У результаті проведених польових тектонофізичних досліджень побудовано схему простягання СТЕ в межах СПЗР (рис. 3.5).

В першу чергу виділені сколи, які мають елементи залягання: простягання північно-східне від 40 до 60° , падіння на північний - захід 88° . Ці сколи зустрічаються у відслоненнях по р. Уборть на північно-західній околиці м. Олевськ, а також на південно-західній і північній околиці с. Хмелівка та Сущани. Крихких зміщень по сколах не спостерігається. Під сколи спостерігаються ліві і праві S-Z-підвертання. Елементарні сколи об'єднуються в ешелоновані сколи (рис. 3.5, б). Під сколи $54-60^\circ$ підвертаються і сколи $32-36^\circ$ з падінням на північний-захід під кутом 82° . L-скол цієї зони має такі ж самі елементи залягання, що і осьова площина. R-скол має елементи залягання: простягання північно-східне 34° , падіння на північний - захід 82° . Вздовж зони сколювання в процесі його формування проходили лівозсувні – скидові рухи.

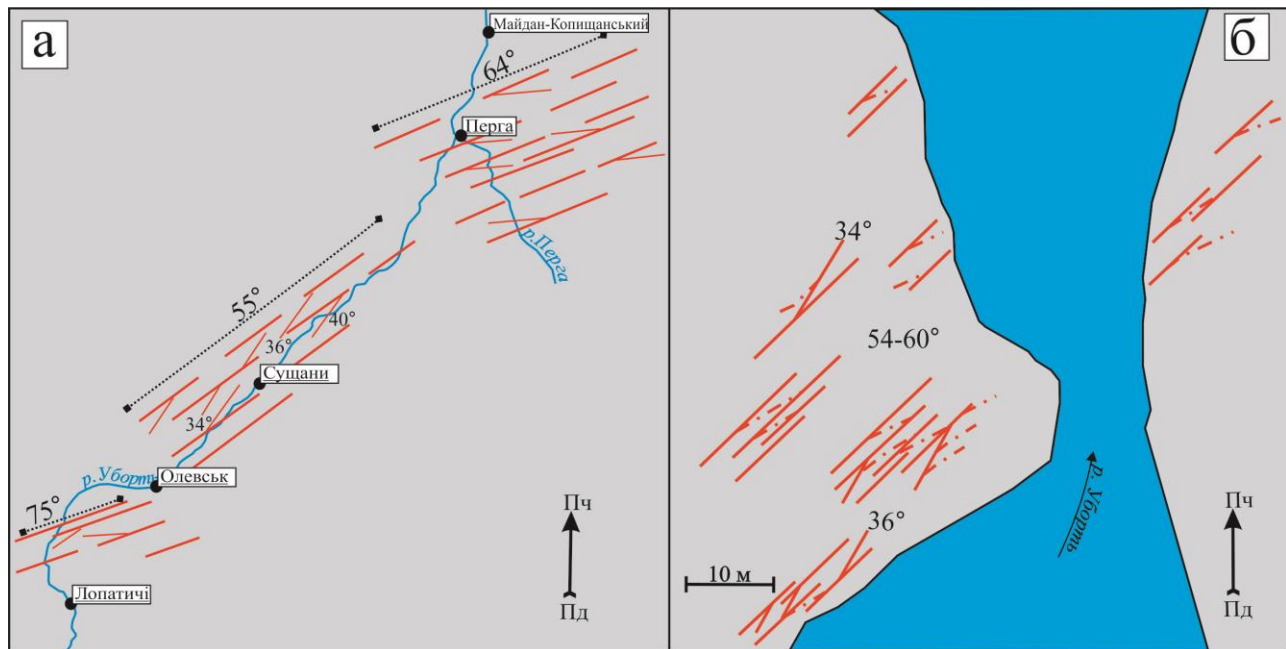


Рис. 3.5. Дослідження структурно-текстурних елементів в межах Сущано-Пержанської зони розломів: *а* – тектонофізична схема простягання структурно-текстурних елементів в межах ділянки досліджень, *б* – приклад ешелонованого сколу, с. Хмелівка.

Пержанська зона сколювання має простягання від 58 до 64° (рис. 3.5.). Тектоніти з північно-західним падінням 72° і є L-сколами. Їх простягання співпадає з простяганням осей магнітних аномалій (див. рис. 3.3, б) на ділянці розповсюдження цих сколів. Сколи представлені в основному мілонітами, під сколи спостерігаються ліві підвертання, які були ідентифіковані як R-сколи.

Лопатичська зона сколювання простягається за азимутом 75° (див. рис. 3.5.). Під сколи спостерігаються ліві і праві S-Z-підвертання під кутом 37° . Основний тип деформацій в цій зоні – розсланцювання.

Багатофазність розвитку СПЗР супроводжувалась формуванням різноорієнтованих зон сколювання, відносний вік яких встановлюється за характером підвертань L та R-сколів. В порядку зменшення віку виділені наступні зони сколювання та фази деформацій: Хмельівська – 140/88 (аз. простягання 50°), Сущанська – 130/88 (аз. простягання 40°), Пержанська – 334/50 (аз. простягання 64°), Рудня-Хочинська – 345/42 (аз. простягання 64°), Лопатичська – 345/83 (аз. простягання 75°).

Дослідивши СПЗР, можна зробити висновок, що Хмельівська та Сущанська фази (табл. 3.1) аналогічні фазам формування Немирівської та Хмельницької зон розломів. Тому ці фази можна віднести до немирівського етапу розломоутворення, а формування сущанської фази до другої фази деформацій Немирівської та Хмельницької зон розломів. У Хмельівській зоні сколювання житомирські граніти перероблені на бластомілоніти, мілоніти і мігматити. У Сущанській зоні осницькі граніти мілонітизовані.

Рудня-Хочинська та Пержанська фази (скид та насув) пов'язані з тим, що СПЗР була досить активною в момент взаємодії Феннокскандії і Сарматії [Bogdanova et al. 1996, 2013], така взаємодія у вигляді стиснення і розтягу відбувалася у період формування пержанського комплексу (1,80–1,70 млрд років).

Таблиця 3.1. Фази деформацій Суцано-Пержанської зони розломів

Фази деформацій	Орієнтування осей головних нормальних напружень		Тектонічні порушення
	σ_1 (стиснення)	σ_3 (розтяг)	
Хмелівська	185°	95°	Лівий зсув
Суцанська	85°	355°	Правий зсув
Пержанська	335°	140°	Насув
Рудня-Хочинська	150°	342°	Скид
Лопатичська	300°	30°	Правий зсув

Характер та умови формування тріщинуватості Суцано-Пержанської зони розломів. Характерними структурними елементами досліджуваного району є системи тріщин сколювання і відриву, які в більшості випадків січуть породи кристалічного фундаменту, в тому числі СТЕ зон сколювання. Тріщини найчастіше субвертикальні (70 %), хоча і спостерігаються і системи похилих розривів (30 %), пов'язаних з підкидами або скидами (рис. 3.6).

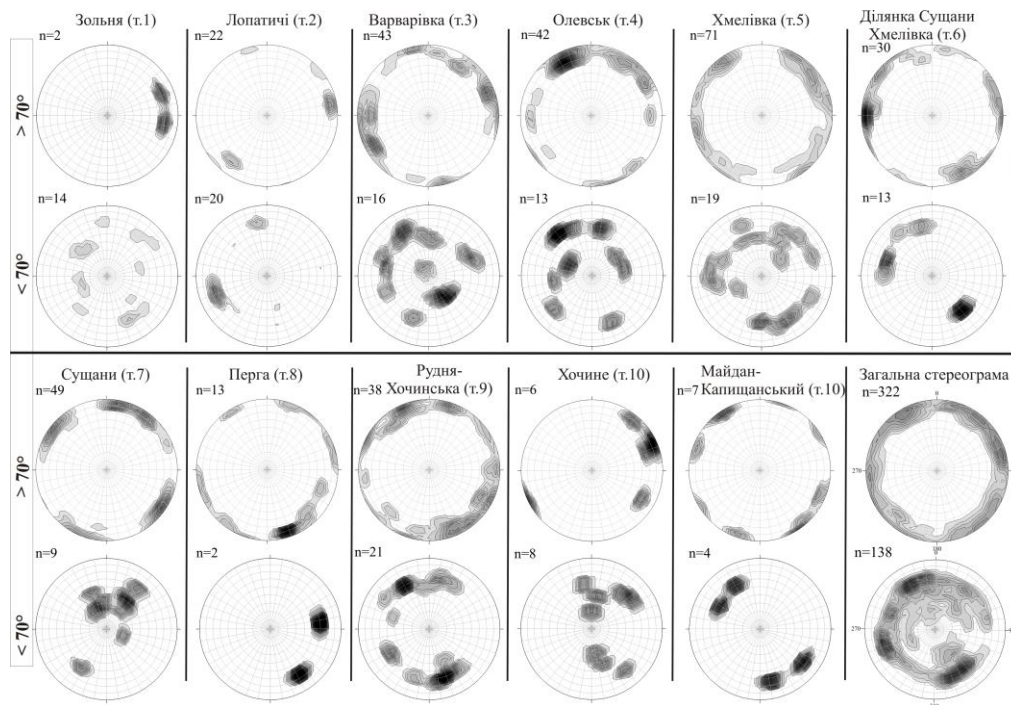


Рис. 3.6. Стереограми елементів залягання (азимутів падіння) тріщин гірських порід в межах Суцано-Пержанської зони розломів.

3.1.2. Напружено-деформований стан Новоград-Волинського гранітоїдного масиву

Масив розташовується в південно-західній частині Волинського мегаблоку (рис. 3.7.) в басейні р. Случ нижче і вище за течією м. Новоград-Волинський. Складений середньо- та рівномірнозернистими біотитовими гранітами, які змінюються на окремих ділянках низьколужними гранітами, близькими до плагіогранітів, гранодіоритів та тонолітів (житомирський комплекс). Текстура порід від масивної до грубо- і тонкосмугастої з чергуванням добре виражених смужок лейко- і мезократового складу потужністю 1–2 см [Козлов, 1985].

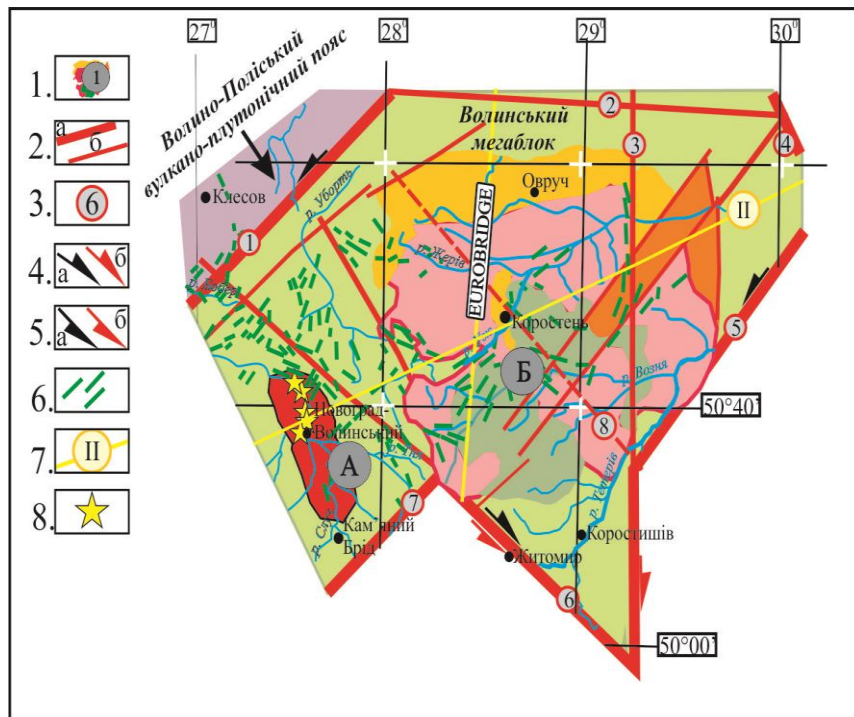


Рис. 3.7. Схема Волинського мегаблоку Українського щита [Мычак, 2014]: 1 – плутони і масиви (А – Новоград-Волинський гранітоїдний масив, Б – Коростенський плутон), 2 – розломи (а – міжмегаблокові, б – внутрішньоблокові), 3 – номери зон розломів, 5 –

правий зсув (а – під час закладання, б – в час головної фази активізації), 6 – лівий зсув (під час закладання, б – в час головної фази активізації), 7 – геотраверси, 8 – точки спостережень. Зони розломів: 1 – Суцано-Пержанська, 2 – Поліська, 3 – Звіздаль-Заліська, 4 – Ядлів-Трактемирівська, 5 – Чорнобильська, 6 – Сарненсько-Варварівська, 7 – Тетерівська, 8 – Центральна.

У північній частині масив складний середньозернистими сірими гранітами, що містять порфіровидні вкраплення калієвого польового шпату. Ближче до центральної частини масиву граніти стають меланократовими, кількість вкраплеників в них зростає, а розміри зменшуються. В центрі м. Новоград-Волинський на правому та лівому березі р. Случ, породи набувають виразну трахітоїдну текстуру і рожеве забарвлення, видовження вкраплеників зростає до 4:1.

В околицях м. Новоград-Волинський спостерігаються дайки плагіопорфірів дацит-ріолітового складу віком 2087 ± 16 млн років. Останні січуться жилами гранітів житомирського комплексу, вік яких становить 2056 ± 15 млн років [Шумлянський, 2012].

Поблизу смт Городниця у 1986 р. при дослідженні магнітної аномалії вперше були розкриті лужно-ультраосновні породи, які утворюють штокоподібне тіло (Городницька інтрузія) діаметром 300 м. У результаті цієї знахідки був виділений самостійний Городницький комплекс лужно-ультраосновних порід. Лужно-ультраосновний магматизм проявився в часовому інтервалі від 2014 до 2051 млн років. Про це свідчать дані, які були отримані К-Аг методом за породоутворюючими амфіболами ранньої генерації з лужно-ультраосновних порід Городницької інтрузії (більше 2,0 млрд років) [Цымбал и др., 2014].

Результати тектонофізичних досліджень Новоград-Волинського гранітоїдного масиву. Дисертантом тектонофізичні дослідження в Новоград-Волинському гранітоїдному масиві виконувались в рамках молодіжного гранту «Деформації земної кори західної та центральної частини Українського щита» у 2013-2014 р.р. – по річці Случ (м. Новоград-Волинський, с.с. Чижівка, Вербівка, смт. Городниця). Причому основна увага приділялася деформаційним структурам, які виникли під час охолодження масиву, тобто відображають час

його формування (див. рис. 3.7). Всього в ході польових досліджень виконано 572 заміри тріщин гірських порід та 35 замірів СТЕ.

Структурно-текстурні елементи Новоград-Волинського гранітоїдного масиву. Паралельно з замірами тріщинуватості гірських порід проводилися і заміри елементів залягання призматичних кристалів польового шпату розмірами від 1 до 10 см, що формують трахітоїдну структуру житомирських гранітів (рис. 3.8).



Рис. 3.8. Деформаційні структури в гранітоїдах Новоград-Волинського гранітоїдного масиву: *а* – тріщинуватість (1 – під час охолодження, 2 – молода тріщина); *б* – трахітоїдність.

Трахітоїдна структура реагує на деформаційні процеси, які відбувалися в масивах як під час, так і після становлення – утворення структур течії і обертання, переорієнтування призматичних кристалів у сколових тріщинах та

ін. Перетин сколів мезотріщин призматичних кристалів зустрічається досить рідко. Основна маса тріщин утворилася в досить високотемпературних умовах.

Таким чином, всі вивчені структури відносяться до деформаційних елементів першого і другого глибинних рівнів деформації консолідованої кори, що сформувалися в умовах розтягу при охолодженні гранітоїдного масиву.

Орієнтація головних осей нормальних напружень в породах Новоград-Волинського гранітоїдного масиву. З вимірених тріщин в досліджуваному масиві 90 % мають субвертикальне (кут падіння 65–90°) і 10 % відноситься до похилого падіння (< 65°). Це свідчить про те, що процес формування і деформування масиву пов'язаний з НДС, при якому площина $\sigma_1 \sigma_3$ була як субгоризонтальною, так і похилою. Для детального розгляду зсувних деформаційних режимів, що супроводжувалися формуванням субвертикальної тріщинуватості, остання представлена у вигляді гістограми розподілу азимутів простягання субвертикальних тріщин (рис. 3.9).

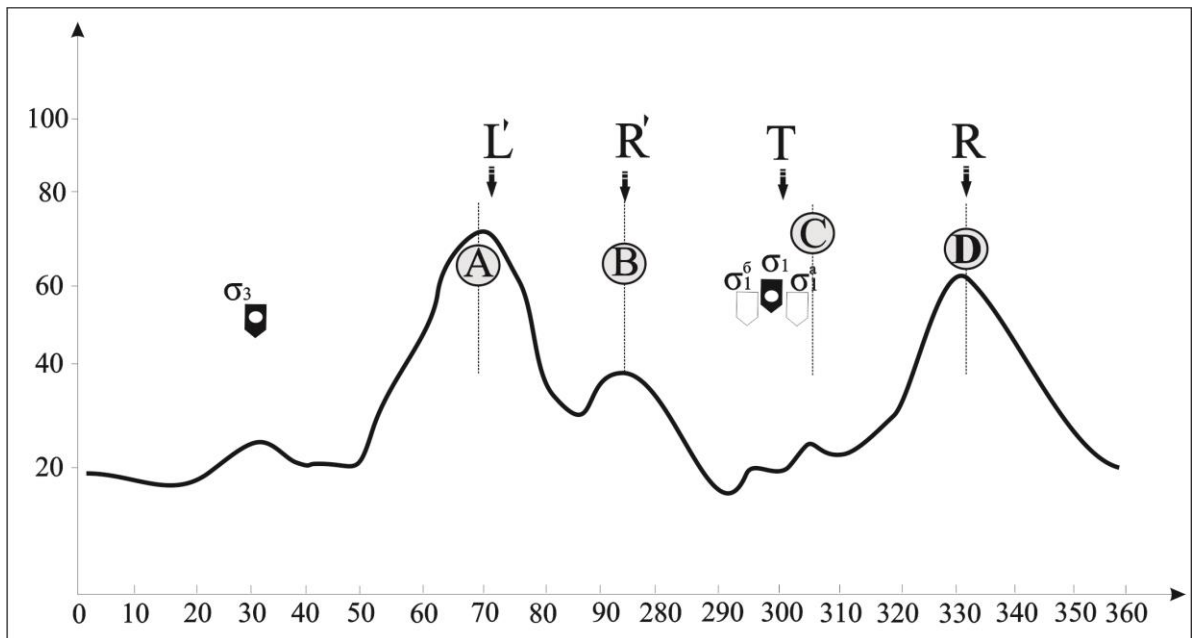


Рис. 3.9. Графік азимутів простягання субвертикальних тріщин в Новоград-Волинському гранітоїдному масиві і осі головних нормальних напружень σ_1 і σ_3 .

На гістограмі азимутів простягання субвертикальних сколових тріщин характерні чотири максимуми: А (69°), В (94°), С (306°), D (332°). Максимуми В і D відповідають сколам Ріделя, а максимум С – тріщинам відриву. Максимум А відображає широкий розвиток на ділянці L'- сколів. Визначення орієнтування субгоризонтальної осі стиснення по сколам Ріделя і по R– і L'-сколам дає досить близький результат: у першому випадку ось σ_1 має азимут 305° , у другому 297° . Середній азимут орієнтації осі σ_1 становить 301° . Відповідно вісь σ_3 орієнтована по азимуту 31° .

Результати визначення НДС Новоград-Волинського гранітоїдного масиву показують, що під час охолодження він формувався в єдиному регіональному полі тектонічних напружень $\sigma_1 - 301/00$, $\sigma_3 - 31/00$, $\sigma_2 - \perp$.

Поля тектонічних напружень визначалися також і за парагенетично пов'язаними групами похилих тріщин. За парагенезисами похилих тріщин Новоград-Волинського масиву визначено поле напружень $\sigma_1 - 308/08$, $\sigma_3 - 208/08$, $\sigma_2 - 70/60$, яке досить близьке до поля умансько-новоград-волинського етапу, визначеним за графіками азимутів падіння (див. рис. 4.3, в, розділ 4.2).

3.1.3. Напружено-деформований стан Коростенського плутону

Плутон являє собою складний багатофазовий магматичний масив, в будові якого бере участь різноманітні гірські породи (рис. 3.10). Розташований Коростенський плутон (КП) з одного боку поблизу Прип'ятьсько-Дніпровсько-Донецької западини, а з іншого поблизу Волино-Поліського вулканоплутонічного поясу. Плутон має близьку до ізометричної форму і простягається зі сходу на захід на 150 км, а з півночі на південь – на 110 км. Загальна площа масиву сягає $12\ 000\ \text{км}^2$. В свій час вивченням плутону займалось багато дослідників: В. Е. Тарасенко, В. І. Лучицкий, Н. І. Безбородько, П. І. Лебедєв, В. С. Соболев, І. Л. Личак, В. П. Бухарев. За сучасний період досліджень отримано значну кількість нових даних як за характером геодинамічних процесів в межах

західної частини УЩ [Bogdanova et al., 2004, 2006, 2008, 2012 а-в; Глеваский, Каляев, 2000; Глеваский, 2005; Гинтов, 2005; Kravchenko, 2005; Гинтов и др., 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010; Старостенко, Гинтов, 2013; Гинтов, 2014 и др.], так і за віком порід КП [Shumlyanskyu et al., 2006; Щербак та ін., 2008; Митрохін, 2011; Шумлянський, 2012].

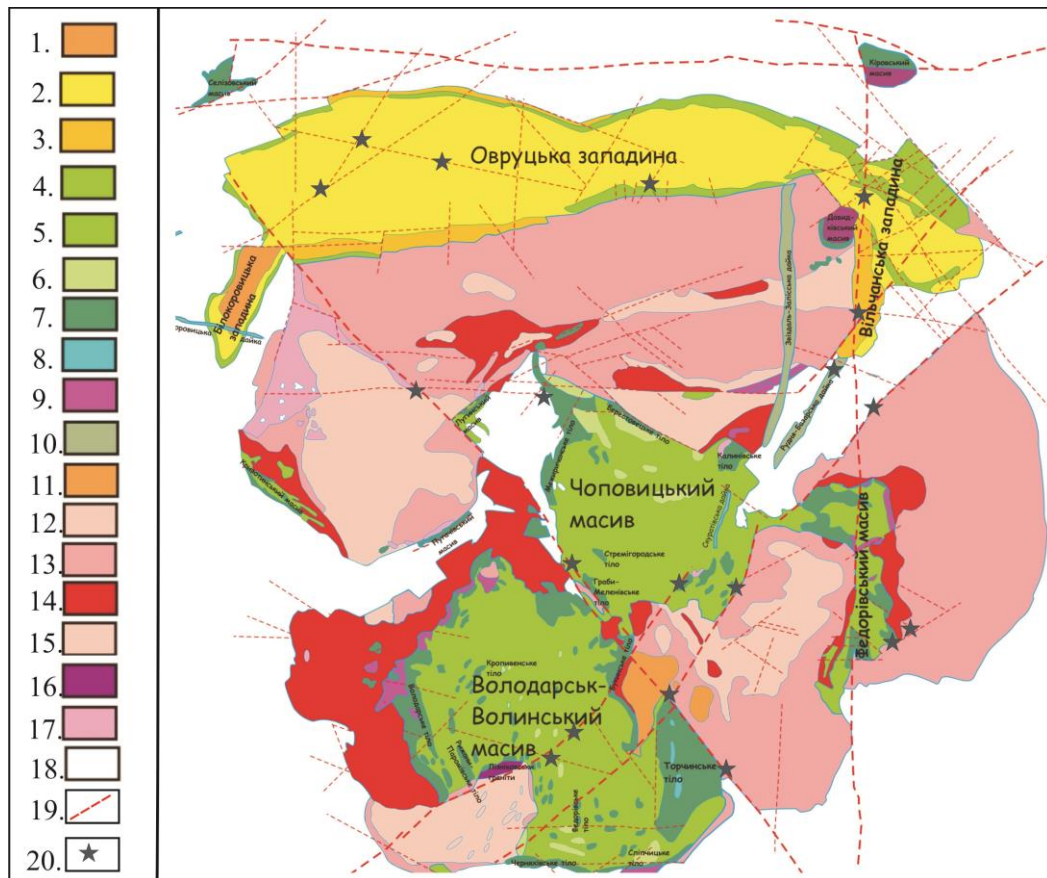


Рис. 3.10. Геологічна схема Коростенського плутону з геохронологічними даними, за [Шумлянський, 2012]: 1 – озерянська світа (метапеліти); 2 – товкачівська і білокоровицька світи, пісковики; 3, 4 – збраньківська світа (3 – конгломерати), 4 – вулканіти); 5 – лейкогабро (час формування 1760–1758 млн років тому); 6 – анортозити (час формування 1760-1758 млн років тому); 7 – Габро (1758 млн років тому); 8 – перидотити (1758 млн років тому); 9 – монцогабро, габро-сієніти; 10 – долерити (становлення відбувалось впродовж всього часу формування Коростенського плутону); 11 – 14 – рапаківі; 15 –

змінені рапаківі; 16 – лізніківські граніти; 17 – граніт-порфіри; 18 – вміщуючі породи; 19 – розломи; 20 – точки спостережень.

Результати тектонофізичних досліджень Коростенського плутону. У 1993–1996 рр. О. Б. Гінтовим і П. В. Беліченко були виконані тектонофізичні заміри квазікрихкої тріщинуватості, сформованої в останню фазу охолодження плутону (це встановлено за характером взаємовідносин тріщин і кристалічної структури порід [Беліченко, Гинтов, 1996]).

Дисертантом у 2012–2014 р. р. були проведені додаткові тектонофізичні дослідження габро-анортозитів у Володарськ-Волинському, Федорівському та Чоповицькому масивах, гранітів рапаківі в кар'єрах та відслоненнях по річках Уж, Ірша, Жерев у містах Коростень, Малин та їх околицях, а також вулканогенно-осадових порід Збраньківської світи біля с. Великі Збраньки та кварцито-пісковиків Товкачівської світи овруцької серії у кар'єрах с. Першотравневе під м. Овруч. Сумарна кількість замірів тріщинуватості гірських порід становила більше 2000.

Тектонофізичні дослідження тріщинуватості проводились в основному в породах другої фази формування КП.

При дослідженні характеру тріщинуватості гірських порід було встановлено, що системи субвертикальних тріщин утворюють кінематичні парагенезиси сколів Ріделя (R та R'), L- та L'-сколів, дещо рідше зустрічаються Р-сколи. Вони формувалися в умовах стресу, однак зсувні зміщення по тріщинах не завжди помітні. Тріщини не перетинають великі кристали, але є прямолінійними (рис. 3.11).

Іншої тріщинуватості в породах помічено не було, тому зроблено висновок, що формування вивчених систем тріщин відбувалося при охолодженні плутону на деякій глибині в умовах крихкості та квазікрихкості. Детальний аналіз кутів

сколювання α_0 та PT -умов при формуванні плутону [Гинтов, Мычак, 2014] показав, що тріщинуватість в породах масиву формувалась на глибині 2 – 5 км.

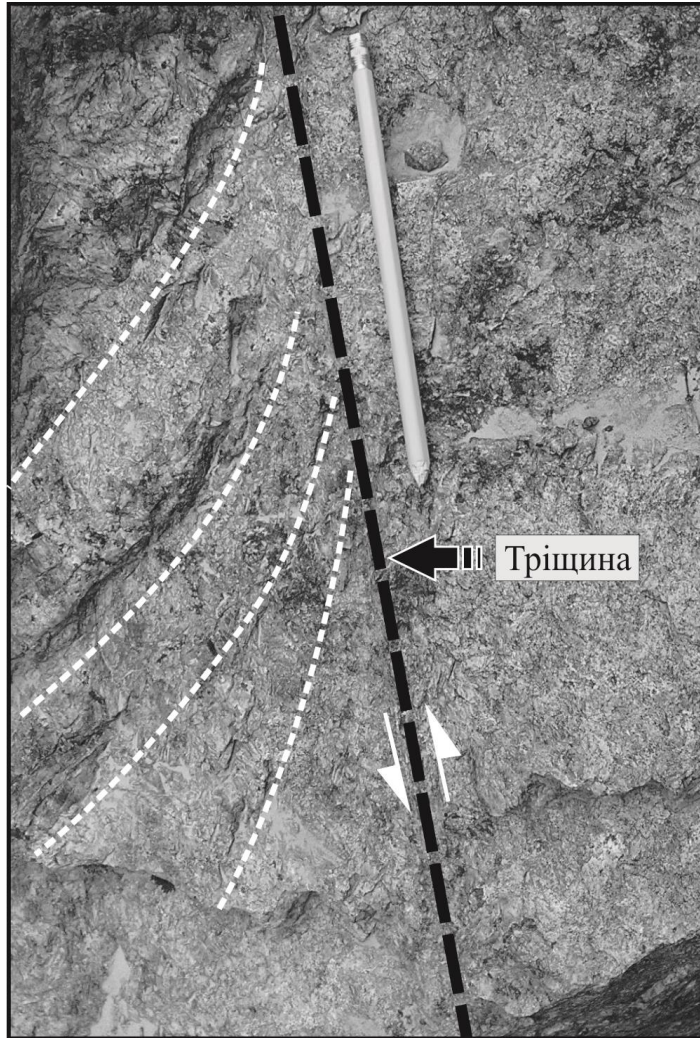


Рис. 3.11. Приклад взаємовідношення тріщин і кристалічної структури гранітів рапаківі (м. Малин, кар'єр № 6). Білими штриховими лініями показано переорієнтацію кристалів плагіоклазу, які утворюють структури підвертань при лівому зсуві вздовж тріщини.

Результати вивчення систем тріщин у габро-анортозитах і гранітах рапаківі КП наведено на рис. 3.12. Внаслідок субвертикального падіння тріщин результати замірів представлено у вигляді графіка азимутів

простягання їх площин. Оскільки графіки для габро-анортозитів і гранітів рапаківі в межах КП подібні, для обох комплексів було визначено єдине поле напружень.

Основні максимуми графіків В-В' і Е-Е' ідентифіковані як L- і L'-сколи (середні азимути простягання 287 і 18°). Максимуми С-С' і D-D' (середні азимути простягання 298 і 358°) відповідають R- і R'-сколам, а А-А' і F-F' (273 і 31°) – P і P'-сколам. Отже, КП формувався та застигав у регіональному полі розтягу з азимутом орієнтації осі $\sigma_3 = 63^\circ$ (243°), $\sigma_1 = 333^\circ$ (153°) (стиснення варто

вважати позитивним при $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). За азимутам орієнтації сколів Ріделя, основний кут сколювання в породах масиву складає $\alpha_0 = 30^\circ$.

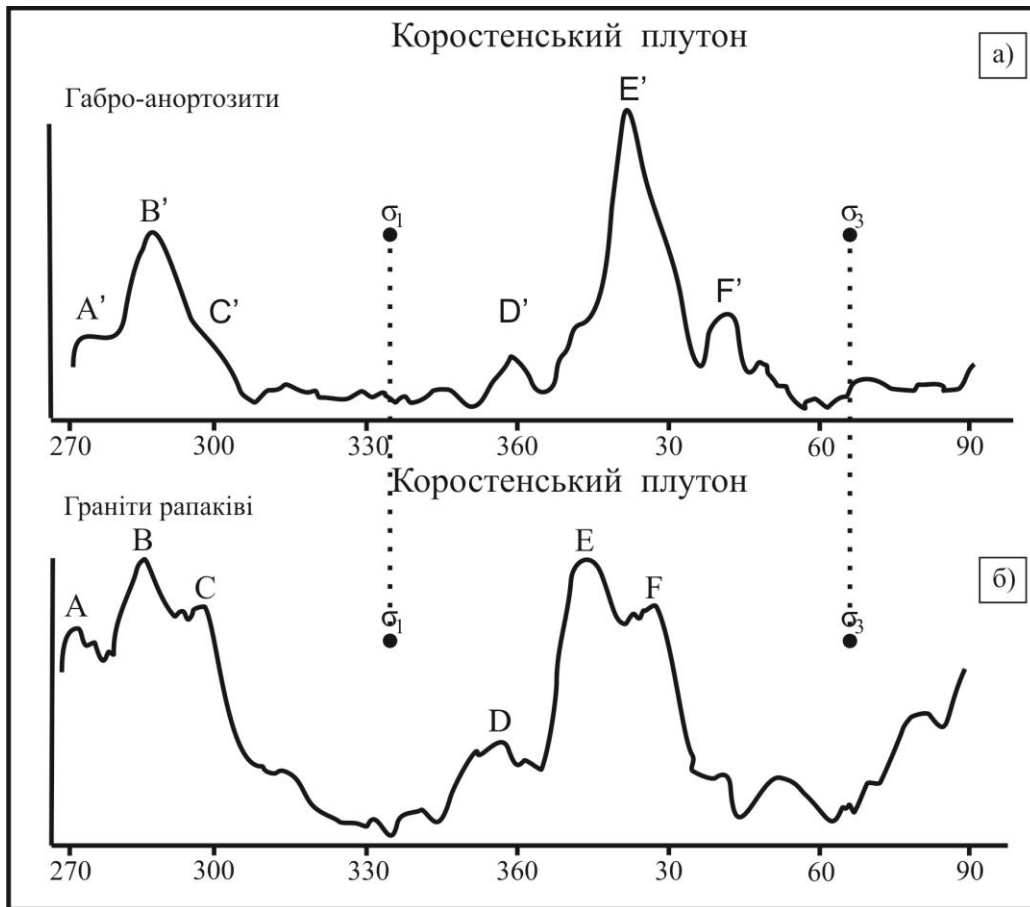


Рис. 3.12. Графіки частоти повторюваності азимутів простягання тріщин у гранітах рапаківі та габро-анортозитах Коростенського плутону.

Визначимо, на якій глибині H формувалася тріщинуватість КП. На рис. 3.13. наведено залежності $\alpha_0 = f(H)$ при стисненні та розтягу та при різних температурних градієнтах [Гинтов, 2005]. Температура, при якій виникла тріщинуватість, невідома але цей фактор не є перепорою, оскільки заздалегідь встановлено, що плутон формувався в умовах розтягу, а залежність $\alpha_0 = f(H)$ при розтягу (криві 4–7, рис. 3.13) для кутів сколювання α_0 від 25 до 37° єдина. Отже, тріщинуватість КП сформувалась на глибині близько $1,70$ – $2,1$ км.

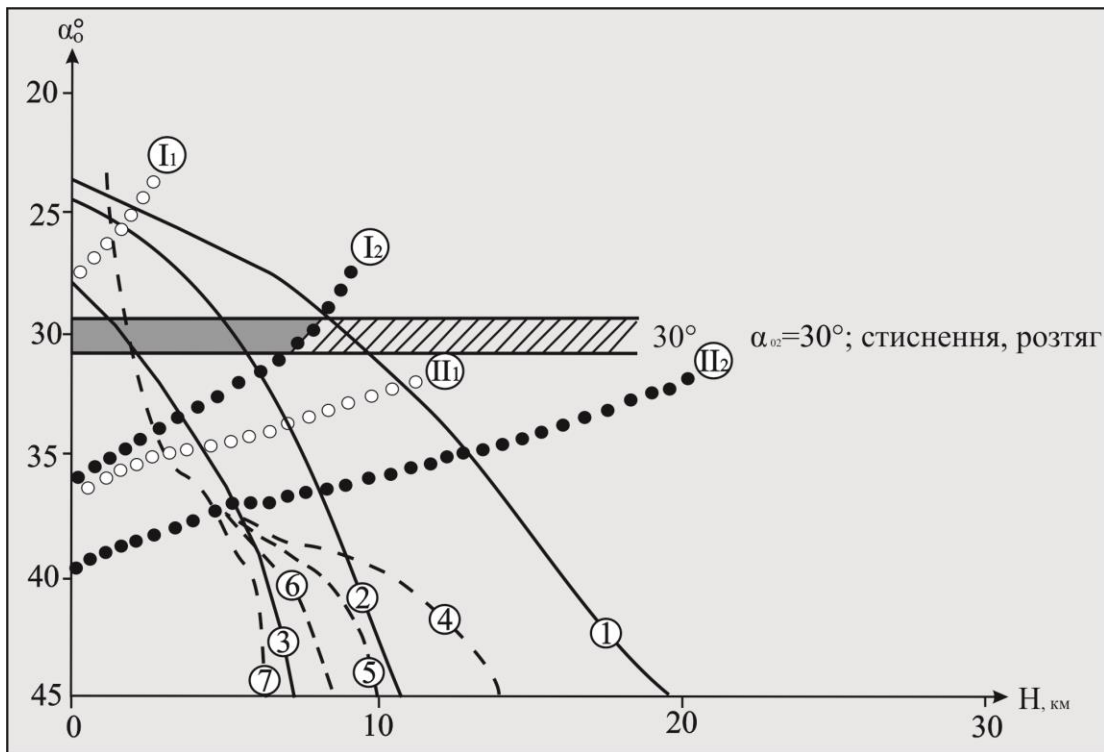


Рис. 3.13. Визначення характеру діючих сил і глибинності деформаційних процесів в межах Коростенського плутону за допомогою параметра α_0 [Гинтов, 2005]. Криві $\alpha_0=f(H)$, розраховані для різних температурних градієнтів при стисненні $t^\circ = (10 + 10H)^\circ\text{C}$ (1), $(50 + 20H)^\circ\text{C}$ (2), $(200 + 20H)^\circ\text{C}$ (3) і розтягу $t^\circ = (10 + 10H)^\circ\text{C}$ (4), $(50 + 20H)^\circ\text{C}$ (5), $(200 + 20H)^\circ\text{C}$ (6), $(350 + 20H)^\circ\text{C}$ (7). Межі, що розділяють зони крихкого і квазікрихкого розривоутворення: I_1 – при стисненні; I_2 – при розтягу. Границі Могі, що розділяють області крихкості і пластичності: II_1 – при стисненні, II_2 – при розтягу. Штрихова лінія - величина α_0 за даними польових визначень; зафарбована частина – ділянка перетину смуги α_0 з зоною крихкого тріщиноутворення в умовах розтягу.

3.1.4. Вулканогенно-осадові породи збраньківської світи та кварцито-пісковики товкачівської світи

Вивчення порід збраньківської та товкачівської світи внесло додаткові відомості про НДС земної кори досліджуваного району в кінці і після формування КП.

Породи збраньківської світи відклалися безпосередньо на гранітоїдах КП і мають приблизно такий же вік (1,76 млрд років – кварцові порфіри нижньозбраньківської підсвіти, за [Щербак и др., 2008]). Заміри тріщинуватості в цих породах (рис. 3.14, *a*) дозволили визначити два типи полів напружень – раннє $\sigma_1 - 158/08$, $\sigma_3 - 248/03$, $\sigma_2 - 30/86^\circ$ і пізнє $\sigma_1 - 270/05$, $\sigma_3 - 360/00$, $\sigma_2 - 90/85^\circ$. Раннє поле напружень, в межах помилки вимірювань та інтерпретації, повторює і підтверджує поле напружень, в якому формувалися масиви габро – анортозитів і рапаківі КП (різниця в орієнтації головних осей складає всього 5°). Пізніше поле, про вік якого судити важко, могло відображати зсувний деформаційний режим при меридіональному розтягу, який супроводжував формування Овруцької, або навіть Прип'ятської западини.

Поля напружень, визначені за вимірами тріщинуватості в кварцито – пісковиках товкачівської світи (рис. 3.14. *б*), є інверсними по відношенню до попередніх: раннє $\sigma_1 - 250/01$, $\sigma_3 - 340 (160/00)$, $\sigma_2 - 70/89^\circ$ і пізнє $\sigma_1 - 358/00$, $\sigma_3 - 268/02$, $\sigma_2 - 88/88^\circ$. Вік толкачівської світи точно не визначений і за даними [Зюльцле та ін., 2004] знаходиться в межах 1,60–1,70 млрд років, але може бути і набагато молодшим. Тому визначити причину даної конкретної інверсійності поки неможливо: інверсійна зміна осей головних нормальних напружень спостерігається в природі досить часто [Гинтов, 2005].

Враховуючи, що поля напружень, визначені за тріщинуватістю порід КП, нижньо-збраньківської та товкачівської світ, загалом (з урахуванням інверсійності) однакові ($153-243^\circ$, $158-248^\circ$ і $250-160^\circ$), можна зробити висновок, що базове регіональне поле напружень суботсько-мошоринського етапу ($315^\circ-45^\circ$) зберігалось на часовому відрізку від початку цього етапу аж до літифікації осадів товкачівської світи овруцької серії.

Проте одночасне існування двох різних полів тектонічних напружень, що відрізняються за орієнтацією головних осей на $\sim 70^\circ$, неможливе, тому більш молоді поля напружень, встановлені в породах збраньківської і товкачівської

світ, є вже післяовручським і відображають, можливо, етапи формування широтного Прип'ятського грабена.

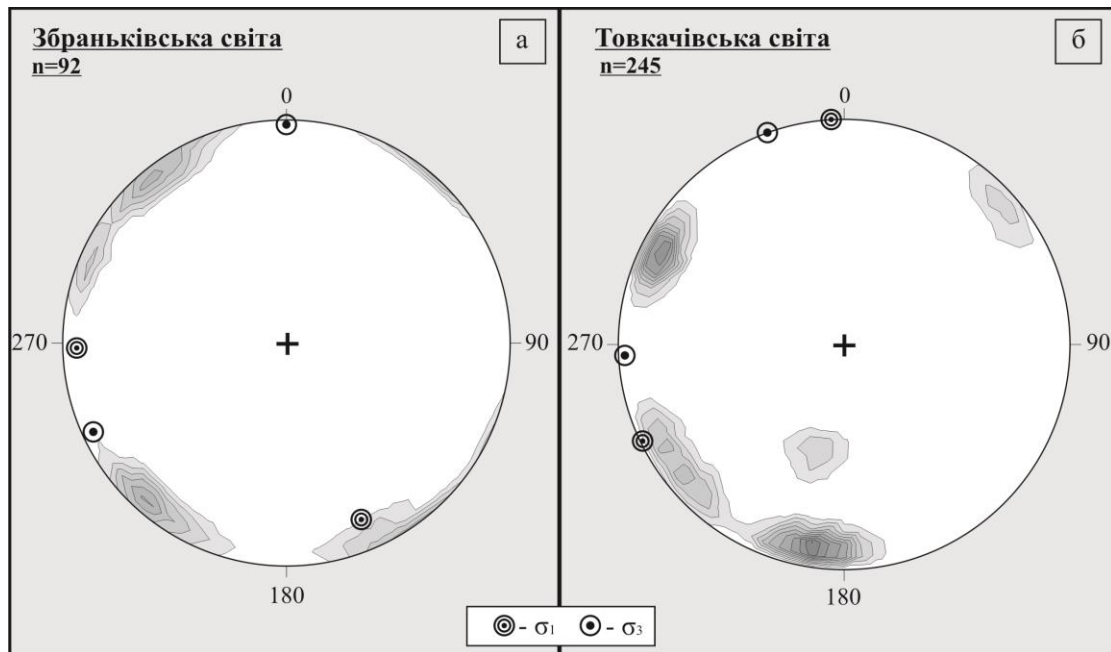


Рис. 3.14. Стереограми полюсів тріщин і відновлені поля напружень у породах збраньківської світи та товкачівської світ овруцької серії північно-західної частини Українського щита.

3.2. Росинський мегаблок

Тектонофізичні дослідження в межах мегаблоку виконувались дисертантом в басейні верхньої течії р. Рось, а також в межах Уманського і Богуславського гранітоїдних масивів.

3.2.1. Геолого-структурні особливості Росинського мегаблоку Українського щита в басейні верхньої течії р. Рось

Вивченням Росинського мегаблоку протягом тривалого часу займалися В. І. Лучицький, М. І. Безбородько, М. П. Семененко, І. Ю. Усенко, Г. Г. Виноградов, М. П. Щербак, Е. О. Щербаков, В. П. Кирилюк, М. М. Костенко та ін. Дослідження кінематики західної частини УЩ важливо з позиції, що для

центральної і східної його частин вже існують геодинамічні моделі, які дають уявлення про історію його розвитку в ранньому докембрії [Глевасский, 2005; Гинтов, Мычак, 2014; Гинтов., 2015], тоді як для західної частини поки що охарактеризований період між 2,0–1,70 млрд років – час субдукції і колізії Фенноскандії і Сарматії [Elming et al., 2001; Bogdanova et al., 2004, 2006, 2008, 2013; Гинтов, Мычак, 2014] (див. розділ 4). Тому у 2015 р. була здійснена спроба розширити площу геодинамічних досліджень на західну частину УЩ, для чого знадобилося виконання детального тектонофізичного, петрологічного і ізотопно-геохімічного вивчення гірських порід одного з найбільш складних районів – басейну верхньої течії р. Рось.

З методичної точки зору важливо з'ясувати, наскільки розроблені прийоми інтерпретації можуть бути застосовні для вивчення НДС складних блоків, що мають двох'ярусну будову, складені в основному ультраметаморфічними гранітоїдами архейського і палеопротерозойського віку [Щербак и др..., 2008], пройшли ретроградний метаморфізм і знаходяться в зоні впливу розломів різного орієнтування. Геолого-геофізичні дослідження, в тому числі відбір зразків, виконані дисертантом і співробітниками Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України в кар'єрах і відслоненнях біля населених пунктів: Фурси (Ts1), с.с. Чмирівка (Ts2-3), Пилипча (Ts9), Щербаки (Ts4 і 7-8), Рачки (Ts6), Кашперівка (Ts5), Борщагівка (Ts10), Шамраївка (Ts11) уздовж правого і лівого берегів р. Рось і її притоків Роставиця, Березянка, Оріховатка, Білуга, Роська з вимірюванням тріщинуватості і СТЕ гірських порід, їх мінерального складу і ізотопного віку. (рис. 3.15 і рис. 3.16).

Геологічна будова району досліджень. Район розташований в області перетину великих зон розломів – Немирівська (простягання 50°), Хмільницької (318°), Звіздаль-Заліської (360°), Брусилівської (360°), Сарненсько-Варварівської

(305°) (рис. 3.15 і рис. 3.16), які формують і обмежують розміщену дещо північніше Кочерівську шовну зону [Геолого-геофизическая..., 2009].

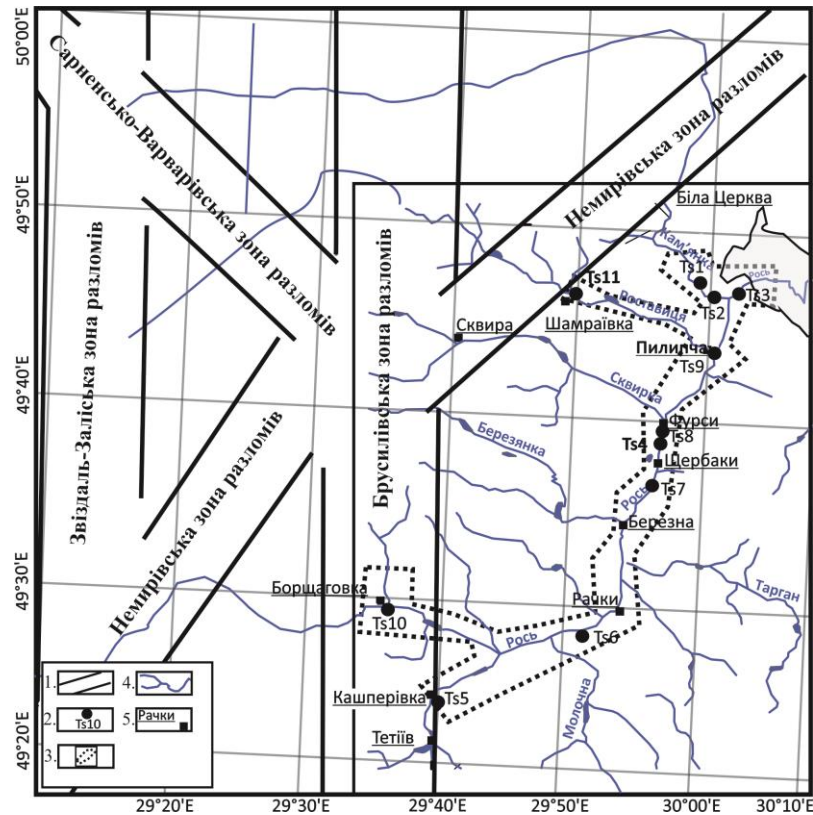


Рис. 3.15. Схема розташування району досліджень по відношенню до системи зон розломів західної частини Українського щита: 1 – зони розломів; 2 – точки спостереження; 3 – контур району досліджень; 4 – річки; 5 – населені пункти.

Це ускладнює інтерпретацію матеріалів замірів тріщинуватості і СТЕ гірських порід, а також визначення відносин між різними петрологічними комплексами.

В геологічній будові району беруть участь автохтонні та правтохтонні гранітоїди неоархейського тетіївського та палеопротерозойських звенигородського і уманського комплексів з реліктами метаморфічних порід росинсько-тікицької серії.

Тетіївський комплекс плагіогранітів, grano - діоритів, кварцових діоритів і діоритів віком 2,70 млрд років [Щербак и др..., 2008] утворює кілька окремих великих масивів площею до 300 км² в верхів'ях річки Рось, в районі міст Біла Церква та Тетіїв. Тіла цих порід виходять на земну поверхню по річках Рось, Роська, Роставиця, Гірський Тікич [Щербаков, 2005].

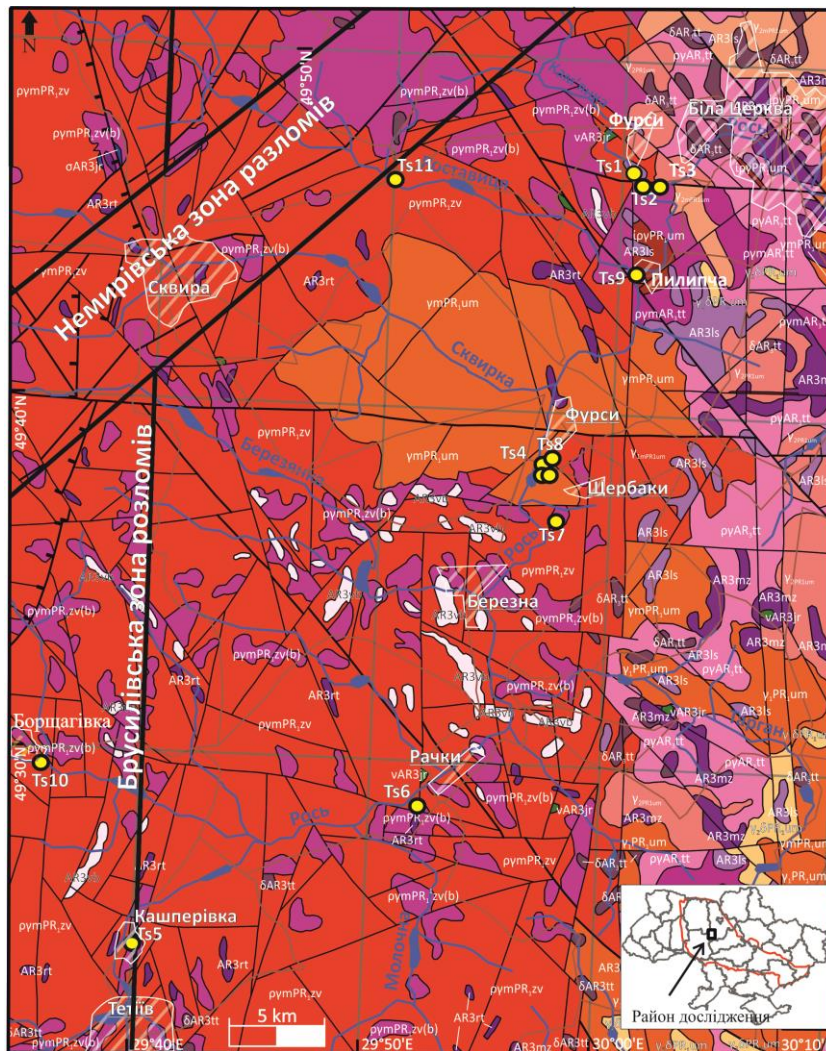


Рис. 3.16. Геолого-тектонічна схема Росинського мегаблоку Українського щита, за [Зюльцле та ін., 2004; Безвинный и др., 2004].
Схема складена за результатом робіт ГДП-200, листи М-35XXIV (Сквира); М-36-XIX (Біла Церква), М-36-XXV (Умань).
Тетіївський комплекс: ру – плагіограніти і біотитові мігматити, іноді з амфіболом; рум – амфібол-біотитові мігматити; δ – діорити.
Росинсько-тікицька серія:

Умовні позначення

Дороги	Розломи
Річки	Основні розломи
Населені пункти	Сброс
Точки спостережень	

Уманський комплекс	Звенигородський комплекс	Тетіївський комплекс	Росинсько-тікицька серія
<ul style="list-style-type: none"> PR.um y.m y y.δ 	<ul style="list-style-type: none"> pym.PR.zv pym.PR.zv(b) Юрієвський комплекс 	<ul style="list-style-type: none"> AR.lt py pym.δ 	<ul style="list-style-type: none"> AR3ls AR3mz AR3vb

ls – Лисянська товща (біотитові і амфібол-біотитові гнейси; біотит-амфіболові кристалосланці, і амфіболіти); mz – мизинівська товща амфіболіти, кристалосланці і біотит-амфіболові гнейси, рідко кальцифіри. *Звенигородський*

комплекс: $\rho\mu\tau$ - плагіограніти, мігматити і біотитові мігматити, іноді з амфіболом. *Уманський комплекс*: $\rho\gamma$ - апліт-пегматоїдні граніти; γ_2m - граніти і нерівномірно зернисті біотитові мігматити; γ_2 - граніти і неясно порфіроподібні біотитові мігматити, $\gamma_2\delta$ - гранодіорити; γ_1m - граніти і порфіроподібні біотитові мігматити; γ_1 - граніти і дрібно-, середньо- та рівномірно-зернисті мігматити. *Юрїївський комплекс*: ν - габро-діабази і габро-амфіболіти; σ – апоперидотитові серпентиніти, тремоліти, антофіліти.

Супракрystalльні утворення росинсько-тікичської серії зустрічаються, як правило, у вигляді невеликих за розмірами останців, залягаючи серед гранітоїдів звенигородського, уманського і ставищанського комплексів Росинського мегаблоку. У районі досліджень вони представлені плагіогнейсами амфібол-біотитовими і біотитовими, а також кварц-біотит-роговообманковими кристалосланцями, зустрічаються у вигляді релітів серед гранітів уманського комплексу. У діючій схемі НСК росинсько-тікичська серія віднесена до неоархею, віком 2,60–2,64 мільярда років (K-Ar метод). Проте "уран свинцевий" вік акцесорних мінералів в породах росинсько-тікичської серії і володарсько-білоцерківської товщі відповідає палеопротерозою [Щербак и др., 2008].

Звенигородський комплекс палінгенних гранітоїдів на досліджуваній території утворює незначні за площею ділянки і дрібні останці серед гранітоїдів уманського комплексу. При проведенні польових робіт звенигородський комплекс зустрічається у двох покинутих кар'єрах на околиці с. Кашперівка і на лівому березі р. Рось між селами Бережна та Щербаки (рис. 3.17).

Комплекс включає повний ряд порід за їх кремнекислотністю: габро-діорити, діорити, кварцові діорити, тоналіти. На відміну від гранітоїдів тетіївського комплексу, якому притаманне утворення чітко окреслених масивів, породи звенигородського комплексу характеризуються частим чергуванням

складаючих його різновидів, які надають йому вигляд мігматитів [Щербаков, 2005]. Вік комплексу становить 2040–2140 млн років [Щербак и др., 2008].

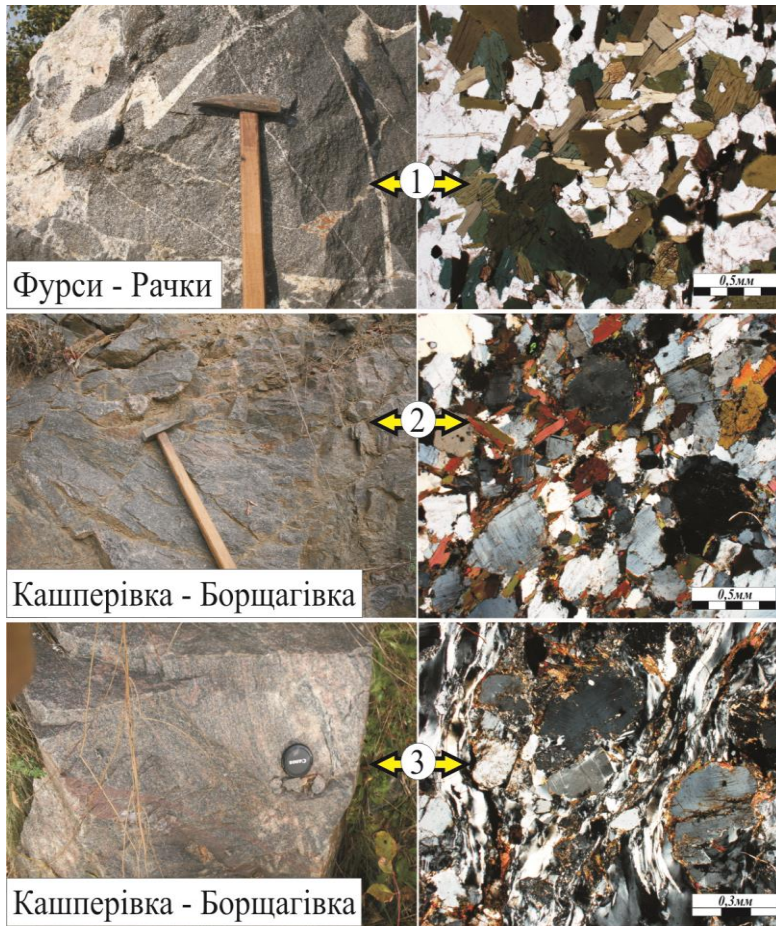


Рис. 3.17. Геолого-петрографічні особливості плагіогранітоїдів звенигородського комплексу: ліворуч – фотографії відслонень, праворуч – фотографії шліфів з аналізатором. Ділянка Фурси–Рачки (2,3 км на південь від с. Щербаки): 1 – кварцові-діорити і тоналіти, пронизані пегматоїдними жилами; ділянка Кашперівка-Борщягівка (затоплений кар'єр, південна околиця с.

Кашперівка): 2 – тоналіт; 3 – тектонізовані мігматитоподібні породи з прожилками темно-рожевого рівномірнозернистого граніту.

Уманський комплекс віком 2,05 млрд років [Щербак и др., 2008] включає в себе три типи гранітів – уманські, богуславські і росинські. Особливістю росинських гранітів, широко розвинених в районі досліджень (рис. 3.18), є тісна асоціація з гранітоїдами тетіївського комплексу, мігматитами і метаморфічними породами росинсько-тікицької серії. Вони близькі за мінеральним складом, проте розділяються за текстурно-структурними особливостями на чотири різновиди: порфіроподібні і гнейсовидні граніти; рівномірно і нерівномірно

дрібно- і середньозернисті граніти; апліт-пегматоїдні граніти; пегматоїдні граніти і пегматити.

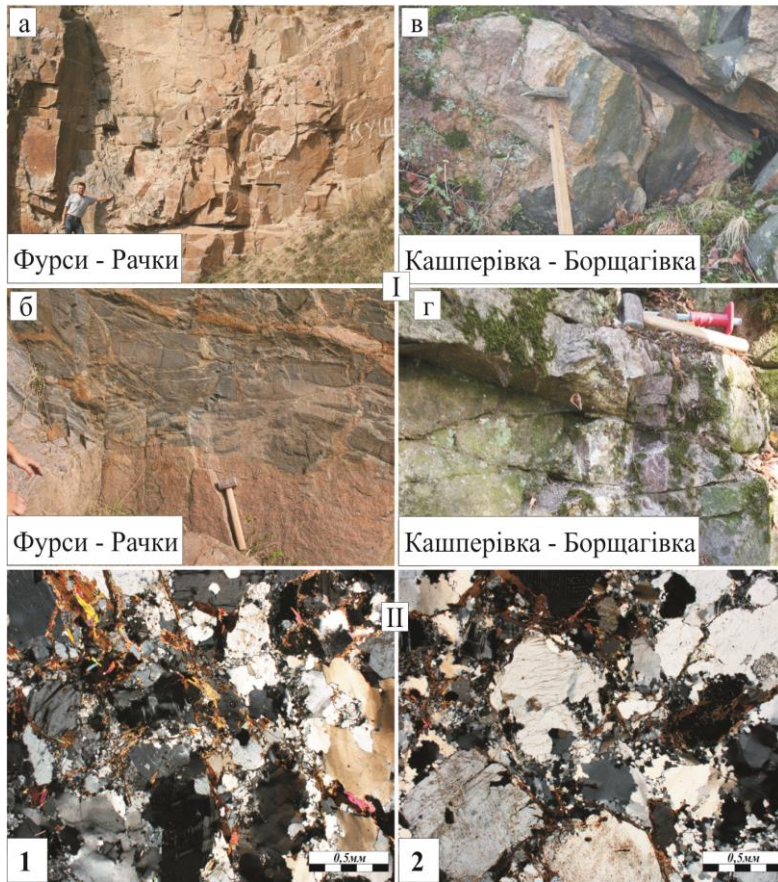


Рис. 3.18. Геолого-петрографічні особливості гранітів уманського комплексу: I – фотографії відслонень, II – фотографії шліфів з аналізатором. Ділянка Фурси–Рачки (східна околиця с. Чмирівка): а – рівномірнозернисті граніти з пегматитовою жилою; б – ксеноліти росинсько-тікичцької серії серед рівномірнозернистих гранітів; 3, 4 – ділянки Кашперівка–

Борщагівка: в – сірі рівномірнозернисті граніти з густою сіткою жил апліт-пегматоїдних гранітів; г – пегматит з кварцовим ядром серед рівномірно зернистих гранітів (північна околиця с. Фесюри). Шліфи: 1 – рівномірно зернисті граніти з відслонення а; 2 – тектонізовані граніти з відслонення в.

Результати тектонофізичних досліджень. Всього було виконано 1177 замірів елементів залягання тріщин і СТЕ. Обробка і інтерпретація польових замірів виконана СПМТ для I та II рівнів глибинності [Skempton, 1966; Гинтов, 2005].

На сумарній стереограмі (рис. 3.19) азимутів падіння тріщин всіх досліджених ділянок видно, що основна маса (94 %) вивчених структур представлена субвертикальними тріщинами (70–90°). Разом з тим у 6 %

випадків спостерігаються і похилопадаючі (20–60°) тріщини, які вказують на наявність підкидів і скидів. Похилі тріщини нечисленні, у зв'язку з чим інтерпретація їх парагенезисів неоднозначна. Крім того, інтерпретація показала, що поля напружень, одержані за похилими тріщинами, близькі до полів, що були отримані за субвертикальними структурами. Тому тектонофізична інтерпретація обмежилася детально дослідженою субвертикальною тріщинуватістю (табл. 3.2).

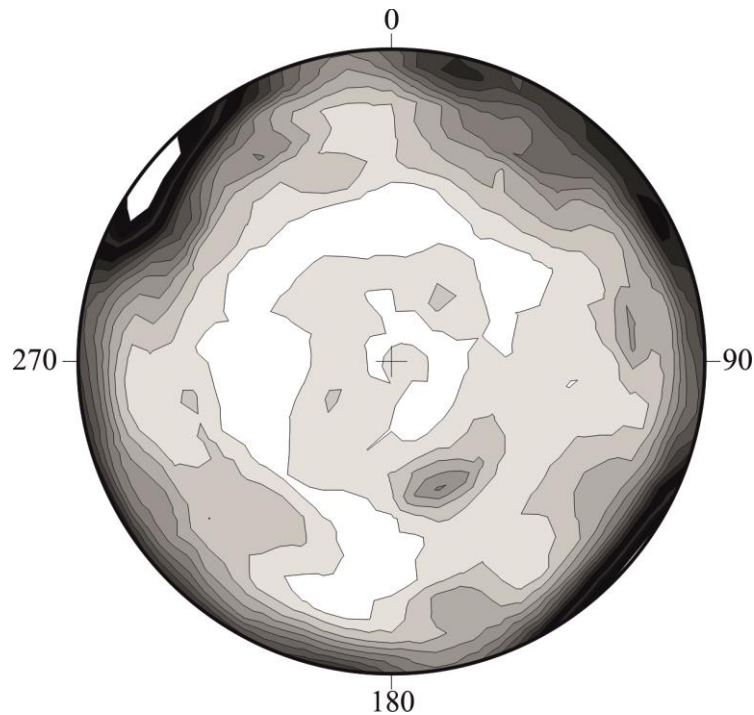


Рис. 3.19. Сумарна стереограма азимутів падінь тріщин в межах вивченої території (верхня півсфера).

Виходячи з подібності стереограм і графіків, виявилося можливим об'єднати результати вивчення тріщинуватості гірських порід у відслоненнях с.с. Фурси, Чмирівка, Пилипча, Рачки і кар'єрі біля с. Щербаки (рис. 3.20, 1), а також Кашперівка-Борцагівка (рис. 3.20, 2). Відслонення, що знаходиться на правому березі р. Рось нижче с. Щербаки, розглядаємо окремо (рис. 3.20, 3).

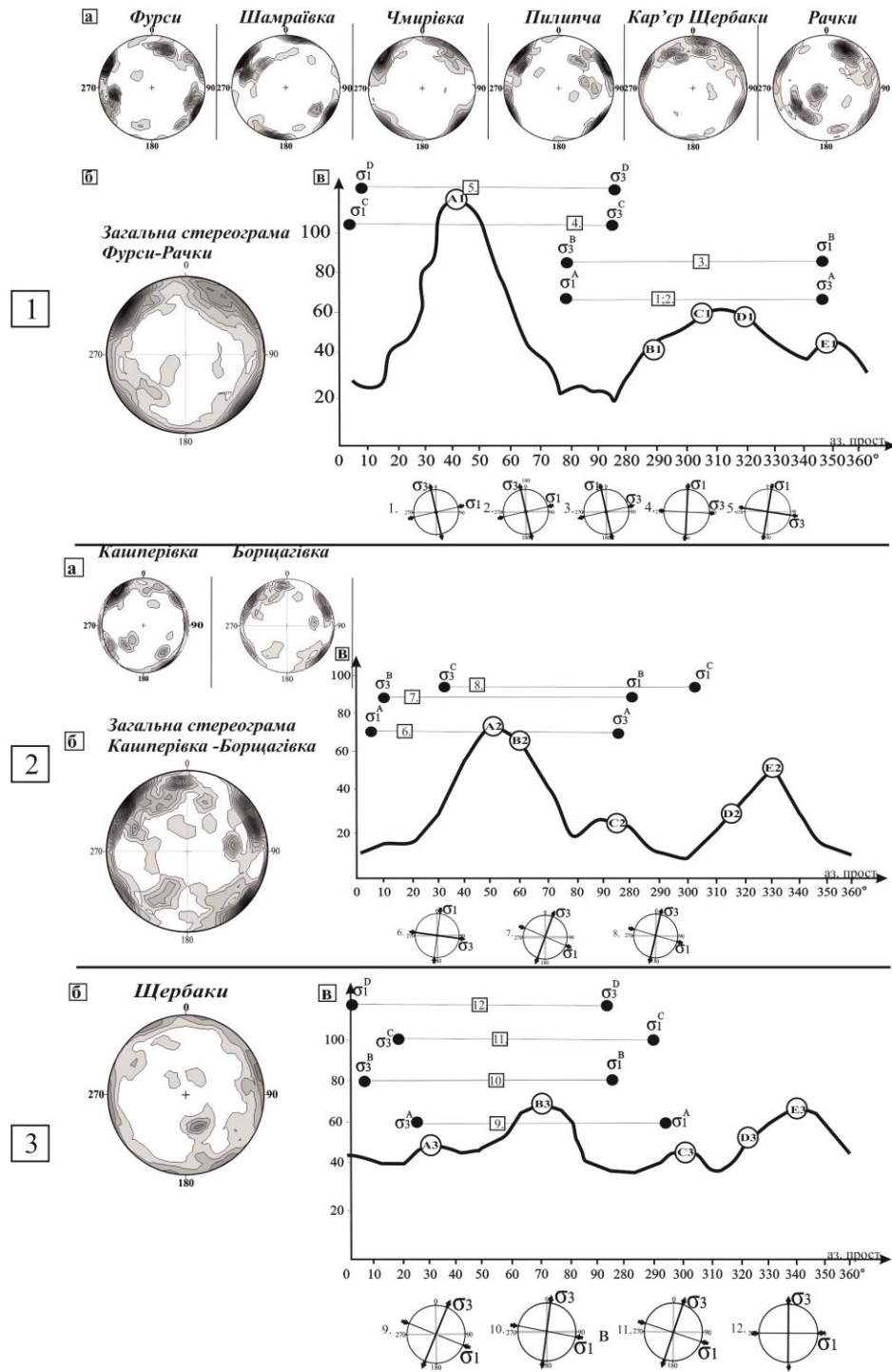


Рис. 3.20. Результати тектонофізичних досліджень в районі верхньої течії р. Рось: 1 – ділянка Фурси–Рачки; 2 – ділянка Кашперівка–Борщагівка; 3 – ділянка Щербаки (а – стереограми азимутів падінь тріщин; б – сумарна стереограма азимутів падінь тріщин; в – сумарний графік азимутів простягання крутопадаючих ($> 70^\circ$) тріщин).

Спільною особливістю стереограм і графіків перших двох ділянок і відслонення нижче с. Щербаки є наявність двох головних максимумів концентрації тріщин, кут між якими становить близько 90° . Це показує, що тектонофізична інтерпретація крихкої та квазікрихкої тріщинуватості на цих ділянках можлива.

Ділянка Фурси–Рачки складена переважно гранітоїдами уманського комплексу і представлена порфіроподібними і нечітко гнейсовидними, рівномірно- і нерівномірнозернистими, апліт-пегматоїдними гранітоїдами, а також пегматитовими гранітами і пегматитами. Гранітоїди звенигородського комплексу розвинені локально.

Рівномірно- і нерівномірнозернисті граніти уманського комплексу фіксуються майже повсюдно, тоді як порфіроподібні граніти зустрічаються спорадично. Найбільше їх поширення зафіксовано на правому березі р. Рось в районі с. Рачки.

Апліт-пегматоїдні граніти спостерігаються у вигляді самостійних жил і прожилок серед рожевих рівномірнозернистих гранітів, а також у вигляді окремих невеликих за розміром тіл, що мають розмитий контакт з нерівномірнозернистими гранітами.

Тіла пегматитів часто асоціюють з аплітовидними і пегматоїдними гранітами. Вони мають січні положення по відношенню до гранітів і метаморфічних порід (ксеноліти і гранітогнейси), утворюючи окремі тіла потужністю від 20 см до декількох метрів.

Породи звенигородського комплексу зустрічаються в межах затопленого кар'єру на правому березі р. Рось, в 2,3 км на південь від с. Щербаки. Вони представлені діоритами, кварцовими діоритами і тоналітами, контакт між якими нечіткий. Їх хаотично січуть дрібні білі прожилки аплітоподібних плагіогранітів, а також більші жили мікроклінових гранітів.

Ксеноліти метаморфічних порід росинсько-тікичцької серії зустрічаються

на західній околиці с. Чмирівка і східній околиці с. Пилипча у вигляді будинованих тіл лінзоподібної форми, потужністю від 10 до 20 см. Вони представлені біотит-роговообманковими кристалосланцями і плагіогнейсами. Текстура порід сланцювата. Структура кристалосланців гетеро-грано-лєпідобластова, дрібно-середньозерниста (0,2–1,5 мм), плагіогнейсів-порфіробластова, лєпідогранобластова, дрібнозерниста (див. рис. 3.18).

На графіку азимутів простягання тріщинуватості (рис. 3.20, *1, в*) максимум A_1 може відображати розвиток L- або R-сколів, широкий максимум $B_1 - D_1$ - суму L'-, R- і R'-, а максимум $E_1 - R_1'$ -сколів (див. табл. 3.2), що утворилися в процесі деформацій вивчених гранітоїдів після 2,03 млрд років (ізотопний вік циркону кварцових діоритів с. Пилипча 2032 ± 19 млн років [Щербак и др., 2008]).

Широкий максимум B_1-D_1 може також відображати вплив Сарненсько-Варварівської зони розломів, орієнтованої по азимуту 305° і сформованої за останніми даними $\leq 1,99$ млрд років тому [Гинтов, 2014]. У цьому випадку протиріч немає, тому що основні поля напружень і фази деформацій, встановлені на ділянці Фурси – Пилипча і при формуванні Сарненсько-Варварівської зони розломів, близькі між собою, тобто відображають один і той же немирівський (лелеківський) етап [Гинтов, 2015; Мичак, 2015].

Розглянемо всі можливі варіанти інтерпретації результатів вивчення тріщинуватості на ділянці. Максимуми на графіку азимутів простягання наступні: A_1-33° , B_1-288° , C_1-303° , D_1-318° , E_1-345° .

Перші два варіанти показують (див. табл. 3.2 та рис 3.20, *1, в*), що частина тріщин ділянки формувалася в полі напружень $\sigma_1 - 78^\circ$, $\sigma_3 - 348^\circ$, $\sigma_2 - \perp$, а третій варіант – що поле формувалося в реверсному деформаційному режимі $\sigma_1 - 348^\circ$, $\sigma_3 - 78^\circ$. Варіанти 4 і 5 можуть бути об'єднані усередненням: $\sigma_1 - 06^\circ$, $\sigma_3 - 276^\circ$.

Таблиця 3.2. Поля напружень на ділянці Фурси – Боцаговка (верхня течія р. Рось)

Номер поля	Максимуми	Сколи	Орієнтація осей головних нормальних напружень		
			σ_1 (стиснення)	σ_3 (розтяг)	σ_2
Ділянка Фурси – Рачки					
1	A ₁ -B ₁	L- и R' ₁	78°	348°	L
2	A ₁ -C ₁	L- и L'	78°	348°	L
3	D ₁ -A ₁	R' ₁ - и L	348°	78°	L
4	«»	«»	03°	273°	L
5	E ₁ -A ₁	R' ₂ - и R' ₁	09°	279°	L
Ділянка Кашперівка – Борщагівка					
6	A ₂ -E ₂	L- и R' ₁	08°	278°	L
7	C ₂ -E ₂	R- и R'	301°	31°	L
8	B ₂ -C ₂ -D ₂	R' ₂ -T-R'	280°	10°	L
Ділянка Щербаки					
9	B ₃ -E ₃	L- и L'	295°	25°	L
10	B ₃ -D ₃	L- и R' ₁	275°	05°	L
11	«»	«»	290°	20°	L
12	B ₃ -C ₃	R ₂ и R' ₂	270°	00°	L
Ділянка Шолудьки – Стрельчинці					
13	A-A	R- и R'	358°	88°	L
14	A-D	L- и R'	79°	349°	L

Ділянка Кашперівка – Борщагівка. Біотитові і амфібол-біотитові плагіограніти, розвинені на ділянці, за структурно-текстурними особливостями і мінеральним складом подібні утворенням звенигородського комплексу, описаним на ділянці Фурси-Рачки.

Головною відмінністю від згаданої ділянки є сильно проявлені процеси мігматизації. По тріщинах плагіогранітів розвивається мікроклін у вигляді дрібних смужок або хаотичної сітки. Перехід від плагіогранітів до мігматитів поступовий і виражається у зростанні кількості мікрокліну. Плагіогранітоїди темно-сірого кольору, масивної текстури, гіпідіоморфнозернистої, рівномірно-дрібнозернистої (0,5–0,8 мм) структури.

Під час польових досліджень були відібрані зразки в північно-західній частині закинутого кар'єру на правому березі р. Рось, між с. Кашперівка і с.м.т. Тетіїв (див. рис. 3.18). В кар'єрі розвинені переважно діорити, в меншій мірі мігматити, двопольовошпатові граніти, метасоматити.

У північній частині кар'єру над діоритами знаходиться масивне тіло рожевого рівномірнозернистого двопольовошпатового граніту, який зазнав сильних метасоматичних змін.

На графіку азимутів простягання тріщинуватості (рис. 3.20, 2, в.) виділяються два чітких головних максимумів A_2 (50°) і E_2 (327°), які відповідають комбінації L-, R'- сколів. Крім того, асиметрія головних максимумів і наявність невеликого максимуму між ними дозволяє припускати наявність максимумів B_2 (65°), C_2 (275°) і D_2 (315°). Результати інтерпретації наведені в табл. 3.2.

Ділянка Щербаки. В межах ділянки поширені гранітоїди уманського комплексу з реліктами порід росинсько-тікицької серії. Ділянка протяжністю близько 1 км розташована на правому березі р. Рось, починаючи від дамби між селами Городище - Пустоварівське і Щербаки, до північної околиці с. Щербаки.

Серед гранітоїдів виділяються двопольовошпатові рожево-сірі порфіроподібні граніти, сірі, рожево-сірі середньозернисті і дрібно-середньозернисті граніти, апліт-пегматоїдні граніти, а також пегматити. Рівномірнозернисті граніти, найбільш поширені на даній ділянці, утворюють масивні тіла, ускладнені хаотичною сіткою жил аплітоподібних гранітів. Граніти порфіроподібні знаходяться у вигляді окремих тіл серед рівномірнозернистих гранітів, з якими мають розмитий контакт. За текстурно-структурними особливостями вони подібні з ділянки Фурси – Рачки. На цій ділянці зустрічаються дрібні ксеноліти метаморфічних порід росинсько-тікицької серії округлої форми розміром 10–15 см, представлені біотит-амфіболовими кристалосланцями.

На графіку азимутів простягання тріщинуватості можна побачити п'ять максимумів – A_3 (25°), B_3 (65°), C_3 (295°), D_3 (320°), E_3 (340°). Головні максимуми B_3 і E_3 становлять пару L- і L'- сколів, інші, менш значні максимуми, можуть відповідати різним типам сколів в залежності від флуктуацій поля напружень (рис. 3.20, 3, в). Результати інтерпретації наведені в табл. 3.2.

На ділянці Фурси – Рачки за великою кількістю замірів встановлено інверсійне поле напружень (ось σ_1 – 78° (348°), вісь σ_3 – 348° (78°)). До цього часу при вивченні НДС протерозойських гранітоїдів Росинського та Волинського мегаблоків таке поле напружень не фіксувалося.

Якщо звернутися до результатів тектонофізичних досліджень у 2013 р. в яких досліджувалась тріщинуватості побузького і бердичівського граніт-мігматитового комплексів Бузького мегаблоку УЩ, розвинених по р. Південний Буг на південь від м. Немирів і нижче м. Ладизин (ділянка с.с. Шолудьки – Стрільчинці, (рис. 3.21) і представлених переважно чарнокітоїдами і бердичівськими гранітами, то виявляється, що інверсійне поле напружень (ось σ_1 – 80° (350°), ось σ_3 – 350° (80°)) проявилось досить активно.

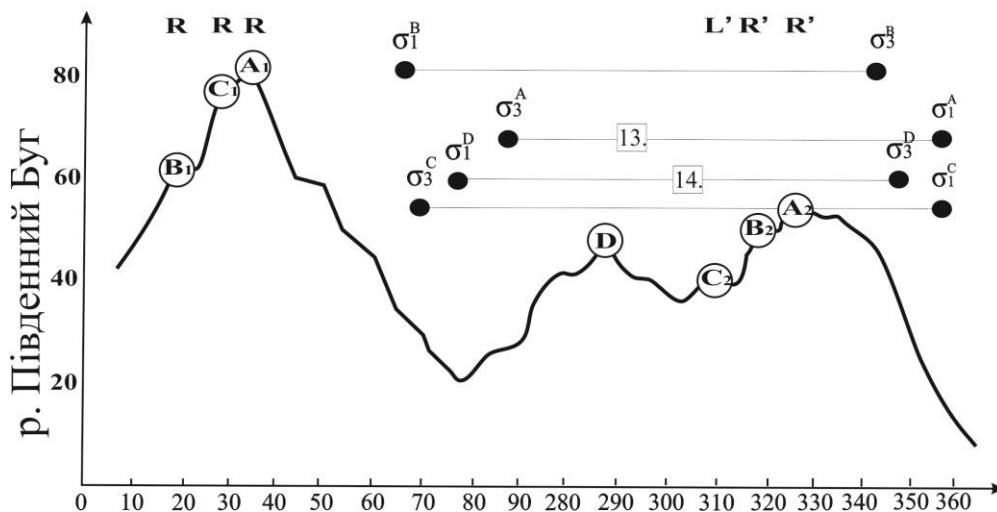


Рис. 3.21. Графік азимутів простягання крутопадаючих ($> 70^\circ$) тріщин на ділянці Шолудьки – Печера – Олексіївка – Рогізна – Вороб'ївка – Стрільчинці (р. Південний Буг).

Ділянка Шолудьки – Стрільчинці. На графіку (див. рис. 3.21) азимутів простягання тріщинуватості максимуми A_1 , B_1 , C_1 відображають розвиток R-сколів, максимуми A_2 , B_2 , C_2 – R- і L-сколи. Максимуми на графіку азимутів простягання наступні: A_1 (34°), B_1 (18°), C_1 (29°), A_2 (330°), B_2 (318°), C_2 (310°). Результати інтерпретації наведені в табл. 3.2.

Враховуючи, що породи побузького і бердичівського комплексів, згідно з даними роботи [Щербак и др., 2008], в цілому древніші за 2 млрд років і древніші порід уманського і звенигородського комплексів, можна вважати, що інверсійне поле (σ_1-79° (349°), σ_3-349° (79°)) є найбільш древнім в регіоні.

3.2.2. Напружено-деформований стан Уманського гранітоїдного масиву

Уманський масив розташовується в межах зони зчленування Бузького та Росинського мегаблоків (рис. 3.22) і займає значну площу в західній частині УЩ (близько 1600 км^2).

Граніти уманського комплексу граніти масивні, блакитно-сірого кольору зі світло-сірими порфіробластами калієвого польового шпату виділяються, насамперед, за наявності порфіровидних структур. Масив межує з полем розвитку собітів, і навіть зовні гайсинські порфіровидні граніти не відрізняються від уманських. «Уже один только этот факт дает основание предполагать общность происхождения гранитоидов обоих комплексов за счет палингенезиса эндербитов» [Щербаков, 2000]. Це спостереження ставить питання про межу між Росинським і Бузьким мегаблоками, про що буде далі. У східній частині Уманського гранітоїдного масиву проходить Тальнівська зона розломів, яка обмежує ГШЗ із заходу, відокремлюючи граніти побузького і звенигородського комплексів від порід Уманського гранітоїдного масиву. У західному крилі Тальнівської зони розломів породні комплекси Уманського гранітоїдного масиву значно слабше деформовані, ніж породи звенигородського і побузького комплексів в центральній зоні і в східному крилі. Розходження в

ступенях деформування породних комплексів, що знаходяться по різні сторони осевої частини Тальнівської зони розломів, можуть свідчити або про різний час деформації, або про різну глибинність деформаційних процесів.

В обох випадках час закладення Тальнівської зони розломів має бути древніше гранітоїдів уманського і звенигородського комплексів ($\geq 2,1$ млрд років).

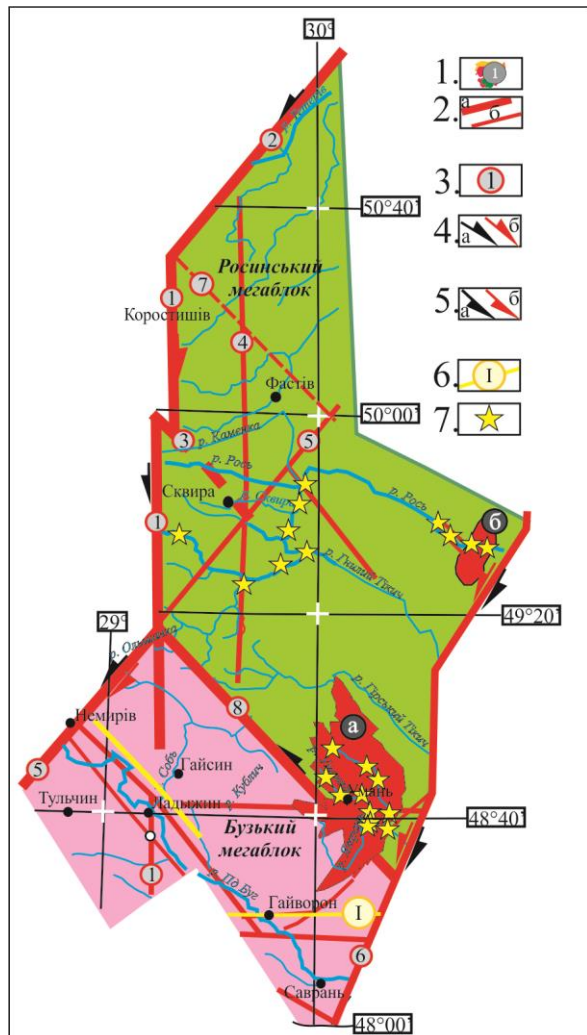


Рис. 3.22. Фрагмент схеми мегаблоків західної частини Українського щита [Мычак, 2014]: 1 – Уманський масив (а), Богуславський масив (б); 2 – розломи (а – міжмегаблокові, б - внутрішньоблокові), 3 – номери зон розломів, 4 – правий зсув (а – під час закладання, б – в час головної фази активізації), 5 – лівий зсув (під час закладання, б – в час головної фази активізації), 6 – геотраверси, 7 – точки спостережень. Зони розломів: 1 – Звіздаль-Заліська, 2 – Чорнобильська, 3 – Сарненсько-Варварівська, 4 – Брусилівська, 5 – Немирівська, 6 – Тальнівська, 7 – Центральна, 8 – Ташевська.

Результати тектонофізичних досліджень Уманського гранітоїдного масиву. Тектонофізичні дослідження тріщин і лінійних структур гранітоїдного масиву виконувались в басейні р.р. Уманка (м. Умань, с.с. Городецьке, Пиковець, Гродзеве, Герженовка, Сушківка) та р. Ятрань (с.с. Заячківка, Коржова, Дубова).

Всього в ході польових досліджень в Уманському масиві виконано 781 замір елементів залягання тріщин і СТЕ (рис. 3.23).

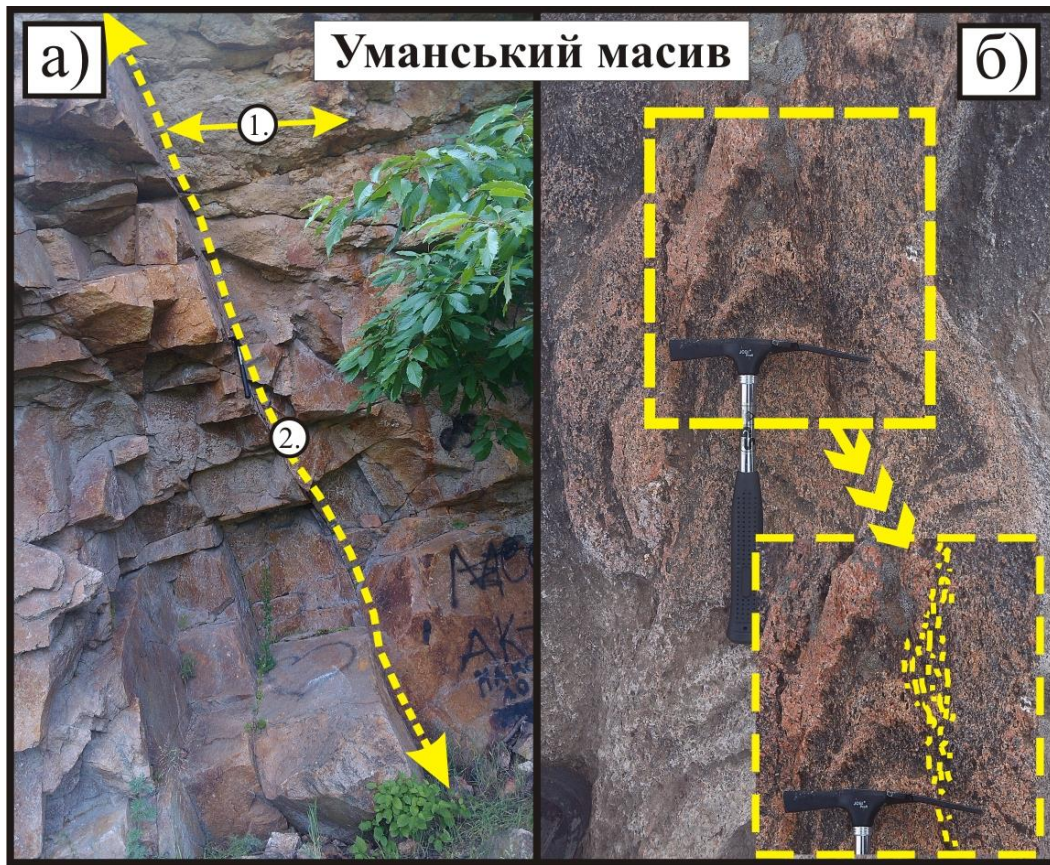


Рис. 3.23. Деформаційні структури в гранітоїдах Уманського гранітоїдного масиву: *а* – тріщинуватість (1 – під час охолодження, 2 – молода тріщина); *б* – СТЕ.

Орієнтація головних осей нормальних напружень в породах Уманського гранітоїдного масиву. З замірених тріщин в досліджуваних породах 90 % мають субвертикальне падіння (кут падіння $65 - 90^\circ$) і 10 % похиле ($<65^\circ$). Це свідчить про те, що процес формування і деформування масиву пов'язаний з НДС, при якому площина σ_1 і σ_3 була як субгоризонтальною, так і похилою. Для детального розгляду зсувних деформаційних режимів, що супроводжувалися формуванням субвертикальної тріщинуватості, остання представлена у вигляді гістограми графіку розподілу азимутів простягання субвертикальних тріщин. На

гістограмі тріщин в гранітах Уманського масиву виділяються п'ять основних максимумів: А (9°), В (19°), С (94°), D (299°), Е (321°) (рис. 3.24).

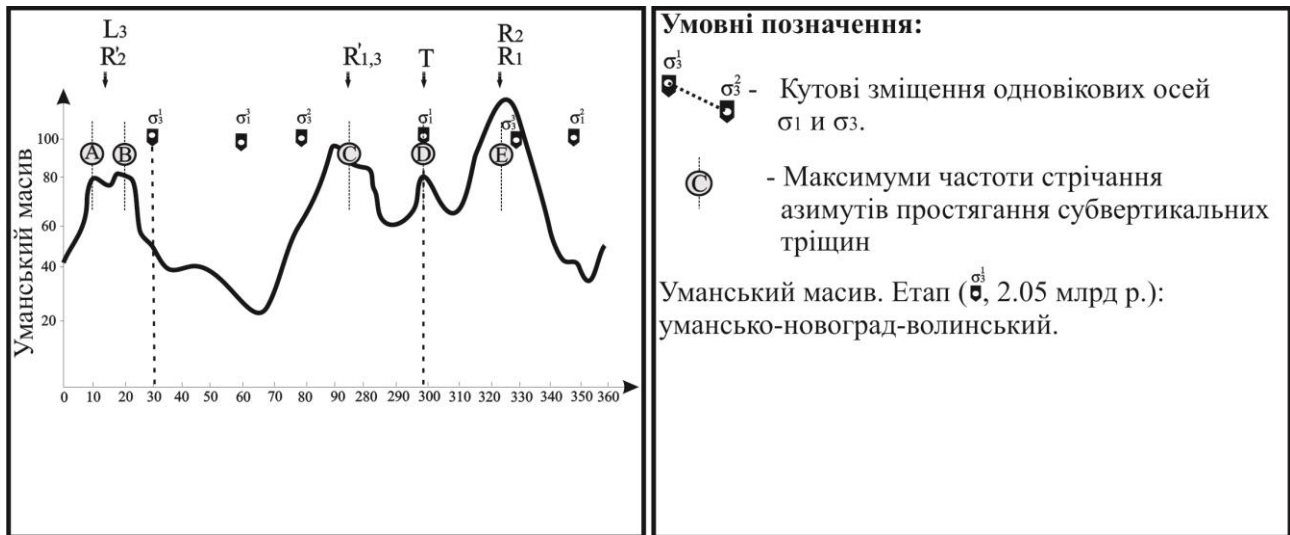


Рис. 3.24. Графік азимутів простягання субвертикальних тріщин в Уманському масиві УЩ і осі головних нормальних напружень σ_1 і σ_3 на різних етапах деформацій.

Максимуми В і D в Уманському масиві відповідають сколам Ріделя, а максимум С – тріщинам відриву Т. Відповідно до цього субгоризонтальна вісь стиснення σ_1 орієнтована по азимуту 300° , а субгоризонтальна вісь розтягу σ_3 відповідно 30° . Максимум А не розглядався, оскільки тріщинуватість з азимутами простягання $15 - 30^\circ$ могла утворитися значно пізніше: аналогічний максимум спостерігається на діаграмі азимутів простягання тріщинуватості в габро-анортозитах Корсунь-Новомиргородського плутону [Гинтов, Мычак, 2014].

Поля тектонічних напружень Уманського масиву визначалися також за стереограмами дзеркал ковзання і парагенетично пов'язаних групах похилих тріщин. За дзеркалами ковзання в межах Уманського масиву визначена головна вісь стиснення $\sigma_1 - 121/07$, а по парагенезисам похилих тріщин – ось розтягу $\sigma_3 - 219/06$, які близькі до відповідних осей напружень умансько-новоград-

волинського етапу (див. розділ 4). Поле тектонічних напружень умансько-новоград-волинського етапу визначено досить надійно, причому, як зазвичай, перевага віддається полю, яке встановлене за гістограмою азимутів падіння, оскільки вона ґрунтується на найбільш масових замірах.

3.2.3. Напружено-деформований стан Богуславського гранітного масиву

Масив примикає до Тальнівської зони розломів з північного-заходу і представлений Богуславською зоною сколювання. Ця зона шириною до 5 км і відслонюється на протязі 35 км на правому березі р. Рось нижче м. Богуслав у районі сіл Хохітва і Дешки та на лівому березі с. Тептіївка, а також по р. Гнилий Тікич.

Між м. Богуслав і с. Хохітва по р. Рось простежується західна частина Тальнівської зони розломів з переходом від масиву богуславських гранітоїдів до зони розвитку тектонітів (рис. 3.25).

Богуславській зоні сколювання відповідає прямолінійна гравітаційна ступінь, з якою співпадає зона градієнтів аномального магнітного поля. Зона розділяє області з різним характером потенціальних полів. На південному - заході від р. Гнилий Тікич Богуславська зона сколювання прослідковується лише за геофізичними даними на протязі 6–7 км. Далі в геофізичних полях зона не проявляється. Таким чином, зона сколювання закінчується у місці перетину Тальнівської зони розломів з Константинівською зоною сколювання Первомайської зони розломів [Гинтов, 2005].

Результати тектонофізичні дослідження Богуславської зони сколювання. В межах досліджуваної території виконано 1300 замірів тріщин гірських порід. За результатами замірів тріщинуватості гірських порід було побудовано гістограму азимутів простягання субвертикальних тріщин (рис. 3.26), на якій виділяються

наступні поля напружень 1) $\sigma_1 - 2^\circ$; $\sigma_3 - 272^\circ$; 2) $\sigma_1 - 87^\circ$; $\sigma_3 - 357^\circ$; 3) $\sigma_1 - 282^\circ$; $\sigma_3 - 12^\circ$.



Рис. 3.25. Граніти Богуславського типу (м. Богуслав) (а), смугасті плагіомігматити, Тальновська зона розломів (сmt Стеблів) (б).

Перше поле відноситься до богуславської фази формування Тальнівської зони розломів з осями $\sigma_1 - 02^\circ$, $\sigma_3 - 272^\circ$. Це поле, за [Гинтов, 2005] відповідає всьому немирівському етапу: $\sigma_1 - 185/00$, $\sigma_3 - 275/00$. Крім того, друге і третє поля, пов'язані з субширотним стисненням і субмеридіональним розтягом, можуть бути інверсійними полями (зміна осей).

Таким чином, Богуславський масив, котрий значно менший Уманського і розташований майже в самій Тальнівській зоні розломів, формувався саме в полі немирівського етапу розломоутворення. Але і в Уманському масиві є поле $\sigma_1=350^\circ$, $\sigma_3=80^\circ$, яке близьке до поля Богуславського масиву (в межах точності інтерпретації) і на яке раніше не зверталось уваги.

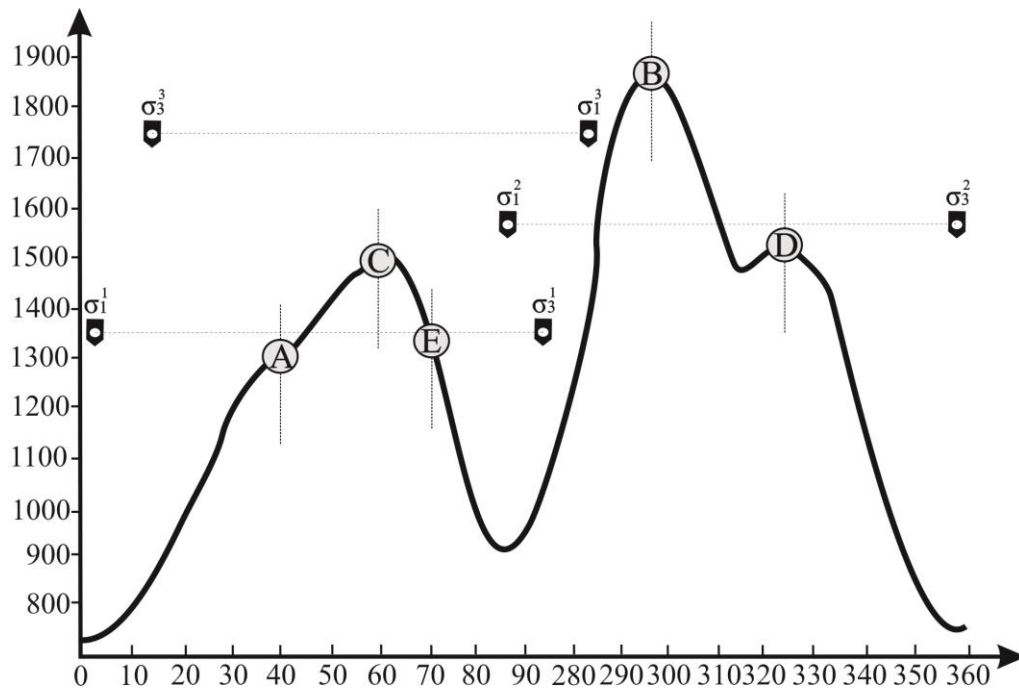


Рис. 3.26. Гістограма постягання субвертикальних тріщин по р. Рось в Богуславській зоні сколювання.

3.3. Бузький мегаблок

Одним з найважливіших напрямів геолого-геофізичних досліджень є оцінка перспектив УЩ на чорні, кольорові, благородні, рідкісні метали і алмази. Першочерговим об'єктом таких досліджень слід вважати Побузький гірничорудний район, обмежений зі сходу Первомайською зоною розломів, із заходу Звездаль-Заліською, з півночі і півдня його межі умовні і проводяться по паралелях $48^{\circ}40'$ і $47^{\circ}50'$ (рис. 3.27). Основні зони розломів Побузького гірничорудного району, з якими пов'язані родовища і рудопрояви рідкісноземельно-рідкіснометалевої і золоторудної мінералізації, – це Гайворонська, Заваллівська, Тальнівська, Молдовська, Довгопристанська, Ємилівська і Первомайська.

До Бузького мегаблоку відноситься західна частина Побузького гірничорудного району, а саме його Гайворон-Заваллівська ділянка, на якій і зупинимось нижче (рис. 3.28).

3.3.1. Гайворон-Заваллівська ділянка Побузького гірничорудного району

Геологічна вивченість Гайворон-Заваллівського району слугувала розвитком багатьох геологічних ідей. Район став еталонним для побудови схеми стратиграфії раннього докембрію УЩ [Лазько и др., 1975; Кореляційна..., 2004]. З іншого боку, відносно добра його вивченість відкрила простір для гострих геологічних дискусій починаючи з роботи [Слензак, 1965], які тривають дотепер. У центрі уваги опинилася стратиграфія раннього докембрію західної частини УЩ, протиставлення польових і лабораторних методів визначення віку докембрійських гірських порід, співвідношення процесів регіонального і динамометаморфізму, а також формування СТЕ в породних комплексах за рахунок первинного нашарування, або в результаті стресових навантажень [Кирилюк, 1982, 2010; Ярощук, 1983; Ярощук, Ярощук, 1989; Степанюк, 1997, 2000, 2018; Гинтов, 2005; Кирилюк, Паранько, 2014; Степанюк та ін., 2017 а, б; Пономаренко и др., 2018; Гинтов и др., 2018, б; Гинтов та ін., 2018 и др.].

Розгляд цих питань надзвичайно тісно пов'язаний з результатами вивчення розломно-блокової структури УЩ [Гинтов, Исай, 1988; Єнтін та ін., 2002; Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2011]. Останні стали в певному сенсі «перешкодою» на шляху стандартних уявлень про розчленування порід раннього докембрію УЩ стратиграфічним методом послідовного нашарування.

Тому автор обмежився лише самим загальним описом геологічної будови району, який не викликає розбіжностей.

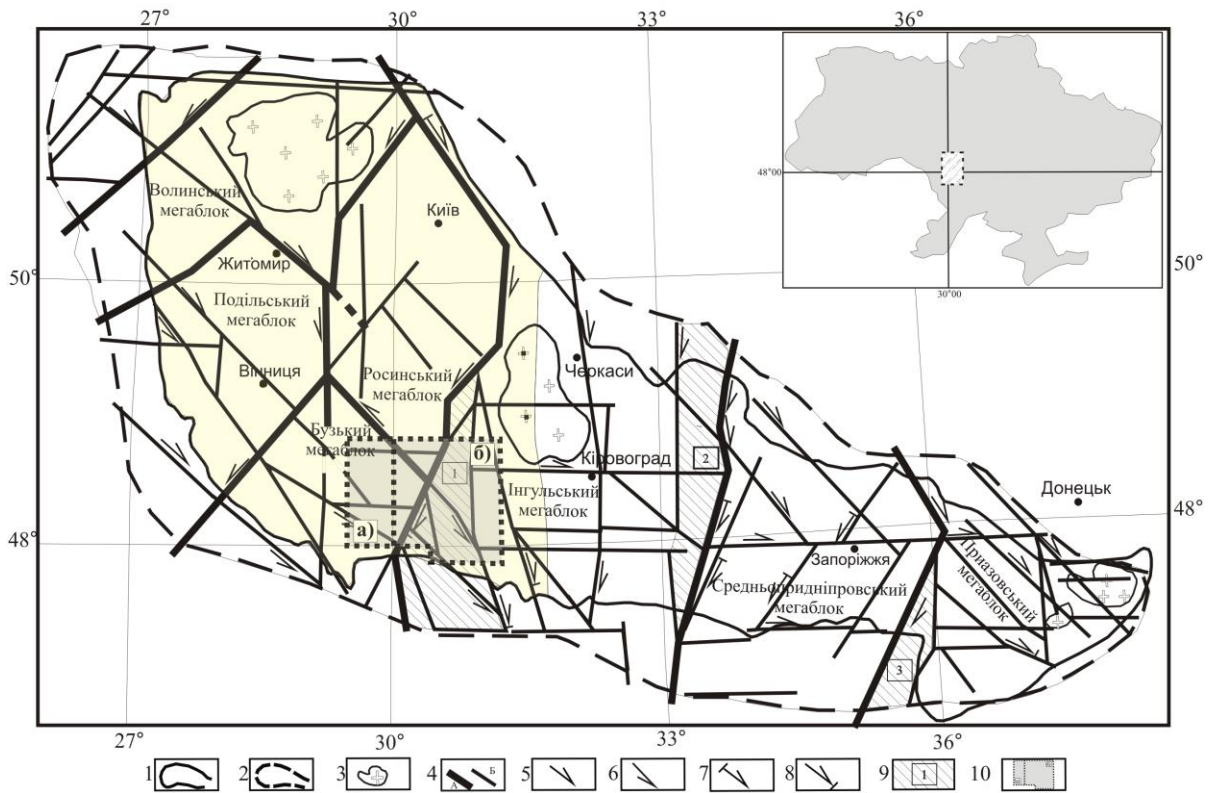


Рис. 3.27. Положення Побузького гірничорудного району (жирний пунктир) в межах західної частини Українського щита [Нечаєв и др., 2019, б]: 1 – контур відкритої частини щита, 2 – схили щита до глибини 300 м, 3 – плутони і великі масиви гранітоїдів, 4 – зони розломів (а – міжмегаблокові, б – внутрішньомегаблокові); 5–8 – кінематичні знаки (5 – правий зсув, 6 – лівий зсув, 7 – підкидо-зсув, 8 – скидо-зсув); 9 - шовні зони і їх номери (цифри в квадратах): 1 – Голованівська, 2 – Інгулецько-Криворізька, 3 – Оріхово-Павлоградська; 10 – Побузький гірничорудний район (а – Гайворон-Заваллівський район, б – Первомайсько-Голованівський район). На врізці – положення Побузького гірничорудного району в межах України.

Відповідно до [Кислюк..., 2011], Гайворон-Заваллівська ділянка охоплює Байбузівський і Ольгопільський блоки Дністровсько-Бузького (за найменуванням авторів Схеми на рис. 1.7, Бузького, див розділ 1.2) мегаблоку. Вона складена породами дністровсько-бузького структурно-

формаційний комплекс (СФК) (від низу до верху) – архейських порід гнейсо-кристалосланцевої (з утвореннями по ній ендербітів і чарнокітів), карбонатно-гнейсової, базит-гіпербазитової формації, і частково ранньопротерозойськими гранітоїдами.

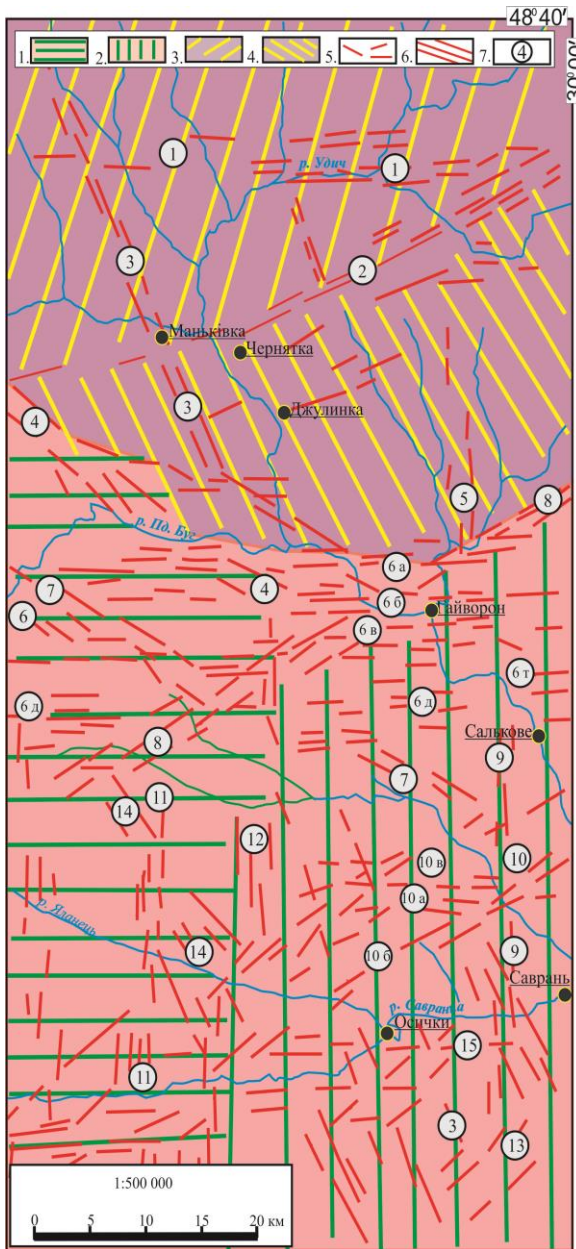


Рис. 3.28. Спрощена розломно-блокова схема району досліджень. Використана Тектонічна схема кристалічного фундаменту листа М-35-XXXVI (Гайворон), за [Кислюк та ін., 2011]. 1 – 4 – структурно-тектонічне районування: Гайворонський блок I порядку (1, 2) з блоками II порядку: Ольгопільський (1), Байбузівський (2); Уманський блок I порядку (3, 4) з блоками II порядку: Джулинський (3), Теплицький (4); 5 – ешелоновані сколи; 6 – зони сколювання; 7 – номери зон розломів і зон сколювання: 1- Костюківська, 2 – Маньківська, 3 – Красносільська, 4 – Хмільницька, 5- Долинівська, 6 – Гайворонська з зонами сколювання (6 а – Устя-Ставською, 6 б – власне Гайворонською, 6 в – Солгутівською, 6 г – Хащуватською, 6 д – Казавчинською); 7-Ободівська, 8 – Берестягівська, 9 – Кам'янська, 10 – Заваллівська з зонами сколювання – 10 а – власне Заваллівською, 10 б –Піщансько-Жакчикською, 10 в – Яланецькою; 11 –

11 –

Михайлівська, 12 – Голдашівська, 13 – Йосипівська, 14 – Березки-Чечельницька, 15 – Гетьманівська.

Як буде показано нижче, в цю ділянку необхідно включити саму південну частину Росинсько-Тікицького мегаблоку (Джулинський і Теплицький блоки), складеного породами росинського-тікицького СФК (від низу до верху) – архейських порід карбонатно-гнейсової, гнейсо-кристаллосланцевої базальтової, діорит-плагіогранітової формації, а також ранньопротерозойськими апоендербіт-гранітами і граніт-мігматитами.

Головною особливістю петрографії більшої частини досліджуваного району є широкий розвиток ендербітів гайворонського комплексу, які відносяться до найдревніших утворень УЩ (рис. 3.29). Ендербіти залягають у вигляді пластів, мають зеленувато-сірий відтінок та виражену смугасту текстуру. Вважається, що ендербіти слугували петрофондом для цілого ряду більш молодих комплексів чарнокітоїдів [Щербаков, 2005].

Для ендербітів є характерними певні особливості текстури: найбільш лейкократові різновиди вміщують лінзоподібно-пластинчатий кварц, а мезократові – шнуровидні відокремлення ланцюжків піроксенів. Шнуровидні текстури є свідченням активних диференційних рухів, вони відбувались в змінному полі напружень, орієнтованому перпендикулярно простяганню піроксенів. Гнейсуватість ендербітів є вторинною, накладеною та пов'язаною з деформацією і не відображає первинну осадову шаруватість.

Важливою особливістю чарнокітоїдів гайворонського комплексу є мікроструктурна невпорядкованість, яка виражається у гетеробластовому характері структури. Порівняно ідіоморфні плагіоклаз та гранат, а всі інші мінерали мають неправильну форму [Щербаков, 2005].

За [Степанюк та ін., 2017, а], на лівому і правому берегах р. Південний Буг, між с. Салькове та смт. Завалля відслонені ендербітогнейси (гіперстенвмісні плагіогнейси), серед яких трапляються поодинокі

лінзоподібні тіла мафітових і ультрамафітових гранулітів, дещо поширенішими є пластоподібні тіла двопіроксен-плагіоклазових кристалічних сланців амфібол-, гранат-, зрідка біотитовмісних, які у горизонтальних зрізах досить часто виявляють січні контакти до смугастості ендербітогнейсів.



Рис. 3.29. Ендербіти гайворонівського комплексу. Одеський кар'єр.

В цілому асоціація порід (ендербітогнейси, ультрамафітові та мафітові грануліти) має лінзоподібно-смугасту будову, субширотне простягання і практично вертикальне падіння. На окремих ділянках розвитку ендербітогнейсів, слабо зачеплених неоархейськими та палеопротерозойськими ендегенними процесами, збереглися структури більш раннього етапу деформацій, котрі представлені мігматитовою смугастістю та сланцюватістю і мають північно-західне та субмеридіональне простягання [Ярощук та ін., 1990]. Асоціація порід, окрім жил, складених двопіроксеновими кристалосланцями, січеться вертикальними жилами палеопротерозойських пегматоїдних гранітів, які переважно мають субмеридіональне простягання.

Розломна тектоніка району. У відповідності з Державною геологічною картою листа М-35-XXXVI масштабу 1: 200 000 [Кислюк и др., 2011],

досліджуваний район охоплює значні частини Гайворонського і Уманського блоків першого порядку, котрі зі свого боку діляться на чотири структурно-тектонічні райони - блоки другого порядку (з півдня на північ): Ольгопільський, Байбузівський, Джулинський і Теплицький. Блоки першого порядку розділені Хмільницькою та Гайворон-Дохнівською зонами розломів, а блоки другого порядку – Михайлівським, Сумівським, Гайворонським та Маньківським міжблоковими розломами.

У подальшому автор буде керуватися Геофізичною основою Тектонічної карти України масштабу 1:1000 000 [Єнтін та ін., 2002] та Схемою розломно-блокової тектоніки УЩ [Гинтов, 2005], тому термінологія і положення деяких зон розломів будуть уточнені. Адже аналіз літературних джерел та картографічних матеріалів для території ПГРР вказує на відсутність великомасштабних геологічних карт, які б відображали детальну геологічну будову поверхні докембрійського фундаменту, тобто різноманітність його петрографічного складу і віку гірських порід, *що повністю враховували б особливості геофізичних полів та результати їх геологічної інтерпретації* [Гинтов та ін., 2017]. Важливим кроком у геологічному вивченні ПГРР повинні стати великомасштабні спеціалізовані карти нового покоління, побудовані на базі сучасних геофізичних, в тому числі тектонофізичних, петрографічних, петрологічних даних, а головне, сучасних визначень ізотопного віку гірських порід.

Західна частина ПГРР, до якої належить Гайворон-Заваллівський район, відділена від східної частини ГШЗ Тальнівською зоною розломів і в тектонічному відношенні значно відрізняється від ГШЗ. Якщо структурний план ГШЗ характеризується головним чином північно-західним простяганням розривних структур і породних комплексів, то в межах Гайворон-Заваллівського району превалює ортогональна система розломів, в тому числі північно-східна орієнтація масивів гірських порід. Хоча в межах ГШЗ

ортогональна система ешелонованих сколів також простежується, але значно рідше. На півночі Ятранського блоку є лише одна широтна зона розломів, яка є східним продовженням Суботсько-Мошоринської (СМЗР). Решта широтних і меридіональних сколів розсіяні по площі ГШЗ більш-менш рівномірно. Можливо, при складанні карт ГШЗ ортогональній системі розривів не надавалося особливого значення через яскраве превалювання північно-західних зон розломів (див. розділ 3.4).

Найбільша кількість закартованих розривів – це широтні ($90 \pm 1^\circ$) і меридіональні ($360 \pm 1^\circ$) структури, які в кількісному відношенні складають 66 % всіх зафіксованих розривів – широтні 44 %, меридіональні 22 %. Значна кількість широтних ешелонованих сколів утворюють три широтні розломні зони – Костюківську, Гайворонську і Заваллівську. Останні дві будуть розглянуті окремо (див. розділ 3.3.2). Тут лише зазначимо, що широтні зони району формувалися на двох етапах – більш древньому західноінгулецькому лівозсувному і більш молодому суботсько-мошоринському правозсувному. Костюківська зона виділена нами в північній частині території по лінії с.с. Брідок (на заході) – Мишарівка – Костюківка – північна околиця Серебрії (на сході). Ця зона виражена від’ємною магнітною аномалією, обмежує Гайсинський максимум сили тяжіння з півдня і є прямим продовженням СМЗР, яка переривчасто простягається через Інгульський і Бузький мегаблоки.

Меридіональні ешелоновані сколи утворюють чотири зони розломів (з заходу на схід) – Михайлівську, Голдашівську, Долинівську і Кам’янську. Михайлівська і Долинівська зони виділені в роботі [Кислюк та ін., 2011], але нами вони розглядаються дещо інакше. Михайлівська зона розломів починається в одному кілометрі на захід від с. Михайлівка і чітко простежується на південь за азимутом 180° через с. Волова і дещо на схід від с. Чернече. На карті ізодинам $Z_a (\Delta T_a)$ простежена густа низка ешелонованих

сколів меридіонального простягання, якій в полі аномалій Буге відповідають зони великих градієнтів G_a або мінімуми $\partial\Delta g$. Долинівська зона розломів починається в двох кілометрів на схід від с. Шляхова і простежується через с. Долинівка в північній частині району, доходячи до Бандурівського максимуму сили тяжіння. Далі на південь від Гайворонської зони розломів Бандурівський максимум перетинається Кам'янською зоною розломів, котру автори роботи [Кислюк та ін., 2011] вважають продовженням Долинівської, але це неправильно, тому що вона відділена і зміщена відносно останньої на схід на 3–4 км. Голдашівська зона ($360\pm 1^\circ$), що за нашими даними співпадає з широкою зоною градієнтів сили тяжіння, обмежує Бандурівський максимум сили тяжіння з заходу.

Відома Хмільницька зона розломів, що простягається через західну частину УЩ на 350 км за азимутом 318° , закінчується саме в районі досліджень. Їй відповідає зона високих градієнтів аномалій Буге і низка магнітних мінімумів, що простежуються між с.с. Чапаївка, Велика Киріївка, Устя, Осіївка. Тут зона лівосторонньо підвертається під Гайворонську зону розломів, тому її азимут простягання змінюється від 318 до 285° , що на гістограмі (рис. 3.30) видно по широко розтягнутому максимуму. В цей максимум потрапляє й Ободівська зона розломів ($295\pm 3^\circ$, $305\pm 1^\circ$), яка в межах району досліджень проходить від південної околиці м. Бершадь до с. Бандурівка і перетинає Бандурівський максимум сили тяжіння яскравою гравітаційною ступінню і ще яскравішим (як і Хмільницька зона) лінійним мінімумом $\partial\Delta g$ (рис. 3.31).

Важлива система зон розломів північно-східного простягання $56\text{--}70^\circ$ представлена (з півночі на південь): Маньківською, Берестягівською, Заваллівською та Йосипівською зонами розломів. Перша з них виділена в роботі [Кислюк та ін., 2011] як міжблокова, Заваллівська – як другорядний розлом, хоча його структурне значення, про що буде сказано нижче, відіграє

велику роль. З Маньківською зоною розломів ($69\pm 1^\circ$) пов'язане крупне дайкоподібне тіло, якому буде присвячено окремий розділ.

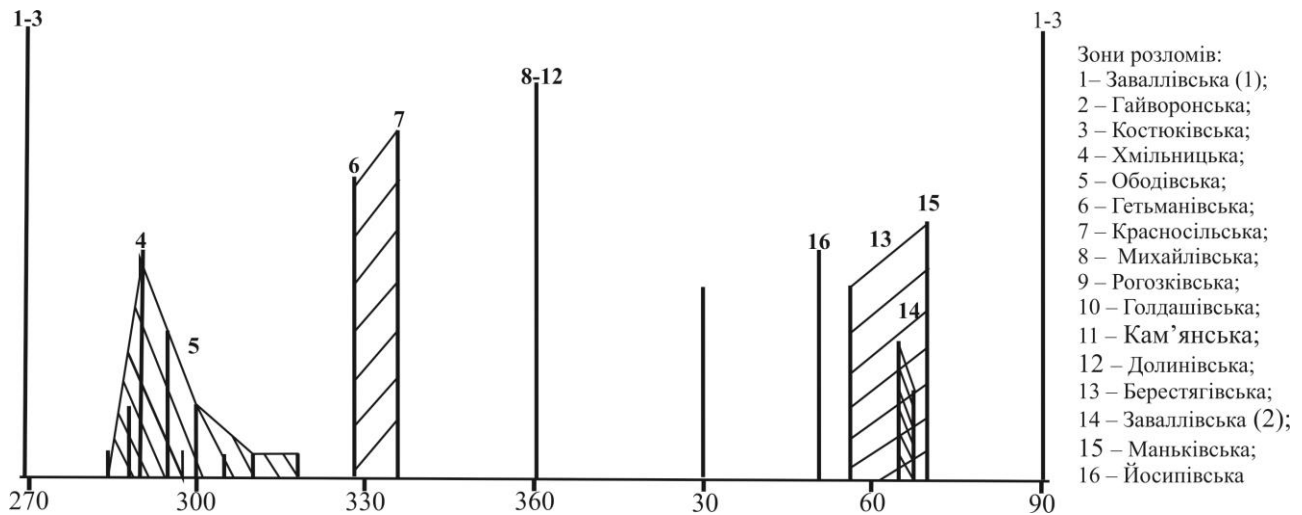


Рис. 3.30. Гістограма азимутів простягання зон розломів.

Потрібно відзначити й Берестягівську зону розломів, яка обмежує Бандурівський максимум сили тяжіння з північного заходу. Ця зона на геологічній карті [Кислюк та ін., 2011] зображена тонкими третьюрядними розломами, хоча вона добре виділяється і в магнітному (низка мінімумів Z_a , ΔT_a), і в гравітаційному (зони градієнтів G_a і мінімумів $\partial \Delta g$). Зона простежена від р. Синиця між с.с. Вільхове та Колодисте (від границі з Тальнівською зоною розломів), проходить через с. с. Берестяги, Долинівка, м. Гайворон (М-35-132-Г) і далі на південний - захід черес с.с. Солгутове, Партизанське, Лісниче (144-А). На більшій частині простягання ешелонованих сколів, що її складають, $61\pm 2^\circ$, хоча є сколи з напрямком до 70° і $56\pm 2^\circ$. На цю зону накладається Гайворонська широтна зона розломів, через що сколи північно-східного напрямку не завжди добре ідентифікуються. Протяжність зони біля 70 км.

На крайньому південному - сході району простежується Йосипівська зона розломів ($56\pm 1^\circ$), добре проявлена широкою зоною від'ємного

магнітного поля в районі с.с. Гетьманівка, Йосипівка, Плоске. В полі аномалій Буге зона виражена відповідним напрямком ізоаномал.

Цікавою є Красносільська зона розломів, котра на геологічній карті [Кислюк и др., 2011] позначена як другорядна. Насправді ця зона ($334 \pm 1^\circ$) є сполученною з Маньківською зоною розломів, тобто рівноправною з нею. Вона не перетинає Маньківську зону розломів, а дотична до її південно-західного закінчення. Особливістю Красносільської зони розломів, як і Маньківської, є її надзвичайна вузькість і прямолінійність. Ширина магнітних мінімумів, що їм відповідають, біля 0,5 км при довжині ~ 27 км. Це свідчить про відносну молодість зон, що потребує перевірки детальними тектонофізичними та ізотопними методами. В північній своїй частині Красносільська зона розломів простягається на 27 км, впираючись у Хмільницьку. Але південніше Гайворонської зони розломів її ознаки в магнітному і гравітаційному полях простежуються ще на 22 км, тобто загальна протяжність зони в межах району досліджень сягає 70 км.

Бандурівський гравітаційний максимум. На карті (рис. 3.31) аномалій Буге ($\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$) він виглядає ізометричною структурою із заокругленими кутами, проте насправді це полігональний блок земної кори, обмежений двома основними системами розломів – ортогональною і субдіагональною (див. рис. 3.28). До першої належать Гайворонська зона розломів, широтна гілка Заваллівської та меридіональна Голдашівська зона розломів. До другої – Берестягівська зона розломів, північно-східна ($60\text{--}70^\circ$) зона сколювання Піщана–Жакчик Заваллівської зони розломів та сполучені з ними північно-західні ($330\text{--}340^\circ$) Берізки–Чечельницька (на заході) та Могильнянська (на сході) зони розломів. Невеликі заокруглення, котрі іноді спостерігаються, пов'язані із зсувними структурами підвертання сколів.

Природа Бандурівського гравітаційного максимуму пов'язується з утворенням вулканоплутонічної структури мантийного походження [Довгань

та ін., 2006]. Це підтверджується як геологічними даними, так і матеріалами ГСЗ (геотраверс VI), за якими аномально підвищені густинні (швидкісні) властивості гірських порід простежуються від поверхні кристалічного фундаменту до Мохо.

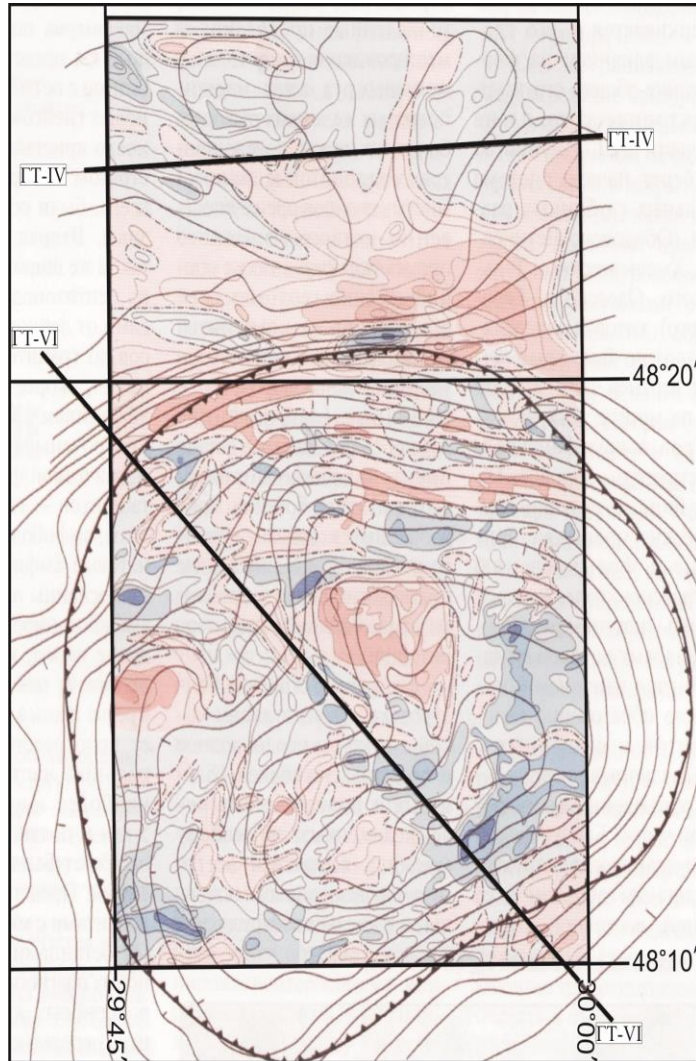


Рис. 3.31. Схема аномальних гравітаційного і магнітного полів південної частини району досліджень (внутрішній прямокутник). Гравітаційне поле: редукція Буге, $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$. Ізоаномали проведено через 2 мГал. Магнітне поле: карта ізодинам ΔT_a . Ізодинами проведено через 100 нТл. Синій колір – позитивне, червоний колір - негативне поле. Лінія з зубцями – контур передбачуваної глибинної інтрузії базитів, за [Довгань и др., 2006; Нечаев и др., 2019, б]. Прямі жирні лінії - профілі ГСЗ (ГТ IV і VI).

За геологічними даними, на поверхні фундаменту в будові Бандурівського максимуму (далі Бандурівської структури) відслонюються метаморфізовані архейські утворення основного і кислого складу, інтенсивно перероблені наступними процесами тектогенезу, метаморфізму, метасоматозу і діафорезу. Метабазити, які виходять на поверхню, є лише апікальними виступами глибинної протоструктури. Найбільш яскравими є власне

Бандурівський масив (площею біля 20 км²) і Кидрасівський (до 5 км²). Вони складені, головним чином габроїдами (габро, габро-норити, габро-амфіболіти) та апогабровими породами типу амфіболітів і основних кристалосланців.

Глибинні вулкано-плутонічні процеси, які призвели до формування Бандурівської структури (палеовулкану, за [Довгань та ін., 2006]), були джерелом потужних теплових потоків і гідротерм, під впливом котрих відбувалося утворення метасоматитів і пов'язаних з ними руд.

В межах структури, особливо в її північній і східній частинах, зосереджені багаточисельні прояви і родовища порід і руд переважно метасоматичного походження, а також специфічні геологічні утворення – коматііти, дайки основних і ультраосновних порід, в тому числі лужних (лампрофіри, лампрофіроподібні і лампроїтоподібні породи), флюїдизитні брекчії в зонах розломів.

Принципова особливість – обмеження і перетин Бандурівської структури зонами розломів зсувного типу, причому розломи однакової орієнтації характеризуються однотипною кінематикою. Чому структуру обмежують зони розломів, що простягаються далеко за її межі, наприклад, Гайворонська або Берестягівська, а ортогональна система розломів взагалі охоплює весь щит? В таких умовах, зазвичай, утворюються пулл-апарт западини і басейни, але Бандурівська структура – піднятий блок земної кори. Тому автором пропонується така схема формування цієї структури:

1. Формування у ранньому протерозої (2,45 млрд років тому, західноінгулецький етап розломоутворення) широтної лівозсувної і меридіональної правозсувної систем розломів, в даному випадку Гайворонської, Заваллівської та Голдашівської.

2. Утворення в районі досліджень ранньопротерозойського пулл-апарт басейну, котрий пізніше був повністю еродований. Проте ділянка земної кори

на місці цього басейну виявилась роздробленою ослабленою зоною, сприятливою для проникнення мантійних розплавів і флюїдів.

3. Впровадження в земну кору на місці попередньої пулл-апарт западини мантійної базит-гіпербазитової інтрузії, яка, піднімаючись, захопила разом із собою частки середньої та нижньої кори. Тому в межах Бандурівської структури разом з базитами спостерігаються й найдревніші гранулітові породи УЩ.

4. Після формування Бандурівської структури на маньківському і суботсько-мошоринському етапах розломоутворення її обмежили Берестягівська, Берізки-Чечельницька, Могильнянська зони розломів і перетнули Красносільська, Кам'янська та активізовані Гайворонська й Заваллівська зони розломів.

5. Вік Бандурівської вулкано-плутонічної структури точно не відомий, але, якщо наші припущення справедливі, вона молодша або одновікова із західно-інгулецьким етапом розломоутворення (2,45 млрд років тому) та древніша суботсько-мошоринського етапу (1,80-1,85 млрд років тому).

Розломно-блокова структура району розглядалася у порівнянні з останньою виданою геологічною картою масштабу 1:200 000 листа М-36-XXXVI (Гайворон) [Кислюк и др., 2011]. Порівняння свідчить про різні підходи у авторів обох концепцій до розуміння ролі розривних структур в геології та металогенії УЩ, а також методики їх картування.

1. Можна впевнено стверджувати, що в умовах УЩ жодна зона розломів, зона сколювання (елементарний розлом), а іноді й протяжний ешелонований скол не можуть бути простежені й відображені на карті без геофізичних даних. Автори геологічної карти це добре розуміють і використали геофізичні дані повністю. Проте за геофізичними критеріями не завжди можна відрізнити розломи принаймі другого і третього порядку або міжблокові і другорядні, що суб'єктивно роблять автори геологічної карти. Тому більшість

розломів, виділених за геофізичними даними і не завірених геологічно, автори геологічної карти віднесли до другорядних і показали тонкими майже непомітними лініями. Але неможливо через мізерний об'єм геологорозвідувальних робіт завірених геологічно всі геофізичні дані. Через це на геологічній карті пропущені такі важливі й протяжні зони розломів, як Берестягівська, Костюківська, Гетьманівська, Йосипівська, південно-східна частина Ободівської, широтна частина Заваллівської.

2. На геофізичних картах, в першу чергу детальних магнітних картах Z_a , ΔT_a , видно, що абсолютна більшість елементарних розломів (зон сколювання) прямолінійні. Зони сколювання складаються з прямолінійних елементарних і ешелонованих сколів, розташованих паралельно, один за одним або з відступами ліворуч чи праворуч. Тому, не враховуючи цієї особливості, геологи скривлюють такі розломи, хоча насправді вони є прямолінійними і їх ширина визначається розташуванням крайніх сколів.

3. Непрямолінійними зазвичай є крупні довгоживучі міжблокові, міжмегаблокові та деякі інші зони розломів, що складаються з багатьох зон сколювання, утворених на різних етапах деформації земної кори. Такими є Хмільникська зона розломів у своїй південно-східній частині, Ободівська та Берестягівська. Зони розломів ортогональної системи – меридіональні та широтні – практично завжди прямолінійні, тому що вони одні з наймолодших (суботсько-мошоринський етап) і січуть всі інші зони.

4. На геологічній карті показані чотири «глибинні тектонічні зони» – Хмільникська, Гайворон-Дохнівська, Летичівська і Каташинська. Але внутрішнє наповнення цих зон нічим не відрізняється від сусідніх ділянок карти: є лише розломи, що їх обмежують, а все інше не структуроване з огляду на тектонічну природу таких зон. Порооди тут в більшості випадків розгнейсовані, мігматизовані, сланцюваті, катаклазовані, нерідко

мілонітизовані. Простягання їх підпорядковується розташованим поряд сколовим структурам.

3.3.2. Внутрішня будова і кінематика Гайворонської та Заваллівської зон розломів

Гайворонська зона розломів (див. рис. 3.28) тектонофізично вивчена нещодавно [Мичак та ін., 2018; Muchak et al., 2018]. Це досить широка (близько 10 км) структура широтного простягання, добре проявлена геологічно і гідрографічно. У місцях перетину з р. Південний Буг її зонам сколювання відповідають коліноподібні вигини річки з чіткими широтними ділянками. Таких ділянок п'ять (з півночі на південь): уздовж р. Дохна, правої притоки Південного Бугу (зона сколювання с. Устя – с. Лугова – с. Ставки); уздовж правого і лівого (р. Окна) притоків Південного Бугу по лінії с. Осіївка – м Гайворон – с. Тополі (власне Гайворонська зона сколювання); на широті с.с. Солгутове – Прогрес (Солгутівська зона сколювання), Соломія - Хощувате (Хощуватська зона сколювання); між південною околицею с. Бугове і північною околицею с. Казавчин (Казавчинська зона сколювання). В цей же район підходять своїми південно-східними закінченнями Сумовська зона сколювання Хмільникської зони розломів і Ободівська зона розломів, утворюючи з Гайворонською зоною розломів складний тектонічний вузол (див. рис. 3.28).

Всім зонам сколювання Гайворонської зони розломів на тлі смуги високих градієнтів гравітаційного поля (див. рис. 3.31), що обмежує Бандурівський максимум сили тяжіння з півночі, відповідають широтні ділянки знижених значень гравітаційного і магнітного полів. Виходячи з геофізичних даних, ширина названих зон сколювання 1–2 км, протяжність – не менше 80 км.

Об'єднання п'яти зон сколювання в єдину Гайворонську зону розломів обґрунтовується тим, що кристалічний фундамент між ними також сильно тектонізований: зони розвитку мілонітів і бластомілонітів, кристалізаційної сланцюватості і мігматитової смугастості субширотного простягання спостерігаються повсюдно – в Гайворонському та Хащуватському кар'єрах по р. Південний Буг нижче за течією в с.с. Солгутове і Бугове і вище за течією між м. Гайворон і с. Лугова (рис. 3.32).

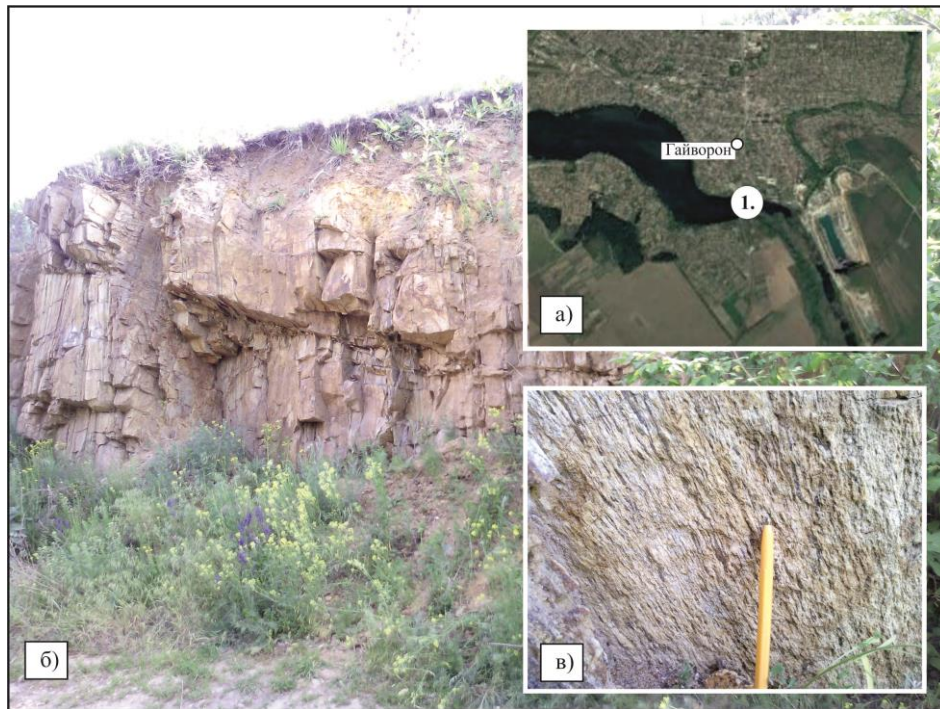


Рис. 3.32. Солгутівська зона сколювання. Відслонення ендербіто-гнейсів на правому березі р. Південний Буг: а – положення відслонення; б – загальний вид відслонення; в – сланцюватість в ендербіто-гнейсах.

На геологічних картах такі зони зазвичай зображуються окремими розломами, але при польовому вивченні чіткої межі між ними не видно. Нажаль, не всі геологи розглядають смугастість і сланцюватість докембрійських гірських порід як ознаку зони зсуву.

Хоча потрібно зазначити, що на тлі регіональної Гайворонської зони розломів закартовані п'ять зон сколювання виділяються не тільки за геофізичними даними, але і за геоморфологічними ознаками. Їм відповідають широтні річки, струмки і балки, що впадають в р. Південний Буг зліва і справа в місцях його різких вигинів, тим самим продовжуючи і подовжуючи вузькі широтні долини над зонами сколювання. Процес формування таких долин пов'язаний з мезо-кайнозойською активізацією щита і, не в останню чергу, з наймолодшою докембрійською широтною системою розломів. Активізацією обумовлено відновлення процесів дроблення і гідротермальної діяльності в розломах, утворення в них глибоких кишень кори вивітрювання.

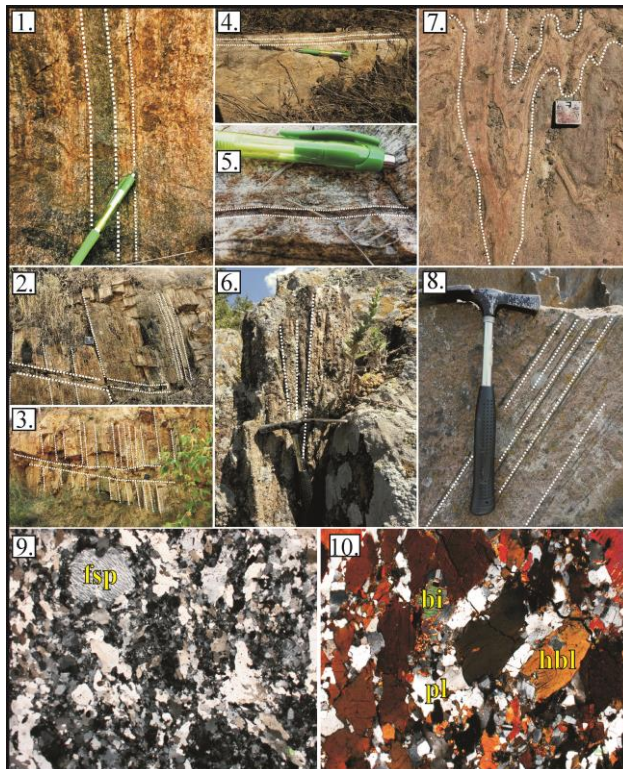
За геологічними даними [Кислюк та ін., 2011], Гайворонський розлом (тектонофізично - Гайворонська і Солгутівська зони сколювання) розділяє карбонатно-гнейсову формацію Росинсько-Тікицького мегаблоку і ендербіт-чарнокітову формацію Дністровсько-Бузького мегаблоку. За тектонофізичними даними, Гайворонська зона розломів частково охоплює і Росинсько-Тікицький мегаблок (зона сколювання с. Устя – с. Лугове – с. Ставки в південній частині Джулинського блоку, де також, як і південніше, розвинені породи дністровсько-бузького СФК, хоча і діафторовані, як вважають автори роботи [Кислюк та ін., 2011]). Тому автор вважає, що границю між Росинським і Бузьким мегаблоками на схід від гирла р. Дохна необхідно проводити по Устя – Ставській зоні сколювання.

За матеріалами численних ізотопно-геохімічних визначень уран – свинцевим методом віку монацитів з плагіогнейсів, гнейсів і включень гранітів Гайворонської і Солгутівської зон сколювання основна їх докембрійська активізація відбулася $2026,5 \pm 2,6$ млн років – $2031,5 \pm 6,7$ млн років тому. Такі ж визначення по метасоматитах Хащуватської і Казавчинської зон сколювання дають значення віку активізації $1993,3 \pm 1,3$ млн років [Степанюк, 2000]. Час закладення зони буде оцінено за характером

полів напружень та їх порівнянні з відомими етапами деформації [Гинтов, 2014].

Всі п'ять зон сколювання Гайворонської зони розломів мають однакову внутрішню структуру і кінематику, тому буде достатнім розглянути морфокінематичну характеристику зони на прикладі однієї з зон сколювання – Солгутівської.

Тектонофізичні дослідження Гайворонської зони розломів. Всього в межах досліджуваної території виконано 643 заміра елементів залягання тріщин і 114 заміра ПТ та СТЕ (рис. 3.33 і табл. 3.3). Цими і попередніми дослідженнями автора [Мычак и др., 2016] було відзначено наступну важливу особливість ГГМ ранньодокембрійських комплексів: більшість тектонітів і основних типів СТЕ – сланцюватості, гранітогнейсової смугастості, кліважу – не завжди різко відділяються один від одного і в масштабі макро- і мезоструктур (максимальні розміри сколів можуть досягати кілометрів, а зон сколювання – десятків кілометрів), спільно утворюючи лініаментні зони зі



стійкими елементами залягання. Це дозволяє застосовувати до таких зон і їх внутрішньої будови закономірності, встановлені при моделюванні деформаційних процесів на еквівалентних матеріалах.

Рис. 3.33. Деформаційні структури в породах Гайворон-Заваллівського району: 1 – с. Солгутове (Т. 1.), мігматитова смугастість; 2,3 – с. Солгутове (Т. 1.), тріщини січуть кліваж; 4 – с. Бугове

(Т. 3), смугастість вздовж тріщини; 5 – с. Хашувате (Т. 4), смугастість вздовж тріщини; 6 – с. Хашувате (Т. 4), кліваж в ендербіто-гнейсі; 7 – с. Хашувате (Т. 4), мікроскладка; 8 – Одеський кар’єр (Т. 6), мігматитова смугастість; Шліфи: 9 – м. Гайворон (Т. 1), кварцит (fsp – калієвий польовий шпат); 10 – кар’єр Козачий Яр (Т. 7), амфіболіт (hbl – рогова обманка, pl – плагіоклаз, bi – біотит).

Характерними структурними елементами досліджуваного регіону є системи тріщин сколювання і відриву, які січуть породи кристалічного фундаменту, в тому числі ПТ і СТЕ зон сколювання.

Структурно-текстурні елементи Гайворонської зони розломів. При тектонофізичному вивченні Гайворонської зони розломів [Мычак и др., 2018; Mychak et al., 2018] основна увага була приділена СТЕ гірських порід – мігматитовій смугастості, лінійності, сланцюватості, – а також кліважу і мезотріщинуватості, що відображають різновікові деформації верхніх горизонтів земної кори (табл. 3.3 і рис. 3.34).

Таблиця 3.3. Координати і елементи залягання площин нашарування і зон тектонітів

№	Координати точок		Населений пункт	Кількість замірів ПТ и СТЕ	Центри груп ПТ и СТЕ (азимут/кут падіння, град)
	широта	Довгота			
Т.1	48°19'35,8"	29°52'01,1"	м. Гайворон	50	175/85
Т.2	48°17'32,1"	29°53'37,8"	с. Соломія	35	352/80
Т.3	48°17'28,2"	29°56'29,9"	с. Бугове	6	338/86
Т.4	48°17'30,6"	29°56'38,7"	с. Хашувате	23	312/82
Т.5	48°15'51,9"	29°58'10,9"	с. Салькове	20	35/65
Т.6	48°13'54,7"	29°59'15,4"	с.мт Завалля (Одеський кар’єр)	10	345/85
Т.7	48°13'53,3"	29°59'41,7"	с.мт Завалля (кар’єр Козачий Яр)	28	330/80
Т.8	48°12'34,2"	30°02'10,9"	с.мт Завалля (графітовий кар’єр)	5	355/85

В табл. 3.3 і на рис. 3.34, б показані стереограми основних площин ПТ і СТЕ, виділених як центри сукупностей полюсів, зображених на рис. 3.34, а. В першу чергу стереограми вказують на субвертикальне падіння СТЕ (кути 70–90° в 80 % замірів), а похиле падіння гірських порід зустрічається меншою мірою.

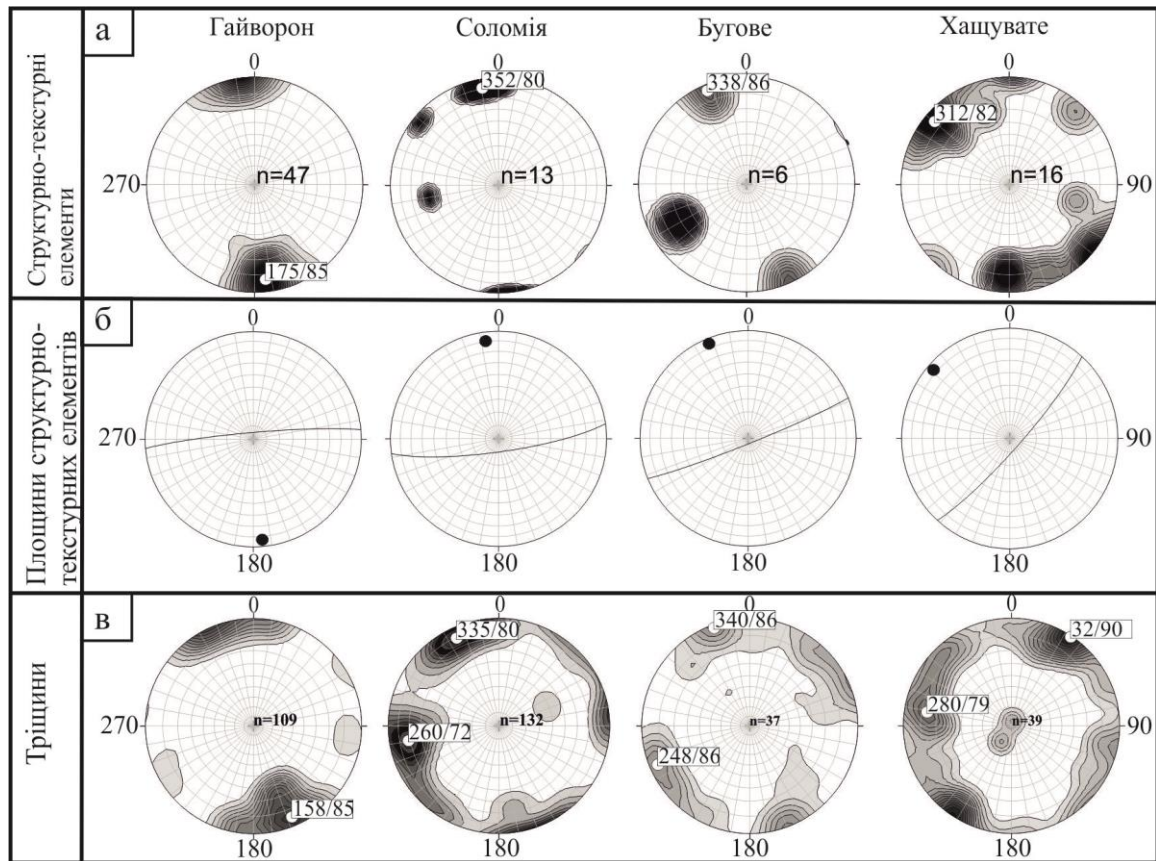


Рис. 3.34. Стереодіаграма азимутів падіння СТЕ і тріщин в гірських породах Гайворонської зони розломів.

Було встановлено, що елементи залягання СТЕ та зони політектонітів в переважній більшості складають 175/85° та 352/80°. На гістограмі азимутів простягання СТЕ (рис. 3.35) виділяється один головний максимум в межах азимутів північно-східного простягання 65–80°. Оскільки Гайворонська і Заваллівська зони розломів в цілому мають широтне простягання, автор вважає, що азимути L-сколів є паралельними до них і їх азимут складає 90°.

Одержаний максимум 65–80° відхиляється від орієнтування L-сколів на характерний кут 10–15°, тому ідентифікуємо його як R-скол, а кінематичний тип розлому визначаємо як лівий зсув. Невеликий максимум 40–45° – відповідає тріщинам відриву Т. Для отриманих парагенезисів було розраховано поле напружень: σ_1 – 45°, σ_3 – 315°, σ_2 \perp (лівий зсув).

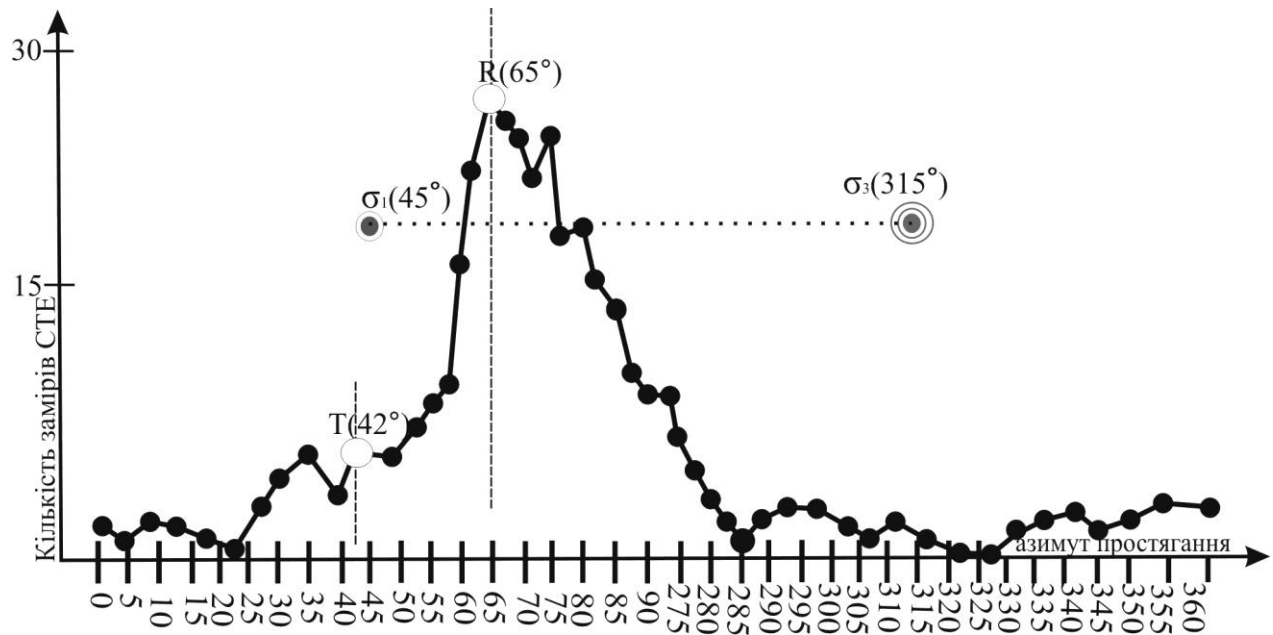


Рис. 3.35. Гістограма азимутів простягання ПТ та STE ділянки Гайворон–Завалля.

Дане поле відповідає Західно–Інгулецькому етапу розломоутворення (2,45 млрд років тому), за [Гинтов, 2014], тому можна припускати, що час закладення Гайворонської зони розломів близький до часу закладення Західно–Інгулецької та Первомайської зон розломів. Те, що тектоніти (СТЕ) широтного простягання, пов'язані з Гайворонською зоною розломів, перериваються і зміщуються тектонітами північно-західного простягання Хмільницької зони розломів (~ 2,0 млрд років тому) і меридіональними зонами сколювання суботсько-мошоринського етапу розломоутворення (1,80–1,85 млрд років тому), також свідчить про древній вік її закладання.

Наведені вище етапи активізації 2,03 і 1,99 млрд років тому не є єдиними для Гайворон-Заваллівської площі, про що буде сказано надалі.

Тріщинуватість гірських порід в межах Гайворонської зони розломів.

Системи накладених на СТЕ тріщин в цілому субпаралельні і субперпендикулярні смугастості. Вони сформувалися в полях напружень $\sigma_1 - 30^\circ$, $\sigma_3 - 300^\circ$, $\sigma_2 \perp$ (лівий зсув) і $\sigma_1 - 312^\circ$, $\sigma_3 - 42^\circ$, $\sigma_2 \perp$ (правий зсув) (рис. 3.36). Останнє поле відповідає наймолодшому з вивчених суботсько-мошоринському етапу деформації земної кори (1,80-1,85 млрд років тому), в якому сформувалася більшість широтних зон розломів УЩ [Алехин, Гинтов, 2004; Гинтов, 2014]. Вище було відмічено, що Хмільницька зона розломів підвертається під Гайворонську за лівим типом.

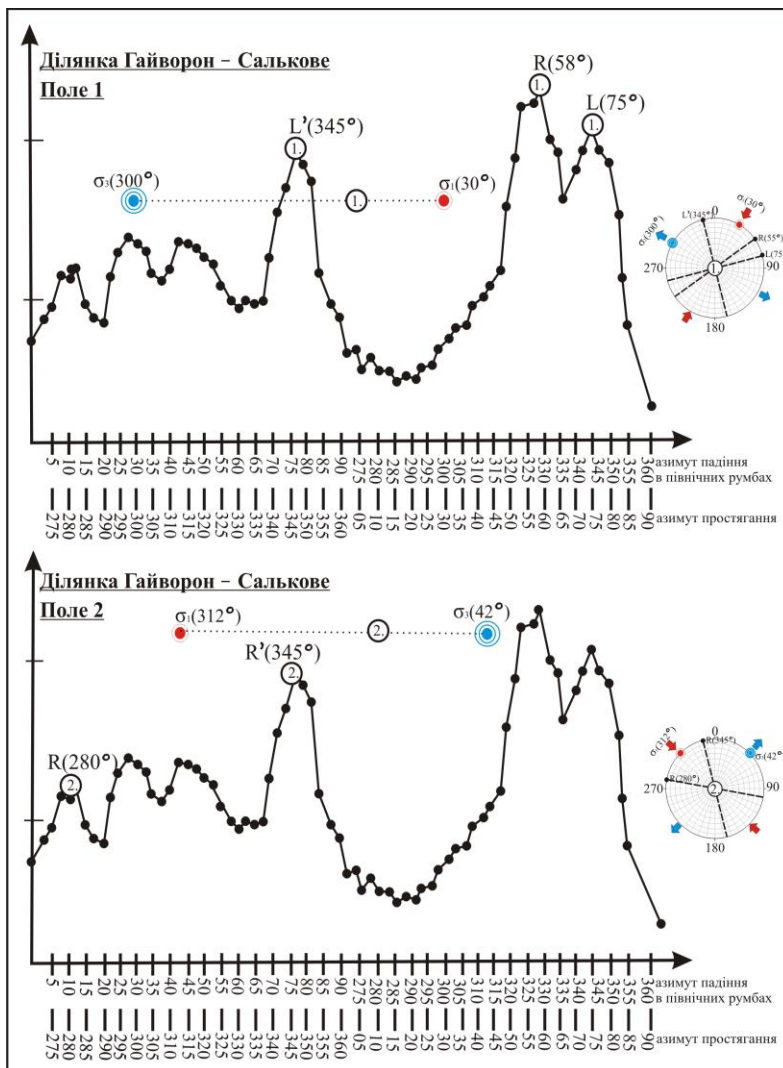


Рис. 3.36. Гістограма азимутів простягання субвертикальних тріщин гірських порід Гайворонської зони розломів [Мичак та ін., 2018].

Заваллівська зона розломів виділяється тільки на підставі геофізичних даних і матеріалів детальної розвідки і розробки Заваллівського графітового родовища на протязі багатьох десятків років.

Зона максимальних горизонтальних градієнтів гравітаційного поля, що обмежує Бандурівський максимум на південному - сході, перетинає р. Південний Буг в районі с. Завалля за азимутом $60-70^\circ$ (див. рис. 3.30). Таке ж орієнтування має і збігається з нею лінійна зона складного, але в основному від'ємного поля Z_a (рис. 3.37, південно-східна частина).

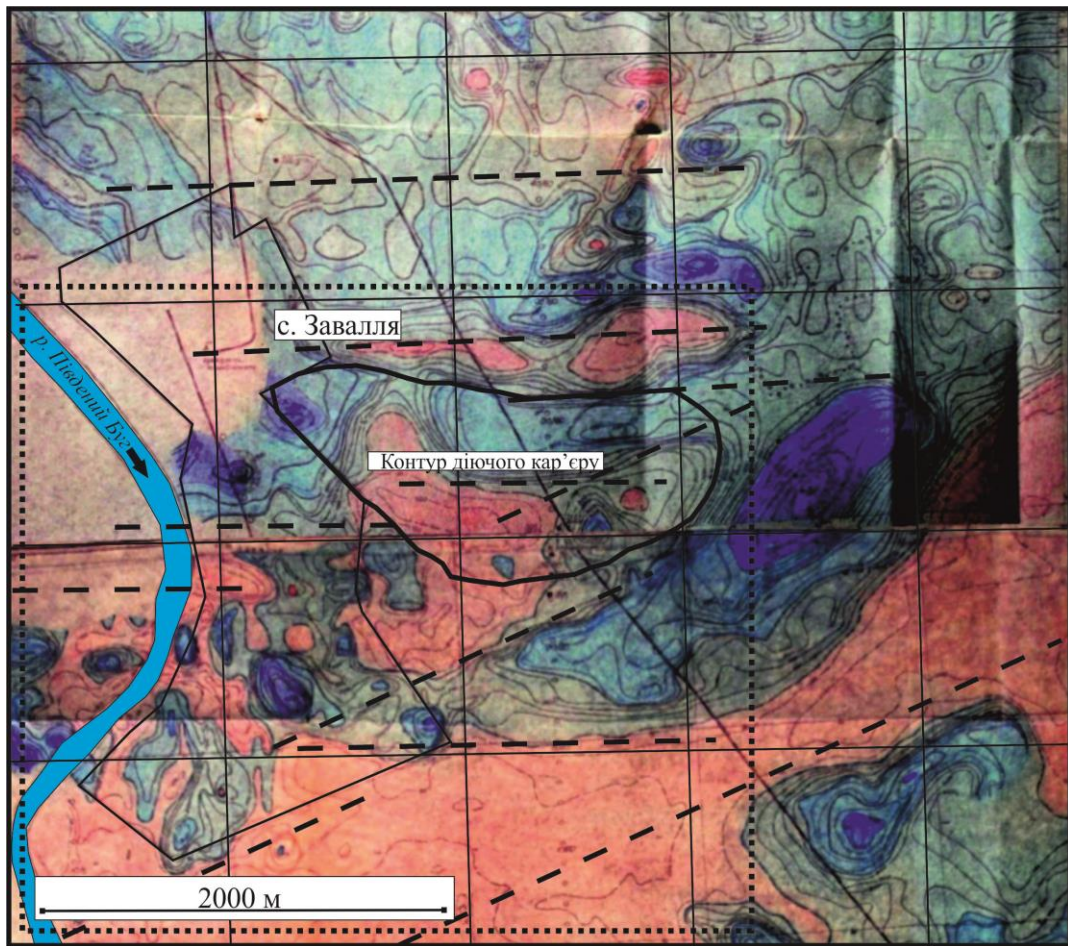


Рис. 3.37. Карта ізодинам Z_a району Заваллівського графітового родовища. Масштаб 1:10 000. Зелений і синій колір – позитивні аномалії, рожевий – від'ємні. Штрихові лінії – зони сколювання і ешелоновані сколи; пунктир - контур геологічної карти, показаної на рис 3.40.

Отже, південно-східна частина Заваллівської зони розломів є зоною сколювання шириною близько 2 км і протяжністю (між с.с. Піщана, Савранське і Жакчик) до 25 км (за геофізичними даними) і має північно-

східне простягання $60\text{--}70^\circ$ і субвертикальне падіння. На південному заході на правому березі р. Південний Буг вона відразу занурюється під мезокайнозойський чохол, а на північному сході перетинається з Могильнянською зоною розломів північно-західного простягання, що обмежує Бандурівський максимум зі східної сторони.

Про кінематику розглянутої зони сколювання можна судити за невеликою складкою волочіння (рис. 3.37), утвореною кальцифірами і двопіроксеновими кристалосланцями, місцями графітованими, в результаті правого зсуву вздовж сколу, орієнтованого за азимутом 60° .



Рис. 3.38. Складка волочіння (правий зсув), східна частина Заваллівського кар'єру: а – загальний вигляд складки; б – характер сланцюватості (збільшено в 7 разів).

Геофізичні дані дозволяють виділити ще одну зону сколювання північно-східного простягання – Яланецьку, паралельну зоні Піщана – Жакчик. Ця зона

перетинає р. Південний Буг в районі кар'єра Козачий Яр і проходить в південній частині Яланецького водосховища.

Як і в самому Заваллівському графітовому кар'єрі, так і на півночі і півдні від нього, спостерігаються широтні від'ємні і позитивні магнітні аномалії (рис. 3.38). Зіставляючи це з геологічними і тектонофізичними даними кар'єрів Завалля, Козачий Яр і Одеський, можна зробити висновок, що широтне простягання ешелонованих сколів не менш характерне для Заваллівської зони розломів, ніж північно-східне (рис. 3.38). На картах Z_a , ΔT_a і локальних гравітаційних аномалій [Кислюк та ін., 2011] в цьому районі в більш регіональному плані простежуються однакові зони мінімумів як північно-східного, так і широтного простягання.

З огляду на те, що кар'єри Одеський і Козачий Яр знаходяться в 2,5 км на північ від Заваллівського, ширина Заваллівської зони розломів становить не менше 4 км.

Максимальна кількість СТЕ і тріщин (рис. 3.39) мають простягання $\sim 60 - 75^\circ$ при субвертикальному падінні. В кар'єрах Козачий Яр і Заваллівському приблизно стільки ж СТЕ і тріщин широтного простягання (азимуту падіння від 355 до 10°). Оскільки широтне простягання СТЕ характерне і для Гайворонської зони розломів, можна зробити висновок, що формування широтних структур пов'язано з самостійним етапом деформацій земної кори. Стереограми азимутів падіння СТЕ Заваллівської та Гайворонської зон розломів (рис. 3.39, *a*) практично ідентичні (див. рис. 3.34, *a*). Тому широтні СТЕ Заваллівської зони розломів сформувалися в полі $\sigma_1 - 45^\circ$, $\sigma_3 - 315^\circ$, $\sigma_2 \perp$ (лівий зсув) західно-інгулецького етапу розломоутворення, тобто майже одночасно зі СТЕ Гайворонської зони розломів. Зони сколювання Піщана – Жакчик і Яланець, найімовірніше, належать до маньківського етапу розломоутворення, тобто є лівозсувними. Тому правий зсув, встановлений по складці волочіння в Заваллівському кар'єрі, відповідає не етапу закладення

даної зони, а етапу її активізації. Тим більше що процес графітизації порід Заваллівської зони розломів молодше етапу її закладення.

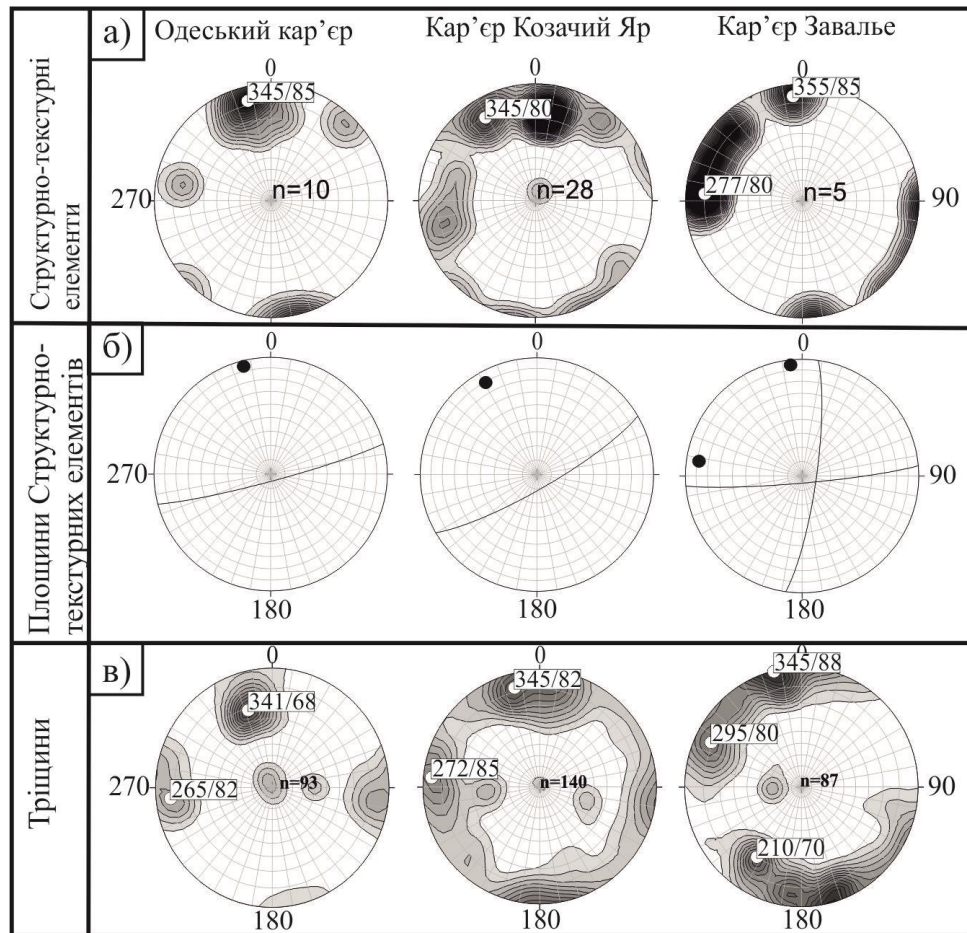


Рис. 3.39. Стереодіаграма азимутів падіння структурно-текстурних елементів і тріщин в гірських породах Заваллівської зони розломів.

Показова в цьому відношенні геологічна карта району Заваллівського графітового родовища, складена геологами Заваллівського графітового комбінату і люб'язно надана головним геологом ЗГК В. П. Миколаївським. Її фрагмент показаний на рис. 3.40. Найбільш потужна (до 400 м) пачка графітових, біотит-графітових, гранат-біотитових гнейсів і скарноїдів (розробляється в даний час) має форму дуги західно-східного (270°) – північно-західного (310°) простягання, підвертається під Заваллівський (місцева назва на карті) розлом. Далі на захід (за межами рисунку) пачка стає

широтною і навіть північно-східною, утворюючи Z-подібну фігуру, типову для правого зсуву. Якщо порівняти рис. 3.28 та 3.40, видно, що цей так званий Заваллівський розлом за простяганням збігається з Хмільниківською правозсувною зоною розломів. Тобто можна припускати, що товща гнейсів і скарнів раніше заповнювала зону сколювання широтного простягання і була деформована правим зсувом по розлому північно-західного простягання обо лівим зсувом по Яланецькій зоні сколювання.

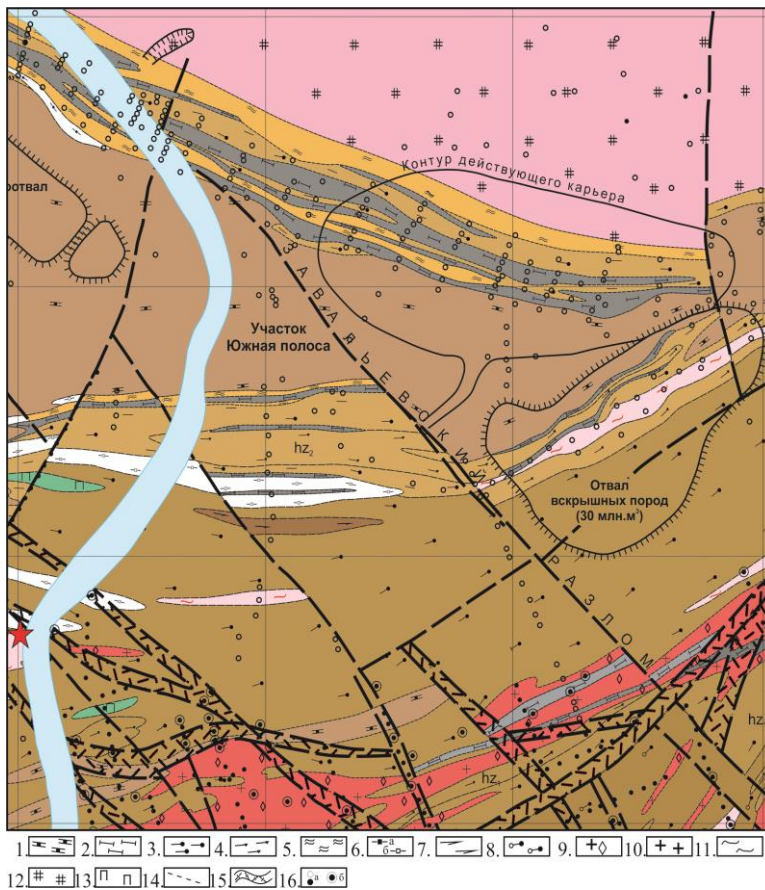


Рис. 3.40. Фрагмент геологічної карти району Заваллівського графітового родовища: *Бузька серія.*

Хащувато-Заваллівська світа: 1 – кальцифіри, мармури, карбонатні сланці, 2 – гнейси графітові, гранат-біотит-графітові, 3 – гнейси біотитові, гранат-біотитові, 4 – гнейси амфіболові, 5 – скарноїди, 6 – кварцити (а – залістисті, б – безрудні), 7 – амфіболіти; *кошаро-*

олександрівська світа: 8 – гнейси біотитові, гранат-біотитові, гранат-силіманіт-біотитові, іноді з графітом; *побузький комплекс:* 9 – граніти апліт-пегматоїдні, 10 – граніти біотитові, 11 – мігматити, 12 – чарнокіти, 13 – піроксеніти, 14 – розломи, 15 – зони дроблення, 16 – свердловини (а – картувальні, б – глибокі нахилені).

Тріщинуватість гірських порід в межах Заваллівської зони розломів.

За сумарними гістограмами субвертикальних тріщин ділянки Завалля відновлено два головних поля напружень (рис. 3.41) [Мичак та ін., 2018]:

- 1) $\sigma_1 - 38$, $\sigma_3 - 308$, $\sigma_2 \perp$ (лівий зсув);
- 2) $\sigma_1 - 323$, $\sigma_3 - 53$, $\sigma_2 \perp$ (правий зсув).

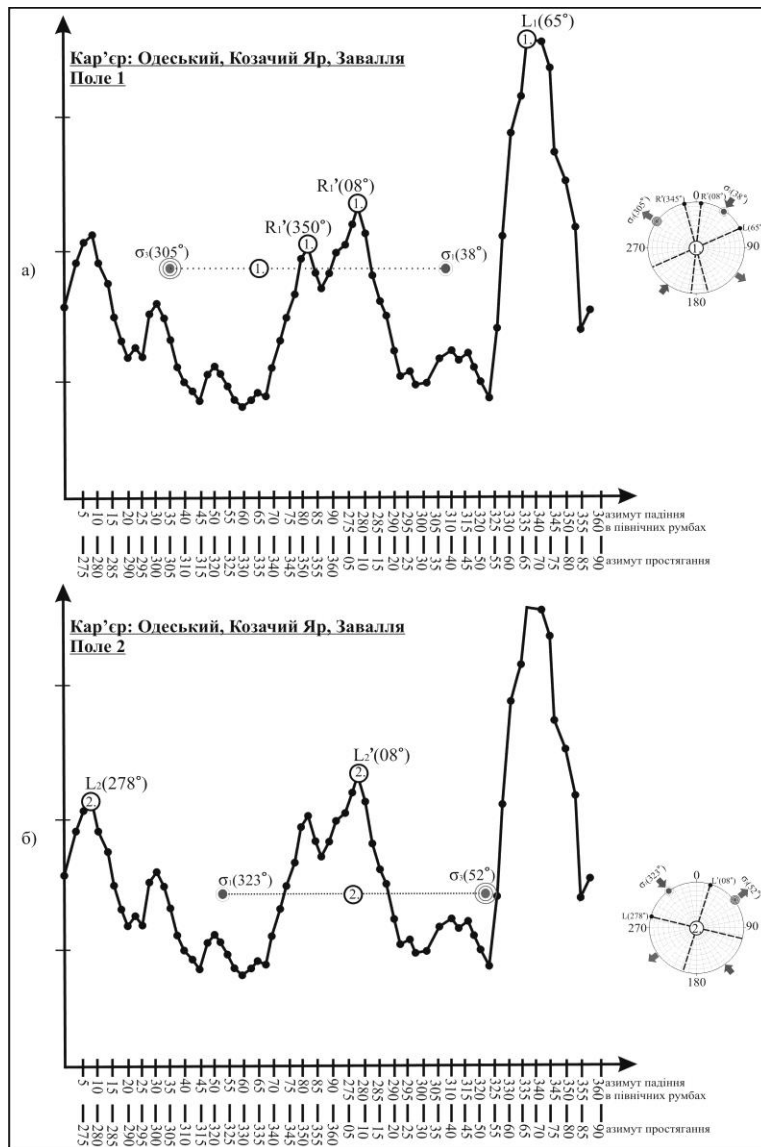


Рис. 3.41. Гістограма азимутів простягання субвертикальних тріщин гірських порід Заваллівської зони розломів.

Обидва поля відрізняються (повернені) від полів Гайворонської зони розломів на 8–11°. Можна припустити, що Заваллівська зона розломів утворилась дещо пізніше (в межах одного етапу розломоутворення) Гайворонської.

Тріщинуватість, сформована на Гайворон-Заваллівській ділянці після утворення СТЕ,

спочатку була подібна (за орієнтацією) Гайворонській зоні розломів, але потім була повернута при правому зсуві вздовж Заваллівської зони розломів. Тоді поле 2, як і в Гайворонській зоні розломів, відповідає наймолодшому

суботсько-мошоринському етапу деформацій земної кори УЩ (1,80–1,85 млрд років тому).

Таким чином, Заваллівська зона розломів сформувалася на двох різновікових етапах розломоутворення - більш древньому західно-інгулецькому (~ 2,45 млрд років тому, але трохи пізніше Гайворонської зони розломів) і більш молодому Маньківському ($\leq 2,0$ млрд років тому). Її активізація сталася на суботсько-мошоринському і більш молодих етапах.

Результати визначення тензора анізотропії магнітної сприйнятливості та співставлення його з тензором напружень за тектонофізичними даними. В окремих пунктах Гайворон-Заваллівського району ПГРР разом з замірами елементів залягання СТЕ і тріщин гірських порід були відібрані орієнтовані зразки гірських порід для подальшого визначення магнітної структури гірських порід за параметрами еліпсоїду анізотропії магнітної сприйнятливості (АМС). Аналіз даних АМС визначає домінуючі напрямки осей тензора АМС та форми магнітних мінералів (мінеральних агрегатів), які можуть бути пов'язані з тензором деформації.

Метою таких досліджень було відпрацювання методичних прийомів комплексної інтерпретації магнітної структури гірських порід за параметрами АМС та деформацій різних масштабних рівнів (макро, та мікродоформацій). Застосування АМС дало змогу здійснити незалежний контроль визначення полів палеонапружень тектонофізичними методом та одержати додаткову інформацію відносно їх вікової послідовності.

В чотирьох пунктах кар'єра Козачий Яр (рис. 3.42.), були відібрані орієнтовані зразки гірських порід та виконано локальні тектонофізичні заміри СТЕ.

Пункт спостереження 1. На відслоненні площею 5 м² були відібрані орієнтовані зразки в п'яти окремих точках (рис. 3.43). Для двох груп зразків з точок: 1, 4 (перша група) та 2, 3, 5 (друга група) було одержано два типи

тензора АМС за співвідношенням абсолютних значень головних осей: K_1 (головна ось видовження), K_2 , K_3 (головна ось скорочення) та їх орієнтування (рис. 3.43).

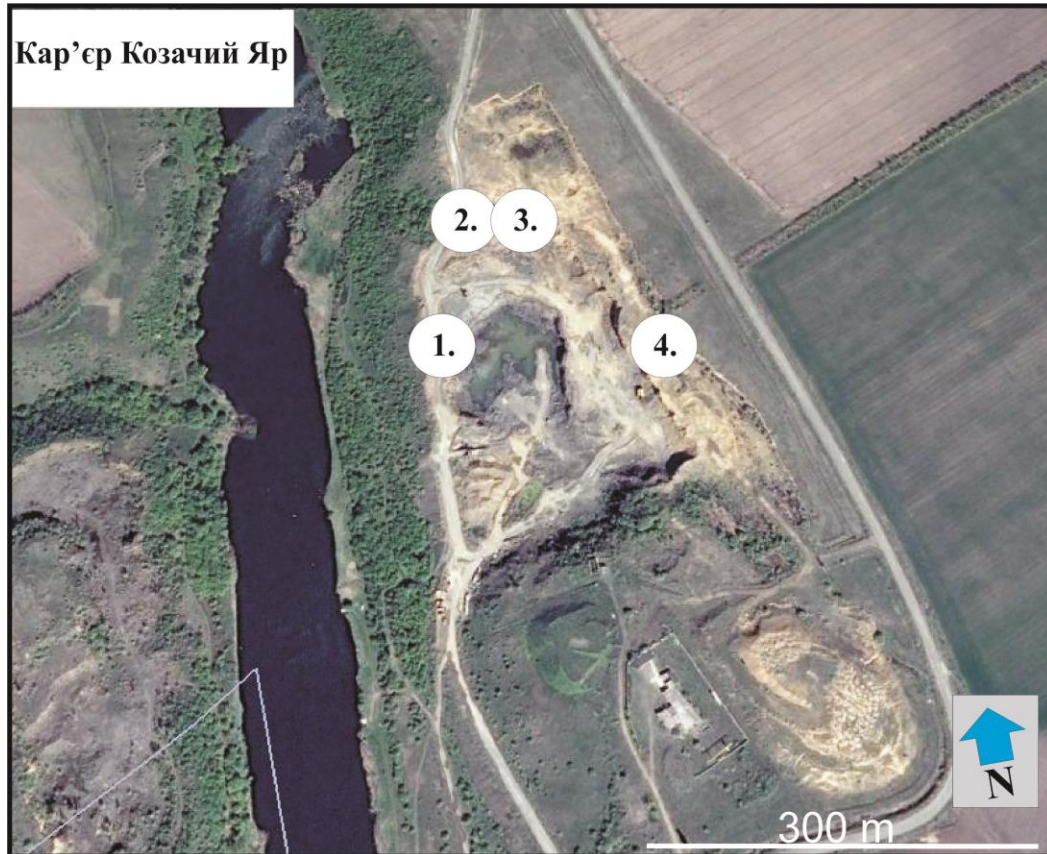


Рис. 3.42. Кар'єр Козачий Яр з пунктами відбору орієнтованих зразків гірських порід для визначення параметрів АМС та тектонофізичних спостережень.

Для першої групи зразків одержано наступні результати: тип АМС лінійний, ступінь анізотропії висока. Форма еліпсоїда АМС відноситься до видовженої (рис. 3.43, б), тобто форму зерен, що відповідають за магнітну складову гірської породи, можна уявити як видовжений в вертикальному напрямку еліпсоїд, форму якого в кількісному вираженні характеризують параметри анізотропії: $P (K_1/K_3) = 1,350$, $L (K_1/K_2) = 1,276$ та $F (K_2/K_3) = 1,058$.

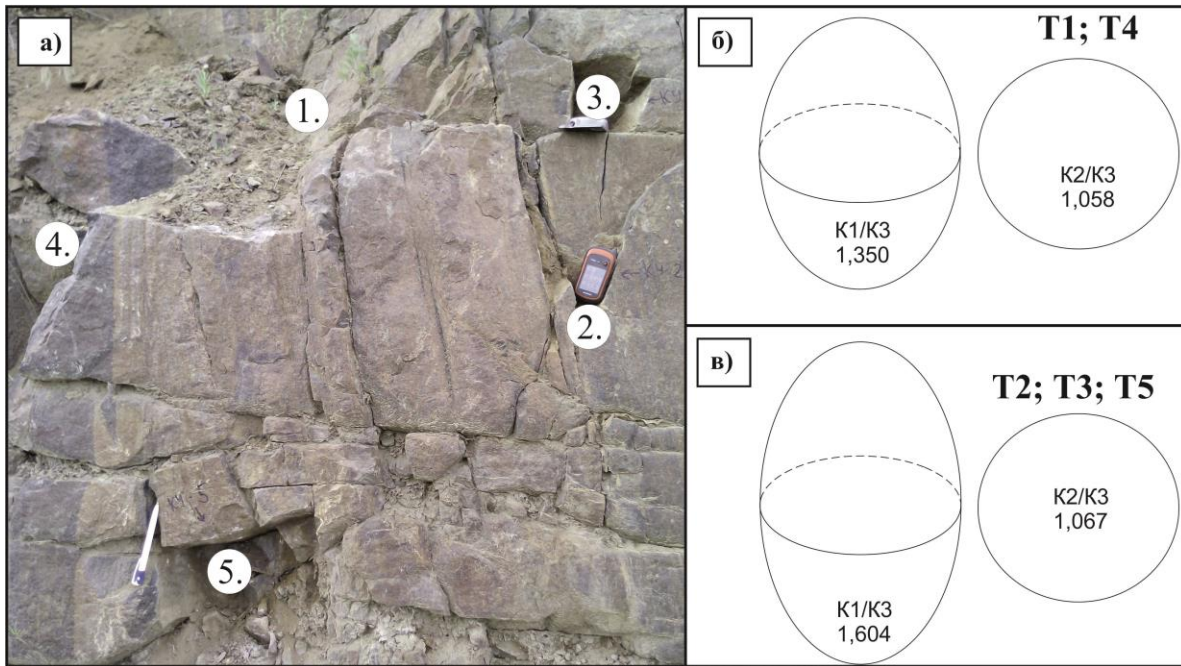


Рис. 3.43. Точки відбору зразків в межах СТЕ (амфіболовий сланець) на пункті спостереження 1 (координати: N 48°13'58,4"; E 29°59'32,9") (ліворуч) та форма еліпсоїда АМС для двох груп зразків (праворуч).

Для зразків другої групи були отримані подібні за типом тензори АМС, але з дещо відмінними співвідношеннями осей (P, L, F) та відмінними орієнтуваннями осей K2 та K3 (рис. 3.43 в). Довга ось тензора АМС орієнтована практично вертикально (80°) з падінням на північ. Середня ось орієнтована на південь і майже горизонтальна, а мінімальна лежить в горизонтальній площині та орієнтована на захід. Тобто форма мінеральних агрегатів має вигляд видовженого у вертикальному напрямку еліпсоїду, осі якого у кількісному виразі співвідносяться як: P (K1/K3) = 1,604, L (K1/K2) = 1,503, F (K2/K3) = 1,067.

Для двох груп точок (рис. 3.44) бачимо подібні характеристики тензору АМС, головною особливістю якого є його видовження у вертикальному напрямку. Тензор відображається у вигляді еліпсоїду, осі якого відповідають співвідношенням K1/K3 та K2/K3. Якщо пов'язувати форму АМС з

деформацією, то тип деформації відповідає скороченню в горизонтальних напрямках та видовженню у вертикальному. Співвідношення $K2/K3$ свідчить про незначну анізотропію (6–7%) в горизонтальній площині, яка є різною для двох груп зразків за напрямком, а вісі $K2$ та $K3$ змінюються місцями. Це свідчить про незначну деформацію в горизонтальній площині у двох перпендикулярних напрямках.

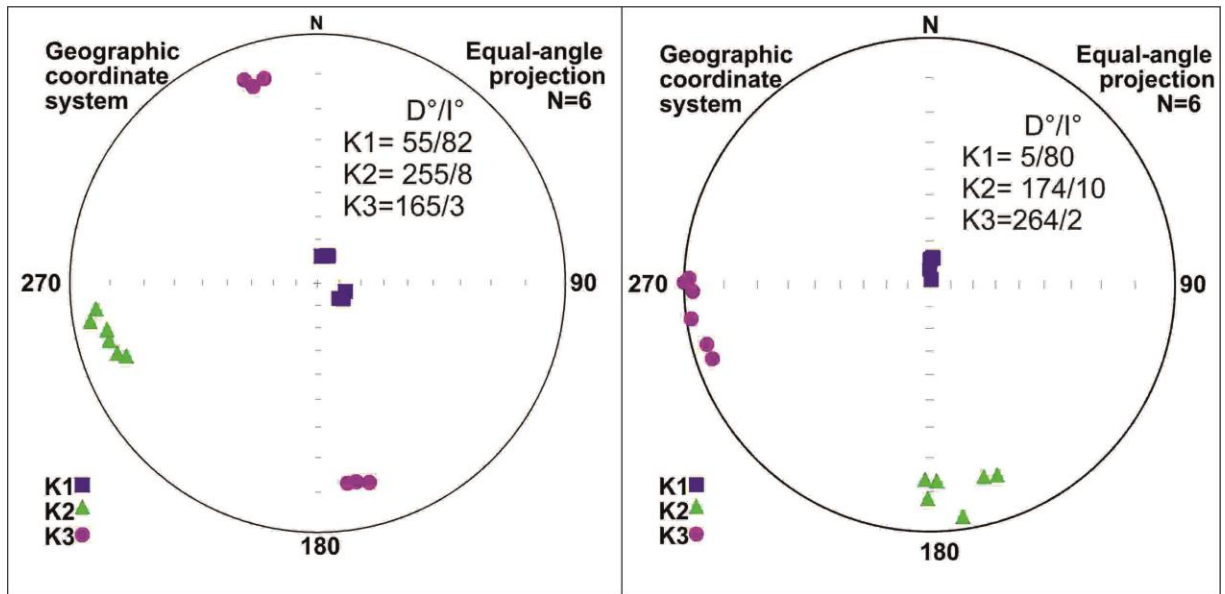


Рис. 3.44. Стереопроєкції розподілу осей еліпсоїду анізотропії магнітної сприйнятливості (АМС): ліворуч – точки 1 та 4; праворуч – точки 2, 3, 5 ($K1$ – довга ось, $K2$ – середня ось, $K3$ – коротка ось тензору АМС).

Локальні тектонофізичні дослідження. В пунктах відбору зразків були виконані заміри СТЕ, пов'язані з особливостями мінерального складу і формою мінералів та крихких тріщин, а також було відновлено поле напружень за орієнтуванням крихких тріщин.

Відповідно до локальних замірів СТЕ орієнтована субвертикально та має субширотне простягання з напрямком за азимутом 275° (чорна лінія на графіку) (рис. 3.45, а). Одна система крихких тріщин є паралельною до СТЕ, а друга система формує спряжену групу під кутом 90° до першої. Відповідно за

геометричними співвідношеннями (кутами між ними) було ідентифіковано різні групи тріщин як сколи різного типу і відновлено поле напруження, для якого є характерним субгоризонтальне положення осей стиснення та розтягу.

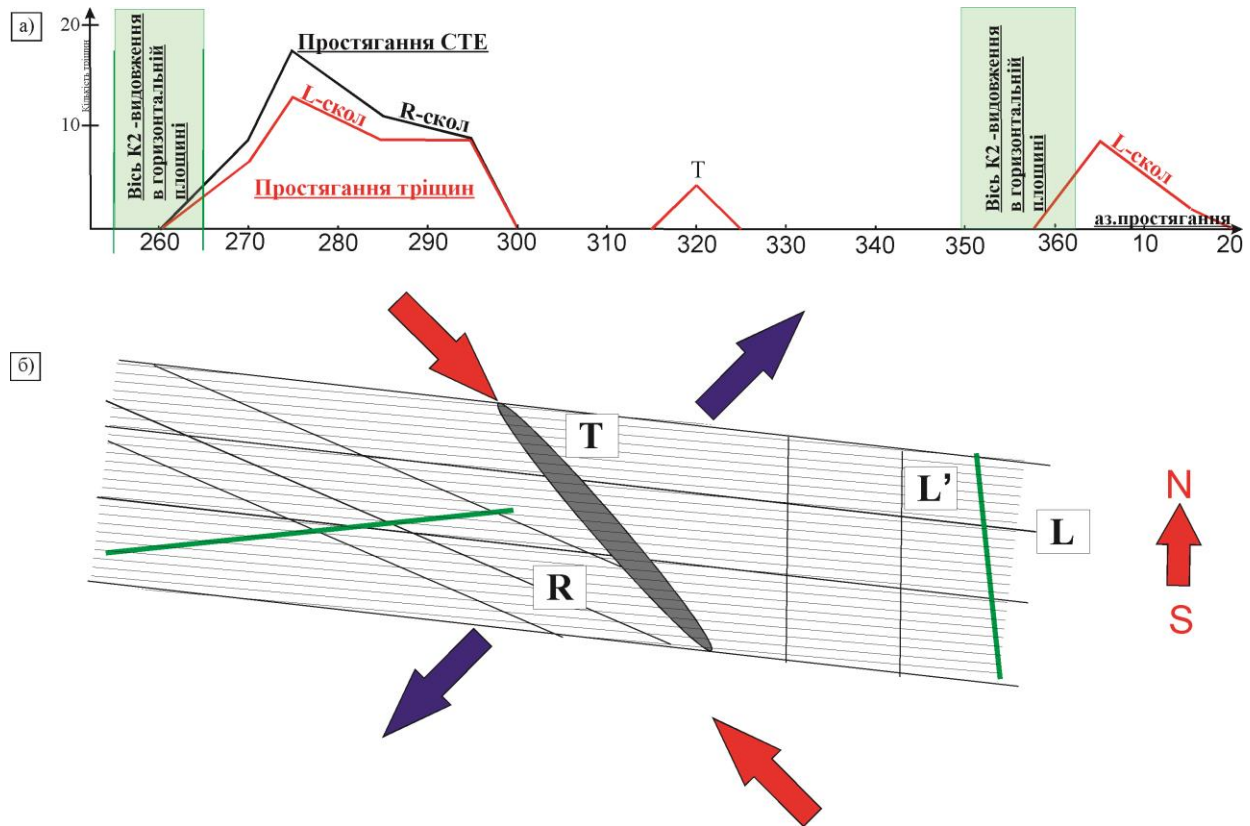


Рис. 3.45. Порівняння орієнтування СТЕ та орієнтування осей К2 тензора АМС для п.с.1. (а); модель зсувної зони (в горизонтальній площині) побудована на основі графіку а (зелені лінії демонструють орієнтування осей К2 для двох окремих груп зразків, що відповідає напрямкам видовження магнітних мінералів в горизонтальній площині) (б).

Пункти спостережень 2 та 3. За результатами аналізу АМС 30 орієнтованих зразків отриманні дані утворили дві групи. Для першої групи характерною є видовжена форма еліпсоїда, подібна отриманій на пункті спостереження 1, а для другої групи незначна анізотропія з тим самим напрямком (рис. 3.46).

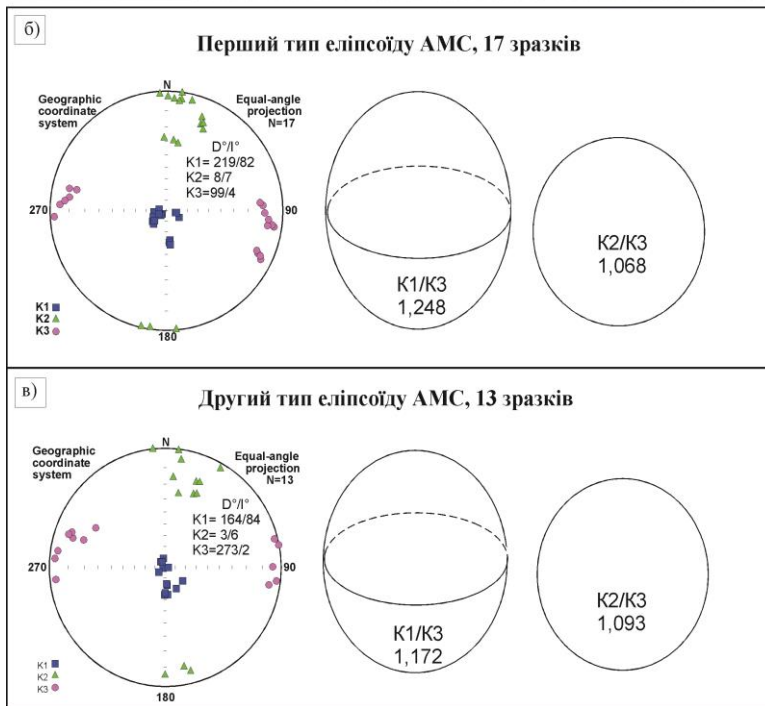


Рис. 3.46. Відбір зразків в пунктах 2 та 3 (а) та форма еліпсоїдів АМС для двох відмінних типів (б) та (в).

Локальні

тектоніфізичні

дослідження. В пунктах спостереження 2 та 3 були проведені заміри сланцюватості, яка була орієнтована субвертикально, та двох систем субвертикальних крихких тріщин.

Простягання СТЕ відбувається в діапазоні

азимутів $30\text{--}60^\circ$ (чорна лінія на графіку) (рис. 3.47, а). Одна система крихких тріщин є паралельною до гнейсуватості, а друга система формує спряжену групу під кутом 90° до першої. Відповідно геометричним співвідношеннями (кути між ними) ідентифіковано різні групи тріщин як сколи різного типу і відновлено поле напруження, для якого є характерним субгоризонтальне орієнтування осей стиснення та розтягу та напрямок подібний до такого, як в пункті спостереження 1.

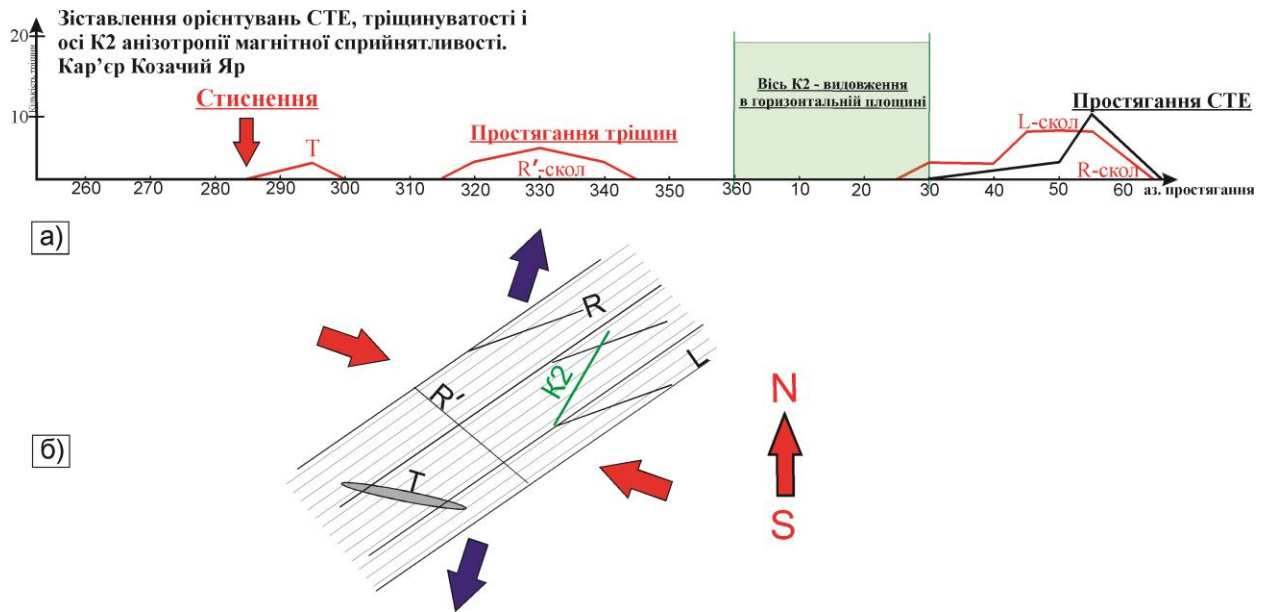


Рис. 3.47. Порівняння орієнтування площинних структурних елементів та орієнтування осей K2 тензора АМС для п.с. 2 та 3(а); модель зсувної зони (в горизонтальній площині), яка побудована на основі графіка а (зелена лінія демонструє орієнтування осі K2) (б).

Пункт спостереження 5. В південно-східній околиці м. Гайворон, біля мосту через р. Південний Буг (див. рис. 3.32, а) у відслоненнях ендербітогнейсів з добре вираженою сланцюватістю (див. рис. 3.32, в) були виконані локальні детальні заміри елементів залягання СТЕ і тріщин та відібрано шість орієнтованих зразків для вимірювання відповідних тензорів АМС.

Для всіх шести зразків виявлено аналогічні характеристики тензору АМС: висока ступінь анізотропії та лінійний тип АМС. Форма еліпсоїда АМС видовжена (рис. 3.48), тобто форму мінеральних зерен, що відповідають за магнітну складову гірської породи, можна уявити як еліпсоїд, видовжений в вертикальному напрямку, осі якого співвідносяться як: Р ($K1/K3$) = 2,020, L ($K1/K2$) = 1,731 та F ($K2/K3$) = 1,171.

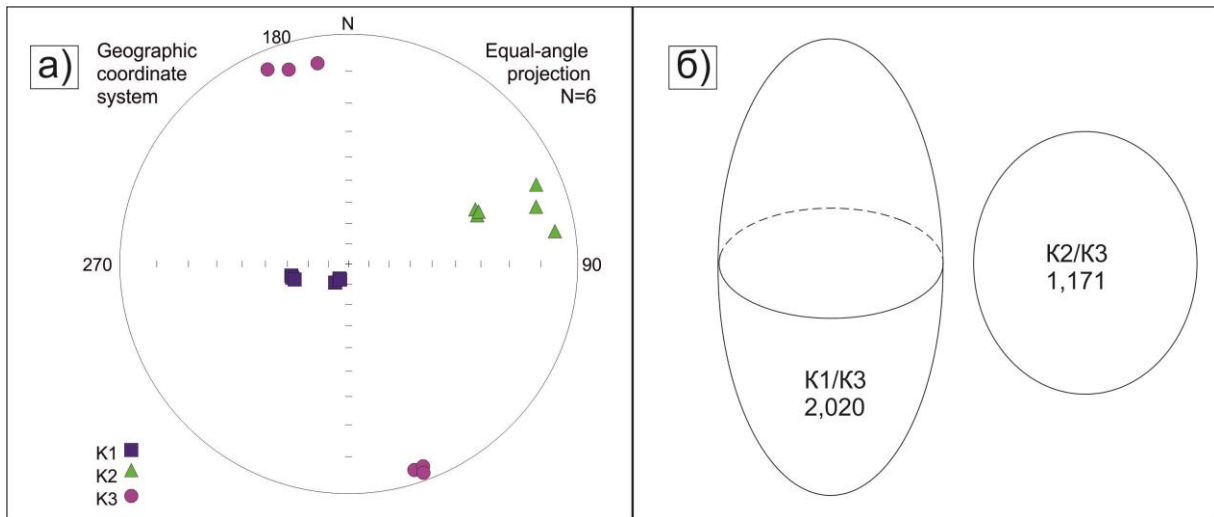


Рис. 3.48. Орієнтування головних осей тензора АМС (а) та його форма (б) на пункті спостереження 5.

Локальні тектонофізичні дослідження. В пункті спостереження 5 були проведені заміри СТЕ, які орієнтовані субвертикально, а також заміри субвертикальних крихких тріщин.

Простягання СТЕ відбувається в діапазоні азимутів $245\text{--}280^\circ$ (чорна лінія на графіку) (рис. 3.49). Одна система крихких тріщин є паралельною до СТЕ, а три інші системи мають азимути простягання $320\text{--}340^\circ$, $355\text{--}10^\circ$ та $30\text{--}55^\circ$ (червоні лінії). Орієнтування осі K2, яка відображає анізотропію в горизонтальній площині, співпадає з орієнтуванням СТЕ.

Визначення АМС дало наступний результат. Довга ось тензора АМС в більшості випадків виявилася субвертикальною, тоді як дві інші головні осі – субгоризонтальними. Можна зробити висновок, що магнітні мінерали формувалися в умовах всебічного горизонтального стиснення і субвертикального розтягу. Такий процес міг відбуватися або на невеликій глибині (що малоймовірно в умовах гранулітової фації), або при субвертикальному русі корового матеріалу (низхідному або висхідному). Це питання вимагає додаткового вивчення. У будь-якому разі максимальна витягнутість породоутворюючих мінералів (кварцу, польового шпату) за

падінням спостерігається досить часто, але при цьому вони витягнуті і по простяганню, що відбувається в умовах стресу. Можна також припускати, що, оскільки зони сколювання району характеризуються зниженим або від'ємним полем Z_a (ΔT_a), в процесі формування зон сколювання відбувалася перемагніченість рудних мінералів.

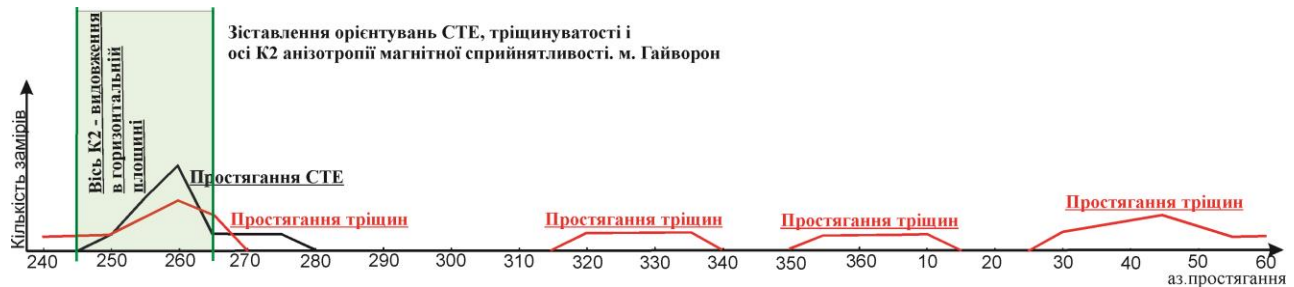


Рис. 3.49. Порівняння орієнтування площинних структурних елементів та орієнтування осей K2 тензора АМС, м. Гайворон.

Про природу Заваллівської структури. У роботі Л. В. Шумлянського [Шумлянський, 2012], наведено результати дослідження ізотопного віку цирконів та ізотопного складу в них гафнію з кварцитів району Заваллівського графітового родовища. З 19 визначень віку цирконів по відношенню $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ сім (38%) знаходяться в межах $2,318 \pm 50 - 2540 \pm 49$ млн років. Інший аномальний відрізок шкали віку (п'ять визначень) становить $2,999 \pm 15 - 3,153 \pm 185$ млн років. Автор прийшов до висновку, що вік утворення кварцитів Білої Скелі (як осадових порід) знаходиться в межах $\sim 2,500$ млн років. Циркони більш давнього віку (понад 2,540 млн років) є кластогенетичними і мають мантіїне походження.

Також у вищезазначеній роботі наводиться важливий висновок який заснований на вивченні ізотопного складу гафнію, неодиму та стронцію, що кварцити Білої Скелі (рис 3.50) не могли утворитися з навколишніх ендербітів і в них немає включень порід дністровсько-бузької серії. Автор прийшов до висновку, що ці кварцити відбулися з іншого джерела, ніж відомі кварцити

кошаро-олександрівської світи (району с. Кошаро-Олександрівка) і таке джерело має нео-мезоархейській вік і переважно кислий склад гірських порід. Якщо виходити з переконання про осадове походження кварцитів відслонення Білої Скелі, то потрібно визнати, що релікти порід дністровсько-бузької серії - ксеноліти, скіаліти, шліри — в досліджуваному районі є у всіх ранньодокембрійських породах і вони не могли не потрапити в продукти їх руйнування.

Деякі автори, які вивчали Заваллівське графітове родовище [Нечаев, Семка, 1989; Нечаев и др., 1990; Шакіна, Скакун, 2010], прийшли до висновку, що формування графіту Заваллівського родовища є синдеформаційно-гідротермальне. Ознакою цього є наявність будин діопсидових скарнів, гранат-біотитових кристалосланців, кварц-калішпатових пегматитів в графітових сланцях; формування графіту в тінях тиску будин і в S-подібних тріщинах сколу в гранаті і піроксені; розвиток агрегатів графіту під кутом до сланцюватості біотит-гранатових кристалосланців; вплив графітизації на перекристалізацію кварцових агрегатів з укрупненням розміру зерен; знаходження графіту в парагенезисі з піротином і магнетитом. Взаємодія гідротермальних розчинів з породою зумовило утворення в асоціації з графітом агрегатів магнезійального змішано шаруватого силікату і алюмосилікату, а також альбіту і кальциту. Деформаційний процес в утворених сланцях завершується формуванням тріщин відриву, які заповнені кварцовими жилами.

Уявлення про осадово-метаморфічну природу порід Заваллівського родовища і однойменної зони розломів все більше і більше піддається сумніву. На геологічній карті району Заваллівського графітового родовища (див. рис. 3.40) видно, що практично всі смуги графітових гнейсів в південній частині карти розташовуються усередині широкої смуги лейкократових апліт-пегматоїдних гранітів. Вони відсутні серед біотитових гнейсів кошаро-

олександрівської, хащувато-заваллівської світ. Як це пояснити? Або апліт-пегматоїдні граніти також мають осадове походження?



Рис. 3.50. Відслонення кварцитів «Біла Скеля». Правий берег р. Південний Буг, південна околиця с. Завалля. Фото С. В. Мичака.

Зіставляючи карти і схеми (див. рис. 3.28 і 3.37), а також результати детальних польових спостережень, можна бачити, що і графітизація, і формування «кальцифірів» і кварцитів тісно пов'язані із зоною розломів взагалі і окремими зонами сколювання, а також сколами зокрема. На рис. 3.37 видно, що практично всі смуги кварцитів або збігаються з широтними ешелонованими сколами, або перетинаються елементарними розломами і зонами інтенсивного дроблення порід північно-західного простягання. Геологи, як правило, показують елементарні розломи однієї вузької лінією, хоча насправді такі

розломи мають ширину від сотень метрів до кількох кілометрів. Тому всі смуги кварцитів можуть вміщуватися в такі розломи, тобто зони сколювання.

В цьому випадку, а також з огляду на дані наведених вище робіт про метасоматичні і гідротермальні кварцити Заваллівського родовища, можна гадати, що кварцити Білої Скелі не є осадовими породами.

В геологічній літературі, присвяченій Гайворон-Заваллівській району, давно укорінилися назви Заваллівська і Хашуватська синкліналі, хоча їх синклінальний характер постулювали не за структурною ознакою, а виходячи з розвитку гнейсів, кристалічних сланців, кварцитів і кальцифірів. Пізніше, коли проявився інтерес до розламів, ці структури стали називати прирозломними синкліналями або грабен-синкліналями. Проте немає ніяких структурних ознак, що підтверджують центриклінальне падіння порід, наявність пологих шарнірів, симетрично розташованих однотипних порід на крилах. Всі породи мають субвертикальне падіння як в центрі, так і на периферії таких «синкліналей», а там, де повинні були б проходити їх осьові лінії або осьові площини, не спостерігаються замки або перехили шарів. Разом з тим скрізь видно ознаки метасоматозу, динамометаморфізму і скарноутворення, спільна кристалізація графіту і кварцу, тектонічні контакти між шарами, зсувні переміщення, розсланцювання, дроблення, мілонізація.

Таким чином, Заваллівське графітове родовище розташоване всередині Заваллівської зони розломів, яка вміщає велику лінзу порід гідротермально-метасоматичного походження, перетворених в результаті регіонального метаморфізму, динамометаморфізму і гранітизації в гнейси, кристалосланці, мігматити, кварцити і магнезійні скарни. Лінза утворилася при формуванні зони розломів, а остаточний процес її перетворення завершився ~ 1,91 млрд років тому.

3.3.3. Внутрішня будова і кінематика Маньківської зони розломів.

Дайкова природа її утворень

У 2018 р. в межах Гайворон-Заваллівської ділянки ПГРР під керівництвом дисертанта, в рамках роботи за темою Інституту геофізики НАН України «Геологічна будова Побузького гірничорудного району за сучасними геофізичними і геологічними даними та оцінка його перспектив на корисні копалини (2016-2020 рр.)» [Геологічна..., 2018], було проведено геолого-геофізичні дослідження виявленої раніше лінійної геологічної структури передбачуваної дайкової природи протяжністю 35 км (рис. 3.51).

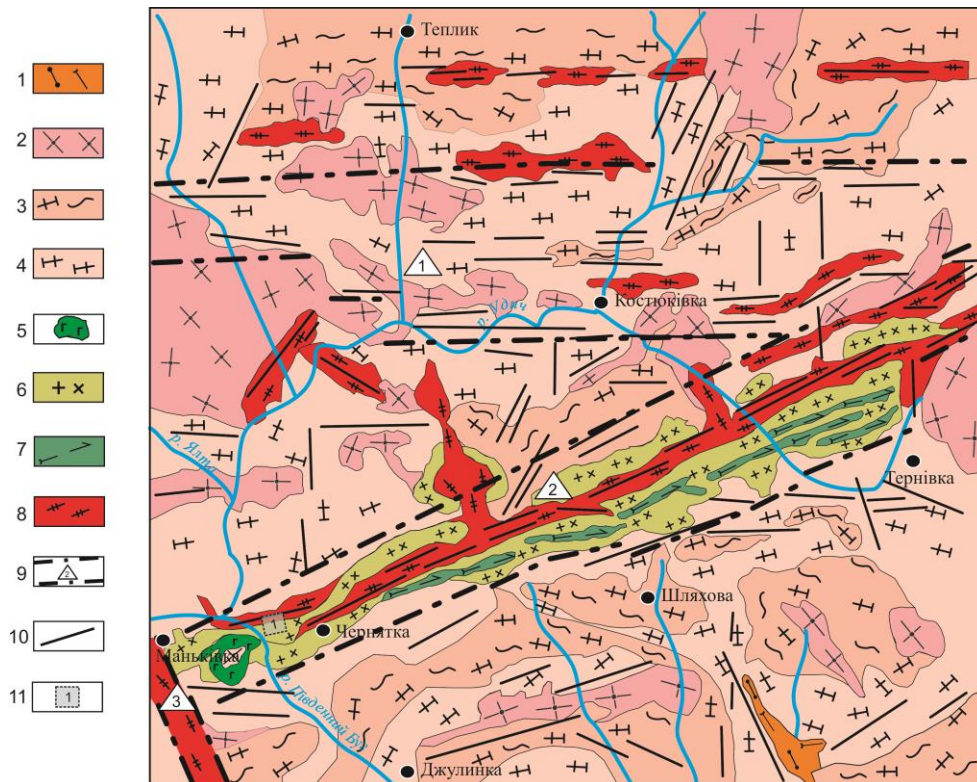


Рис. 3.51. Схематична геологічна карта північної частини Гайворон–Заваллівського району ПГРР: 1 – гранат-біотитові, піроксен-гранат-біотитові гнейси і кристалосланці дністровсько-бузької серії; 2 – граніти і мігматити біотитові, іноді з амфіболом, плагіограніти і плагіомігматити біотитові, часто з амфіболом, іноді з клінопіроксеном гайсинського комплексу (собіти); 3 –

граніти лейкократові пегматоїдні, біотитові рівномірнозернисті уманського комплексу та їх мігматити; 4 – граніти біотитові середньо-грубозернисті до порфіровидних уманського комплексу; 5 – інтрузивні породи основного складу (передбачувана структура зонально-концентричної будови); 6 – діорити, гранодіорити, динамометаморфізовані з можливими ройовими або поодинокими включеннями дайок лужного складу щодо більш молодого віку; 7 – піроксен-амфіболові кристалосланці, імовірно утворені за основними-ультраосновним інтрузивним породам дайкового комплексу; 8 – тектоніти по породам кристалічного фундаменту, виражені динамо метаморфічною смугастістю, Сланцюватістю, гнейсифікацією і мігматизацією, мілоніт- і бластомілонітизацією; 9 – зони розломів і їх номери (1 – Костюковська, 2 – Маньковська, 3 – Красносільська); 10 – ешелоновані сколи, що складають зони розломів і зони сколювання, – переважно мілонітові і бластомілонітові шви; 11 – місце відбору зразків гірських порід для магнітометричного і петрохімічного аналізів.

Результати попередніх двоетапних досліджень цієї структури викладено у звітах Української геологічної компанії з геологічного до вивчення масштабу 1: 200 000 (ГДП-200) листа М-35-XXXVI [Ентін, Лукаш, 1998] та [Кислюк и др., 2011]. На першому етапі досліджень В. А. Єнтін звернув увагу на смугу магнітних аномалій протяжністю 35 км від с.с. Маньківка, Чернятка на південному заході до с.с. Шляхове, Тернівка на північному сході. За даними наземних магнітних зйомок масштабу 1: 50 000 [Барабанова, Цымбал, 1957; Сержин, Гончаренко, 1958], скоригованих з урахуванням результатів проведеної пізніше аеромагніторозвідки масштабу 1:25 000 [Дзидзинский, 1989], ця смуга аномальних значень магнітного поля складається з набору витягнутих в одну лінію, іноді дещо зміщених і розвернутих відносно один

одного, локальних максимумів протяжністю від 1 до 3 км і амплітудою 500 – 800 нТл (рис. 3.52).

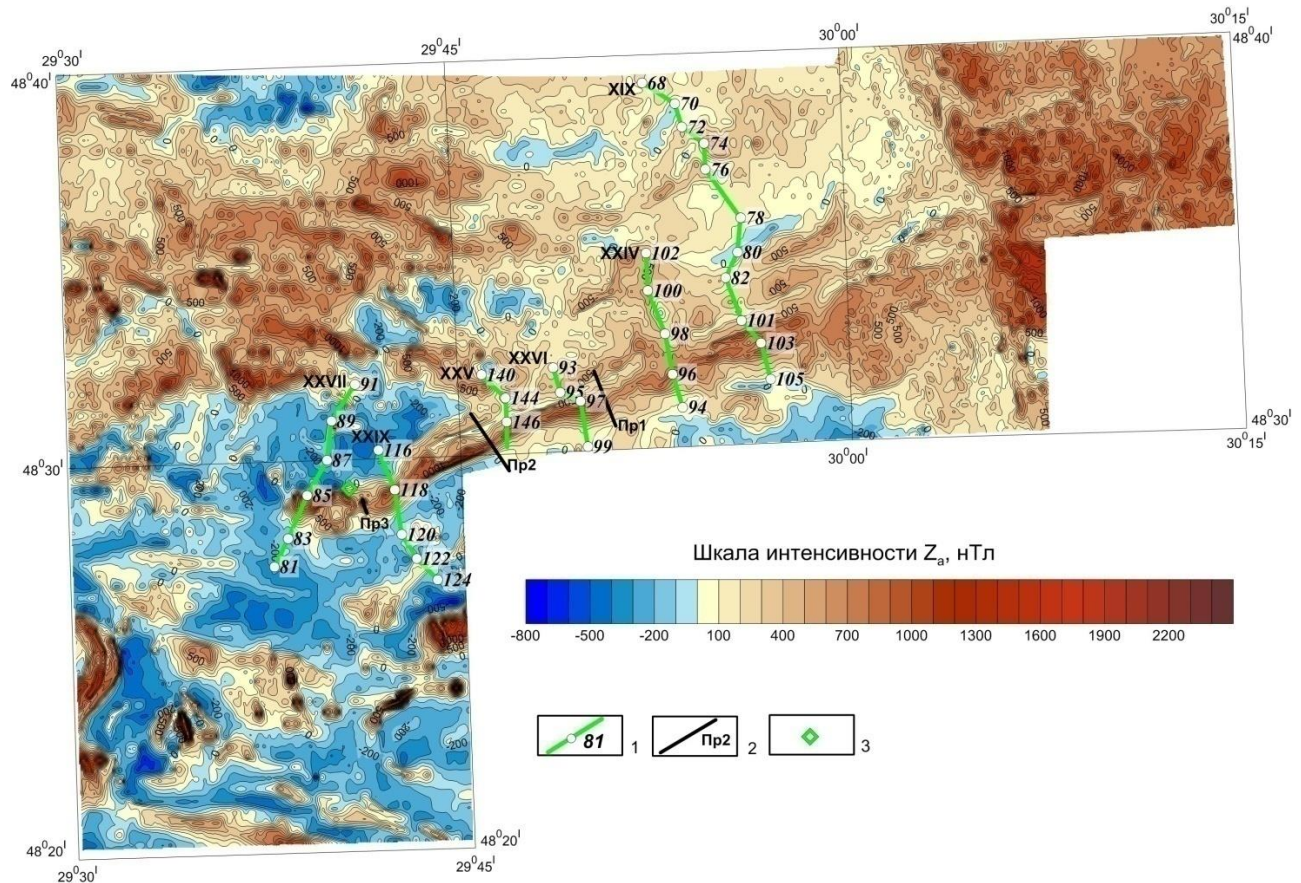


Рис. 3.52. Фрагмент карти аномального магнітного поля (Z_a) Побузького гірничорудного району, складеної за матеріалами наземної магнітної зйомки масштабу 1:50 000 1957–1958 рр. з урахуванням даних аеромагнітної зйомки масштабу 1: 25 000 за 1989 р.: 1 – профілі свердловин КГК (з гідротранспортуванням керна); 2 – контрольно-деталізаційні магнітні профілі 2018 р.; 3 – закинутий кар'єр, в якому відібрано зразки для палеомагнітних і петрографічних досліджень.

За даними сучасної гравіметричної зйомки масштабу 1:50 000 [Кислюк и др., 2011], зазначена смуга магнітних аномалій не знаходить чіткого відображення в аномальному полі сили тяжіння (рис. 3.53). Загальний напрямок простягання цієї смуги (аз. 69°) найбільш чітко визначається за

положенням осьової лінії поєднаної з нею з півночі зоною відносних мінімумів магнітного поля. Зона мінімумів більш прямолінійна порівняно з смугою максимумів, чим підкреслюється її відповідність Маньківській зоні розломів, протяжність якої перевищує 40 км (див. рис. 3.51; 3.52).

Надзвичайно велика протяжність і абсолютно не характерне для ПГРР простягання дозволили авторам роботи [Ентин, Лукаш, 1998] висловити припущення, що геологічна природа цієї смуги магнітних аномалій може бути обумовлена гранітизованою або середнього складу дайкою унікальною протяжністю як для УЩ (співмірна з відомою Звіздаль-Заліською дайкою), що контролює тут розривне тектонічне порушення. Кулісоподібне зміщення окремих локальних аномалій (фрагментів дайки), що спостерігається уздовж південного флангу цієї витягнутої магнітної смуги, може бути наслідком порушення її початкового положення в процесі подальших зміщень, які супроводжували тектонічне порушення лівозсувного типу.

В області південно-західного торця передбачуваної дайкової структури, безпосередньо в закруті лівого берега р. Південний Буг, привернула особливу увагу ізометрична, можливо навіть кільцева локалізована магнітна аномалія (визначення її точних контурів можливе лише за результатами детальної магнітної зйомки). На відміну від основної смуги магнітних аномалій, їй відповідає локальний максимум сили тяжіння амплітудою 1,5 мГал (рис. 3.52, 3.53).

Геохімічне вивчення аномалії дайкового типу шляхом буріння свердловин з гідротранспортуванням керну, які входили в кору вивітрювання і (іноді) зону дезінтеграції кристалічного фундаменту [Ентин, Лукаш, 1998], вказало на її перспективність на золото і рідкіснометальні корисні копалини (див. розділ 5), в зв'язку з чим були надані відповідні рекомендації.

На другому етапі робіт (ГДП-200) [Кислюк та ін., 2011] зроблені раніше пошукові рекомендації через ряд техніко-економічних причин не були

перевірені бурінням. Проте виконавці прийшли до висновку, що зазначена смуга магнітних аномалій контролює зону Маньківського розлому, який розділяє Уманський блок Росинського мегаблоку УЩ на Теплицький та Джулинський блоки другого порядку. Такий поділ підтверджується і геофізичними даними: на північний захід від розлому спостерігається підвищений фон аномалій Буге, пов'язаний з відомим Гайсинським гравітаційним максимумом, причому простягання зони розлому узгоджується з напрямком ізоаномал поля сили тяжіння. На південний схід фіксується відомий Уманський гравітаційний мінімум. В аномальному магнітному полі на північний захід від розлому переважають виключно широтні структури, тоді як на південному сході спостерігаються структури різних напрямків - меридіональні, північно-західні і субширотні.

Отримані дані та зроблені на їх основі висновки стали додатковим непрямим свідченням на користь пояснення геологічної природи смуги магнітних аномалій, як пов'язаної з породами дайкового комплексу, що контролюють контакт двох суміжних Теплицького і Джулинського блоків.

Разом з тим припущення про дайкову природу цих утворень з приуроченим до них комплексом рудогенних геохімічних аномалій має не лише прикладне пошукове значення, але і викликає значний науковий інтерес. Раніше в районі Середнього Побужжя були описані лише дрібні дайки у відслоненнях по р. Південний Буг і його притоках, а також малопотужні дайки основних і ультраосновних порід, в тому числі лампрофіроподібні і лампроїтоподібні, в свердловинах [Довгань и др., 2006]. Дайкові утворення настільки великої протяжності, що січуть загальний структурний план кристалічного фундаменту, не були відомі.

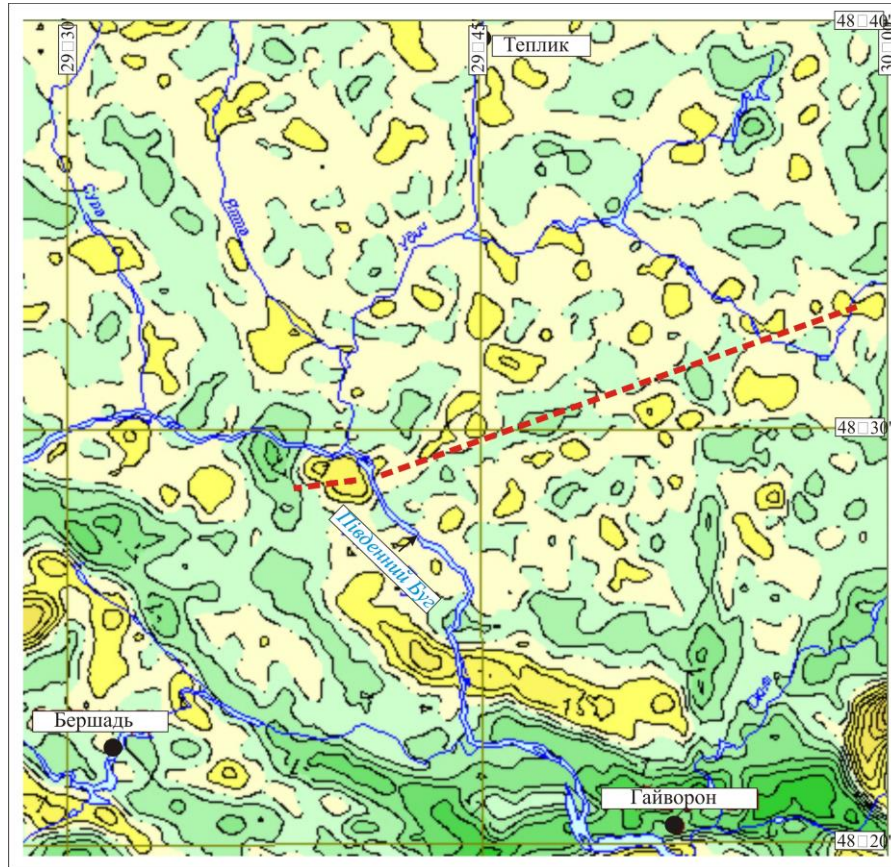


Рис. 3.53. Фрагмент карти локальних аномалій сили тяжіння Δg_a (радіус осереднення $L = 6$ км) листа М -36-XXXVI [Кислюк та ін., 2011], на якому показана осьова лінія обговорюваної смуги магнітних аномалій (червона пунктирна лінія). Жовтий колір – позитивні аномалії Δg_a , зелений – негативні. Ізоаномали проведені через 0,5 мГал.

Саме з цим і були пов'язані роботи 2018 р. Вони склалися з тектонофізичних, магнітометричних, геохімічних та петрологічних досліджень розглядуваної аномалії, результати яких викладені нижче.

Матеріали профільних магнітометричних спостережень (рис. 3.54) підтвердили складну внутрішню структуру магнітної смуги, яка в поперечному перетині характеризується наявністю одного основного і 2-3 супутніх йому менш інтенсивних максимумів. Амплітуда основного

максимуму може досягати і навіть перевищувати 1000 – 1500 нТл (на жаль, породи, що його викликають, ніде не розбурені).

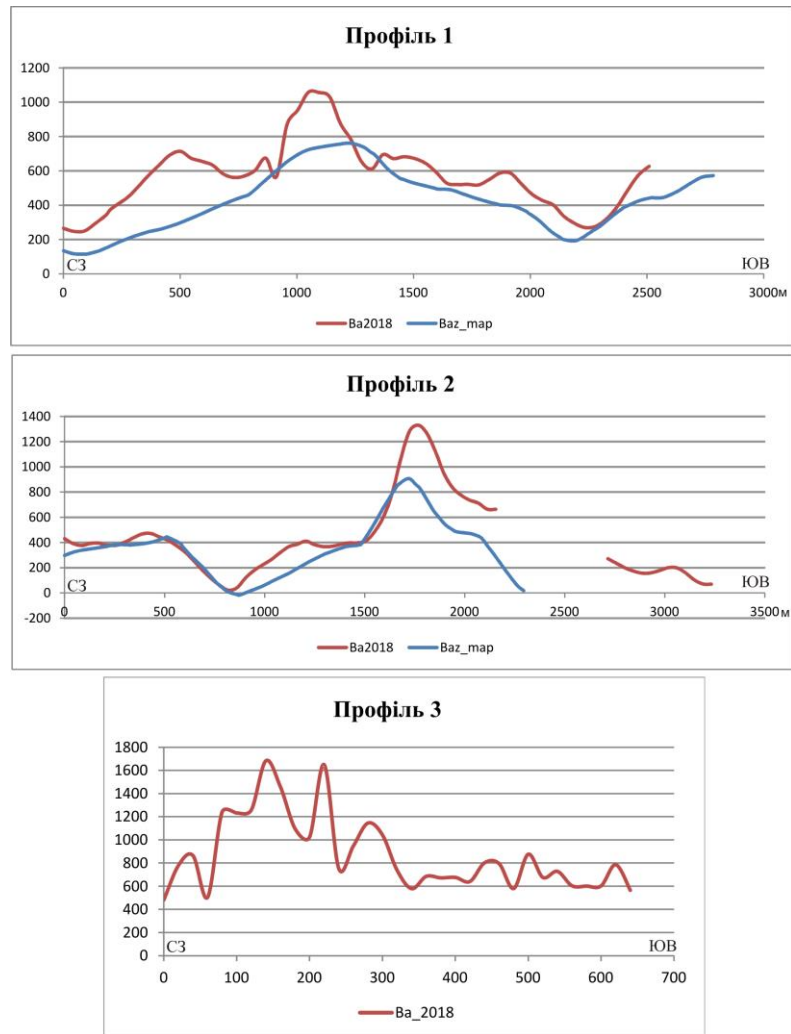


Рис. 3.54. Результати контрольно-деталізаційних наземних магнітних (ΔT_a) спостережень в районі магнітної аномалії дайкової природи, виконаних в 2018 р. Положення профілів 1 – 3 показано на рис. 3.52. Спостереження на профілі 3 через близькість залізничної колії не були продовжені на північний – захід в район виходу на поверхню дайкових утворень.

При дослідженні місцевості в зоні північного екзоконтакту південно-західного закінчення витягнутої магнітної аномалії (див. рис. 3.52), в стінці закинутого кар'єру серед вміщуючих гранітоїдів, дисертантом разом зі

співробітниками ІГФ НАН України було виявлено ксеноліт магнітної породи, який візуально відповідав структурі і зовнішньому вигляду дайкових утворень (рис. 3.55). Ще в одному відслоненні, розташованому в 100 м південніше, але також в межах досліджуваної аномалії, розкривається контакт сірих і рожевих гранітів уманського і гайсинського комплексів відповідно. Відібрані зразки ксеноліту і вміщуючих порід з першого відслонення були лабораторно вивчені в Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна (М. І. Орлюк, Є. Б. Поляченко, В. В. Друкаренко), Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка (В. М. Бельський) НАН України і ДП «Українська геологічна компанія» (Ю. В. Гейко).



Рис. 3.55. Відслонення гірських порід в закинутому кар'єрі с. Чернятка (координати N 48°29' 9,456", E 29°41'2"): *a* – контакт магнітоактивної породи (дайки) з гранітоїдами гайсинського комплексу, *б* – відібраний зразок магнітоактивної породи (дайки). Фото автора.

Відібрані зразки з дайки мають високу ступінь магнітної сприйнятливості ($40\text{--}60 \cdot 10^{-3}$ од. СІ) та щільності ($\sigma=2,84$ г/см³). Вивчення просторового положення еліпсоїда АМС показує (рис. 3.56), що його головна (довга) ось орієнтована діагонально по відношенню до горизонту (нахил 35°) і по

відношенню до простягання досліджуваної магнітної аномалії (азимут орієнтації еліпсоїда 97°), а коефіцієнт анізотропії $P_{1,3}$ становить 1,3-1,5 [Геологічна..., 2018]. Це дозволяє зробити висновок, що вивчений ксеноліт магнітоактивної породи переміщувався в просторі щодо свого початкового положення в тілі материнської магнітоактивної смуги, тому неможливо точно визначити його елементи залягання. Такі обставини можуть бути наслідком декількох причин. Не виключено, що відібраний з відслонення зразок є фрагментом дайкового тіла тріщинного типу, яке лише супроводжує головну тектонічну структуру, і з цієї причини не здатного характеризувати природу останньої. Можливо, що дайка через деякий час після свого укорінення зазнала впливу тектонічних процесів, в результаті чого була виведена зі свого автохтонного положення і розбита на окремі фрагменти.

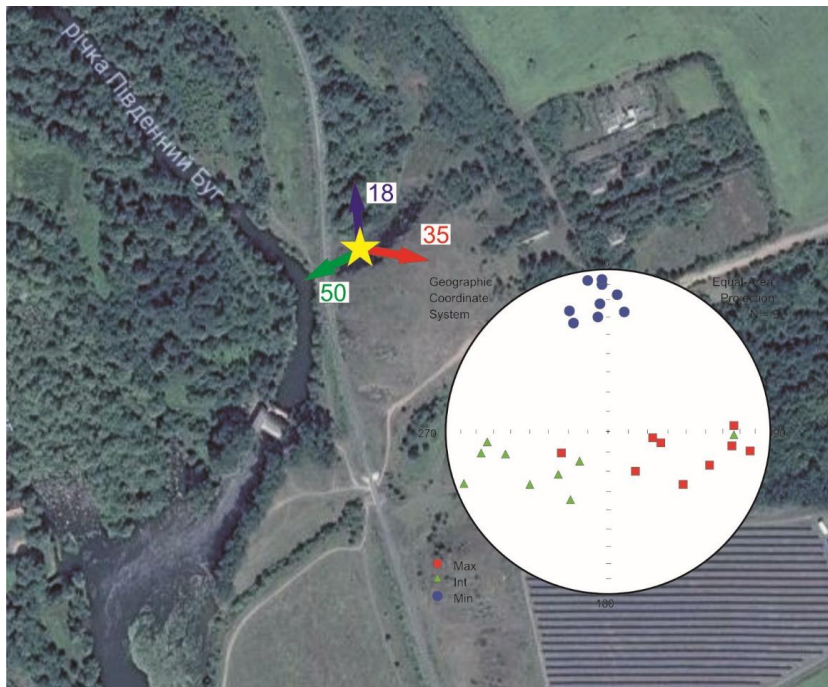


Рис. 3.56. Результати визначення еліпсоїда АМС магнітоактивної породи з покинутого кар'єра поблизу с. Чернятка. Червоною стрілкою на карті і червоними квадратами на стереограмі показана орієнтація довгої осі

еліпсоїду АМС, зеленими – середньої і синіми – короткої.

Тектонофізичні дослідження. Були проведені заміри елементів залягання тріщинуватості кристалічних гірських порід в межах аномалії, оскільки всі породи, розкриті в обох відслоненнях, в більшості випадків

характеризуються масивною текстурою. Стереограми тріщинуватості наведені на рис. 3.57.

З огляду на те, що простягання досліджуваної магнітної аномалії і Маньківської зони розлому 69° , основна маса тріщин в обох відслоненнях утворює систему L' -, R' -, L -сколів, перпендикулярних і паралельних зоні розлому (азимуту і кути падіння L' – $250/85^\circ$, R' – 235° , L – $153/55$ – 68° та $340/85^\circ$). Найбільш яскраво виражена система L' -сколів, представлена тріщинами висотою до 8 – 10 м. Ще одна система тріщин, яка спостерігається в обох відслоненнях, має елементи залягання 290 – $295/85^\circ$, тобто орієнтована під кутом 44 – 49° до простягання зони розлому.

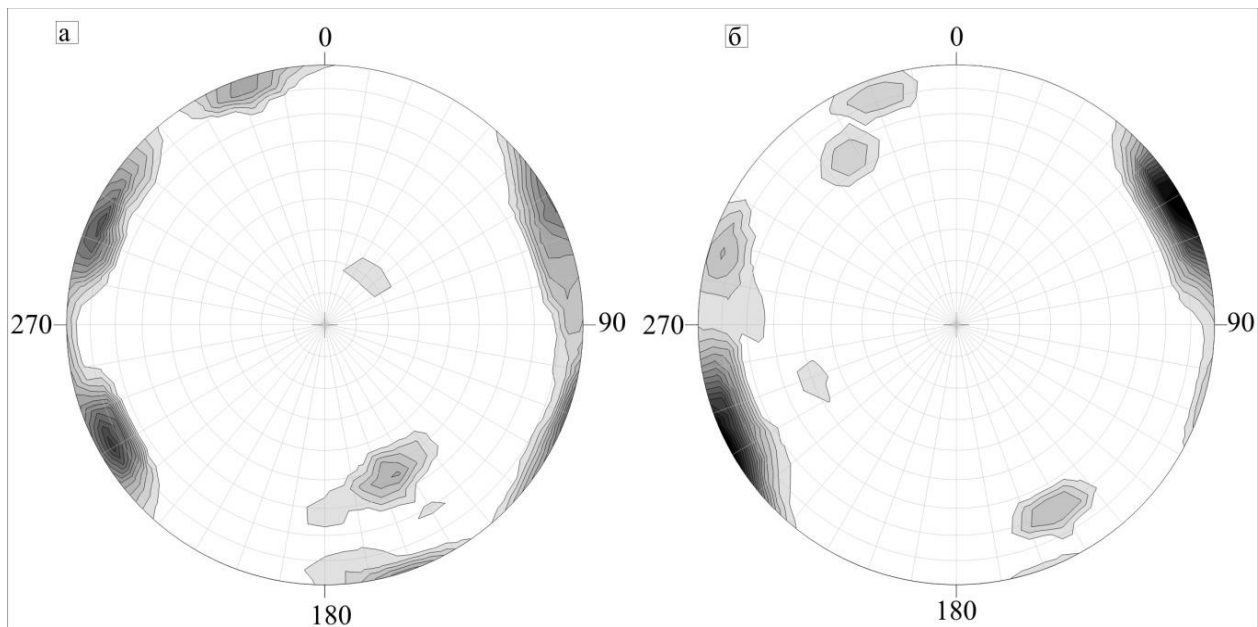


Рис. 3.57. Стереограми азимутів падіння тріщинуватості гранітоїдів уманського і гайсинського комплексів, що залягають спільно (перемежуються) в межах досліджуваної смуги мантійних аномалій: *а* - відслонення 1 (гранітоїди уманського і гайсинського комплексів), *б* - відслонення 2 (гранітоїди з ксенолітами магнітоактивної породи).

Оскільки елементи залягання вивченої тріщинуватості прямо пов'язані з простяганням Маньківської зони розлому, можна припускати, що цей зв'язок є генетичним, тобто обумовленим процесом розломоутворення. Кінематична інтерпретація показує, що головні осі стиснення (σ_1) і розтягу (σ_3) можуть займати як мінімум два альтернативних положення (верхня півсфера).

Варіант 1: $L' - 230 - 250/85^\circ$, $L - 340/85^\circ$.

а) $\sigma_1 - 15/00^\circ$, $\sigma_3 - 285/10^\circ$;

б) $\sigma_1 - 25/00^\circ$, $\sigma_3 - 295/10^\circ$; середнє значення: $\sigma_1 - 20/00^\circ$, $\sigma_3 - 290/10^\circ$.

Варіант 2: $L' - 230 - 250/85^\circ$ (середнє $240/85^\circ$), $L - 153/55-68^\circ$ (середнє значення: $153/62^\circ$). $\sigma_1 - 200/23^\circ$, $\sigma_3 - 103/12^\circ$.

Обидва варіанти інтерпретації за різними системами тріщин дають, на перший погляд, альтернативні, однак кінематично близькі поля напружень: північно-східне – південно-західне стиснення і північно-західний – південно-східний розтяг. Різниця тільки в нахилі головних осей, але в будь-якому випадку вони субгоризонтальні. Положення осі стиснення по відношенню до напрямку розлому вказує на його лівозсувний тип, що підтверджується і розворотом окремих ділянок досліджуваної магнітної аномалії на кшталт структур підвороту. Система тріщин $290/85^\circ$ орієнтована субперпендикулярно осі розтягу (σ_3), тому може бути віднесена до тріщин відриву.

Потрібно звернути увагу також на вузькі прямолінійні смуги мінімумів магнітного поля, що обмежують Маньківську зону розлому з південного заходу і північного сходу (див. рис. 3.52). Ці смуги відповідають ортогональним розломам по відношенню до Маньківської зони розломів. Перший з них, Красносілківський, витягнутий за азимутом 334° (тобто субпаралельно L' - сколам) на 30 км на лівому і правому березі р. Південний Буг по лінії с.с. Красносілка – Орловка. За даними магнітної зйомки, його ширина не більше 1 км. У гравітаційному полі (див. рис. 3.53) розлому відповідає мінімум Δg_a до 0,5 мГал, простежується на лівому березі між

струмками Сура і Ялта, а на правому березі – паралельно Маньківському струмку. Аналогічні смуги Z_a , що обмежують Маньківський розлом з північного сходу (див. рис. 3.52), мають простягання 334° і 350° і відповідають вузьким прямолінійним розломів, які перетинають гранітоїди Уманського масиву.

Отже, Маньківська зона розлому разом з обмежуючими її розривними порушеннями північно-західного простягання складають систему сполучених розломів, сформовану одночасно в єдиному полі тектонічних напружень. Подібних пов'язаних систем розломів в межах західної частини УЩ раніше не спостерігалось. Для ГШЗ, наприклад, характерні зони розломів з простяганням 332° і 345° , але без пов'язаних розломів північно-східного простягання, а в СПЗР розвинені зони сколювання з азимутом простягання $60\text{--}75^\circ$, але без пов'язаних розломів північно-західного простягання. Це викликало необхідність виділити утворення розглянутої в даній роботі системи сполучених розломів в окремий маньківський етап. Характерною рисою розломів маньківського етапу є їх чітка прямолінійність і невелика ширина при досить великій протяжності, що свідчить про відносну молодість етапу, вік якого ще повинен уточнюватися.

Петрографічне і мікрозондове дослідження. Дослідження зразків, що були безпосередньо відібрані з породи дайкового типу і вміщуючих гранітоїдів, здійснювалося в ІГМР НАН України та ДП «Українська геологічна компанія».

Зразок № 1 – магнітна порода (дайка), зразки № 2 – 4 (теж магнітоактивні) – вміщуючі гранітоїди на відстані від контакту 0,1; 1,5; і 4 м відповідно (рис. 3.58).

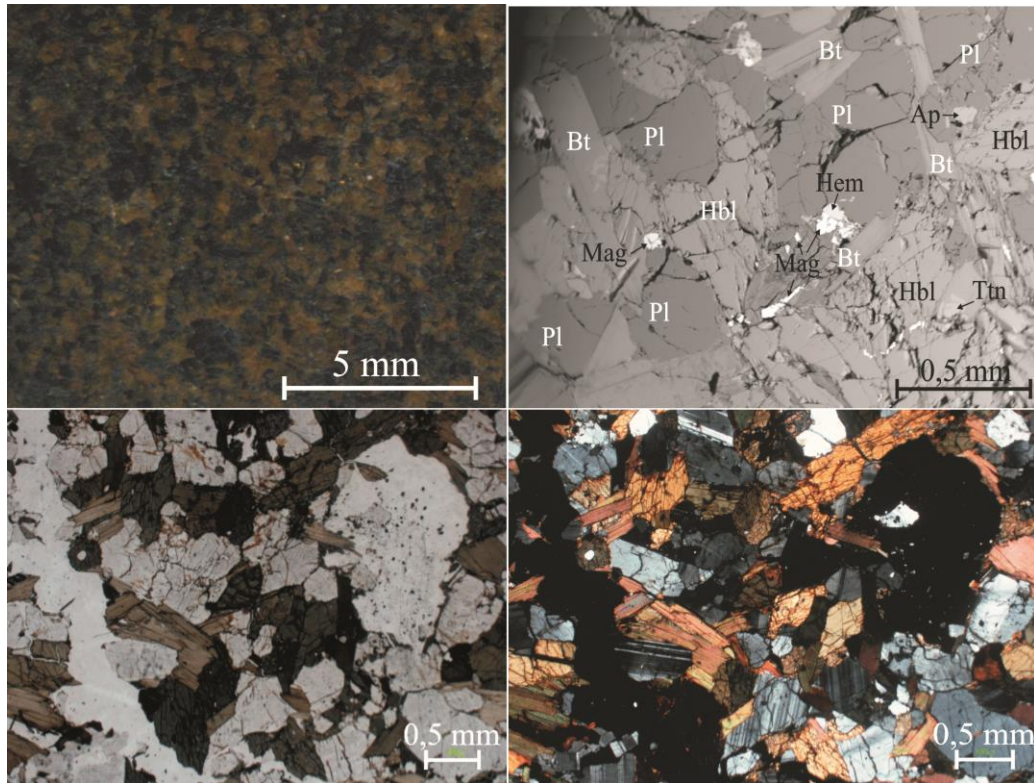


Рис. 3.58. Аншлиф в природному світлі і відбитих електронах і шліф зразка № 1 (фото В. М. Бельського). Аншлиф: текстура – масивна, структура – мікрозерниста. Колір світлих мінералів – оливково – зелений з рудим відтінком. Розподіл забарвлення – плямистий. Шліф: текстура – масивна, структура призматичнозерниста. Pl – 40–45 %, Bt – 20–25 %, Hbl – 30–35 %, рудні і акцесорних: апатит, титаніт (сфен) – 3–5 %. Додаткові дані: плагіоклаз – зерна переважно неправильної форми, двійники вузькі і клиновидні, зональності немає; рогова обманка – габітус короткотаблитчастий, часто зерна неправильної форми, колір зелений; біотит – габітус – таблитчастий, колір світло-коричневий.

Рудні вкраплення оксидів заліза в породі зразка № 1 рівномірно поширені і чітко розділені на дві фази гематиту і магнетиту. У вміщаючих гранітоїдах оксиди заліза утворюють на порядок більші за розмірами

скупчення в асоціації з ільменітом (рис. 3.58). Дуже рідко в оксидах заліза зустрічаються вкраплення піриту, проте такі явища зафіксовані у всіх пробах.

З акцесорних мінералів в породі зразка № 1 зустрічається титаніт, а у вмісних породах – циркон. Апатит – єдиний мінерал, який рівномірно поширений у всіх відібраних пробах.

Мікрозондовий аналіз дозволив чітко розділити мінералогічні особливості дайки і вміщуючих порід. За породоутворюючими мінералами дайка виділяється присутністю рогової обманки і повною відсутністю калієвого польового шпату, і кварцу. Склад плагіоклазу змінюється від повністю андезитового в дайці до переважно анортитового у вміщуючих гранітоїдах (табл. 3.4, 3.5).

Таблиця 3.4. Хімічний склад плагіоклазів. An – вміст анортитового компонента в плагіоклазі, An₁₀₋₃₀ - олігоклаз, An₃₀₋₅₀ – андезин

Номер аналізу	2	3	4	5	31	44	49	53	59	61	67	71
	Зразок 1				Зразок 2			Зразок 3	Зразок 4			
Na ₂ O	6,56	6,17	5,63	6,59	8,6	6,8	7,71	7,83	6,63	6,44	9,36	8,65
MgO	0,25	0,21	0,28	0,27	1,4	0,11	0,22	0,17	0,22	0,18	1,23	1,21
Al ₂ O ₃	27,9	27,81	28,58	27,93	25,97	27,18	26,88	26,08	25,63	26,23	25,36	25,53
SiO ₂	56,73	57,36	57,21	56,39	57,47	60,98	58,32	58,39	59,6	60,06	57,56	58,18
K ₂ O	0,23	0,16	0,13	0,21	0,19	0,52	0,33	0,21	0,53	0,42	0,21	0,23
CaO	7,63	7,75	8,18	8,06	5,7	5,5	5,98	6,1	6,61	6,27	5,53	5,35
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0,05	0	0,03	0	0
FeO	0,18	0,35	0,13	0,17	0,02	0,03	0,36	0,07	0,22	0,07	0,16	0
MnO	0	0	0	0	0,11	0	0	0,13	0	0	0	0
Summ	99,48	99,81	100,14	99,62	99,35	101,12	99,8	98,85	98,94	99,67	99,41	99,15
An	38,58	40,56	44,16	39,83	26,52	29,85	29,42	29,72	32,6	34,03	24,34	25,14

Таблиця 3.5. Співвідношення кількості оксидів калію-натрію і заліза-магнію в плагіоклазі

Зразок 1		Зразок 2		Зразок 3		Зразок 4	
K ₂ O/Na ₂ O×10	FeO/MgO	K ₂ O/Na ₂ O×10	FeO/MgO	K ₂ O/Na ₂ O×10	FeO/MgO	K ₂ O/Na ₂ O×10	FeO/MgO
0,29	0,84	0,45	0,24	0,27	0,41	0,36	0,07

Рогова обманка за змістом кремнезему і співвідношенню заліза і магнію потрапляє в область чермакіта. Отримані результати мікроскопічного і мікрозондового дослідження зразків породи дайкового виду і вміщуючих утворень дозволили зробити наступні попередні висновки.

Відповідно до складу плагіоклазу і рогової обманки в зразку № 1, *PT*-умови формування гірської породи становили: $T = 817^{\circ} \text{C}$ [Blundy, Holland, 1990], $P = 510\text{--}670 \text{ МПа}$ (розрахунки тиску виконані методами [Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989; Schmidt, 1992]). Роговообманково-біотитовий термометр вказує на температуру формування 713°C . Використовуючи метод обчислення температури формування біотиту, описаний в роботі [Henry, 2002], отримуємо температуру $744,4^{\circ} \text{C}$. Ґрунтуючись на наведених результатах, можна зробити висновок, що температура формування дайки була в діапазоні $713\text{--}817^{\circ} \text{C}$, а тиск становив $510\text{--}670 \text{ МПа}$.

Склад плагіоклазу змінюється від контакту з дайкою в бік збільшення альбітового компонента в гранітах.

За встановленого мінеральним складом і іншими ознаками для зразка №1, в даному випадку ми маємо справу з невеликою дайкою, представленої породами основного складу. Найбільш поширеними породами основного складу для Середнього Побужжя є габроїди. Однак повна відсутність в цьому шліфі піроксену і ознак вторинної амфіболізації, специфічний характер складу амфібола не дають підстави віднести цей вид породи до габброїда. За всіма ознаками це свіжа, не змінена вторинними процесами порода основного складу, кристалізація якої відбувалась в неглибоких умовах за типом діабазів.

Вивчення зразків № 2 – 4 показало, що всі вони відносяться до гранітоїдів: № 2 (0,1 м від зразка № 1) – граніт біотитовий масивної текстури і среднезернистої, гіпідіоморфізованої структури; № 3 (1,5 м) – граніт біотитової масивної текстури і гіпідіоморфізованої структури, частково катаклазований; №

4 (4 м) – плагіограніт біотитовий масивної текстури, кристалічної структури, іноді нагадує мігматит.

У зразках біотитовий граніту № 2 і 3, відібраних в 0,1 і 1,5 м від дайки, присутні погано диференційовані суміші оксидів заліза і титану, що є ознакою швидкого охолодження розплаву.

Присутність пертитів, мірмекітів і антипертитів, неоднорідне згасання кварцу і погано диференційована суміш оксидів заліза в гранітах зразків № 2 та 3 вказує на проходження метасоматичних процесів в прикортактовій зоні дайки. Високий вміст акцесорного апатиту дозволяє припустити, що метасоматичні процеси проходили в умовах збагачення P_2O_5 .

Тріщинуватість великих зерен і гранобластова структура кварцу в зразку № 4, неоднорідне «хмарне» згасання кварцу в зразках № 3 і 4 є ознакою деформаційних процесів (катаклазу, тектонобластезу), що мали місце як при формуванні дайки, так і при переміщеннях зафіксованої тут зони розлому.

Слід зазначити, що висновок щодо утворення біотит-роговообманкового діориту в умовах високих PT значень в поєднанні з швидким охолодженням укоріненої дайки можуть несуперечливо поєднуватися лише в тому випадку, якщо цю температуру і тиск пов'язувати не з глибоким сучасним ерозійним зрізом, а з термодинамікою процесів, що відбувалися при вкоріненні дайки і одночасних зсувних переміщень уздовж розлому на відносно невеликій глибині. Тобто висновки про глибинність процесів на підставі PT -умов мінералоутворення практично завжди дають завищені значення глибини, так як не враховують кінематичні фактори (див., наприклад, [Гинтов и др., 2016]).

Додатковим переглядом проаналізованих вище шліфів в ДП «Українська геологічна компанія» були підтверджені дайкова природа породи шліфа №1 і прямі ознаки тектогенезу (катаклазу) у вміщаючих гранітоїдах цієї тектонічної зони. Разом з тим, у зв'язку з появою нових нюансів при описі шліфа №1, зокрема з встановленими специфічними фенокристаловими формами рогової

обманки (лампрофір діоритового складу – спессартит?), виникла деяка неоднозначність у визначенні назви цієї породи. Тому в ІГМР НАН України був проведений рентген-флуоресцентний аналіз (РФА) всіх чотирьох відібраних зразків, а в ДП «УДП» – силікатний (хімічний) аналіз зразків № 1 і 2. Одержано майже ідентичні результати, котрі вказують на те, що порода зразка № 1 відноситься до сублужних утворень, близьких до порід ультраосновного-основного складу, до польвошпатових лампрофірів Прип'ятського грабену, за [Михайлов и др., 2010].

3.4. Інгульський мегаблок

В розділі I було обгрунтовано включення до Інгульського мегаблоку ГШЗ, центральна частина якої є одним з головних об'єктів геолого-геофізичного і промислового вивчення ПГГР УЩ. З ГШЗ, відомою також в геологічній літературі як Первомайсько-Голованівський блок або Первомайськ-Голованівський синклінорій [Щербак, 2005], пов'язані перспективи пошуків чорних, кольорових і рідкісних металів, багатьох неметалічних корисних копалин і алмазів.

У розділі наведено структурно-петрофізичну і тектонофізичну основу центральної частини ГШЗ тобто західної частини Інгульського мегаблоку УЩ, на якій відображено геолого-петрофізичні таксони і структурно-кінематичні дані для поверхні докембрійського фундаменту регіону.

Розглянуто геологічну будову і порівняні між собою Бандурівський, Троянський (ПГРР ГШЗ) та Тарасівський (Середнє Побужжя) базит-метабазитові масиви.

Також у розділі розглянуті результати тектонофізичного вивчення верхньої частини земної кори Ятранського блоку центральної частини ГШЗ, виконаного автором у 2016–2017 рр. в басейні середньої та нижньої течії р. Ятрань, та Молдавської зони розломів по Молдовському струмку та р. Південний Буг.

Дослідження проводились з метою вивчення характеру деформацій гірських порід і реконструкції палеонапружень для подальшої побудови геодинамічної моделі земної кори ПГРР.

Результати дослідження інших частин Інгульського мегаблоку наведені в роботах [Гинтов и др., 2008; Гинтов, Мычак 2011, а, б, в, 2012; Мычак, 2012; Гинтов и др., 2013, а; Трипольский и др., 2013].

3.4.1. Структурні особливості кристалічного фундаменту Голованівської шовної зони

ГШЗ перетинає УЩ у субмеридіональному напрямку на протязі 250 км від м. Вознесенськ на півдні до с.с. Хохитва і Дешки на півночі. Ширина зони становить ~ 120 км. Зона перетинається і відслонюється річками Рось, Гнилий і Гірський Тікич, Ятрань, Синюха, Сухий і Чорний Ташлики, Синиця, Південний Буг, Тилігул, Куяльник (рис. 3.59). Із заходу ГШЗ обмежена Тальнівською зі сходу Первомайською, а з південного-заходу Гвоздавською зонами розломів. Північніше від р. Гнилий Тікич обидві зони розломів різко зближуються на північ від р. Рось і далі зливаються, переходячи в Ядлів-Трактемирівську зону розломів [Осьмачко, 2012; Гинтов, Шевчук, 2017].

Інтенсивне геолого-геофізичне вивчення центральної частини ГШЗ, розпочате у другій половині минулого століття, в поточному столітті отримало продовження у вигляді цілого ряду науково-методичних розробок, в яких ГШЗ відгравала чи не провідну роль. Про це свідчать результати тектонофізичних [Гинтов и др., 1985, 1990, 2004, 2005, 2011, а, б, 2013, а; Гинтов, Исай, 1988; Гончар, 2001; Гинтов, Гончар, 2004; Гинтов, Пашкевич, 2010; Шевчук, 2012; Шевчук и др., 2013; Гинтов, Мычак, 2011, а; Мычак 2015; Ентин и др., 2015; Гинтов и др., 2016; Мычак и др., 2018], структурно-петрологічних [Глевасский, 2005], тектонофаціальних [Зайка-Новацкий, 1986; Паталаха и др., 1995; Лукієнко, 2001, 2002; Лукієнко та ін., 2008], геодинамічних [Анциферов и др.,

2008, 2009; Гинтов, 2015; Глевасский, Каляев, 1998, 2000; Куприенко и др., 2007; Bogdanova, 2012], термобаричних [Лебедев и др., 1986] досліджень. Важливе значення мали роботи виробничого характеру (В. С. Костюченко, В. В. Зюльцле, І. М. Етінгоф, Ю. К. Пійяр, В. М. Павлюк, Д. В. Гейко), особливо геологічна зйомка масштабу 1: 200 000 Уманського (В. П. Безвинний), Первомайського (В. С. Костюченко, В. М. Клочков) та Любашівського (Г. А. Шварц) листів. Картування центральної частини ГШЗ у масштабі 1:50 000 виконано під керівництвом Г. Г. Виноградова. Але, не дивлячись на таку кількість досліджень, в структурно-тектонічному і геохронологічному відношенні, центральна ділянка ГШЗ потребує довивчення.

Центральна частина ГШЗ займає значну територію листа М-36-XXXI (Первомайськ), переходячи на північну половину листа L-36-I (Врадіївка). Практично вся вона покрита геологічною зйомкою м-ба 1:50 000.

Геофізичні дані показують, що центральна частина ГШЗ відрізняється деякими регіональними особливостями. Мозаїчне і висококонтрасне магнітне поле свідчать про те, що кристалічний фундамент центральної частини ГШЗ – аналог фундаменту Бузького мегаблоку УЩ і на межі архею і раннього протерозою це був єдиний мегаблок (Західна плита УЩ за [Гинтов, Мычак, 2011, б; Гинтов и др., 2013, а]).

Гравітаційне поле відображає більш пізній процес формування ГШЗ і відокремлення її від Бузького мегаблоку: на всій протяжності ГШЗ їй відповідає найбільший на УЩ гравітаційний максимум 70–80 мГал. Найбільш інтенсивна частина максимуму відноситься саме до центральної частини ГШЗ (на 15–20 мГал вище, ніж інші частини зони). Окрім того, вона оточена з усіх сторін зонами високих градієнтів другого порядку, які виділяють її в самостійний більш щільний блок. Згідно з гравітаційною моделлю УЩ [Куприенко и др., 2007], земну кору блоку віднесено до «базальтового» типу.

У роботі [Старостенко и др., 2015] показано, що в центральній частині

ГШЗ практично відсутній так званий «гранітний» шар і розріз докембрійської кори починається з поверхні породами із середньою густиною $2,78\text{--}2,82\text{ г/см}^3$, яка перевищує густину головної складової побузького СФК – ендербіто–гнейсів ($2,74\text{ г/см}^3$).

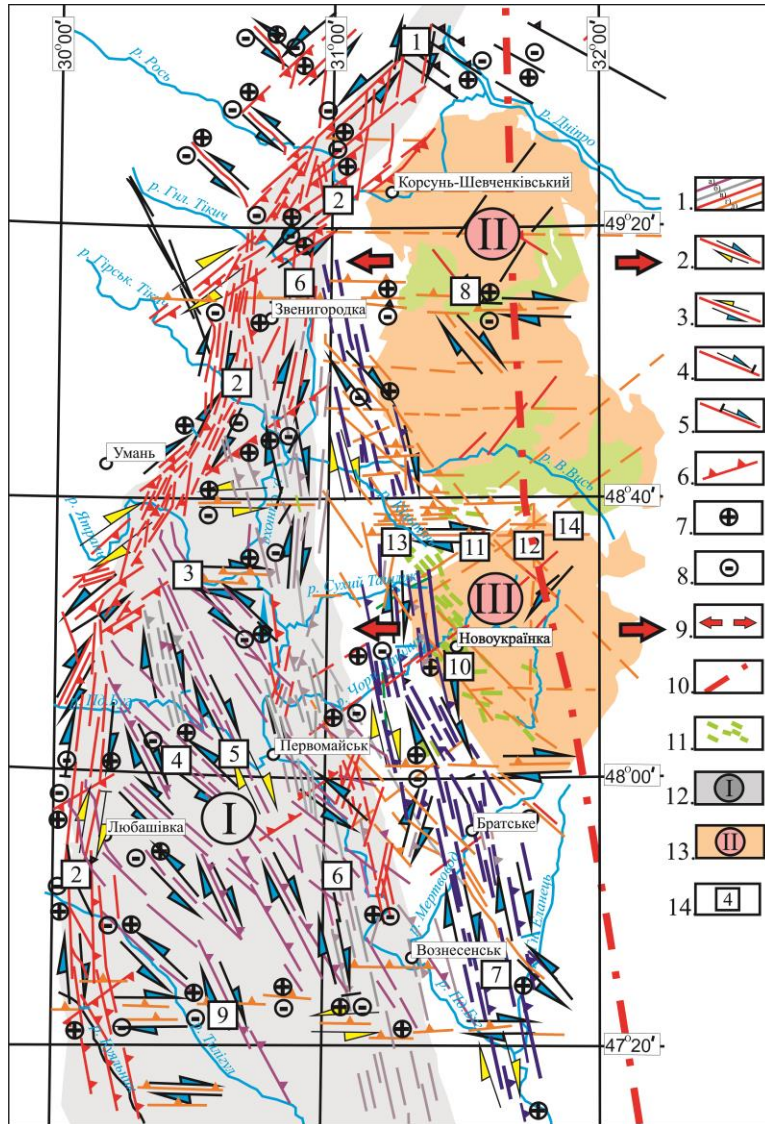


Рис. 3.59. Голованівська шовна зона (фрагмент Структурно-тектоніфічної схеми Інгульського мегаблоку УЩ [Гинтов, Мычак 2011, б,в]: 1 – ешелоновані і елементарні сколи зон розломів, що утворилися в: а – неоархеї (AR₃), б – неоархеї – ранньому протерозої (AR₃-PR₁-I), в – на початку раннього протерозою (PR₁-I), г – кінці раннього протерозою (PR₁-II), д – вік не відомий; 2–5 – кінематичні знаки (сині - під час закладення, жовті – під час головної фази активізації): 2 – правий зсув, 3 – лівий зсув, 4 –

скидо-зсув, 5 – підкидо-зсув, 6 – напрям падіння, 7 – припідняте крило, 8 – опущене крило, 9 – напрямок розсуву центральної частини Інгульського мегаблоку; 10 – міжрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ; 11 – дайки діабазів, габро-діабазів та ін.; 12 – Голованівська шовна зона; 13 – масиви гранітоїдів і їх номери: (II – Корсунь-Новомиргородський плутон, III –

Новоукраїнський масив); 14 – номери зон розломів (1 – Ядлів-Трактемирівська; 2 – Тальнівська; 3 – Ємилівська; 4 – Врадіївська; 5 – Довгопристанська; 6 – Первомайська; 7 – Звенигородсько-Братська; 8 – Смілянська; 9 – Конкська; 10 – Новоукраїнська, 11 – Глодоська; 12 – Новокостянтинівська, 13 – Новопавлівсько-Ярошевська (південна частина), 14 – Субботсько-Мошоринська).

Західне і східне обрамлення Голованівського максимуму – це зони високих градієнтів гравітаційного поля, що відповідають Тальнівській і Первомайській зонам розломів. Досить добре вони простежуються на карті повного горизонтального градієнта G гравітаційного поля [Гінтов, Шевчук, 2017].

Як показує гравітаційне моделювання, глибинна природа ГШЗ скоріш за все пов'язана з активними мантійними процесами, які призвели до проникнення в земну кору з підкорового осередку магми ультраосновного складу. Максимальне проникнення відбувалося в низах кори, де передбачається наявність коромантійної суміші досить високої густини. У середню кору піднімалася здебільшого магма основного складу, по окремих розривах ультраосновна, яка у вигляді протрузій (піроксеніти, дуніти) проникла у породи побузького СФК, а досягнувши поверхні, перетворилася в коматіти [Фомин, 1984; Гінтов, Шевчук, 2017].

В результаті переінтерпретація матеріалів IV геотраверсу ГСЗ (ПК 300–400) [Tropolsky et. al., 2019] який перетинає Голованівський максимум сили тяжіння у широтному напрямі (рис. 3.60) і проходить поряд з Троянським і Тарасівським базитовими масивами, була встановлена нова серія площадок відбиттів і точок дифракції, що дозволило значно уточнити положення у розрізі Тальнівської зони розломів та її внутрішню структуру, а також підтвердити і уточнити форму інтрузії базитів-гіпербазитів, передбачену В.Б. Соллогубом [Соллогуб, 1986].

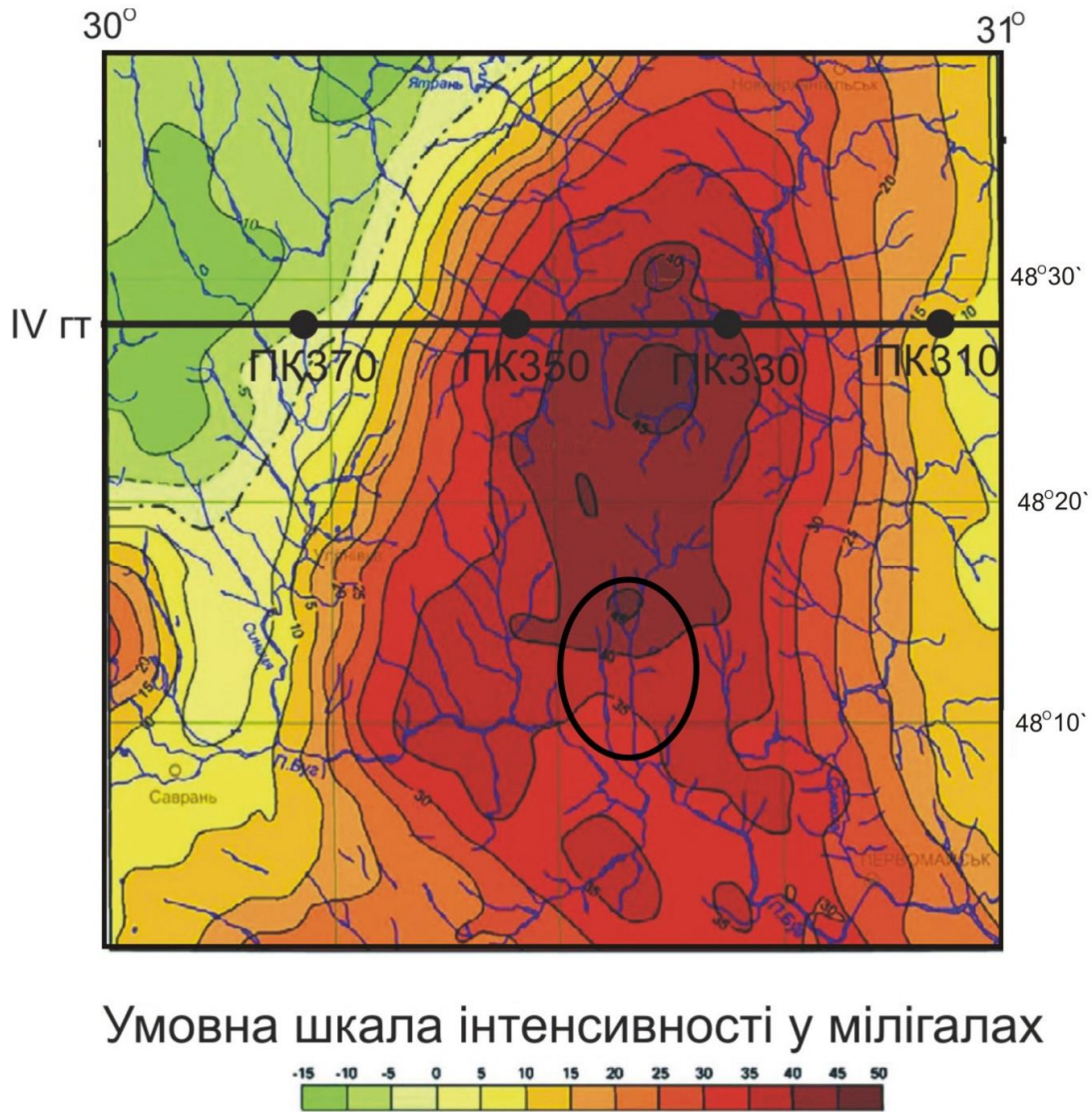


Рис. 3.60. Схематична карта гравітаційного поля та розташування IV геотраверсу [Трупольскы et. al., 2019]. Овальним контуром окреслено площу виходу на поверхню кристалічного фундаменту основної маси тіл гіпербазитів.

Розглядуваний відрізок геотраверсу IV характеризується особливістю, яка відрізняє його від інших частин – це насамперед серія круто нахилених відбиваючих елементів, що залягають на глибинах 8 – 26 км (рис. 3.61). З урахуванням інших нахилених і горизонтальних відбиваючих елементів це дало змогу простежити лістричну зону сколювання Тальнівської зони розломів, що передбачалася тут за іншими геолого-геофізичними даними.

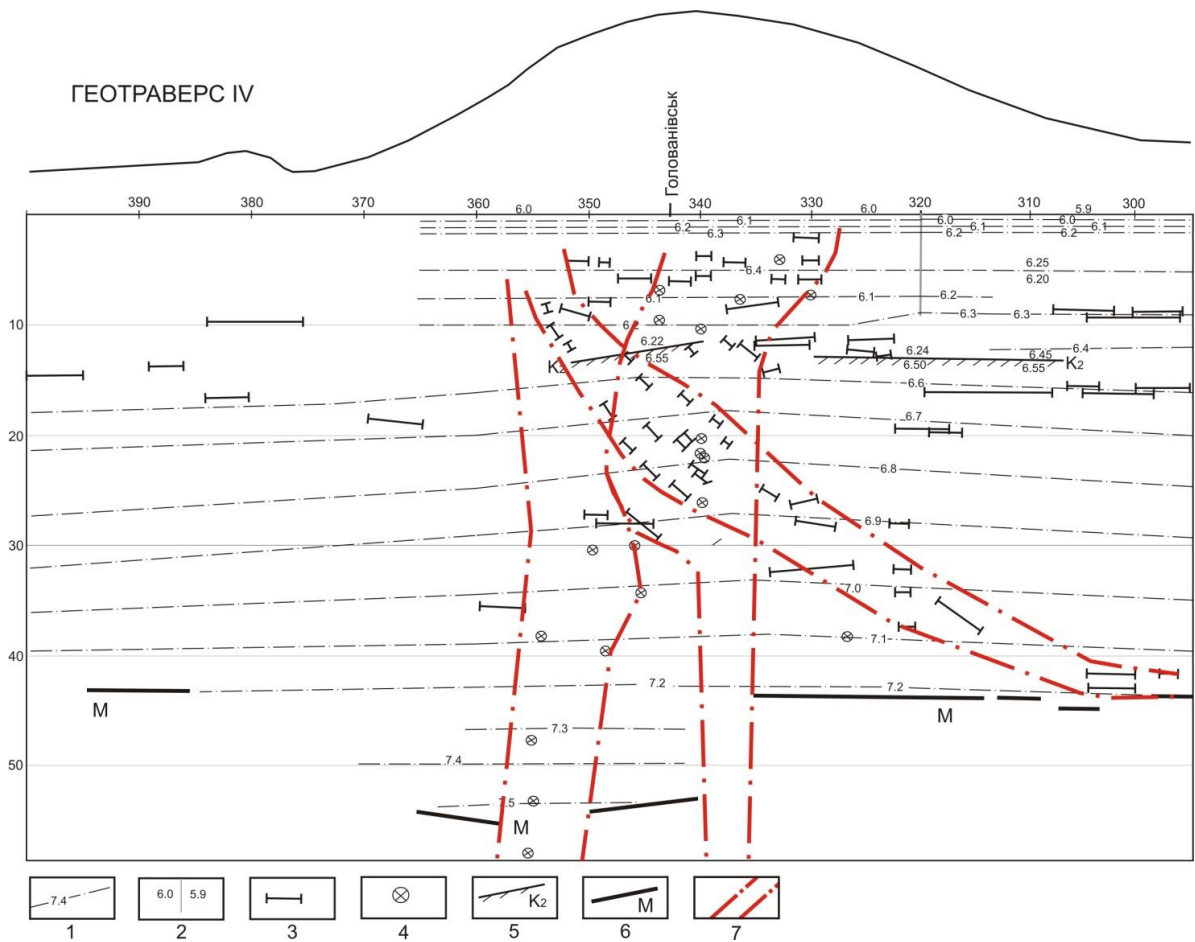


Рис 3.61. Сейсмічний розріз земної кори вздовж геотраверсу IV (ПК 295-400). Умовні позначення: 1 – ізолінії швидкостей, км/с; 2 – умовна границя, що розділяє ділянки геотраверсу з різними початковими швидкостями; 3 – відбиваючі елементи у земній корі; 4 – точки дифракції; 5 – сейсмічна границя K_2 ; 6 – сейсмічна границя Мохо; 7 – глибинний розлом.

При аналізі геологічних даних центральної частини ГШЗ виникла проблема у відсутності крупномасштабних геологічних карт, які б, з одного боку відображали детальну геологічну будову поверхні докембрійського фундаменту, різноманітність його петрографічного складу і віку гірських порід, а з іншого – повністю б враховували особливості аномальних геофізичних полів району і результати їх геологічної інтерпретації. Геологічні карти масштабу 1:50 000, побудовані за результатами геологознімальних робіт 1960–1970 років,

хоча і достатньо детальні, але застарілі і в петрографічному, і в структурному відношенні, а також в аспекті віку геологічних комплексів. Карти масштабу 1: 200 000, побудовані пізніше на структурно-формаційній основі, недостатньо детально відображають речовинний склад геологічних комплексів, тому що обмежено використовують можливості детальних геофізичних зйомок.

Тому у 2016–2018 рр. співробітниками Інституту геофізики (О. Б. Гінтов, М. І. Орлюк, С. В. Мичак, М. І. Бакаржієва, А. В. Марченко, Є. Б. Поляченко) і Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення (Л. М. Степанюк, В. О. Сьомка, С. І. Курило) НАН України, були організовані комплексні експедиції для виконання тектонофізичних, магнітометричних та ізотопно-геохімічних робіт в басейні р. Ятрань і її притоках з метою вивчення характеру деформацій, петрології та віку гірських порід, реконструкції палеонапружень для подальшої побудови геодинамічної моделі земної кори ГШЗ.

Наступним кроком в геологічному вивченні центральної частини ГШЗ стала побудова структурно-петрофізичної і тектонофізичної основи геологічної карти її кристалічного фундаменту на підставі сучасних петрографічних, петрологічних, геохімічних і геофізичних даних, а також, що дуже важливо, сучасних визначень ізотопного віку гірських порід. (рис. 3.62).

На оновленій основі геологічної карти відображено геолого-петрофізичні таксони (рис. 3.62 і табл. 3.6 та 3.7 (див. додаток 1 і 2)), які об'єднують в собі склад, різну ступінь намагніченості, щільності та динамометаморфічного перетворення (в підписі до рисунку виділені жирним шрифтом в дужках). Досить часто такі таксони можуть відповідати геологічним комплексам, серіям, світам, зазвичай характерним для Середнього Побужжя, але інколи їх контури можуть і не співпадати, оскільки це – різні таксонометричні одиниці. Тим паче, що питання виділення серій та світ в кристалічному фундаменті Середнього Побужжя є спірним і несе, імовірно, географічне а не генетичне навантаження. Але і геофізичні дані не завжди сприяють однозначному

вирішенню задач геологічного картування кристалічного фундаменту такого складного району, котрим без сумніву вважається ГШЗ. Основна причина криється в досить частому чергуванні петрографічних відмінностей гірських порід, крутозалягаючих пластоподібних тіл, які характеризуються потужністю метри–десятки метрів і дуже рідко – перші сотні метрів.

Фізичні властивості і геолого-петрофізичні таксони порід центральної частини ГШЗ. Основним геофізичним матеріалом, який використовувався для побудови структурно-петрофізичної і структурно-геологічної карт, є карти аномального магнітного та гравітаційного полів масштабу 1: 50 000 і, відповідно, результати вивчення магнітних властивостей і щільності гірських порід ГШЗ (див. додаток 2, табл. 3.7).

Як бачимо з табл. 3.7, щільність, магнітна сприйнятливість і залишкова намагніченість порід району змінюються в досить широких межах і найбільш ймовірні значення цих параметрів можуть бути використані тільки в якості додаткової інформації при порівняльному аналізі геофізичних і геологічних карт. За високої інтенсивності магнітних і гравітаційних аномалій впевнено виділяються в основному залізисті кварцити і карбонат-магнетитові породи. Якщо враховувати мінеральний склад вміщуючих порід, то за магнітними властивостями і щільністю можна досить впевнено виділяти піроксенові і двопіроксенові кристалосланці. З високою щільністю, але слабомагнітними, є габро-амфіболіти і амфіболіти. Серпентиніти мають контрастні властивості: високу магнітну сприйнятливість і низька щільність. Але через невеликих розмірів тіл їх досить важко розпізнавати однозначно.

Більшість гнейсів і гранітоїдів слабомагнітні. Гнейси мають дещо більшу щільність ніж гранітоїди, але зазвичай складають вузькі смуги, тому без геологічних даних їх виділити важко.

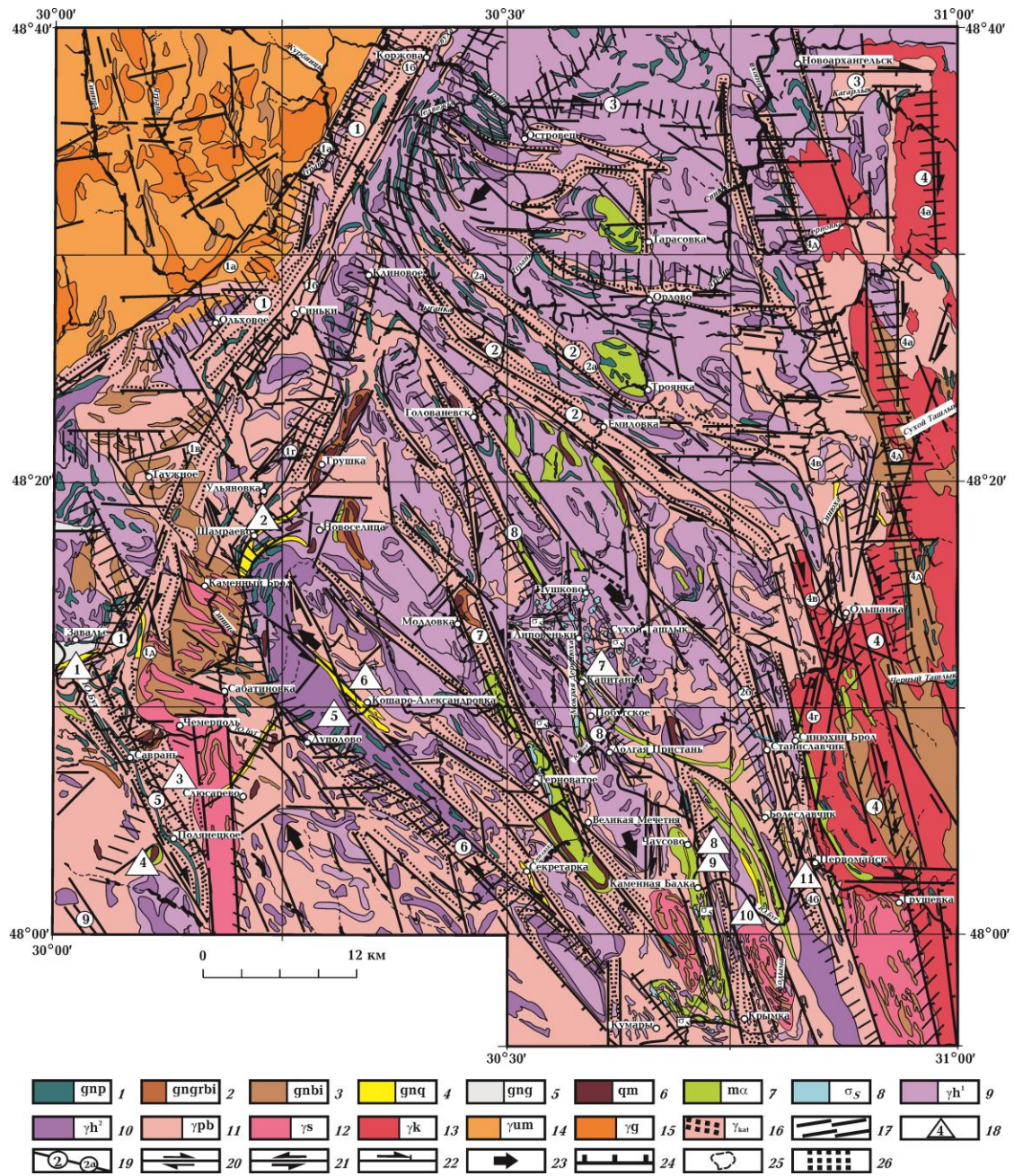


Рис. 3.62. Структурно-петрофізична та тектонофізична основа геолого-структурної карти поверхні кристалічного фундаменту центральної частини Голованівської шовної зони і сусідніх ділянок Українського щита (листи М-36-XXXI та L-36-I), масштаб 1:100 000, [Гинтов и др., 2016]: 1 – кристалосланці двопіроксенові, ортопіроксенові, біотит-ортопіроксенові, гранат-ортопіроксенові, магнетит-двопіроксенові (1 – кристалосланцевий), 2 – плагіогнейси, гнейси гранат-біотитові (2 – молдовський), 3 – плагіогнейси

амфібол-біотитові, гнейси біотитові (**3 – гнейсовий, чорноташликський**), 4 – кварцити польовошпатові, часто з силіманітом і гранатом, плагіогнейси, гнейси силіманіт-гранат-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові, силіманіт-гранат-кордієрит-біотитові (**4 – кошаро-олександрівський**), 5 – плагіогнейси біотит-графітові (часто з силіманітом і гранатом), кальцифіри доломіт-кальцитові, кальцитові (**5 – хощувато-заваллівський**), 6 – кварцити залізисті, в основному магнетит-двопіроксенові, кальцифіри магнетитові рудні (**6 – молдовський**), 7 – метагаброїди - амфіболіти, габро, габро-амфіболіти (**7–8 – капітанівсько-деренюхінський, тарноватський, кумарівський, троянський**), 8 – серпентиніти, серпентизовані ультрабазити (**8 – капітанівсько-деренюхінський, тарноватський, кумарівський**), 9 – ендербіти, чарнокіти з дрібними включеннями кристалосланців, двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів (чарнокіти, часто гранатовмісні, за [Геологическая..., 1990]), 10 – ендербіти, чарнокіти з крупними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів (ендербіто-гнейси, за [Геологическая..., 1990]), 11 – рожеві і сірувато-рожеві смугасті гранат-біотитові гнейсо-граніти, рідко масивні побузького (чудново-бердичівського) комплексу (**9–11 – гранітоїдна**), 12 – гнейсо-граніти смугасті рожеві і сірувато-рожеві, переважно динамометаморфічно змінені, синицівського комплексу (**12 – гнейсо-гранітоїдна**), 13 – сірі і рожево-сірі середньозернисті порфіроподібні граніти кіровоградського комплексу, 14 – сірі і рожево-сірі граніти біотитові, нерівномірнотзернисті до порфіровидних уманського комплексу, 15 – плагіограніти амфібол-біотитові, іноді з гранатом, ортопіроксеном гайсинського комплексу (**13–15 – гранітоїдна**), 16 – динамометаморфічно змінені гранітоїди – бластокатаклазити гранітоїдного і чарнокітоїдного складу, за [Геологическая..., 1990], 17 – мілонітові, ультрамілонітові і бластомілонітові шви, а також лінійні зони гнейсифікації, розсланцювання і дроблення зон розломів (**16, 17 – внутрішньо- і прирозломний**), 18 – місця відбору проб на

ізотопний аналіз, їх номери і дані про вік порід в млрд років, за [Щербак та ін..., 2005, 2008; Степанюк и др., 2010; Степанюк та ін., 2018] відповідно за номерами (1 – гнейси біотит-двопіроксенові – $2,6 \pm 0,15$ млрд років, евлізити – $1,9 \pm 0,01$ млрд років; 2 – білі польовошпатові кварцити – $2,8 \pm 0,4$ млрд років; 3 – плагіограніт сірий середньозернистий – 2,6 млрд років, граніт апліт-пегматоїдний – $2,4 \pm 0,07$ млрд років; 4 – граніт біотитовий – $2,1 \pm 0,1$ млрд років; 5 – ендербіт – $2,8 \pm 0,03$ млрд років; 6 – темно-сірий кварцит – 2,7 млрд років (за цирконом), $2,1 \pm 0,004$ млрд років (за монацитом); 7 – хроміти і хромітовмісні породи – 3,0 млрд років; 8 – граніт рожевий крупнозернистий жильний – $2,0 \pm 0,08$ млрд років; 9 – ультрамафіт – $2,3 \pm 0,02$ млрд років; 10 – чарнокіт – $2,0 \pm 0,1$ млрд років; 11 – чарнокіт – $2,9 \pm 0,27$ млрд років (за цирконом), $2,0 \pm 0,06$ (за монацитом), 19 – номери основних зон розломів (у великих кружках) і їх зон сколювання (в малих кружках), а також попередні дані про їх вік: 1 – Тальнівська (1а – Заячківська; 1б – Коржовська; 1в – Синицівська; 1г – Грушківська; 1д – Сабатинівська), 2,3 млрд років; 2 – Ємилівська (2а – Краснопільська; 2б – Сухоташликська), $\leq 2,8$ млрд років; 3 – Субботсько-Мошоринська, 1,8–1,85 млрд років; 4 – Первомайська (4а – Гнилотикічська, 4б – Синюхинобродська, 4в – Ольшанська, 4г – Калмазівська, 4д – Костянтинівська), 2,45 млрд років; 5 – Савранська, 2,45 млрд років; 6 – Врадіївська, $\leq 2,8$ млрд років; 7 – Молдовська, 2,45 млрд років; 8 – Довгопристанська, $\leq 2,8$ млрд років; 9 – Гвоздавська, 2,45 млрд років;) 20–22 – кінематичні знаки (великі стрілки - етап закладення, дрібні - фази активізації): 20 – правий зсув, 21 – лівий зсув, 22 – скидо-зсув, 23 – напрямки довгих осей еліпсоїдів максимальної деформації порід фундаменту, викликаної їх течією під дією сил стиснення і зсуву, 24 – напрямок падіння зон сколювання у поверхні кристалічного фундаменту, 25 – контур області максимального розвитку гіпербазитів капітанівсько-дерюхінського таксона, 26 – зони максимальних градієнтів поля сили тяжіння.

Граніти (уманські, гайсинські, кіровоградські) недостатньо контрастно розділюються в геофізичних полях, але завдяки тому, що вони зазвичай займають великі площі і добре відслонені, їх картування не викликає великих труднощів.

З огляду на хорошу відслоненість і разбуреність ГШЗ, основним методом складання петрофізичної частини структурно-петрофізичної карти є порівняльний аналіз детальних геофізичних і геологічних карт. Важливу роль в цьому аналізі грає не тільки інтенсивність аномалій, але також їх форма, розміри. Такий аналіз дозволив скласти набір геолого-петрофізичних одиниць – таксонів центральної частини ГШЗ, наведених в табл. 3.6. (див. додаток 1) Геологічний вміст таксонів ширше, ніж в таблиці фізичних властивостей, тому що типи гірських порід, показаних на геологічних картах, встановлювалися на підставі петрографічного аналізу.

Для позначення речовинного складу гірських порід на структурно-петрофізичній та тектонофізичній основі дані умовні позначення, що використовувалися при складанні Геологічної карти кристалічного фундаменту масштабу 1: 200 000 листа М-36-XXXI (Первомайськ) [Геологічна ..., 1990]. Крім того, в легенді і на карті для більшого зрозуміння дані буквенні позначення речовинного складу гірських порід, прийняті на геологічних картах району масштабу 1: 50 000 (оскільки на Геологічній карті кристалічного фундаменту масштабу 1: 200 000 буквенні позначення не використовувалися).

Основні труднощі при виділенні геолого-петрофізичних таксонів полягали в тому, що раніше геологи усі смугасті і лінійні гранітоїди називали мігматитами. У таких випадках доводилося відступати від легенд геологічних карт і надавати вмісту таксонів динамометаморфічний сенс.

Кінематичне навантаження структурно-петрофізичної і тектонофізичної основи центральної частини ГШЗ. Структурні особливості ГШЗ, основні зони розломів і їх кінематика були встановлені ще в кінці

минулого – на початку нинішнього століття. Власне, на прикладі насамперед ГШЗ і відпрацьовувалася методика польових тектонофізичних досліджень [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005]. Тому базові методичні питання тут не розглядаються. Але при складанні Структурно-петрофізичної і тектонофізичної основи враховані деякі нові дані, які раніше не бралися до уваги.

1. Деталізовано схему розломів, які розглядаються як зони зсуву і ковзання. В першу чергу це відноситься до широтної системи зсувів субботсько-мошоринського етапу деформацій, який вперше виділений в роботі [Алехин, Гинтов, 2004] як правозсувний. Була зафіксована і лівозсувна фаза активізації цього етапу [Гинтов, 2005], яка яскраво проявлена і в центральній частині ГШЗ.

2. Врахована загальна закономірність інверсій полів тектонічних напружень і реверсних переміщень блоків, що розділяються зонами зсуву у всіх регіонах (на карті дві стрілки на зонах зсуву – початковий напрямок зсуву і наступний).

3. Внесено зміни в індексацію віку зон зсуву відповідно до робіт [Гинтов, 2014; Мычак, 2015]. Більшість зон зсуву були «омолоджені» до ранньопротерозойських.

4. Показані напрямки довгих осей еліпсоїдів максимальної деформації порід фундаменту, викликаної їх течією під дією сил стиснення і зсуву. Уявлення про деформації течії гірських порід, які висловлювались раніше [Паталаха и др., 1995], було підтверджено і в ГШЗ: теоретично, при субгоризонтальному зсуві структури підвертання повинні орієнтуватися під кутом $\leq 45^\circ$ до осі зсуву, проте часто можна спостерігати більш круті дуги підвертань навіть у разі, коли відсутні сусідні зони зсуву, які могли б впливати на форму підвертання дуги.

5. Показані зони градієнтів гравітаційного поля, що вимагають додаткового аналізу – це контакти блоків з різним ерозійним зрізом або блоків з різною сумарною основністю, не пов'язаною з ерозійним зрізом. Під сумарною

основністю мається на увазі ступінь насиченості блоку тілами (лінзами, останцями) більш щільних порід в порівнянні з щільністю матриці. Якщо буде показано, що ерозійний зріз сусідніх блоків з різною сумарною основністю відрізняється мало, то можна буде говорити про вирішальну роль інтрузивного магматизму в формуванні центральної частини ГШЗ.

Вік зон зсуву і ковзання визначався відповідно до методики тектонофізичних досліджень [Гинтов, 2005] за їх взаємовідносинами між собою (відносний вік), а також за віком породних комплексів, які вони деформують. В роботі використана схема періодизації процесів розломоутворення [Гинтов, 2014] з уточненнями [Мычак, 2015]. Відповідно до цих даних, найбільш древніми, неоархейськими ($\leq 2,80$ млрд років), є ємилівський і довгопристанський етапи, далі йдуть первомайський (2,45 млрд років), тальнівський (2,30 млрд років), немирівський (1,99 млрд років) і субботсько-мошоринський (1,80–1,73 млрд років) етапи раннього протерозою. Вік зон зсуву і ковзання, що відносяться до цих етапів, зазначений на карті.

Неоархейський вік ємилівського та довгопристанського етапів ґрунтується на двох визначеннях ізотопного віку ендербітів Луполовського і чарнокіт-ендербітів Первомайського масивів ($2,838 \pm 30$ і $2,780$ млн років, відповідно [Геохронологія..., 2005]), а також кварцитів Кошаро-Олександрівки, нижня межа віку яких, за [Степанюк и др., 2010], близько 2,70 млрд років.

Достовірно відомо [Геохронологія ..., 2005, 2008; Степанюк и др., 2010; Степанюк та ін., 2018], що вік порід центральної частини ГШЗ охоплює період від неоархею до палеопротерозою-II (PR1-II ≤ 2 млрд років).

3.4.2 Унікальні базит-метабазитові структури Побузького гірничорудного району, їх геологічна природа

На тлі виняткової різноманітності геолого-геофізичних об'єктів Середнього Побужжя особливу увагу привертають три структури розміром 6 x 4 км, дві з

яких розташовані в центрі Ятранського блоку ГШЗ (Троянська і Тарасівська), а третя – в центрі Гайворон-Заваллівської ділянки ПГРР (Бандурівська, див. геологічний опис у розділ 3.3.1), яка відокремлена від ГШЗ Тальнівською зоною розломів (рис. 3.63). Спільність морфології і петрографічного складу цих структур знайшла відображення в аномальному магнітному і гравітаційному полях, за даними яких однозначно визначився їх завершений овальний зовнішній вигляд і внутрішньою концентрично-зональною будовою.

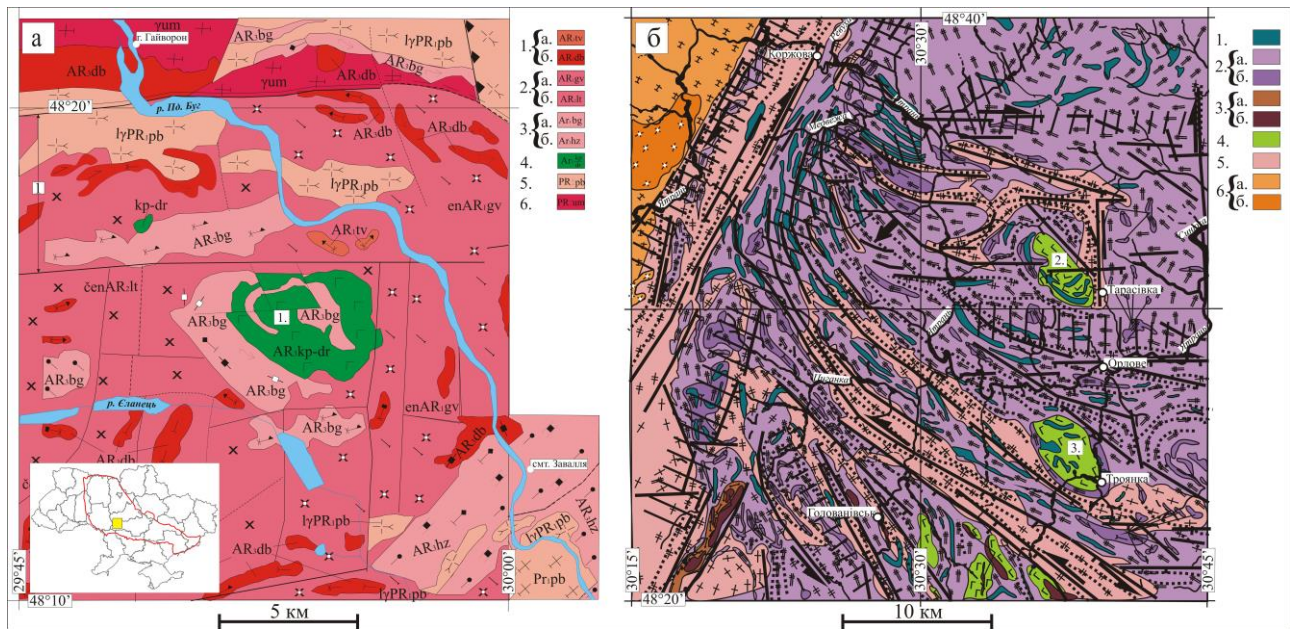


Рис. 3.63. Положення Бандурівського (1), Тарасівського (2) і Троянського (3) базитових масивів в геологічній структурі ПГРР: *a* – фрагмент геологічної карти м-бу 1: 200 000 кристалічного фундаменту листа М-35-XXXVI-Гайворон за [Зюльцле та ін., 2002; Гинтов и др., 2018, б] (1 – кристалічні сланці і плагіогнейси амфібол-піроксенові, кварцити піроксен-магнетитові (дністровсько-бузька серія) (а); кристалосланці і плагіогнейси піроксенові, часто амфіболізовані і кристалосланці амфіболітові (дністровсько-бузька серія нерозчленована) (б); 2 – ендербіти гнейсоподібні (en₁) (Гайворонський ультраметаморфічний комплекс) (а); чарнокіти, чарноендербіти, ендербіти з тілами лейкократових гранітів (sen) (Літинський ультраметаморфічний

комплекс) (б); 3 – кристалосланці і плагіогнейси піроксенові, часто з амфіболами, іноді з гранатом, плагіогнейси біотитові, графіт-біотитові, іноді з силіманітом і кордієритом, кварцити, кальцифірові, плагіогнейси амфібол-біотитові і амфіболіти (бузька серія нерозчленована) (а); кальцифіри, плагіогнейси біотит-графітові (часто з гранатом і (або) виліманітом, (бузька серія, хащувато-заваллівська світа) (б); 4 – габроїди амфіболітові, габро-амфіболітові, апогаброїдні кристалосланці (капітанівсько-деренюхинський інтрузивний комплекс); 5 – граніти і гранітогнейси лейкократові з ортопіроксеном, часто з гранатом, іноді з кордієритом (Іг) (побузький ультраметаморфічний комплекс); 6 – граніти біотитові середньо-грубозернисті до порфіровидних (г), граніти і мігматити біотитові, рівномірнотернисті (ГМ) (уманський ультраметаморфічний комплекс)); **б** – фрагмент структурно-петрофізичної основи геологічної карти м-бу 1: 100 000 кристалічного фундаменту центральної частини ГШЗ (лист М-36-XXXI-Первомайськ), за [Гинтов и др., 2016] (1 – кристалосланці двопіроксенонові, ортопіроксенові, біотит-ортопіроксенові, гранат-ортопіроксенові, магнетит-двопіроксенові; 2 – ендербіти, чарнокіти з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів – чарнокіти, часто гранатовмісні (а); ендербіти, чарнокіти з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів - ендербіто-гнейси (б); 3 – плагіогнейси, гнейси гранат-біотитові, кварцити польвошпатові (часто з силіманітом, кордієритом і гранатом), кристалосланці і плагіогнейси піроксенові (а); гнейси біотит-графітові, кальцифіри доломіт-кальцитові, кальцитові, кварцити залізисті, в основному магнетит-двопіроксенові, кальцифіри магнетитові рудні (б); 4 – метагаброїди – амфіболіти, габро, габро-амфіболіти; серпентиніти, серпентизовані ультрабазити; 5 – рожеві і сіро-рожеві смугасті гранат-біотитові гнейсо-граніти, рідко масивні побузького (бердичівського) комплексу, гнейсо-граніти смугасті рожеві і сіро-рожеві, як правило, динамометаморфічно змінені

синицівського комплексу; б – сірі і рожево-сірі граніти біотитові, нерівномірнозернисті до порфіровидних уманського комплексу (а); плагіограніти амфібол-біотитові, іноді з гранатом, ортопіроксеном гайсинського комплексу (б). Умовні позначення скорочені: охарактеризовані тільки речовинні комплекси.

З урахуванням проведеного буріння встановлено, що головну роль в будові Троянської, Тарасівської і Бандурівської структур відіграють щільні породи базит-метабазитового складу, які мають різну ступінь намагніченості і до яких приурочений ряд геохімічних аномалій і рудопроявів.

Геологами і геофізиками [Виноградов и др., 1976; Шимкив, Ентин, 1988; Костюченко и др., 1990] було висловлено припущення про унікальність цих структур серед інших базит-гіпербазитових масивів ПГРР. У своїх роботах В. А. Єнтін припустив, що подібні структури є залишковими фрагментами глибоко еродованих і складно побудованих вулкано-магматичних апаратів центрального типу, в свою чергу [Костюченко и др., 1990] висловив думку, що вони являють собою полігенні утворення типу родінг-структур. Більшість фахівців, дослідивши три названі структури, відносять їх до ранньодокембрійських інтрузивів концентрично-зональної будови.

Нині до зазначених структур виник інтерес у зв'язку з проведенням пошукових робіт на апатит-ільменітові і апатитові руди на площі Троянської і Тарасівської структур. На площі останньої в 2017 р. Державним підприємством "Українська геологічна компанія" були проведені додаткові високоточні магнітна і гравіметрична зйомки, а Інститутом геофізики С. І. Субботіна НАН України – глибинна електророзвідка методом МТЗ-МВП [Бурахович та ін., 2018]. Матеріали цих робіт разом з аналізом геологічних даних останніх трьох десятиріч років дозволяють дещо інакше підійти до геологічних особливостей найважливіших складових ПГРР-ГШЗ і Гайворон-Заваллівської (Бандурівської)

ділянки. Головним в такому підході є питання походження певних породних комплексів і структурних елементів району.

Геолого-геофізична вивченість району розташування Тарасівської, Троянської та Бандурівської структур. Всі три базит-метабазитові масиви, як локальні структури кристалічного фундаменту специфічної внутрішньої будови, були ідентифіковані за наявністю локальних максимумів сили тяжіння амплітудою 3–7 мГал, встановлених після проведення в районі ПГРР гравіметричних і магнітних зйомок масштабу 1: 50 000–1: 25 000 [Гинтов, Димитров, 1960; Сержин, Сингаевская, 1966; Сержин и др., 1968]. Їх детальне геологічне вивчення проходило в процесі виконання на цій території геологічних зйомок масштабу 1: 50 000, які супроводжувалися деталізаційними геофізичними роботами [Виноградов, Палий, 1971; Виноградов и др., 1976; Федоров, Филоненко, 1983; Довгань и др., 1989; Зюльцле та ін., 2002]. У результаті цих досліджень було відзначено дуже близьку подібність розмірів, зовнішньої форми, речового складу кристалічних порід названих структур, представлених в основному метаморфізованими базитами габро-норитового ряду і їх похідними. Відзначено спільність і регіональна приуроченість цих структур до епіцентру найбільших на УЩ Голованівського і Бандурівського максимумів сили тяжіння (рис. 3.64). У геологів того часу сформувалися уявлення, що Тарасівська, Троянська та Бандурівська структури є ядрами синклінальних складок загального крутого східного падіння, в крилах яких залягають скарноїди та чарнокітоїди. Хоча вже тоді з урахуванням геофізичних матеріалів було висловлено припущення, що генезис Троянського, Тарасівського та Бандурівського масивів метабазитів має самостійну природу, пов'язану з глибоко еродованою частиною вулкано-інтрузивних апаратів складної будови [Виноградов и др., 1976; Довгань и др., 2006].

Було встановлено приналежність до порід цих структур комплексних проявів титану, апатитів, сульфідів міді, молібдену, геохімічних аномалій

рідкісних і рідкісноземельних елементів і відзначена їх пошукова перспективність.

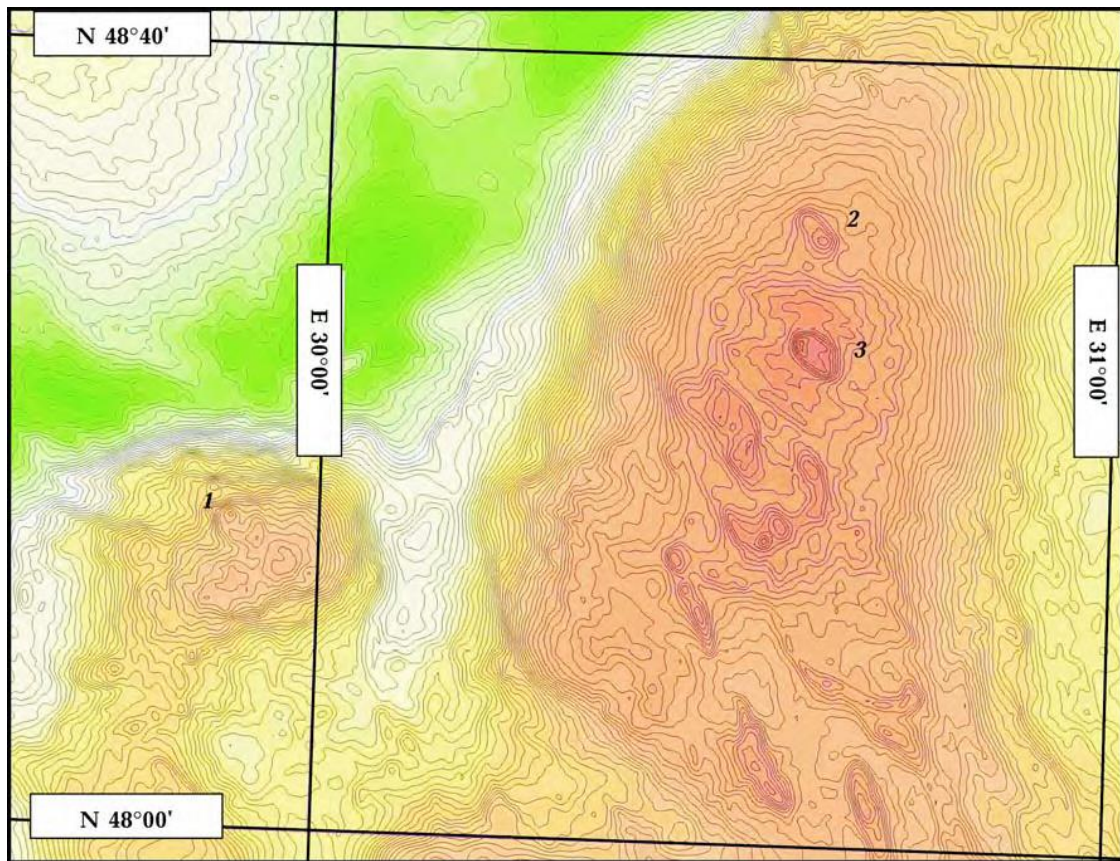


Рис. 3.64. Карта аномального гравітаційного поля ПГРР. Редукція Буге, $\sigma=2,3 \text{ г/см}^3$. Перетин ізоаномал 1 мГал. За матеріалами гравіметричних зйомок масштабу 1: 200 000–1: 50 000 [Ентин и др., 2015, б; Гинтов и др., 2018, б]. Локальні максимуми, що відповідають масивам базитів: 1 – Бандурівському, 2 – Тарасівському, 3 – Троянському.

У роботі [Виноградов и др., 1976] побудована перша геологічна карта Тарасівської структури масштабу 1: 10 000, яка в даній статті перебудована з урахуванням нових матеріалів буріння, геофізики і петрології.

Другий етап вивчення Тарасівської, Троянської та Бандурівської структур відноситься до періоду проведення тут глибинного геологічного картування

масштабу 1: 200 000 [Костюченко и др., 1990; Державна..., 2004] і масштабу 1: 50 000 [Довгань и др., 1989; Зюльцле та ін., 2002].

Вони передували проведенню на цих територіях геофізичних і геохімічних основ [Федоров и др., 1984]. У процесі цих робіт на площі Троянської і Тарасівської структур було додатково пробурено велику кількість свердловин геохімічного картування (КГК-100) і колонкового буріння, в тому числі кілька похилих, які відіграли важливу роль в подальших дослідженнях. Вперше на УЩ були встановлені марганцеві гондитові руди.

Геолого-геохімічні роботи цього періоду супроводжувалися великими об'ємами пошукової електророзвідки, що дозволило в області екзоконтактів Троянського і Тарасівського масивів встановити ряд аномалій поляризованості невеликої інтенсивності. Перевірка бурінням показала, що вони переважно зумовлені наявністю процесів сульфідизації і графітизації в кристалічних породах. При цьому графіт-біотитових, а тим паче біотит-графітових гнейсів, характерних для порід осадово-метаморфічного комплексу Побужжя, не було виявлено. Зроблено оцінку прогнозних ресурсів Троянського прояву апатитових і апатит-ільменітових руд та надано рекомендації на продовження пошукових робіт цього напрямку.

На площі Троянського і Тарасівського базит-метабазитових масивів, вперше на УЩ для таких малих структур, з метою вивчення їх глибинної будови були проведені детальні сейсмологічні роботи методом МОВ-ОГТ в профільно-площадному варіанті і виконані їх сейсмогустинне моделювання [Шимкив, Ентин, 1988]. Отримані сейсмічні дані засвідчили хвильову прозорість (повна відсутність відбиваючих майданчиків) вивчених масивів в діапазоні глибин 0-2 (2,5) км. Ці результати стали додатковим аргументом на користь уявлень про велику глибину поширення порід базит-метабазитового складу без зміни кута їх падіння, а одночасно з цим і додатковим фактором на

користь можливого зв'язку генезису Троянської і Тарасівської структур з реліктами глибоко еродованої частини вулcano-магматичних апаратів.

Паралельно з регіональними геолого-геофізичними роботами загального знімального призначення на площі листа М-36-XXXI (Первомайськ), в межах Троянської і Тарасівської структур, було виконано пошукове буріння на вже відомих проявах апатитових руд, пов'язаних з карбонатними породами. Ці роботи супроводжувалися проведенням детальної площадної магніторозвідки і гравірознавідки на площі Троянського масиву базит-метабазитів [Юрчишин, Соловей, 1989]. Побудована детальна геолого-структурна карта Троянської структури, на якій відтворено складну внутрішню концентрично-зональну будову і з великою детальністю були закартовані основні петрофізичні комплекси кристалічних порід. Проведена прогнозна оцінка запасів апатитових руд і зроблено висновок про необхідність продовження подібних досліджень як на Троянській, так і на Тарасівській структурі. Ці рекомендації були реалізовані в проекті на постановку комплексу геолого-геофізичних робіт на Тарасівській структурі [Мангазов, 2006].

До теперішнього часу з проектного обсягу робіт на Тарасівській структурі в 2017 р. виконані лише гравітаційна і магніторозвідка масштабу 1: 10 000, результати яких використані при побудові геологічної карти цієї структури. Крім того, співробітниками Інституту геофізики НАН України за погодженням з геофізики Державного підприємства "Українська геологічна компанія" на площі Тарасівської структури було виконано 7 точок спостережень методом магнітотелуричного зондування (МТЗ-МВП). Повні результати цих досліджень наведені в роботі [Бурахович та ін., 2018].

Таким чином, з трьох розглянутих структур Тарасівська виявилася найкраще вивченою геофізичними методами. До того ж її будова найпростіше піддається розшифровці і може служити базовим матеріалом для різних структурно-геологічних і петрологічних моделей ПГРР.

Будова Тарасівської структури за геолого-геофізичними даними.

Тарасівська структура в якості єдиного відокремленого об'єкта кристалічного фундаменту проявляється як локальний максимум сили тяжіння квазіовальної форми амплітудою близько 6 мГал, витягнутий в північно-західному напрямку (рис. 3.65, 3.66). Розміри цієї структури, що визначаються за положенням зон максимальних значень горизонтального градієнту сили тяжіння (рис. 3.67), складають 5х2,5 км.

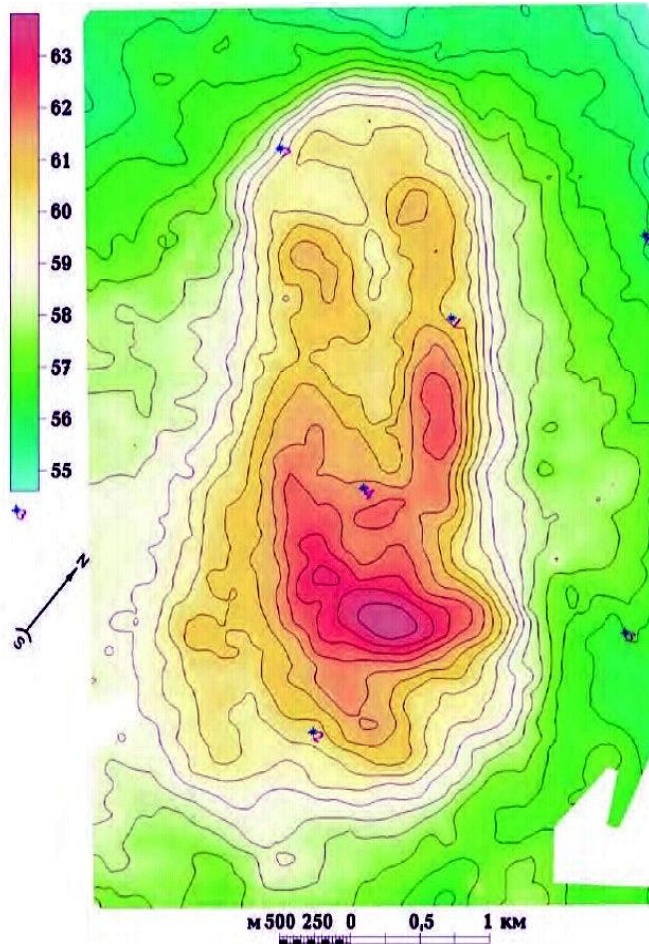


Рис. 3.65. Карта ізоаномал сили тяжіння Тарасівської ділянки за матеріалами гравіметричної зйомки 1: 10 000 [Гинтов и др., 2018, б]. Редукція Буге, $\sigma=2,3 \text{ г/см}^3$. Перетин ізоаномал 0,5 мГал.

Проте максимальні градієнти гравітаційного поля відображають в основному центральну частину (ядро) Тарасівської структури, складену щільними породами базит-метабазітового складу. Фактичні розміри структури більші, оскільки до неї входять і простежені вздовж всього периметру щільного ядра магнітні породи зовнішньої зони обрамлення (рис. 3.63). Виняток складає її східний фланг, де високо магнітне обрамлення зрізано тектонічними порушеннями і асимільовано процесами гранітизації (рис. 3.64).

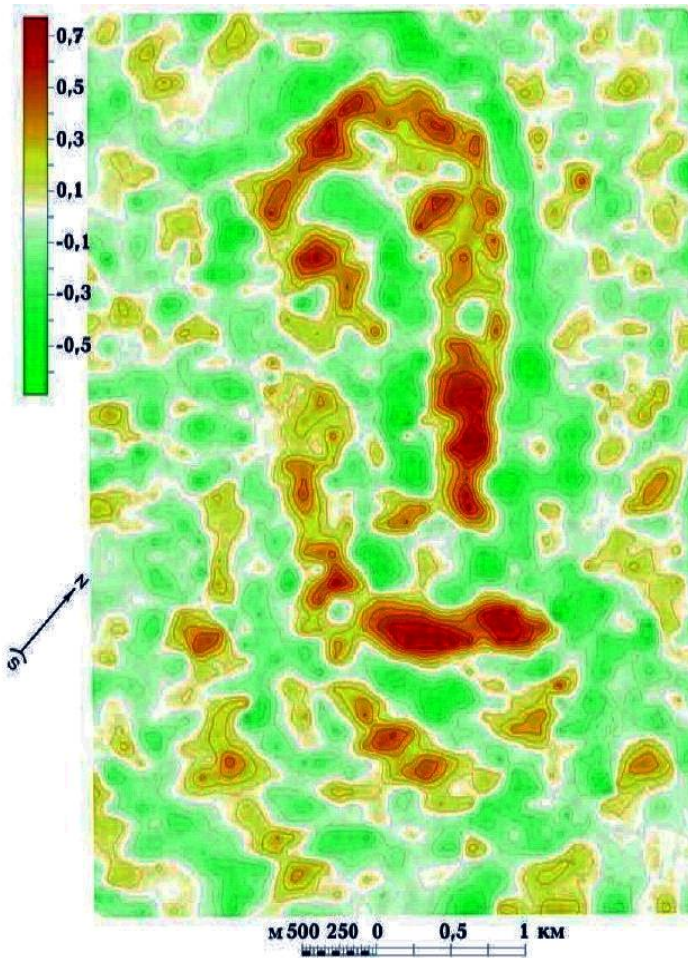


Рис. 3.66. Карта локальних аномалій сили тяжіння Тарасівської ділянки за матеріалами гравіметричної зйомки 1: 10 000 [Гинтов и др., 2018, б]. Перетин ізоліній $\delta\Delta g$ 0,1 мГал.

Виняток становить її східний фланг, де високомагнітне обрамлення зрізано тектонічним порушенням і асимільовано процесами гранітизації (рис. 3.64).

Найбільший розвиток смугові магнітні максимуми

обрамлення знайшли на південно-західному фланзі. Тут вони простежуються у вигляді кулісообразної зони магнітних аномалій протяжністю 2-3 км.

В цілому це зовнішнє обрамлення доповнює картину всього зонально концентричного вигляду Тарасівської структури, і її розміри в найбільш широкій південній частині складають 5,5 x 3 км.

Єдність і симетричність план-рисунок геофізичних полів Тарасівської структури різко порушується вздовж лінії широтного розлому зсувного характеру, який проходить через її центральну частину, розділяючи структуру приблизно на дві рівні частини. Амплітуда зсувного переміщення становить 700-800 м. Поряд із зазначеним розломом, який зрізає північно-східний фланг структури, це найбільш велике розривне порушення, яке помітно спотворює її первісний вигляд. Крім того в межах Тарасівської структури відзначається густа

мережа розломів більш високого порядку, яка проявляється у вигляді пережимів і кулісоподібних зсувів локальних аномалій магнітного та гравітаційного полів.

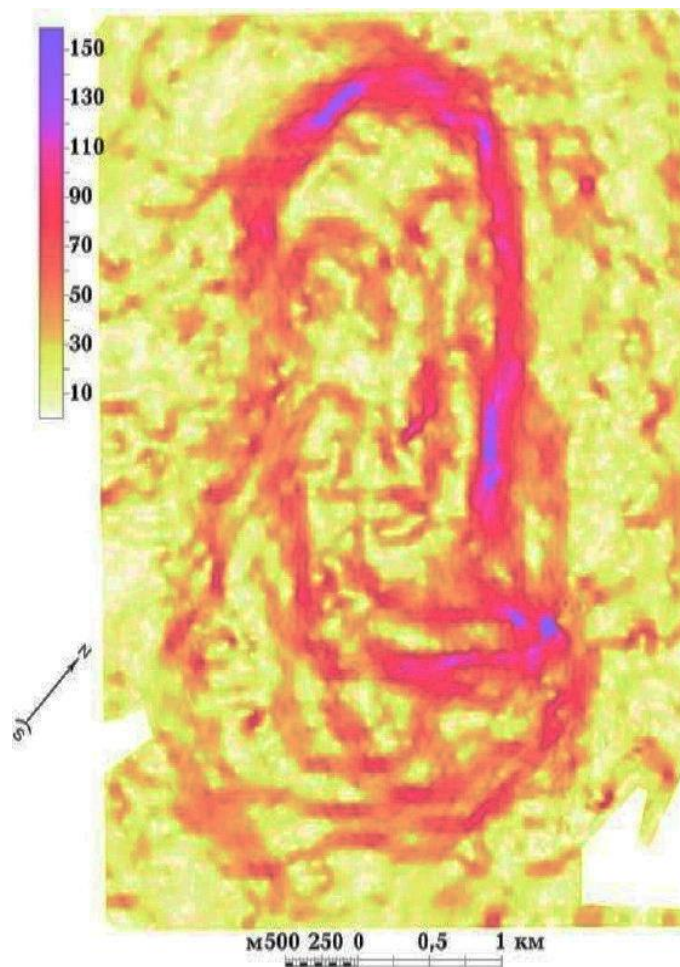


Рис. 3.67. Карта модуля горизонтального градієнту гравітаційного поля Тарасівської ділянки за матеріалами гравітаційної зйомки 1: 10 000 [Гинтов и др., 2018, б]. Оцифрування шкали інтенсивності в Етвешах.

Характерно, що більшість диз'юнктивів і тіл апобазитів, закартованих на площі Тарасівської структури, знаходять своє відображення і в елементах рельєфу. Так, центральне широтне порушення зсувного характеру супроводжується перебудовою поверхні рельєфу, що отримало відображення в піднесеному (на 10–15 м) характері всій північній частині структури в порівнянні з висотними відмітками її південної половини. тектонічний характер контакту порід північно-східного флангу Тарасівської структури з вміщуючими гранітоїдами підкреслюється розвитком фрагментів переривчастої балкової системи того ж напрямку. Тілам апогаброїдів і апоноритів внутрішньої частини структури відповідають підняття рельєфу, що свідчить про міцність цих порід навіть на тлі оточуючих гранітоїдів.

Загальна подібність проявів Бандурівської, Троянської та Тарасівської структур в геофізичних полях визначається наявністю контрастно виражених квазіовальних максимумів аномалій Буге, що знаходяться в обрамленні вузького

пояса позитивних магнітних аномалій. Однак є і суттєві відмінності в їх внутрішній структурі. Найбільш простим є будова Бандурівської структури, у якій загальний максимум сили тяжіння розділяється зоною мінімумів на дві приблизно рівні однорідні частини. Ще більш простим виглядає спокійний фон зниженого рівня напруженості магнітного поля. Все це може свідчити про однорідний склад порід Бандурівської структури, представлені в основному метагаброїдами.

Гравітаційні і магнітні поля центральної частини Троянської структури мають складний дрібно фрагментарний мозаїчний вигляд, сформований конгломератом локалізованих екстремумів різної амплітуди, розмірів і форми, за якими стоїть складний характер тектонометасоматичних процесів і, як наслідок, різноманітність речового складу порід.

Геофізичні поля Тарасівської структури мають більш складну внутрішню будову в порівнянні з Бандурівською, але і більш впорядковану, ніж у Троянській. Концентрично-зональний вигляд її будови формується не тільки за рахунок зовнішнього півкільця магнітних аномалій, але і за рахунок подібного структурування геофізичних полів внутрішньої частини. Особливо помітно цей ефект проявляється в південному, умовно кілька опущеному (за висотними позначками денного рельєфу) блоці. Тут подібний характер зональності знаходить особливо яскраве відображення в закономірному чергуванні смугових магнітних і локальних гравітаційних аномалій різного знаку (див. рис. 3.67 та 3.68).

При цьому зонам збігу лінійних аномалій підвищених значень магнітного та гравітаційного полів відповідають змінені породи базитового складу - апонорити, підвищеного гравітаційного і зниженого магнітного – апогабро, а зонам зниженою напруженості обох полів – їх метаморфізовані різниці, представлені двупіроксеновими і амфібол-піроксеновими кристалосланцями, амфіболітами, кальцифірів, які утворилися в результаті процесів регіонального

метаморфізму, амфіболітизації, локального метасоматозу, скарнування, накладеної гранітизації і т. д. (рис. 3.66, 3.68, 3.69).

Інформацію про геологічну будову південно-східної ділянки дугового магнітного обрамлення Тарасівського базитового масиву дає профіль глибоких похилих і вертикальних свердловин, пробурених в різні роки в межах його південно-східного замикання на аномалії амплітудою 2300 нТл (рис. 3.67, розріз). Профіль орієнтований в широтному напрямку і складений свердловинами (із заходу на схід) 12842, 4Г, 18117, 12843, 12880, 3Г, 5Г. Ширина перекритого розрізу близько 150 м. Відповідно роботам [Виноградов и др., 1976; Костюченко и др., 1990], тут розкриті (із заходу на схід) апогаброїди – аплітоїдні граніти і чарнокіти – амфібол-піроксен нові кристалосланці і скарноїди магнетит-кварц-піроксенових складу – рожеві граніти і мігматити – амфібол-піроксенових кристалосланці і скарноїди з лінзами і прошарками марганецьвмісних гондитів – гнейси дистен-кордієрит-гранатові – гнейси гранат-амфіболові, кордієрит-гранатові і силіманіт-кордієритові – кальцифіри з ділянками кристалосланців двопіроксенового складу і габро-норитів – апогаброїди – рожеві граніти, мігматити і чарнокіти. Г. Г. Виноградов, першим описав цей розріз, віднісши його до кошаро-олександрівської свити бузької серії, хоча згодом породи розрізу стали відносити до хощевато-заваллівської свити [Державна..., 2004]. Але в розрізі не виявилось графітових гнейсів, характерних для стратотипів обох цих світ.

У своїй роботі С. В. Нечаєв [Нечаєв, 1990] відніс подібні розрізи ГШЗ до "строкатих комплексів", серед яких виділив, зокрема, формацію марганцевих скарнів і гондитів, що представляє собою «утворення, перехідні від евлізитів, що встановлюється по наростанню спесартинового компонента в гранаті останніх, заміщає їх двопіроксеновими парагенезисами з формуванням в скарнах зональної асоціації високомарганцевих піроксенів + спесартиновий

гранат + піроксмангіт + марганцевий ільменіт. у ділянках гранітизації марганцевих скарнів відзначаються концентрація шееліту і апатитів».

Як уже зазначалося, геологи, які вивчали апоабазитові масиви ПГРР типу Тарасівського, виходили з уявлення про їх брахісинклінальну будову. Це уявлення, незважаючи на багато спірних моментів, проходить через усі перераховані геологознімальні і геологорозвідувальні звіти і проекти. Тож не дивно, що на описаному профілі з п'яти глибоких похилих свердловин чотири закладені в східному напрямку. І тільки коли стало зрозуміло, що свердловини йдуть по падінню гірських порід, була закладена свердловина 5Г в західному напрямку, завдяки чому було отримано перекритий розріз. Падіння порід південно-східного замикання виявилось південно-східним під кутом близько 80°.

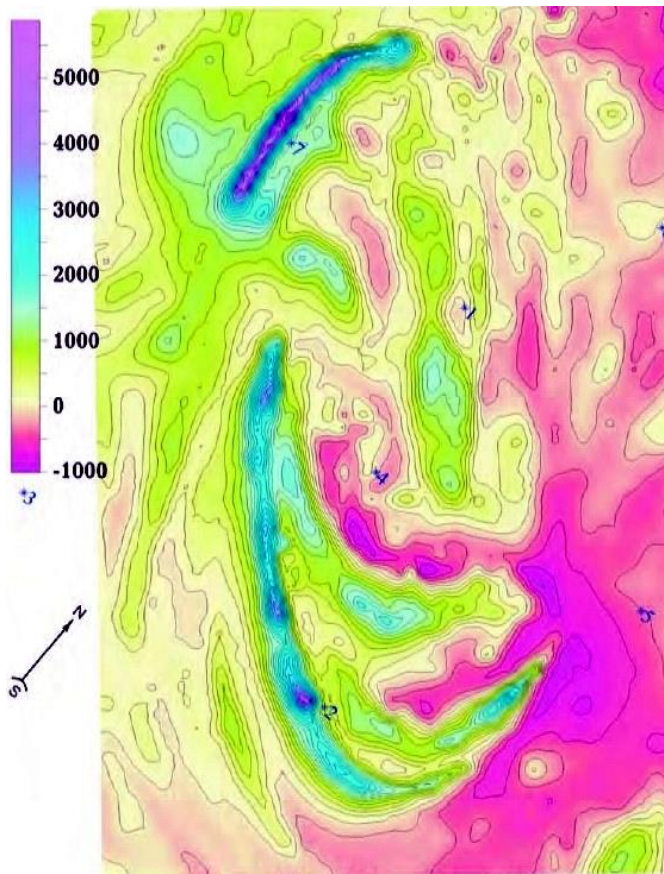


Рис. 3.68. Карта аномального магнітного поля ΔT_a Тарасівської ділянки за матеріалами магнітної зйомки 1:10 000 [Гинтов и др., 2018, б]. Оцифрування шкали інтенсивності в нТл.

Як наголошується в геологічних звітах по вивченню Тарасівської, Троянської та Бандурівського структур, багато тіл апогаброїдів - двопіроксенових, амфібол-піроксенових кристалосланців і габро-амфіболітів – містять релікти власне габро і норитів при поступових переходах до них, що свідчить про первинну магматичну природу

цих базитів. При повсюдному їх крутому заляганні такі факти змушують сумніватися в синклінальній будові структур, але майже тверда впевненість багатьох геологів в осадово-вулканогенному походження порід дугового обрамлення призводить до вимушеного припущення, що якщо це - інтрузія базитів, то вона впроваджувалася в породи бузької серії.

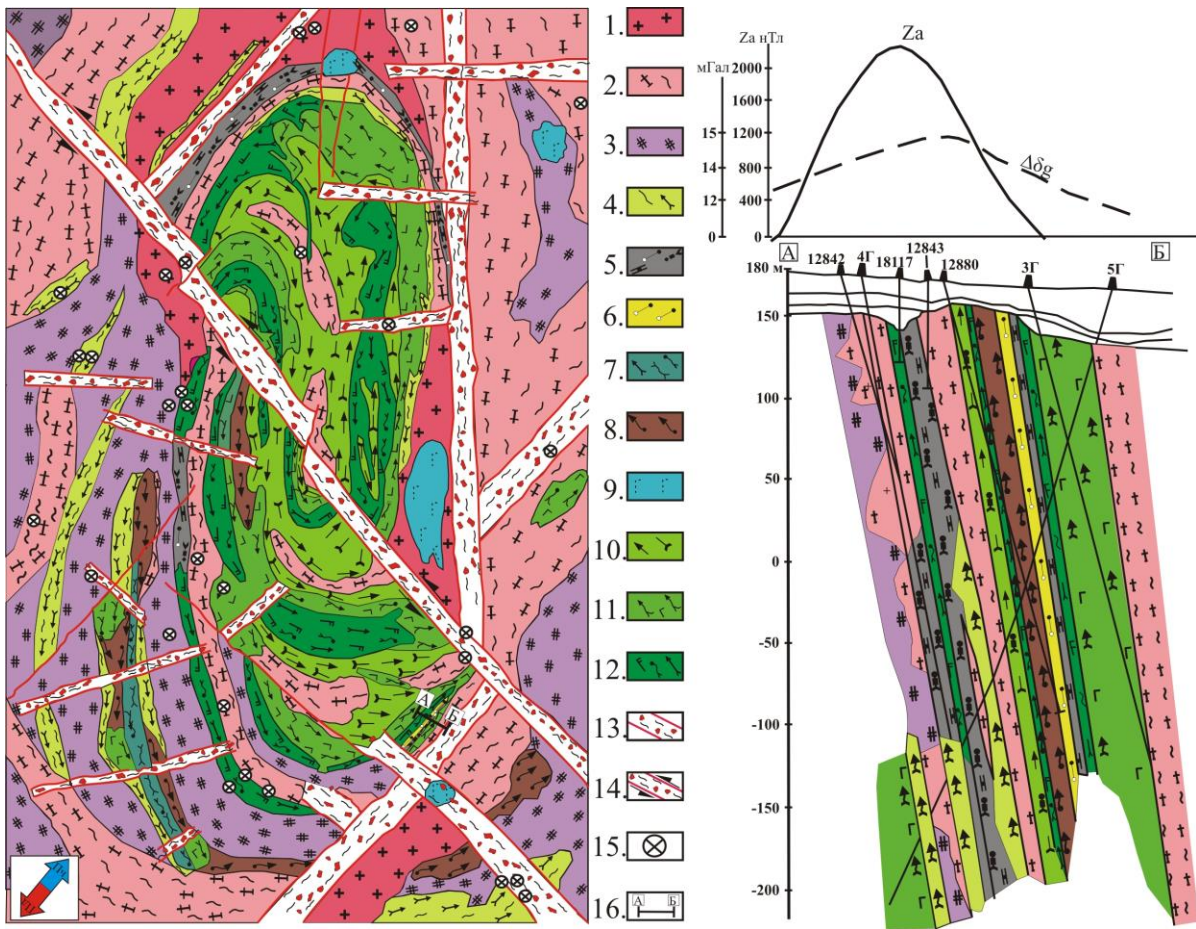


Рис. 3.69. Геологічна карта Тарасівської ділянки за геологічними матеріалами [Виноградов и др., 1976; Юрчишин, Соловей, 1989; Костюченко и др., 1990; Зюльцле та ін., 2002; Гинтов и др., 2018, б] і результатами якісної інтерпретації сучасних геофізичних зйомок масштабу 1: 10 000: 1 – граніти сірі і рожеві аплітоїдні і пегматоїдні; 2 – гранітоїди і мігматити амфібол-біотитові і біотит-амфіболові, рідше піроксен-біотитові; 3 – чарнокіти і ендербіти нерозчленованих; 4 – кристалосланці і мігматити амфібол-піроксенові; 5 –

скарноїди кварц-магнетит-піроксенові і гранат-кварц-магнетит-гіперстенові з прошарками кальцифірів, гнейсів силіманіт-кордієритових, дистен-кордієрит-гранатових; 6 – гнейси силіманіт-кордієритові; 7 - кристалосланці гранат-піроксенові, двупіроксенові, амфібол-піроксенові; 8 - кристалосланці гранат-амфіболові, амфібол-гранатові; 9 – тіла серпентинітів; 10 – апогаброїди амфіболізовані, біотитозовані з прошарками кальцифірів, мігматити біотит-амфіболові; 11 – апогаброїди - кристалосланці піроксен-амфіболові, рідше габро і габро-амфіболіти; 12 - апонорити - кристалосланці гранат-ортопіроксенові, амфібол-піроксенові, рідше норити і габро-норити; 13 – розломи (граніти аплітоїдні і пегматоїдні, катаклазовані і мілонітизовані породи Тарасівської структури, схильні до розсланцювання і лінеалізації); 14 – знаки лівого зсуву по розлому; 15 – бурові свердловини, які досягли кристалічного фундаменту; 16 – профіль А-Б похилих свердловин (див. розріз).

В роботах [Довгань и др., 1989, 2006; Павлюк та ін., 2008], було висловлено тверде уявлення щодо Бандурівського масиву, що це – глибина інтрузія основної-ультраосновної магми або навіть коренева частина давньої вулканічної споруди. Південно-західне обрамлення масиву, представлене гранат-силіманітовими і лептітоподібними гнейсами, польовошпатовими кварцитами з гранатом і магнетитом, кальцифірами і гранітогнейсами має метасоматичне походження. Проте не вказується, по яким породам утворилися ці метасоматити.

За винятком описаного профілю похилих свердловин, пробурених в межах південно-східного замикання Тарасівської структури, свердловин, що досягають кристалічного фундаменту в її внутрішній частині, небагато. Тому уявлення про породні комплекси Тарасівської ділянки і побудована геологічна карта (див. рис. 3.68) ґрунтуються на чітких геолого-геофізичних таксонах, складених за

результатами детального вивчення Тарасівської і Троянської структур [Виноградов и др., 1976; Юрчишин, Соловей, 1989].

Як магнітні, так і гравітаційні дані вказують на чітку еліпсоїдну форму в плані Тарасівської структури, представлені двома або навіть трьома правильними дуговими зонами специфічних гірських порід. Прихильники брахі-складчастої будови стверджують, що центральний масив базитів, нехай навіть і інтрузивний, увійшов до вулканогенно-осадової товщі порід бузької серії кошаро-олександрівської [Виноградов, Палий, 1971] або хашувато-заваллівської [Державна..., 2004] світ. Проте наведений перекритий розріз порід обрамлення масиву відрізняється від стратотипу цих світ. Відсутні графітові гнейси і евлізити, обмежено представлені безрудні кварцити, але розкриті апатит-ільменітові утворення і марганецьвмісні породи (гондити) надають товщі ексклюзивний характер. Важливо також, що обрамляюча смуга порід, що примикає до центрального масиву базитів, представлена магнітними утвореннями, є не залізистими кварцитами, а рудними скарноїдами. В роботі [Щербаков, 2005], описуються мафіт-ультрамафітові комплекси ГШЗ, та наводиться думка фахівця з метаморфічних і метасоматичних процесів в цих комплексах Б. Г. Яковлева, відповідно до якої залізисто-крем'янисті породи (таконіти) входять в єдину метаморфічну мафіт-ультрамафіт-залізисту формацію як продукт переробки високозалізистих мафітів. А утворення вапнякових скарноїдів за рахунок метасоматичної переробки габроїдних порід в межах УЩ описано в роботах С. В. Нечаєва [Нечаєв и др., 1989; Нечаєв, 1990].

Таким чином, у випадку з Тарасівською структурою, швидше за все, ми маємо справу не з інтрузією базитів в товщу порід бузької серії (така товща не мала б форму правильних вузьких еліпсоїдних смуг, що обрамляють базити), а з процесом формування контактено-метаморфічного і метасоматичного обрамлення, пов'язаного безпосередньо з впровадженням самої інтрузії в навколишні гранітоїди. При цьому, метасоматично перетворювалися як базити,

так і вміщуючі комплекси. Аналогічні висновки можна зробити і щодо Троянської і Бандурівської структур, особливо першої, вивченої геологічно навіть краще, ніж Тарасівська. Звичайно, особливості процесів формування порід обрамлення контактено-метаморфічного або контактено-метасоматичного, ендо- або екзоконтактового типу, тобто такі породи при цьому метаморфізувалися і заміщувалися, – повинні бути вивчені не тільки структурними і геофізичними методами, але, в першу чергу, при детальному дослідженні мінералів (породоутворюючих і акцесорних) мікрозондовим і іншими точними методами діагностики.

3.4.3. Напужено-деформований стан Ятранського блоку Голованівської шовної зони

Комплексні геолого-геофізичні дослідження в межах Ятранського блоку центральної частини ГШЗ виконувались по р. Ятрань від с. Коржова на заході до с. Покотилове на сході. Дослідження охопили Тальнівську зону розломів (с. Коржова і Дубова), центральну (с. Рогова, Перегонівка, Давидівка, Лебединка) і східну (с. Орлове, Покотилове) частини Ятранського блоку (рис. 3.70). У бортах р. Ятрань та балках відслонюються породи гранулітової асоціації. Породи формують скельні виходи, складені переважно середньо-дрібнозернистими біотит-гіперстеновими чарнокітоїдами, серед яких трапляються прошарки дрібнозернистих масивних біотит-гіперстенових ендербітів та поодинокі прошарки гранатвмісних ендербітогнейсів. Подекуди трапляються поодинокі лінзи та жилі подібні виділення середньозернистих ендербітів, чарнокітів та кварцу (с. Покотилове). Метаморфічні породи відносяться до тиврівської товщі представленої дністровсько-бузької серії, переважно дрібними реліктами у вигляді прошарків або дрібніших тіл округлої форми розміром від декількох сантиметрів до 1 м, що розміщуються серед чарнокітоїдів. Подекуди спостерігається як по плагіогнейсах і кристалосланцях розвинуті середньо-

крупнозернисті ендербіти з лінзо- та жилоподібними виділеннями кварцу (с. Давидівка), біотит-гіперстен-плагіоклазовими кристалосланцями, часто амфіболвмісними, гіперстеновими гнейсами та плагіогнейсами часто з біотитом, інколи турмаліновмісними плагіогнейсами, графіт-гіперстеновими кварцитами, зрідка трапляються олівін-флогопітові кальцифіри. За особливостями мінерального складу всі вони подібні, відрізняються лише за вмістом породоутворюючих мінералів. Метаморфічні породи різною мірою калішпатизовані, ділянками катаклазовані. По ним розвиваються чарнокітоїди (ендербітогнейси та чарнокіти). Найбільш потужні тіла метаморфічних порід поширені у закинутому кар'єрі дещо південніше с. Перегонівка.

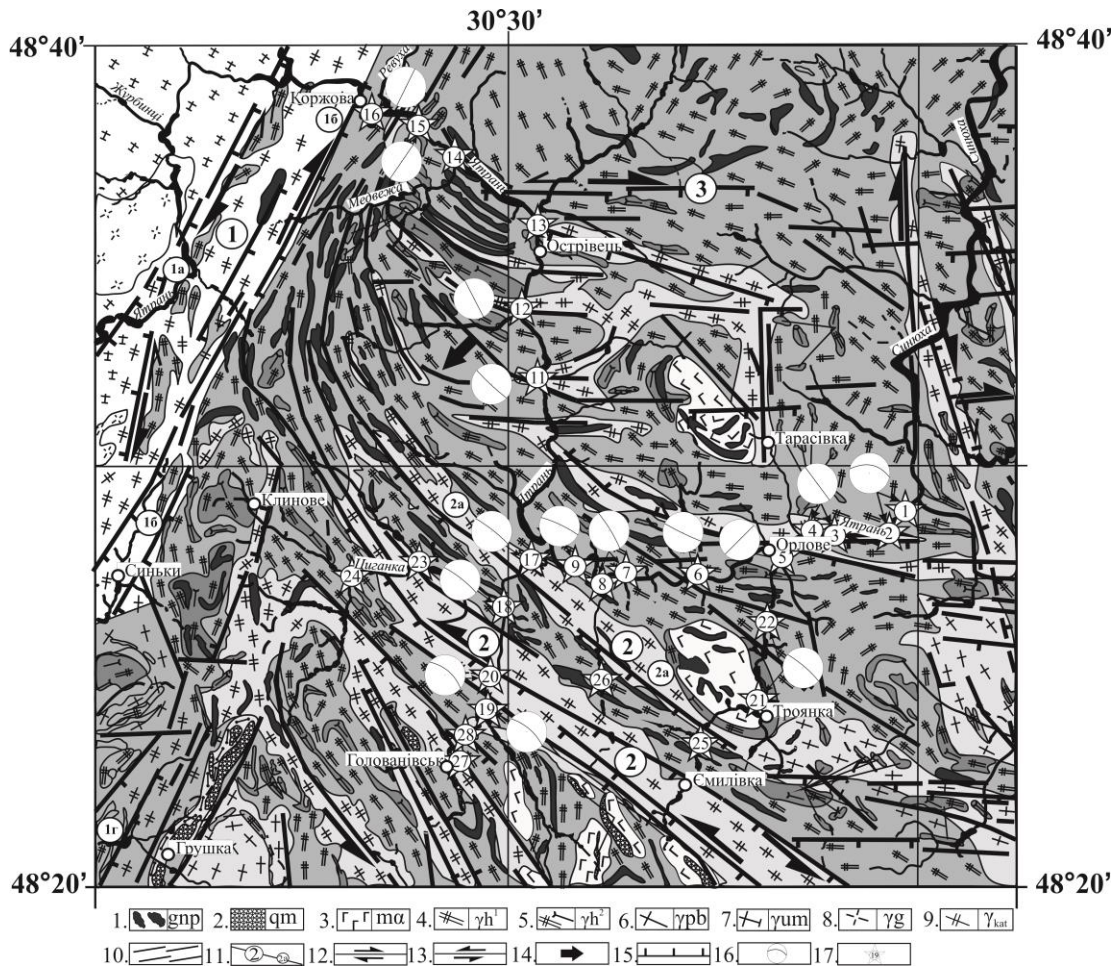


Рис. 3.70. Фрагмент Структурно-петрографічної і тектонофізичної основи геолого-структурної карти поверхні кристалічного фундаменту центральної

частини Голованівської шовної зони масштабу: 1: 100 000 [Гинтов и др., 2016]. Жирним шрифтом виділені назви петрофізичних таксонів (див. додаток 1, табл. 3.6): 1 – кристалосланці двопіроксенові, ортопіроксенові, біотит-ортопіроксенові, гранат-ортопіроксенові, магнетит-двопіроксенові (**кристалосланцьовий**); 2 – кварцити залістисті, в основному магнетит-двопіроксенові, кальцифіри магнетитові рудні (**молдовський**); 3 – метагаброїди – амфіболіти, габро, габро-амфіболіти (**капітанівсько-деренюхинський, тарноватський, кумарівський, троянський**); 4 – ендербіти і (можливо) чарнокіти з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів, часто гранатвміщуючих; 5 – ендербіти і (можливо) чарнокіти з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових; 6 – рожеві і сірувато-рожеві смугасті гранат-біотитові гнейсо-граніти, рідко масивні побузького (бердичівського) комплексу (4–6 – **гранітоїдний**); 7 – сірі і рожево-сірі граніти біотитові, нерівномірнозернисті до порфіровидних уманського комплексу; 8 – плагіограніти амфібол-біотитові, іноді з гранатом, ортопіроксеном гайсинського комплексу (7, 8 – **гранітоїдний**); 9 – динамометаморфично змінені гранітоїди - бластокатаклазити гранітоїдного і чарнокитоїдного складу; 10 – мілонітові, ультрамілонітові і бластомілонітові шви, а також лінійні зони розсланцювання і дроблення - ешелоновані і елементарні сколи зон сколювання (9, 10 – внутрішньо-і прирозломні); 11 – номери основних зон розломів (у великих кружках) і їх зон сколювання (у малих кружках), а також попередні дані про їх вік: 1 – Тальнівська (1а – Заячківська; 1б – Коржівська; 1г – Грушківська), 2,3 млрд років; 2 – Ємилівська (2а – Краснопільська; 2б – Сухотошликська), $\leq 2,8$ млрд років; 3 – Субботсько-Мошоринська, 1,8–1,85 млрд років; 12–13 – кінематичні знаки (великі стрілки - етап закладення, дрібні - фази активізації): 12 – правий зсув; 13 – лівий зсув; 14 – напрямки довгих осей еліпсоїдів максимальної деформації порід фундаменту, викликаної їх переміщенням під дією сил стиснення і зсуву; 15 – напрямок

падіння зон сколювання у поверхні кристалічного фундаменту; 16 – елементи залягання структурно-текстурних елементів гірських порід; 17 – пункти тектонофізичних спостережень.

У стінках кар'єру спостерігаються тіла в декілька метрів біотит-гіперстенових кристалосланців. У відвалах траплялись невеликі брили кальцифірів, розміром до 1 м. Ці метаморфічні породи заміщуються ендербітогнейсами у процесі пізньої магматичної ендербітизації та метасоматичної переробки. Останнє проявляється у зонах сильного окварцювання. Окремі тіла графітовмісних кварцитів виявлені у с. Рогове. Двопольовошпатові граніти не утворюють крупних тіл, а спостерігаються переважно у вигляді жил різної потужності (від 0,3 см до 3 м), що січуть ендербітогнейси. Найбільша насиченість жилами помітна у західній частині досліджуваної ділянки (Тальнівська зона розломів, с. Коржова). Породи гранулітової асоціації розтинаються жилами більш низькотемпературних біотитових гранітів, апліт-пегматоїдних гранітів та пегматитів, досить часто трапляються кварцові жили різної потужності [Степанюк та ін., 2018].

Ятранський блок, обмежений Тальнівською зоною розломів на заході, Ємилівською на південному заході, Первомайською зоною на сході, а також розломами другого порядку, розташовується в епіцентрі найбільшого на УЩ Голованівського гравітаційного максимуму [Ентин и др., 2015] (рис. 3.71). Однією з характерних особливостей Ятранського блоку також є перемагнічування гірських порід в зонах розломів.

На Геологічній карті і карті корисних копалин кристалічного фундаменту листа М-36-XXXI (Первомайськ), виданої у 2004 р [Державна..., 2004], породи фундаменту Ятранського блоку відносяться до тиврівської, зеленолевадівської серії гнейсів і кристалосланців, гайворонського комплексу ендербітів, деренюхінському комплексу базит-гіпербазитів архею, а також побузькому

чарнокітовому і уманському двопольовошпатовому гранітоїдним комплексам палеопротерозою. У більшості випадків кристалосланці, ендербіто-гнейси і чарнокіти характеризуються смугастою текстурою. Відповідно до карти (рис. 3.72), Ятранський блок центральної частини ГШЗ розглядається з геодинамічної позиції як зона насувів південно-західної вергентності, сформованих в ранньому протерозої в архей-палеопротерозойському комплексі ГШЗ у результаті тиску з північного сходу і правозсувних переміщень по Тальнівській зоні розломів. Перевірка цього висновку була одним із завдань досліджень.

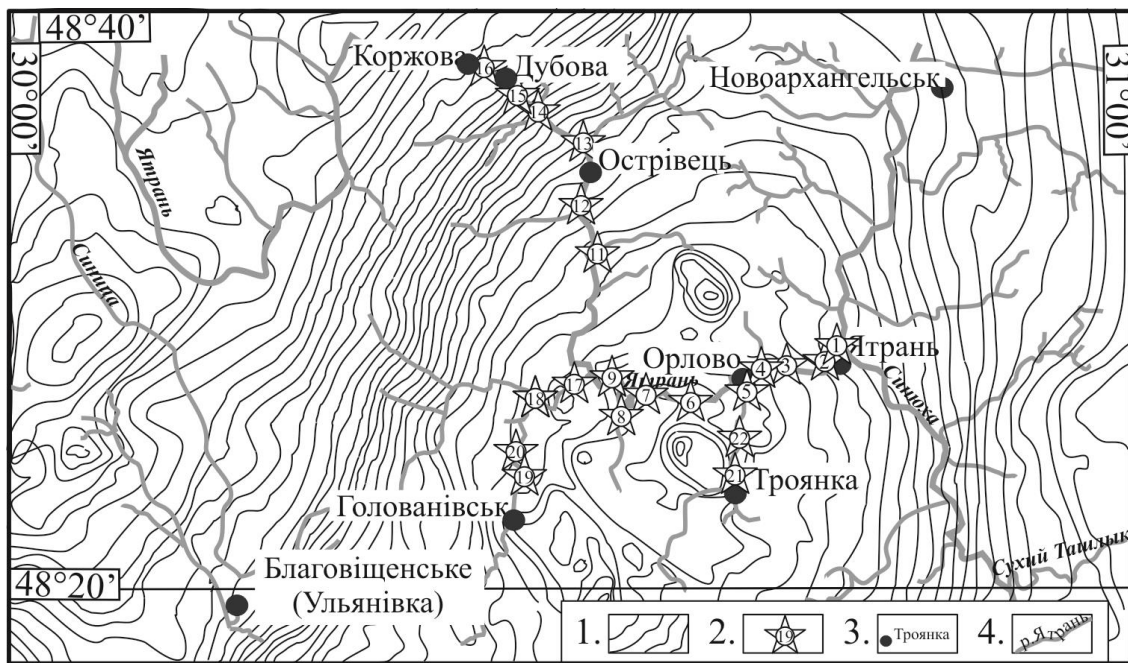


Рис. 3.71. Фрагмент схеми аномального гравітаційного поля ГШЗ (Ятранський блок). Редукція Буге, $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$, за [Ентин и др., 2015]: 1 – ізолінії аномального гравітаційного поля (перетин 2 мГал); 2 – пункти тектонофізичних спостережень; 3 – населені пункти; 4 – річки.

Потрібно відзначити, що північно-західна ділянка відповідає Тальнівській зоні розломів, яка має різкий контраст з центральною і східною ділянками району досліджень. В межах зони найбільш поширені рожеві двопольовошпатові і двопольовошпат-біотитові граніти, які утворюють тіла

потужністю до 3 м серед кристалічних сланців і ендербітогейсів. Граніти підвержені сильним тектонічним перетворенням (кліваж, розсланцювання, окварцювання). Структура порід тектонокластична. Матриця катакластична бласто-цементна, лепідогранобластова або бластомілонітова. Склад порід $Ms + Pl + Qu + Vt$. Це єдині породи району досліджень, в яких мікроклін кількісно переважає плагіоклаз, а серед темнокольорових переважає біотит (рис. 3.73).

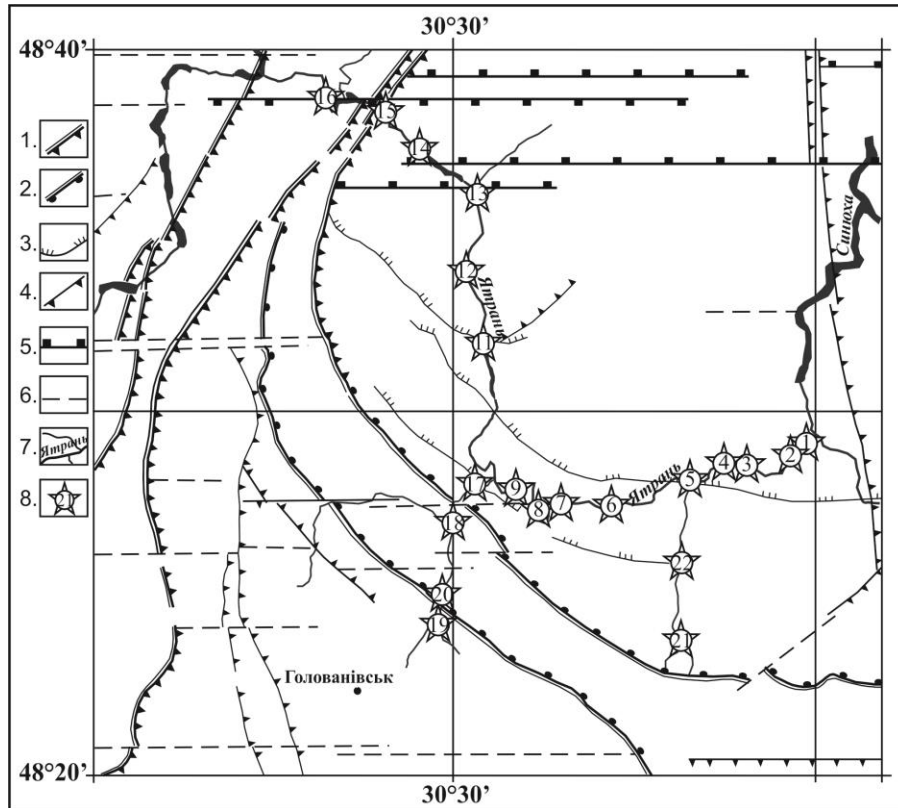


Рис. 3.72. Схема розривної тектоніки Ятранського блоку, згідно фрагменту геологічної карти кристалічного фундаменту і карти корисних копалин листа М-36-XXXI масштабу 1: 200 000 [Державна., 2004]. Інше геологічне навантаження на схему не переносилось: 1 – глибинні розломи (підкиди); 2 – насуви, тектонічні покриви (глибинні шар'яжі); 3 – насуви; 4 – підкиди; 5 – скиди; 6 – розломи; 7 – річки; 8 – пункти тектонофізичних спостережень.

Біотит-гіперстен-плагіоклазові кристалослаці, серед яких розвинені рожеві двопольовашпатові граніти Тальнівської зони розломів, зазвичай щільні, темно-

сірі, майже чорні дрібнозернисті породи сланцюватої текстури і гломеробластової і лепідо-гранобластової структури. На ділянках найбільшого розвитку рожевих гранітів вони мігматизуються і набувають більш лейкократового і гнейсовидного вигляду.

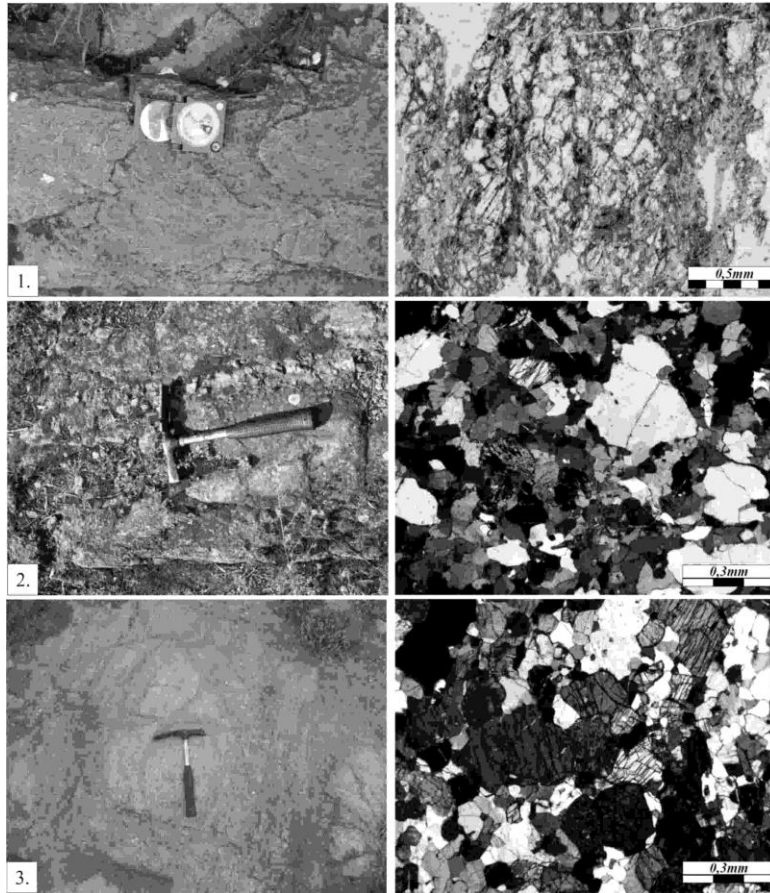


Рис. 3.73. Петрографічні особливості порід Ятранського блоку: 1 – ділянка "Західна", с. Коржова, тектонізований граніт; 2 – ділянка "Центральна", с. Давидівка, біотит-гіперстеновий гранітогнейс; 3 – ділянка "Східна" біотит-гіперстеновий граніто-гнейс, с. Орлове. Фотографії шліфів.

Нижче за течією р. Ятрань на південний схід від с. Дубова в центральній і східній частинах Ятранського блоку основний петрографічний фон складають гіперстенові ендербіто-гнейси у асоціації з кристалічними сланцями і чарнокітами, з якими мають розмиті контакти. Це щільні темно-сірі породи з гнейсовидної та сланцюватою текстурами.

Результати тектонофізичних досліджень. В досліджуваному районі виконано 1431 замір елементів залягання тріщинуватості гірських порід і 222 заміри ПТ і СТЕ. Як показали дослідження, гірські породи в межах Ятранського блоку характеризуються досить чіткою структурно-текстурною анізотропією і густою тріщинуватістю.

Внутрішня частина ГШЗ розчленована зонами сколювання північно-західного, субмеридіонального і північно-східного простягання, представленими політектонітами і СТЕ. Деякі з зон сколювання північно-західного простягання об'єднуються в зони розломів – Ємилівську, Владіївську та ін. Більшість зон розломів і зон сколювання ГШЗ є результатом як найсильніших деформацій земної кори, так і процесів ранньопротерозойської автохтонної гранітизації, яка забезпечується функціонуванням глибинних флюїдів кремній-лужної спеціалізації.

Смугастість розглянутих породних комплексів і плагіомігматитів, в тому числі кліважування і формування сланцюватості, пов'язані з утворенням розривних порушень (елементарних сколів, зон сколювання і розломів) і в основному мають динамометаморфічну природу. Хоча не можна не погодитися з автором робіт [Шевчук, 2002, 2012, 2013], що формування в зонах сколювання ГГМ, які зазвичай розглядаються як сколи, обумовлено не тільки процесами динамометаморфізму, але також ультраметаморфізму і автохтонної гранітизації, тобто синдеформаційних палінген-метасотичних перетворень кремнійлужної спеціалізації, що ведуть до формування лінзовидно-смугастих, порфіробластичних мігматитів і двопольовошпатових граніто-гнейсів. Однак в методичному плані недоврахування процесів ультраметаморфізму і гранітизації не є нездоланною перешкодою для тектонофізичного аналізу польових замірів, враховуючи масштаб досліджень. Нижче зупинимося на результатах тектонофізичних досліджень, які дозволяють судити про структуру верхньої частини кристалічного фундаменту Ятранського блоку. Наявні дані буріння, виконаного в межах ГШЗ [Ентин, 2005], дають можливість проаналізувати структуру фундаменту на глибину не менше ніж 1,5 км.

Дослідження політектонітів та структурно-текстурних елементів Ятранського блоку. В табл. 3.8, і на рис. 3.73 наведені результати замірів азимутів і кутів падіння політектонітів, сланцюватості, мігматитової та

гранітогнейсової смугастості. На рис. 3.74, а, показано гістограму азимутів і кутів падінь, побудовану за результатами 222 замірів, на рис. 3.74, б, стереограму основних площин ПТ і СТЕ, виділених за центрами сукупностей полюсів, зображених на рис. 3.74, а.

Таблиця 3.8. Координати та елементи залягання площин нашарування і зон тектонітів

Номер точки на рис.3.68	Координати точок		Населений пункт	Кількість замірів ПТ и СТЕ	Центри груп ПТ і СТЕ (азимут/кут падіння)
	Широта	довгота			
Т.1-2	48°28'49,8"	30°44'03,1"	с. Ятрань	22	192/58
Т.3-4	48°28'26,5"	30°41'30,9"	с. Покотилове	12	231/90
Т.5	48°28'09,1"	30°39'18,4"	с. Орлове	14	315/90
Т.6	48°27'26,6"	30°35'23,3"	с. Лебединка	11	226/80
Т.7-8	48°27'01,0"	30°33'29,6"	с. Табанове	17	338/80
Т.9	48°27'48,6"	30°31'56,9"	с. Давидівка	13	205/85
Т.11	48°28'20,8"	30°31'24,0"	с. Перегонівка	6	222/80
Т.12	48°34'38,4"	30°30'44,6"	с. Рогова	2	250/90
Т.15	48°38'11,7"	30°26'58,4"	с. Дубова	3	305/88
Т.16	48°39'12,0"	30°24'34,7"	с. Коржова	4	300/89
Т.17	48°27'44,8"	30°31'10,5"	с. Давидівка	12	220/86
Т.18	48°26'58,8"	30°29'72,0"	с. Краснопілля	9	219/84
Т.19	48°24'41,6"	30°29'18,6"	с. Межирічка	24	221/78
Т.20	48°25'04,7"	30°29'45,3"	с. Межирічка (кар'єр)	16	220/72
Т.21-22	48°24'14,0"	30°39'06,6"	с. Троянка	9	221/84
Т.23	48°27'45,2"	30°26'28,4"	с. Вербове	4	35/80
Т.24	48°27'27,6"	30°24'51,5"	с. Вербове (кар'єр)	12	75/80
Т.25	48°23'46,7"	30°37'01,2"	с. Ємилівка (кар'єр)	16	232/85
Т.26	48°25'02,1"	30°33'34,2"	с. Наливайка (кар'єр)	5	230/82
Т.27,28	48°23'45,7"	30°28'34,5"	г. Голованівськ	13	60/82

В першу чергу, стереограма і гістограма вказують на субвертикальне падіння гірських порід (кути 75–85° в 75 % замірів) у всьому басейні р. Ятрань

від Тальнівської до Первомайської зони розломів. З 222 визначень такі кути падіння отримані в 82 випадках. Далі, гістограма кутів падіння (рис. 3.72, *a*) показує, що в 128 випадках спостерігається вертикальне, або похиле від 50 до 90° в південно-західних румбах (180–270°) падіння ПТ і СТЕ. Падіння СТЕ на північний схід (як потрібно для насувів південно-західної вергентності) спостерігалось в 21 випадку (пункти спостережень Ятрань (Т.1, 2), Лебедівка (Т.6), Давидівка (Т.9), Краснопілля (Т.18), Межирічка (Т.19, 20).

Отже, уявлення про південно-західну-вергентну насувну структуру верхньої частини кристалічного фундаменту Ятранського блоку ГШЗ не підтверджується сучасними тектонофізичними даними. Більш того, детальне тектонофізичне вивчення головної для цього блоку Емилівської зони розломів [Гинтов, 2011], показало її лівозсувну природу і круте (85°) південно-західне падіння.

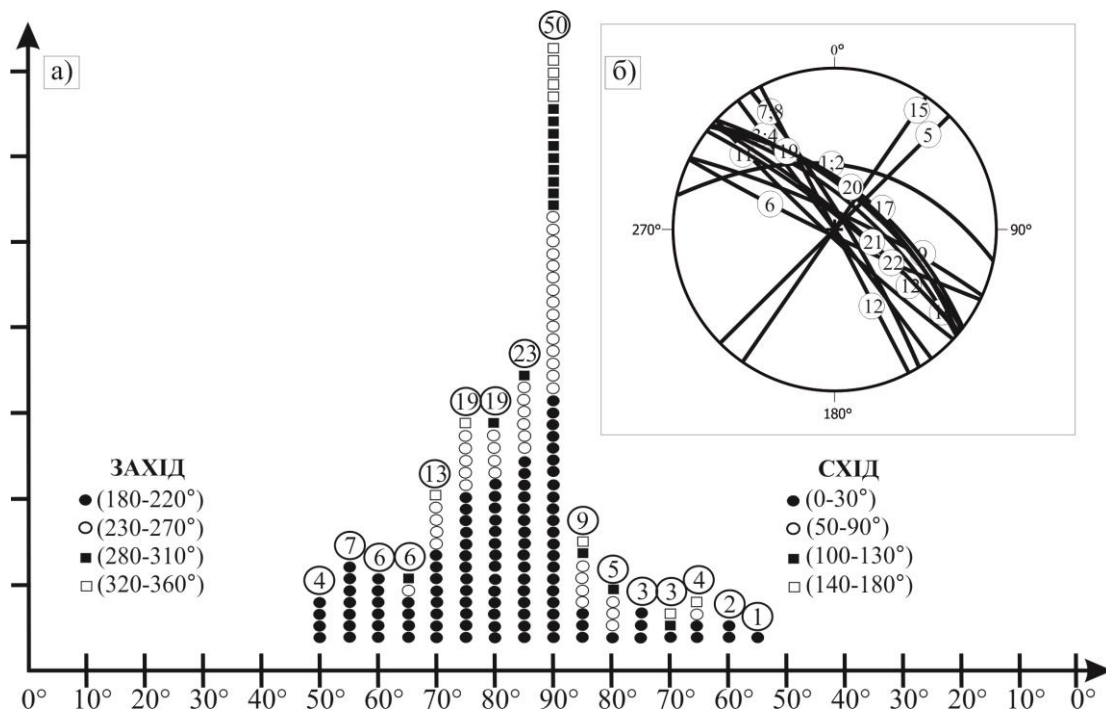


Рис. 3.74. Гістограма азимутів і кутів падінь (*a*) і стереограма елементів залягання (*б*) ПТ і СТЕ Ятранського блоку Голованівської шовної зони.

Зіставлення будови і кінематики Тальнівської та Ємилівської зон розломів.

Тальнівська зона розломів – одна з найбільших розломних зон УЩ, що обмежує ГШЗ на заході, відокремлюючи Інгульський мегаблок від Росинського і Бузького. Протяжність зони становить 450 км при ширині до 15 км. Вивчена Тальнівська зона розломів досить детально як тектонофізичними, так і структурно-петрологічними методами [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов, 2005; Шевчук, 2012, 2013; Гинтов, Шевчук 2017]. За матеріалами робіт [Шевчук, 2012, 2013], які підтверджуються даними дослідженнями, в Ятранському пересіченні зона представлена ГГМ, основу яких складають рожеві двопольовошпатові граніти з переважанням калішпату. Падіння ГГМ субвертикальне з деяким відхиленням на північний захід. У розглянутому перетині це правий скидо-зсув.

Ємилівська зона розломів вивчалася тільки тектонофізичними методами, а геологічно може бути охарактеризована за матеріалами геологічної зйомки м-бу 1:50 000, виконаної в 1970 р. під керівництвом Г. Г. Виноградова.

В 2016 р. Ємилівська зона розломів пересічена тектонофізичними маршрутами по р. Циганка між селами Вербове–Грузьке і Краснопілля–Межирічка, по р. Цюрупа між с.с. Наливайка–Табанове, по р. Троянка між с.с. Троянка–Ємилівка. Закладена як лівий зсув за азимутом 310° з падінням на південний захід під кутом $75\text{--}80^\circ$. З наближенням до Тальнівської та Первомайської зони розломів Ємилівська зона підвертається S-подібно під них за правим типом, з чого і зроблено висновок, що Ємилівська зона розломів древніша за ці зони. Важливо відзначити, що рожеві двопольовошпатові граніти мають в зоні обмежений розвиток лише у вигляді жил або смуг потужністю не більше 1 м. В основному Ємилівська зона розломів представлена сланцюватими ендербітами. Широко розвинений процес амфіболізації і плагіомігматизації цих порід.

Тріщинуватість гірських порід Ятранського блоку. Вивчення основних

систем тріщин Ятранського блоку дозволяє оцінити еволюцію його напружено-деформованого стану на протерозойських етапах розвитку в контексті загальної історії формування Інгульського мегаблоку УЩ [Гинтов, Мычак, 2011, б, в].

На сумарній стереограмі азимутів падінь тріщин (рис 3.75, б) видно, що основну масу (95 %) вивчених структур складають субвертикальні тріщини (70–90°). У 5 % випадків спостерігалися і похилі тріщини (20–60°), які вказують на наявність підкидів і скидів. Похилі тріщини нечисленні, в зв'язку з чим інтерпретація їх парагенезисів неоднозначна.

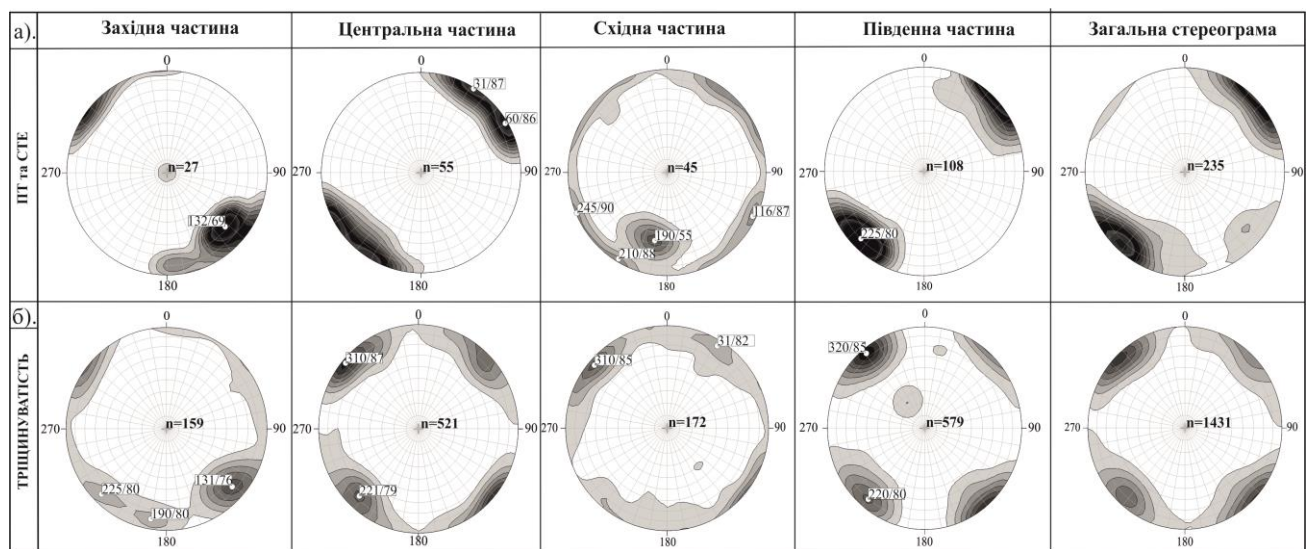


Рис. 3.75. Стереограми елементів залягання (азимутів падіння) ПТ та СТЕ (а), систем тріщин (б) в межах вивченої території (верхня півсфера).

Поля напружень Ятранського блоку. Для об'єктивної оцінки полів напружень була обрана центральна частина Ятранського блоку, тому що західна і східна частини відповідають Тальнівській і Первомайській зонам розломів, які формувалися в інших деформаційних режимах.

На стереограмах азимутів падіння СТЕ центральної та південної частин блоку (рис. 3.75, а) виділяються три максимуми субвертикальних структур: 31/87, 60/86 (сколи R_1 і R_2), 225/80 ($L_{1,2}$ - скол), які дозволяють визначити два поля напружень: $\sigma_1 - 270/00$, $\sigma_3 - 360/01$ та $\sigma_1 - 180/02$, $\sigma_3 - 90/01$. Перше поле

напружень близьке до поля ємилівського етапу розломоутворення [Гинтов, 2005], а друге поле ϵ , скоріш за все, інверсійним до нього. Тобто формування лінійно-шаруватої структури Ятранського блоку відбулося ще в кінці неоархею. Стереограми на рис 3.75, б і, особливо, гістограма на рис. 3.76 показують, що для району досліджень найбільш характерна діагональна система сколових тріщин типу L– і L' (максимуми 315 і 45°) і сколів Ріделя (максимуми 322–34°), а також ортогональна система сколів Ріделя (максимуми 282–344°). Положення субгоризонтальних осей стиснення і розтягу σ_1 і σ_3 по тріщинах діагональної системи чітко визначається по L– і L'–сколам і відповідним їм сколам Ріделя (рис. 3.76). Відповідно положення становить 360–90° і 356–86°. Середнє значення 358° і 88°. За ортогональною системою сколів Ріделя положення субгоризонтальних осей стиснення і розтягу становить, відповідно, 312° і 42°, тобто в межах точності визначення орієнтації осей напружень близьке до поля суботсько-мошоринського етапу розломоутворення. Судячи з загальної стереограми азимутів падінь тріщин на рис. 3.75, б, відхилення від горизонталі осі стиснення і розтягу не більше $\pm 5^\circ$.

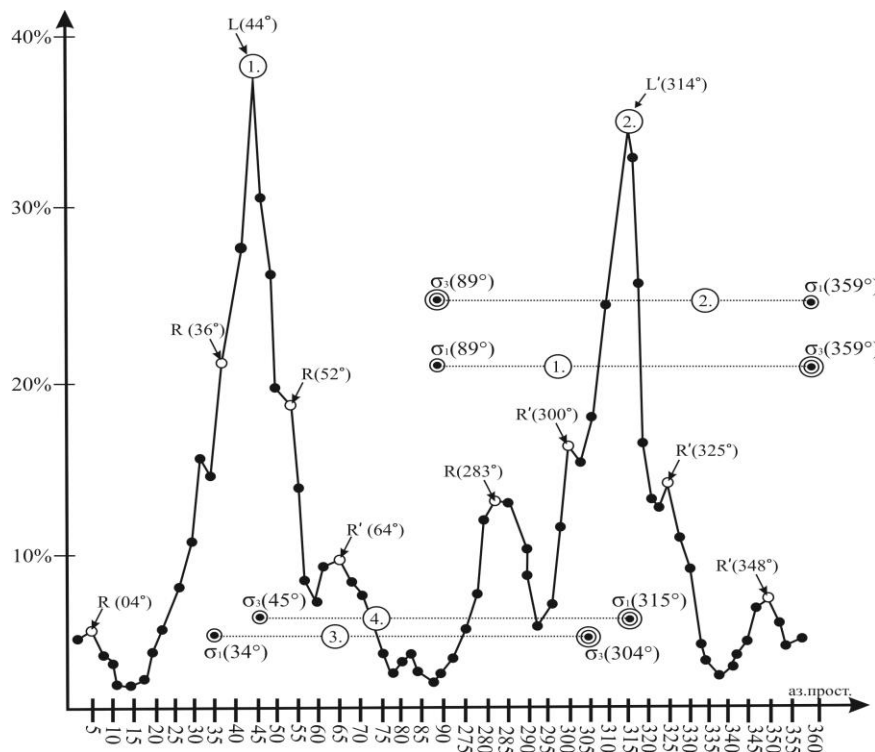


Рис. 3.76.
Гістограма азимутів простягання субвертикальних тріщин в гірських породах Ятранського блоку.

Результати геохронологічних досліджень в Ятранському блоці.
Для визначення віку

порід співробітниками Інституту геофізики С. І. Субботіна і співробітниками Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України були відібрані проби гранітів, у тому числі гіперстенвмісних (чарнокіти) та ендербіто-гнейсів від с. Коржова до с. Покотилове по р. Ятрань (див. рис. 3.70). В частині проб були виявлені монацити. Зазвичай монацити характеризують період протікання накладених геологічних процесів, насамперед формування двопольовошпатових гранітів, а також калієвого метасоматозу. Тому для визначення віку гранітів та часу калішпатизації ендербіто-гнейсів використані монацити. Вік визначався за уран-свинцевим ізотопним методом [Степанюк та ін., 2018].

Укорінення жильних гранітів в породах дністровсько-бузької серії, поширених в нижній течії р. Ятрань, мало місце близько 2,04 млрд років тому, що співпадає з процесами гранітоутворення в породах цієї серії, поширених південніше в долині р. Південний Буг.

Для високотемпературних гранітоїдів (чарнокітів) з закинутого кар'єру на південній околиці с. Перегонівка визначено менший вік монацитів ($2014,6 \pm 4,5$ млн років) порівняно з віком монацитів для біотитових гранітів (2040 млн років). Це пояснюється більш пізньою їх кристалізацією, обумовленою різним часом (швидкістю підйому) різних блоків по зонам розломів.

Для ендербітогнейса (діорит-чарнокіту) з проби, яка була відібрана на правому березі р. Ятрань, с. Лебединка, отримані молоді та дискордантні значення віку (від 1960 млн років до 1998,9 млн років, за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Можливо це зумовлено порушенням їх ізотопної системи в результаті прояву тектонічних деформацій, або їх більш пізньою кристалізацією, як це спостерігається в ксенолітах [Степанюк та ін., 2017].

Для двопольовошпатового граніту с. Давидівка, лівий беріг р. Ятрань, нижче мосту (греблі ГЕС) значення віку визначено за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - 2042,7 \pm 1,2$ млн. років.

Монацит в тектонізованому граніті в с. Коржова на лівому березі р. Ятрань, південніше мосту (греблі), представлений сильно озалізненими з поверхні сірувато-бурими кристалами переважно ізометричної форми. Для тектонізованого граніту було розраховано середньозважене значення віку за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $2036,2 \pm 4,7$ млн років.

В с. Дубова, лівий берег р. Ятрань, нижче дамби ГЕС в тектонізованому граніті монацит утворює коричньові прозорі кристали переважно еліпсоподібної форми з поодинокими гранями та ребрами. За визначенням монациту отримано значення віку, що помітно розходяться не лише за свинець-урановими ізотопними відношеннями, але і за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – від 1978,5 млн років до 2019,3 млн років, що значно перевищує похибку визначення віку за цим ізотопним відношенням. Найбільш надійним є вік, розрахований за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, що з одного боку, має найменшу похибку і не залежить від сучасного порушення уран-свинцевої ізотопної системи, з другого, за максимально можливий вік монациту, а отже пегматиту, можна прийняти найбільше із значень віку (2019,3 млн років), розрахованих за цим відношенням. Зважаючи на зворотну дискордантність монацитів, мінімально імовірний вік оцінити неможливо, оскільки найменше із значень віку (1978,5 млн. років) може бути значно завищеним відносно часу кристалізації монациту. Це завищення може бути тим більшим, чим древнішим є порушення закритості уран-свинцевої ізотопної системи монацитів, яке, на наш погляд, було зумовлено процесами катаклазу та мілонітизації пегматиту, які, вірогідно, могли проявлятися протягом тривалого часу і неодноразово [Степанюк та ін., 2018].

Час кристалізації монациту в гранатовому ендербітогнейсі (гранатовий ендербіт) в с. Покотилове, правий беріг річки Ятрань, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ становить $2028,8 \pm 2,8$ млн років [Степанюк та ін., 2018].

Як бачимо, визначений по монацитах уран-свинцевим методом ізотопний вік ендербіто-гнейсів, що складають Ятранський блок ГШЗ, молодший, за

тектонофізичними даними, від формування їх лінійно-шаруватих структурно-текстурних елементів, але древніший за утворення тріщинуватості. Можна гадати, що процес калішпатизації древніх ендербіто-гнейсів Ятранського блоку, як і всієї ГШЗ, відбувся приблизно одночасно з формуванням гранітоїдів уманського і кіровоградського комплексів, мало змінивши при цьому структурний рисунок блоку, який утворився ще під час рухів по Первомайській і Тальнівській зонах розломів. А процеси крихкої деформації відбулися ще пізніше під час суботсько-мошоринського етапу, біля 1,80–1,85 млрд років тому.

3.4.4. Внутрішня будова і кінематика Молдовської зони розломів

Молдовська зона розломів представлена однією зоною сколювання шириною 6 км, і довжиною до 60 км, з азимутом простягання 345° та падінням на північний-схід під кутом 80° . Досліджувалася зона між с.с. Молдовка і Люшнявате по Молдовському струмку та його притокам до р. Південний Буг (рис. 3.77). Виконано 70 замірів СТЕ та 272 заміри елементів залягання тріщин гірських порід.

В зоні розломів розповсюджені ешелоновані сколи 310° , 332° , 357° , представлені чергуванням смуг бластокатаклазитів з яких виділяються S-подібні структури підвертання та складки волочіння.

У відслоненій частині зони розриваються породи побузького СФК представлені ендербіто-гнейсами і чарнокітами, гранат-біотитовими гнейсами, мілонітами і гранітогнейсами. Закартовані ешелоновані та елементарні сколи 345° , падіння на північний-схід 80° з підвертаннями в горизонтальних і вертикальних площинах СТЕ від 325 до 340° . У відслоненнях сколи 357° часто підвертають під азимути тектонітів 332° та 345° (рис. 3.78, а, б). Сколи 332° підвертають під сколи 345° . У відслоненнях спостерігається взаємозв'язок

відразу трьох типів сколів: під сколи 345° закартований відворот S-подібного підвертання 332° , під який підвертається скол 357° .

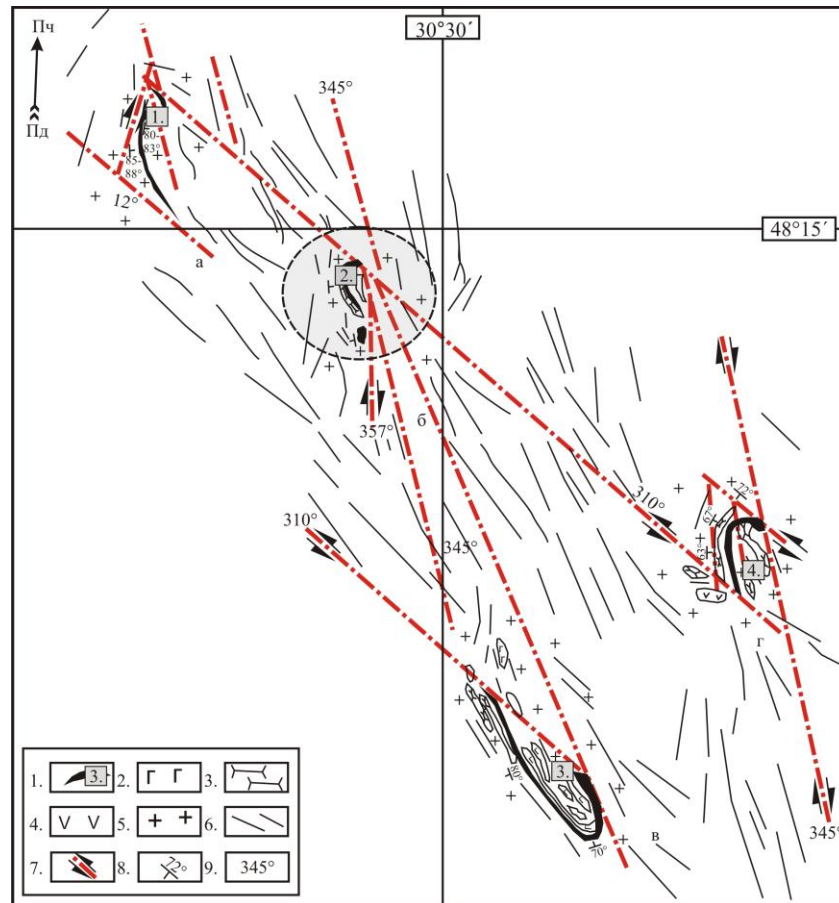


Рис. 3.77. Структурна схема ділянки розвитку основних залізородних родовищ центральної частини ГШЗ: 1 – родовища силіат-магнетитових руд (цифри в квадратах: 1 – Новоселицьке, 2 – Молдовське (колом відмічено район досліджень), 3 – Секретарське, 4 – Лащевське), 2 – ультрабазити, 3 – кристалосланці, 4 – метабази ти, 5 – граніти і мігматити, 6 – осі магнітних аномалій, що відображають простягання гірських порід, 7 – право- і лівозсувні зони сколювання, 8 – напрямлення і кут падіння залізистих порід за даними буріння, 9 – азимути простягання зон сколювання.

В межах досліджуваної зони в процесі розломоутворення гірські породи (ендербіти, рожеві граніти, піроксенові гнейси та кристалосланці) зазнали

дилатансійного розтріскування, що призвело до розуцільнення і збільшення об'єму за рахунок мікрокліну.

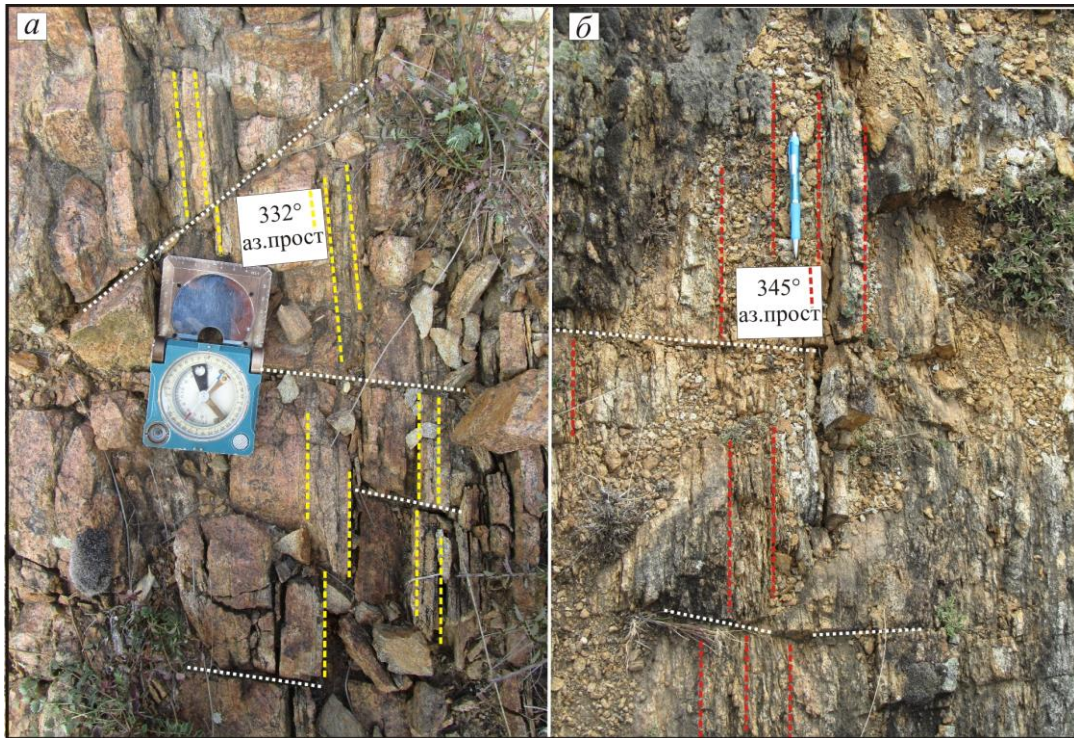


Рис. 3.78. Азимути простягання СТЕ (кліваж): *а* – Р-скол, *б* – L-скол. с. Молдовка.

На всій відстані відслоненої частини азимути сколів залишаються незмінними, так як і типи їх взаємозв'язку, що дозволяє зробити висновок про регулярність поля тектонічних напружень, пов'язаних з формуванням Молдовської зони розломів.

Інтерпретація замірів. Тектоніти з азимутом простягання 345° є L-сколами, а 357° відносяться до R-сколів (табл. 3.9). Обидва сколи являються правими зсувами на що вказує зміщення тріщин і жил та складки волочіння. Простягання осьової площини зони сколювання 345° і має північно-східне падіння під кутом 80° , кут сколювання $\alpha_0 = 25^\circ$, кут зсуву $\varphi = 50^\circ$. У Молдовській зоні сколювання відбувалися праві зсуво-скиди.

Таким чином, тип внутрішньої будови і кінематики Молдовської зони розломів відповідає зонам сколювання Первомайського етапу розломоутворення: Вільшанській (аз. простягання 345°), Синюхинобродській (аз. простягання 345° та 357°), Константинівській (аз. простягання 345° та 357°) [Гинтов, 2005] зонам сколювання Первомайського розлому. Виходячи з цього можна зробити висновок, що Молдовська зона розломів формувалася на первомайському етапі розломоутворення.

Таблиця 3.9. Елементи залягання структур другого порядку Молдавської зони розломів

Структура	Елементи залягання	
	простягання	падіння
L-скол	345°	північно-східне, $\angle 80^\circ$
L'-скол	63°	північно-західне, $\angle 42^\circ$
R-скол	357°	південно-західне, $\angle 80^\circ$
R'-скол	38°	північно-західне, $\angle 68^\circ$
F-структури	308°	північно-східне, $\angle 60^\circ$
T-структури	14°	південно-західне, $\angle 66^\circ$
P-сколи	332°	північно-східне, $\angle 68^\circ$

Висновки до розділу 3

Виконане автором тектонофізичне дослідження мегаблоків західної частини УЩ дозволяє змалювати картину зміни НДС різних частин мегаблоків у просторі і часі. Одержані результати є першим, початковим, кроком до побудови загальної геодинамічної моделі формування земної кори регіону, але, на думку автора, вони висвітлюють суть основних тектонічних процесів, що відбувалися тут у протерозої, і вказують напрямок подальших досліджень.

Волинський мегаблок. Формування Сущано-Пержанської зони розломів, тривало протягом щонайменше в 5 етапів. Зони сколювання: Хмелівська (аз. простягання 50°), Сущанська (аз. простягання 40°), Пержанська (аз. простягання 64°), Рудня-Хочинська (аз. простягання 64°), Лопатичська (аз. простягання 75°).

Результати визначення напружено-деформованого стану Новоград-Волинського гранітоїдного масиву показують, що під час охолодження він формувався в єдиному регіональному полі тектонічних напружень: $\sigma_1 - 301^\circ$, $\sigma_3 - 31^\circ$.

Коростенський плутон формувався та застигав у регіональному полі розтягу з азимутом орієнтації осі: $\sigma_3 - 63^\circ$ (243°), $\sigma_1 - 333^\circ$ (153°). За азимутам орієнтації сколів Ріделя, основний кут сколювання в породах масиву складав $\alpha_0=30^\circ$.

Росинський мегаблок. Для напружено-деформованого стану гірських порід басейну верхньої течії р. Рось характерним є реверсний зсувний деформаційний режим субширотного стиснення (розтягу) – субмеридіонального розтягу (стиснення) з горизонтальною площиною $\sigma_1 \sigma_3$, фіксованою на всіх ділянках. Усереднивши окремо поля напружень меридіонального-широтного стиснення для площі в цілому отримаємо: $\sigma_1 - 07^\circ$, вісь $\sigma_3 - 277^\circ$; $\sigma_1 - 275^\circ$, вісь $\sigma_3 - 05^\circ$.

Уманський гранітоїдний масив формувався в єдиному регіональному полі тектонічних напружень: $\sigma_1 - 300^\circ$, $\sigma_3 - 30^\circ$.

Богуславський гранітоїдний масив формувався у інверсійних полях напружень: $\sigma_1 - 02^\circ$, $\sigma_1 - 272^\circ$; $\sigma_1 - 94^\circ$, $\sigma_3 - 04^\circ$. Результати вивчення гранітоїдів Богуславського масиву виявились близькими до результатів досліджень в басейні верхньої течії р. Рось і доводять інверсійний характер поля напружень немирівського етапу деформації земної кори УЩ.

Різний характер напружено-деформованого стану Богуславського (ортогональне положення осей стиснення-розтягу) і Уманського (діагональне положення осей) масивів, які вважаються близькими за віком, доводить, що ці

масиви не є одновіковими, і це потребує більш детальних досліджень гранітів Богуславського масиву ізотопними методами.

Бузький мегаблок. Уперше досліджено політектоніти, структурно-текстурні елементи і тріщинуватість гірських порід у басейні р. Південний Буг на ділянці Гайворон – Завалля, яка є ключовою для вивчення тектоніки раннього докембрію УЩ. Переважна більшість гірських порід району характеризується структурно-текстурною анізотропією, поширенням численних зон політектонітів, для яких розраховано поле напружень: $\sigma_1 - 45^\circ$, $\sigma_3 - 315^\circ$. Отримане поле напружень віднесено до західно-інгулецького ($\sigma_1 - 49^\circ$, $\sigma_3 - 319^\circ$) етапу розломоутворення з віком 2,45 млрд років тому.

Досліджені Маньківська, Гайворонська та Заваллівська зони розломів, для яких визначені наступні поля тектонічних напружень:

Гайворонська зона розломів – 1 ($\sigma_1 - 30^\circ$, $\sigma_3 - 300^\circ$), 2 ($\sigma_1 - 312^\circ$, $\sigma_3 - 42^\circ$);

Заваллівська зона розломів – 1 ($\sigma_1 - 38^\circ$, $\sigma_3 - 308^\circ$), 2 - ($\sigma_1 - 323^\circ$, $\sigma_3 - 52^\circ$).

Маньківська зона розломів – 1 ($\sigma_1 - 20^\circ$, $\sigma_3 - 290^\circ$), 2 ($\sigma_1 - 200/23^\circ$, $\sigma_3 - 103/12^\circ$).

Широтна Гайворонська зона розломів і широтна зона сколювання Заваллівської зони розломів формувались в одному полі напруг, але з невеликою різницею в часі, через що під час лівого зсуву головні осі напруг були повернуті на 8–11°.

Поле напружень, в якому формувалася Маньківська зона розломів, а також північно-східна зона сколювання Заваллівської зони, є новою для західної частини УЩ, тому виділено новий, Маньківський етап розломоутворення, вік якого складає близько 2 млрд років.

Інгульський мегаблок. Складено структурно-петрофізичну і тектонофізичну основу центральної частини ГШЗ, на якій відображено практично всі геологічні тіла, що зображені на крупномасштабних геофізичних

(магнітних і гравітаційних) картах, геолого-петрофізичні таксони і структурно-кінематичні дані для поверхні докембрійського фундаменту регіону.

Результати тектонофізичного вивчення Ятранського блоку ГШЗ УЩ показують, що верхня частина кристалічного фундаменту блоку представлена субвертикальними або крутопадаючими на південний-захід комплексами гірських порід, схильними інтенсивним зсувними деформаціям. Це має важливе значення при проведенні пошуково-розвідувальних робіт, так як південно-західні насувні структури блоку, що зображені на деяких геологічних картах, не відбивається на верхніх горизонтах, доступних вивченню в відслоненнях і бурінню, і можуть мати місце тільки в середній і нижній корі.

На підставі вивчення напружено-деформованого стану блоку за парагенетично пов'язаними діагональними системами СТЕ III-IV рівнів глибинності висловлено припущення, що найбільш ранні фази субмеридіонально-субширотного стиснення-розтягу Ятранського блоку відбулися на неоархейському ємилівському етапі деформацій західної частини УЩ.

Ортогональна система тріщинних парагенезисів в Ятранському блоці відображає, швидше за все, наймолодший суботсько-мошоринський етап розломоутворення. Крім того, вивчення тріщинуватості в межах блоку дозволяє уточнити характер цього етапу, зв'язавши з ним реверсні руху і інверсію поля напружень.

Тектонофізично досліджено Молдовську зону розломів яка була сформована протягом первомайського етапу розломоутворення (аз. Постягання 345°).

Перелік використаних джерел до розділу 3

1. Алехин, В. И., Гинтов, О. Б. (2004). Кинематические особенности, фазы развития и металлогения системы широтных зон разломов УЩ. *Геофизический журнал*, 26(6), 83–101.
2. Анциферов, А. В. (под ред.). (2008). *Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита*. Киев, Наукова думка.
3. Анциферов, А. В. (под ред.). (2009). *Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита*. Донецк, Вебер.
4. Барабанова, А. П., Цымбал, П. Н. (1957). *Отчет Винницкой геофизической партии за 1956 год*. Киев, Геолфонды.
5. Безвинний, В. П., Циба, М. М., Донець, Г. А. (2004). *Державна геологічна карта України. Центральноукраїнська серія. Масштаб 1:200000, аркуші: М-36-ХІХ (Біла Церква), М-36-ХХV (Умань)*. Київ: Державна геологічна служба, ПДРГП «Північгеологія».
6. Беличенко, П. В., Гинтов, О. Б. (1996). Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным). *Геофизический журнал*, 18(2), 59–69.
7. Бурахович, Т. К., Ільєнко, В. А., Кушнір, А. М., Ширков, Б. І. (2018). Тривимірна глибинна геоелектрична модель Тарасівської структури Голованівської шовної зони. *Геофизический журнал*, 40(2), 108–122. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.28934.
8. Виноградов, Г. Г., Палий, Д. П. (1971). *Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 листов М-36-121-Б, М-36-122-А. Т.1.* Киев, Укргеолфонд.
9. Виноградов, Г. Г., Палий, Д. П., Ентин, В. А., Маринович, Б. А. (1976). *Геологическая карта масштаба 1 : 50 000 территории листов М-36-122-Б, Г. Отчет ГСП № 37. Т. 1.* Киев, Укргеолфонд.

10. Геологическая карта кристаллического основания масштаба 1: 200 000. (1990). Лист М-36-XXXI (Первомайск). Киев, Фонд ГП Украинская геологическая компания.
11. *Геологічна будова Побузького гірськорудного району за сучасними геофізичними і геологічними даними та оцінка його перспектив на корисні копалини.* (2018). Київ, Укр ІНТІ.
12. *Геологічна будова Побузького гірськорудного району за сучасними геофізичними і геологічними даними та оцінка його перспектив на корисні копалини.* (2018). Київ, Укр ІНТІ.
13. Гинтов, О. Б. (2005). *Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины.* Киев, Феникс.
14. Гинтов, О. Б. (2014). Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофизический журнал*, 36(1), 3–18. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145.
15. Гинтов, О. Б. (2015). Проблемы геодинамики украинского докембрия. *Геофизический журнал*, 37(5), 3–21.
16. Гинтов, О. Б., Гончар, В. В. (2004). Моделирование внутри- и приразломных складок в докембрийских комплексах с позиций несоосной прогрессивной деформации. *Геофизический журнал*, 26(2), 62–72.
17. Гинтов, О. Б., Димитров, Г. Х. (1960). *Отчет о работах Завальевской, Голованевской геофизических партий и партии интерпретационного бурения. Т. 1.* Киев, Укргеолфонд.
18. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Исай, В. М. (1985). Новые данные об особенностях формирования складчатой структуры магнетитовых месторождений Среднего Побужья. *ДАН УССР. – сер. Б*, 4, 15-17.
19. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Мычак, С. В., Павлюк, В. Н., Гуськов, С. И. (2018, б). Уникальные базитметабазитовые структуры Побужского

- горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным). *Геофизический журнал*, 40(3), 3–26. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170.
20. Гинтов, О. Б., Исай, В. М. (1988). *Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры*. Киев, Наукова думка.
21. Гинтов, О. Б., Исай, В. М., Коваленко, В. Н. (1990). Тектонофизические данные о механизме формирования складок первого порядка Криворожского бассейна на примере Лихмановской структуры. *Геологічний журнал*, 5, 115–123.
22. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, а). Напряженное состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива. *Геофизический журнал*, 33(2), 28–45.
23. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, б). Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. *Геофизический журнал*, 33(3), 102–118. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116932.
24. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, в) Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. II. *Геофизический журнал*, 33(4), 89–99.
25. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2012). Взбросы и надвиги в земной коре Кировоградского рудного района и связь с ними уранового оруденения. *Геофизический журнал*, 34(3), 84–91.
26. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2014). Кинематика формирования западной и центральной части Украинского щита в период 1.80 – 1.73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофизический журнал*, 36(4), 24–36. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006.

27. Гинтов, О. Б., Орлюк, М. И., Мычак, С. В., Бакаржиева, М. И., Фарфуляк, Л. В. (2008). Субботско-мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита. *Геофизический журнал*, 30(6), 23–38.
28. Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К. (2010). Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофизический журнал*, 32(2), 3–27.
29. Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К., Мычак, С. В. (2013, а). Геодинамическая эволюция Ингульского мегаблока. Старостенко, В. И., Гинтов, О.Б. (под ред.), Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождение рудных полезных ископаемых (С. 278-285) Киев, «Прастыи луды».
30. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Мычак, С. В., Павлюк, В. Н., Зюльцле, В. В. (2016). Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофизический журнал*, 38(3), 3–28. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777.
31. Гінтов, О. Б., Єнтин, В. А., Мичак, С. В. (2017). До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1:500 000. *Геофизический журнал*, 39(5), 63–82. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112340
32. Гінтов, О. Б., Орлюк, М. І., Єнтин, В. А., Пашкевич, І. К., Мичак, С. В., Бакаржієва, М. І., Шимків, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Структура західної і центральної частин Українського щита. Спирні питання. *Геофизический журнал*, 40(6), 3-29. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000.
33. Гінтов, О. Б., Шевчук, В. В. (2017). *Структурованість Українського щита та особливості ранньодокембрійського розлому – утворення на прикладі Голованіської шовної зони*. Київ, НВП Інтерсервіс.

34. Глевасский, Е. Б. (2005). Решение некоторых проблем петрологии и стратиграфии Украинского щита с позиций плитотектоники. *Минералогический журнал*, 3, 57–66.
35. Глевасский, Е. Б., Каляев, Г. И. (1998). Докембрий и тектоника плит (проблема плитотектонических реконструкций юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы). *Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита*. 38-40. Київ.
36. Глевасский, Е. Б., Каляев, Г. И. (2000). Тектоника докембрия Украинского щита. *Минералогический журнал*, 2, 77–91.
37. Гончар, В. В. (2001). Прогрессивная несоосная деформация и вопросы диагностики структур. *Доп. НАНУ*, 9, 108–114.
38. Гурський, Д. С., Кирилюк, В. П. (под. ред.). (2007). *Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000*. Київ, УкрДГРІ.
39. Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. Центральноукраїнська серія. Лист М-36-XXXI (Первомайськ). (2004). Міністерство екології та природних ресурсів України, Київ: Державна геологічна служба.
40. Дзидзинский, А. А. (1989). *Результаты аэромагнитной съёмки масштаба 1:25 000 и 1:50 000 территории Украинского Приднестровья. Отчет аэрогеофизической партии за 1986-1989 гг.* Київ, Фонди ДНВП Геоінформ.
41. Довгань, Р. Н., Ентин, В. А., Павлюк, В. Н. (2006). Бандуровская палеовулканическая структура и связанные с ней перспективы алмазоносности. *Минеральные ресурсы Украины*, 4, 22–28.
42. Довгань, Р. Н., Зюльцле, В. В., Ентин, В. А. (1989). *Геологическое строение и полезные ископаемые Завальевского геологического района. Отчет о глубинном геологическом картировании листа М-35-144-Б, совместно с геологической съёмкой листа М-35-132-Г. Т. 1.* Киев, Укргеолфонд.

- 43.Ентин, В. А. (2005). Геофизическая основа тектонической карты Украины масштаба 1 : 1 000 000. *Геофизический журнал*, 27(1), 74–84.
- 44.Ентин, В. А., Гинтов, О. Б., Мычак, С. В., Юшин, А. А. (2015, а). Структура Молдовского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа. *Геофизический журнал*, 37(4), 3–18. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118.
- 45.Ентин, В. А., Лукаш, В. В. (1998). *Отчет о результатах по подготовке геофизической и геохимической основы для ГДП-200 платформенного чехла и ГГК-200 кристаллического основания листа М-35-XXXVI (Гайворон)*. Киев: Геолфонды.
- 46.Ентин, В. А., Гуськов, С. И., Орлюк, М. И., Гинтов, О. Б., Осьмак, Р. В. (2015, б). Карта абсолютных значений поля силы тяжести территории Украины и некоторые аспекты ее возможной интерпретации. *Геофизический журнал*, 37(1), 5–61. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111323.
- 47.Ентин, В. А., Шимків, Л. М., Нечаєва, Т. С., Дзюба, Б. М., Гінтов, О. Б., Пашкевич, І. К., Красовський, С. С. (2002). *Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1000000*. Геоінформ України.
- 48.Заика-Новацкий, В. С. (1986). Структурный анализ и разработка стратиграфической схемы Украинского щита. *Геологічний журнал*, 46(3), 6–10.
- 49.Зюльцле, В. В., Дорковська, З. М., Виходцев, М. К., Єсипчук, К. Ю., Бобров, О. Б, Степанюк, Л. М., Щербак, М. П. (2004). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200000. Аркуш М-35XXIV (Сквира). Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка)*. Київ, УкрДГРІ.
- 50.Зюльцле, В. В., Виходцев, М. К., Федоров, А. В. (2002). *Геологічна будова і корисні копалини межиріччя Південного Буга і Ятрані. Звіт про проведення*

глибинного геологічного картування масштабу 1 : 50 000 листів М-36-122-В, М-36-134-А. Т. 1. Київ, Укргеолфонд.

51. Кирилюк, В. П. (1982). Стратиграфія докембрія західної частини Українського щита (на формаційній основі). Стаття І. Стратиграфічні комплекси докембрія і формації раннього архея. *Геологічний журнал*, 3, 88–103.
52. Кирилюк, В. П., Бобров, А. Б. (под. ред.). (2010). Побужський гранулітовий комплекс. Гранулітові структурно-формаційні комплекси Українського щита – європейський еталон. *Путеводитель геологічних екскурсій Міжнародної науково-практичної конференції*. Київ, 8–63.
53. Кирилюк, В. П., Паранько, І. С. (2014). Стратиграфічні комплекси – основа стратиграфічної схеми докембрію Українського щита. Стаття 1. Методологічні аспекти створення загальної стратиграфічної схеми докембрію Українського щита. *Збірник наукових праць УкрДГПІ*, 3-4, 70–87.
54. Кислюк, В. В., Зюльцле, В. В., Нікіташ, Л. П. (2011). Геологічна будова та корисні копалини вододілу річок Південний Буг і Дністер. Звіт про ГДП-200 території аркуша М-35-XXXVI (Гайворон). Київ. *Геолфонди*.
55. Козлов, Г. Г. Свешников, К. И. (1985). Гранитоїдні формації междуречья Тетерев-Случь. *Геологічний журнал*. 45(2). 58–66.
56. *Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Пояснювальна записка*. (2004). Київ, УкрДГПІ НСК України.
57. Костюченко, В. С., Зюльцле, В. В., Выходцев, Н. К., Федоров, А. В. (1990). Геологічне строєння і корисні копалини Середнього Побужжя. Отчет о глубинном геологическом карти – ровании масштаба 1 : 200 000 листа М-36-XXXI. Т. 1. Київ: *Укргеолфонд*.
58. Куприєнко, П. Я., Макаренков, И. Б., Старостенко, В. И., Легостаева, О. В. (2007). Трёхмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофизический журнал*, 29(5), 3–27.

- 59.Лазько, Е. М., Кирилюк, В. П., Сиворонов, А. А., Яценко, Г. М. (1975). Нижній докембрій западної частини Українського щита. (Возрастні комплекси і формації). Львів: *Вища школа*.
- 60.Лебедев, Т. С., Корчин, В. А., Савенко, Б. Я., Шаповал, В. И., Шепель, С. И. (1986). Фізическіє свойства мінерального речовини в термобарическієх умовах літосфери. Київ: *Наук. думка*.
- 61.Лукієнко, О. І. Морфологічна тектоніка (на тектонофаціальній основі). (2001). Київ, *Вид-во Київський університет*.
- 62.Лукієнко, О. І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу (2002). Київ: *Вид-во Київський університет*.
- 63.Лукієнко, О. І., Кравченко, Д. В., Сухорада, А. В. (2008). Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита. Київ, *ВПЦ Київський університет*.
- 64.Мангазов, Ш. К. (2006). *Проект на пошуки апатитових і титанільменітових руд на Тарасівській і Троянській ділянках Кіровоградської області*. Правобережна геологічна експедиція.
- 65.Металиди, С. В., Нечаев, С. В. (1983). *Суццано-Пержанская зона (Геология, минералогия, рудоносность)*. Київ, *Наук. думка*.
- 66.Митрохін, О. В. (2011). Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): Автореферат дисертації.
- 67.Михайлов, Н. Д., Лапцевич, А. Г., Владыкин, Н. В. (2010). *Щелочные лампрофиты палеозойского магматического комплекса Беларуси. Труды X Международного семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы»*. Иркутск.
- 68.Мичак, С. В. (2014). Деформація гірських порід Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів в період 2,02-2,05 млрд років

- тому за результатами тектонофізичного вивчення. *Геодинаміка*.2(17), 150–162.
- 69.Мичак, С. В. (2016). Геодинамічний розвиток Українського щита і утворення родовищ корисних копалин за даними геофізичних та геохронологічних досліджень. *Вісник Національної академії наук України*, 6, 77-85. doi:10.15407/visn2016.06.077.
- 70.Мичак, С. В., Муровська, Г. В., Поляченко, Є. Б., Бельський, В. Н. (2018). Напружено-деформований стан земної кори Побузького гірничорудного району на ділянці ГайворонЗавалля. *Геофизический журнал*, 40(2), 95–107. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128933.
- 71.Мычак, С. В. (2012). Напряженно-деформированное состояние и кинематические характеристики верхней части земной коры в районе Мичуринского месторождения (Кировоградский рудный район) Украинского щита. *Геофизический журнал*, 34(2), 125–133.
- 72.Мычак, С. В. (2015). Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05-2,02 млрд лет назад. *Геофизический журнал*. 37(1), 83–99. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111327.
- 73.Мычак, С. В., Курило С. И., Бельский В. Н., Муровская А. В. (2016). Напряженно-деформированное состояние Росинского мегаблока Украинского щита на участке верхнего течения р. Рось (Фурсы-Борщаговка). *Геодинаміка*, 21(2), 123–133. doi.org/10.23939/jgd2016.02.123.
- 74.Мычак, С., Курило, С., Муровська, А. (2018). Структурные особенности кристаллического фундамента Голованевской шовной зоны в бассейне р. Ятрань по тектонофизическим данным. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченко, Геологія*, 1(80), 23–32.
- 75.Нечаев, С. В. (1990). Эволюция процессов рудогенеза в структурах Украинского щита. *Геологічний журнал*, 2, 68–80.

76. Нечаев, С. В., Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2019, б). О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2. *Геофизический журнал*, 41(2), 58–83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450>.
77. Нечаев, С. В., Семка, В. А., Бойко, А. К. (1990). О времени образования скарнов Украинского щита. *Геологічний журнал*, 3. 141–144.
78. Нечаев, С. В., Семка, В. А., Бондаренко, С. Н., Бугаенко, В. Н. (1989). Вольфрамоносные скарны в Росинско-Тикичском районе Украинского щита. *Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки*, 11, 23–25.
79. Осьмачко, Л. С. (2012). Голованівська шовна зона як гібридна дислокаційна структура. *Мінеральні ресурси*, 4, 23–32.
80. Павлюк, В. М., Бобров, О. Б., Висоцький, Б. Л., Довгань, Р. М., Жовинський, Е. Я., Костенко, М. М., Ликов, Л. І., Цимбал, С. М. (2008). *Геологія, петрологія, геохімія, вік та рудоносність мафіт-ультрамафітових асоціацій західної частини УЩ*. Киев: Фонд ГП Українська геологічна компанія.
81. Паталаха, Е. И., Лукиенко, А. И., Гончар, В. В. (1995). Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, Феникс.
82. Пономаренко, А. Н., Гинтов, О. Б., Степанюк, Л. М. (2018). О так называемой «лейкограну литовок» формации и зеленолевадовской свите раннего докембрия Украинского щита. *Геофизический журнал*. 40(5). С. 45–68. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147474>.
83. Пономаренко, О. М., Возняк, Д. К., Самчук, А. І., Бельський, В. М. (2017). До походження флюориту Суцано-Пержанської рудної зони (Український щит). *Доповіді Національної академії наук України*, 11, 52–58.
84. Романюк, Л. С. (2013). Геолого-структурна позиція Пержанського рідкіснометалевого району. *Геологічний журнал*, 2, 37–42.

- 85.Сержин, В. И., Гончаренко, К. И. (1958). *Отчет Побужской геофизической партии за 1957 год*. Киев, Геолфонды.
- 86.Сержин, В. И., Сингаевская, Е. И. (1966). *Результаты детальных геофизических исследований центральной части Голованевской структуры Среднего Побужья*. Киев, Укргеолфонд.
- 87.Сержин, В. И., Сингаевская, Е. И., Гинтов, О. Б. (1968). *Результаты комплексных геофизических исследований по оценке перспектив поисков никелевых руд в Побужском никеленосном районе*. Киев: Укргеолфонд.
- 88.Слензак, О. І. (1965). *Про структуру українського докембрію (на прикладі південно-західної частини Українського кристалічного щита)*. Киев, Наук. думка.
- 89.Старостенко, В. И, Куприенко, П. Я., Савченко, А. С., Легостаева, О. В. (2015). Плотностная неоднородность земной коры Ингульського мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофизический журнал*, 37(3), 3–21.
- 90.Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под. ред.). (2013). *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых*. Киев: Прастыи луды.
- 91.Степанюк, Л. М. (1997). Метасоматична природа біотитових та біотит-гранатових гнейсів Середнього Побужжя. *Доп. НАН України*, 133–136.
- 92.Степанюк, Л. М. (2000). *Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей—палеопротерозой)*: Дис. д-ра. геол. наук. Київ.
- 93.Степанюк, Л. М. (2018). Проблеми стратиграфії та геохронології Українського щита. *Мінералогічний журнал*, 40(1), 16–31.
- 94.Степанюк, Л. М., Бибикива, Е. В., Клаэссен, С., Пономаренко, А. Н., Довбуш, Т. И., Федотова, А. А. (2010). К вопросу о возрастных рубежах формирования кошаро-александровской свиты бугской серии Побужья: *Международная научно-практическая конференция Стратиграфия*,

геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. Киев, УкрНИГРИ.

95. Степанюк, Л. М., Гінтов, О. Б., Мичак, С. В., Курило, С. І., Довбуш, Т. І., Сьомка, В. О., Бондаренко, С. М., Коваленко, Н. О. (2018). Вік монациту кристалічних порід нижньої течії р. Ятрань (Дністровсько-Бузький мегаблок Українського щита) за уран-свинцевим методом. *Геохімія та рудоутворення*, 39, 24–35. doi.org/10.15407/gof.2018.39.024.
96. Степанюк, Л. М., Довбуш, С. І., Курило, С. І., Зюльцле, О. В., Яськевич Т. Б. (2017, а). Особливості u-pb ізотопних систем цирконів і монацитів асоціації граніт – «ксеноліт»; петрологічні та геологічні наслідки. *Мінералогічний журнал*, 39(2), 46–56.
97. Степанюк, Л. М., Курило, С. І., Сьомка, В. О., Бондаренко, С. М., Коваленко, О. О., Довбуш, Т. І., Висоцький, О. Б. (2017, б) Особливості U-Pb ізотопних систем цирконів і монацитів асоціації граніт – «ксеноліт»: петрологічні та геологічні наслідки. *Мінералогічний журнал*, 39(1), 63–74.
98. Трипольский, А. А., Фарфуляк, Л. В., Мичак, С. В., Калюжная, Л. Т. (2013). Особенности потенциальной сейсмической зоны Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита. *Геофизический журнал*. 35(2), 168–178. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111362.
99. Федоров, А. В., Филоненко, В. П. (1983). *Отчет о результатах комплексных геофизических и геохимических исследований по подготовке основы для Геологической карты масштаба 1 : 50 000 Завальевского района УЩ листов М-35-132-Г, -144-Б; М-36-121-В, -133-А. Т. 1.* Киев: Укргеолфонд.
100. Фомин, А. Б. (1984). *Геохимия гипербазитов Украинского щита.* Киев: *Наук. думка.*
101. Цымбал, С. Н., Шумлянський, Л. В., Степанюк, Л. М. (2014). Возраст щелочно-ультраосновных пород городницкого и гранитоидов

- шереметовского комплексов северо-западной части Украинского щита. Геохронология и геодинаміка раннего докембрия (3,6–1,6 млрд лет) евразийского континента. *Международная научная конференция 90-летию академика НАН Украины Н. П. Щербака*. Киев.
102. Шакіна, К. А., Скакун, Л. З. (2010). Мінеральний склад і процеси формування графітовмісних порід Завалівського родовища графіту: *Международная научно-практическая конференция Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы*. Киев, УкрНИГРИ.
103. Шевчук, В. В. (2012). Соотношение протерозойского автохтонного гранитообразования и деформационных процессов в пределах Тальновской зоны разломов (Украинский щит). *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка, Геологія*, 56, 5–7.
104. Шевчук, В. В. Лавренюк, М. В., Кравченко, Д. В. (2013). *Основи Структурного аналізу*. Київ: ВПЦ Київський університет.
105. Шевчук, В. В., Кузь І. С., Юрчишин А. С. (2002). *Тектонофізичні основи структурного аналізу*. Львів: ЛНУ ім. Івана Франка.
106. Шимкив, Л. М., Ентин, В. А. (1988). *Результаты сейсморазведочных исследований МОВ—ОГТ в пределах Первомайского района Среднего Побужья*. Киев, Укргеолфонд.
107. Шумлянський, Л. В. (2012). Петрологія та геохронологія породних комплексів північно-західного району Українського щита та його західного схилу. *Автореферат дис. д-ра геол. наук*.
108. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н. (2005). *Геохронология раннего докембрия Украинского щита*. Киев, Наукова Думка.

109. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н., Шумлянський, Л. В. (2008). *Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой*. Київ, Наук. думка.
110. Щербак, Н. П., Володин, Д. Ф. (под. ред.). (1984). Карта докембрійських образований Українського щита. Кіровгеологія.
111. Щербаков, И. Б. (2005). Петрологія Українського щита. Львів: ЗУКЦ.
112. Щербаков, И. Б. (2000). Эволюция магматизма Украинского щита. *Минералогічний журнал*, 22(2/3), 36–48.
113. Юрчишин, А. П., Соловей, Н. П. (1989). *Поиски апатита в западной части Украинского щита*. Київ: Укргеолфонд.
114. Ярошук, М. А. (1983). Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Київ: *Наук. думка*.
115. Ярошук, М. А., Довгань, Р. Н. (1990). Серендибит из пород Побужского района Украинского щита. *Минералогічний журнал*, 12(6).
116. Ярошук, М. А., Ярошук, Э. А. (1989). Диафориты юго-западной окраины Украинского щита и их рудоносность. *Геология рудных месторождений*, 31(3), 74–81.
117. Blundy, J., Holland, T. (1990). Cacicamphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 208-224. DOI: 10.1007/BF00306444.
118. Bogdanova, S. V., Gintov, O. B., Lubnina, N. V. (2012, a). 1.80–1.75 Ga mafic dykes in the Ukrainian Shield – a key to the paleogeography of Baltica within Columbia. *Supercontinent Symposium*. Helsinki, Finland, 22–23.
119. Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee D. G., Stephenson R. A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics*. London: *Geol. Soc., Memoirs*, 32, 599–628.

120. Bogdanova, S., Lubnina, N., Gintov, O. (2012, 6). Formation of the East European Craton (Baltica) in the Late Paleoproterozoic as caused by episodic rotations and collisions within assembling supercontinent Columbia (Nuna). *Fall Meeting, AGU*, San Francisco, California.
121. Bogdanova, S. V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T. N., Kozlov, V. I., Puchkov, V. N., Volozh, Y. A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia *Precambrian Res*, 160, 23–45.
122. Bogdanova, S. V., Gintov, O. B., Kurlovich, D. M., Lubnina, N. V., Nilsson M. K., Orlyuk, M. I., Pashkevich, I. K., Shumlyansky, L. V., Starostenko, V. I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196–216. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.11.002.
123. Bogdanova, S. V., Pashkevich, I. K., Buryanov, V. B., Makarenko, I. B., Orlyuk, M. I., Skobelev, V. M., Starostenko, V. I., Legostaeva, O. V. (2004). The 1.80–1.74 Ga gabbro-anorthosite-ropakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics*, 381, 5–27.
124. Bogdanova, S. V., Pashkevich, I. K., Gorbatshev, R., Orlyuk, M. I. (1996). Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268, 1–21. doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158870.
125. Elming, S.-A., Mikhailova, N. P., and Kravchenko, S. (2001). Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields: *Tectonophysics*, 339, 19–38, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00032-4.
126. Henry, D. J. and Guidotti, C. V. (2002). Tiinbiotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375–382.

127. Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H., and Sisson, V. R. (1987). Confirmation of the empirical correlation of AI in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
128. Johnson, M. E., and Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology*, 17, 837-841.
129. Kravchenko, S. M., (2005). First estimate for the age of Mesoproterozoic paleomagnetic pole from the Volodarsk-Volynsky Massif, the Ukrainian Shield. *Stud. Geophys. Geod.* 49, 177–190.
130. Mychak, S. V., Cherkes, S. I., Farfuliak, L. V., Poliachenko, I. B., & Murovskaya, A. V. (2018). The ratio of deformation structures and magnetic textures of rocks Pobuzhsky ore mining district. *17th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects. Kiev, Ukraine*. Conference Paper. doi: 10.3997/2214-4609.201801851.
131. Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310.
132. Shumlyanskyy, L., Ellam, R., Mitrokhin, O. (2006). The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield: Implication of Nd and Sr isotope data. *Lithos*, 90(is. 3-4), 214–222.
133. Skempton, A. W. (1966). Some observations on tectonic shear zones. *Proc. I Int. Congr. Rock Mech*, 1, 55–58.
134. Trypolsky, O. A., Topoliuk, O. V., Gintov, O. B. (2019). The structure of the Earth's crust of the central part of the Holovanivsk suture zone according to the reinterpretation of materials of IV geotraverse of DSS (PK 295400). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(1), 172–179.

РОЗДІЛ 4. ОСОБЛИВОСТІ КІНЕМАТИЧНОГО РОЗВИТКУ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА В РАНЬОМУ ПРОТЕРОЗОЇ ЗА ТЕКТОНОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ

Як і при використанні деяких методів вивчення геофізичних полів – гравітаційного, геомагнітного – в польовій тектонофізиці використовуються дані, одержані вимірами на поверхні Землі. Але, як і в геофізичних полях, поле тектонічних напружень має і локальну, і регіональну складову. Локальна складова – це результати визначення поля напружень в певному пункті або в певному блоці n -ного порядку, регіональна складова – поле напружень в межах мегаблоків, блоків першого порядку, крупних регіонів. Наприклад, вивчаючи розлом або зону розломів протяжністю десятки або сотні км (чим найчастіше й займаються польові тектонофізики), ми можемо встановити, що їх кінематичні особливості відповідають єдиним полю напружень на всьому протязі, або на значній його (її) частині.

Це означає, що, по-перше, ми маємо справу з регіональним полем напружень, і, по-друге, це поле охоплює не лише земну поверхню, а й розповсюджується на значну глибину. Адже зони розломів, котрі вивчалися (Криворізько-Кременчуцька, Тальнівська, Немирівська та інші) розділяють блоки першого порядку, мегаблоки, мікроплити, плити, які рухаються в певному напрямку і охоплюють всю земену кору або літосферу. Якби тензор напружень на цій території або глибині різко змінював свої параметри, плити і блоки не могли б рухатись. Тому методи польової тектонофізики можуть, як і інші геофізичні методи, ефективно використовуватись в геодинамічних дослідженнях. Вони надають кінематичне навантаження геодинамічним моделям.

Геодинамічні побудови в межах УЩ були розпочаті геологами – Г. І. Каляєвим, Є. Б. Глеваським [Глевасский, Каляев, 1998; 2000] та іншими. Проте

вони не були кінематичними, а базувались на формаційних принципах. Перші геодинамічні моделі щита з елементами кінематики почали будуватись саме завдяки палеомагнітним і тектонофізичним даним [Михайлова, Кравченко, 1986; Глевасская и др. 1992; Bogdanova et al., 2006; Гинтов, 2005, 2014; Гинтов, Пашкевич, 2010; Бахмутов, Иосифиди, 2010], хоча ці моделі завжди комплексні з обов'язковим використанням даних глибинного сейсмічного зондування, сейсмотомографії, густинного і геомагнітного моделювання та ін., тобто в їх побудові задіяні великі колективи вчених.

Перед дисертантом не стояло завдання вирішувати геодинамічні проблеми західної частини УЩ саме в такому сенсі. Потрібно було дослідити кінематичні характеристики її мегаблоків і блоків, або окремих зон розломів, які можна було б використати в майбутніх геодинамічних побудовах. Деяке заглиблення в проблеми геодинаміки, як наприклад в параграфі 4.1. (рис. 4.1), базується скоріш на геологічних даних і загальних уявленнях про геодинамічні процеси.

4.1. Кінематичні особливості Українського щита в зоні переходу від західної його частин до східної для періоду 2,50-2,10 млрд років

Роздільне існування західної (на захід від транс регіонального тектонічного шва Херсон – Смоленськ) і східної (на схід від нього) частин УЩ на відстані одна від одної в археї і на початку раннього протерозою обґрунтовується як петрологічними, так і тектонофізичними даними. Про це свідчить різний склад архейських комплексів заходу і сходу УЩ, різні типи кори: на заході переважання «лейкобазальтового» і «базальтового», на сході – «діоритового» і «граніто-діоритового», за І. К. Пашкевич та ін. [Створення..., 2006, стор. 234 – 259]; різні типи мантії (на заході – диференційована, на сході – деплетована, за С. Н. Цимбал [Цымбал, 1996]).

За тектонофізичними даними [Гинтов, 2005; Гинтов, Пашкевич, 2010;

Гинтов и др., 2013, а, в, 2018, а], західна і східна частини УЩ в архей розвивалися в абсолютно різних кінематичних режимах: якщо на заході неоархейські зони розломів північно-західного простягання були лівими зсувами (рух блоків проти годинникової стрілки), то на сході одновікові і односпрямовані з ними зони розломів були правозсувними (рух за годинниковою стрілкою). При близькому розташуванні Західної і Східної мікроплит така чітка відмінність регіональних полів напружень навряд чи була можливою, оскільки мала б існувати перехідна зона, яка відображала взаємовплив полів або проникнення зон розломів з однієї частини в іншу, чого не спостерігається.

На рис. 4.1. наведено реконструкцію геодинамічних подій для трьох етапів > 2,50; 2,40–2,30 і 2,10–1,75 млрд років тому, які найбільш надійно обґрунтовані тектонофізично. Не показані проміжні етапи, які логічно впливають з геологічних і тектонофізичних даних [Гинтов и др., 2018, а].

Західна і Східна мікроплити (рис. 4.1, а) знаходились на значній відстані одна від одної і були розділені, ймовірно, океанічним басейном. На пасивних окраїнах відклалися вулканогенно-осадові породи бузької (на заході) і криворізької (на сході) серій. Це підтверджується і тим, що в межах шовної зони Херсон – Смоленськ не спостерігаються виходи архейських гранітоїдів, які могли представляти нижній структурний поверх, підстелюючи породи інгуло-інгулецької серії, котра розвинута в межах шва [Гинтов и др., 2013, а].

Кора на рис. 4.1, а представлена двома реологічно різними горизонтами – верхнім жорстким і нижнім пластичним. Підтік знизу астеносферного плюму супроводжувався вижиманням океанічної літосфери в сторони, що призвело до розповсюдження її між літопластинами і розсувом мікроплит. Цей етап є гіпотетичним і не підтверджен тектонофізичними даними, але передбачається у зв'язку з наявністю бузької і криворізької серій, нижній вік яких становить близько 2,80 млрд років [Щербак и др..., 2005, 2008].

В кінці неоархею розпочалося зближення Західної і Східної мікроплит. Матеріали тектонофізичних досліджень вказують на те, що на початку раннього протерозою східна частина Дністровсько-Бузького гранулітового поясу і західна частина Середньопридніпровського зеленокам'яного поясу розвивалися вже в близьких деформаційних режимах.

Первомайська і Звенигородсько-Братська зони розломів були закладені як праві зсуви з північно-західним простяганням (345°) при орієнтуванні R-сколів з північно-західним простяганням (357°). Західно-Інгулецька зона розломів закладена як правий зсув з простяганням 357° і орієнтуванням R-сколів північно-східного простягання (7°). Зони сколювання іскривського етапу при формуванні Криворізько-Кременчуцької зони розломів закладені як праві зсуви з північним простяганням (354°) і з північно-східним орієнтуванням R-сколів (5°). Орієнтування осі стиснення σ_1 змінюється від 38 до 43° (в межах точності визначення). Отже, зближення Західної і Східної мікроплит відбувалося в південно-західному північно-східному напрямку. В Інгулецько-Криворізькій шовній зоні (ІКШЗ) зафіксовано ешелоновані сколи з простяганням 345° , що може вказувати на близьке розташування до неї Первомайської та Звенигородсько-Братської зон розломів.

Важливо відзначити, що правозсувні переміщення блоків уздовж розглянутих зон розломів відбувалися при досить сильному стисненні, про що свідчить характер тектонітів і деформацій реперних структур. Цим також підтверджується уявлення про наближення або навіть зіткнення Західної і Східної мікроплит. Зближення відбувалося під досить гострим кутом (краї Західної і Східної мікроплит зрізали один одного), тому регіональні поля, напружень що утворились в колізійній зоні, поширилися недостатньо далеко, захопивши лише район майбутніх ГШЗ і ІКШЗ.

У першій половині PR_1 -I (рис. 4.1, б) після закладення правозсувних Тальнівської, Владівської та Криворізько-Кременчуцької зон розломів

остаточно сформувалися ГШЗ і ІКШЗ. Під шовними зонами утворився прогин Мохо, розділений колізійним швом. На рисунку вертикальні стрілки, спрямовані вниз, відображають переміщення речовини шовних зон вниз при бічному стисненні.

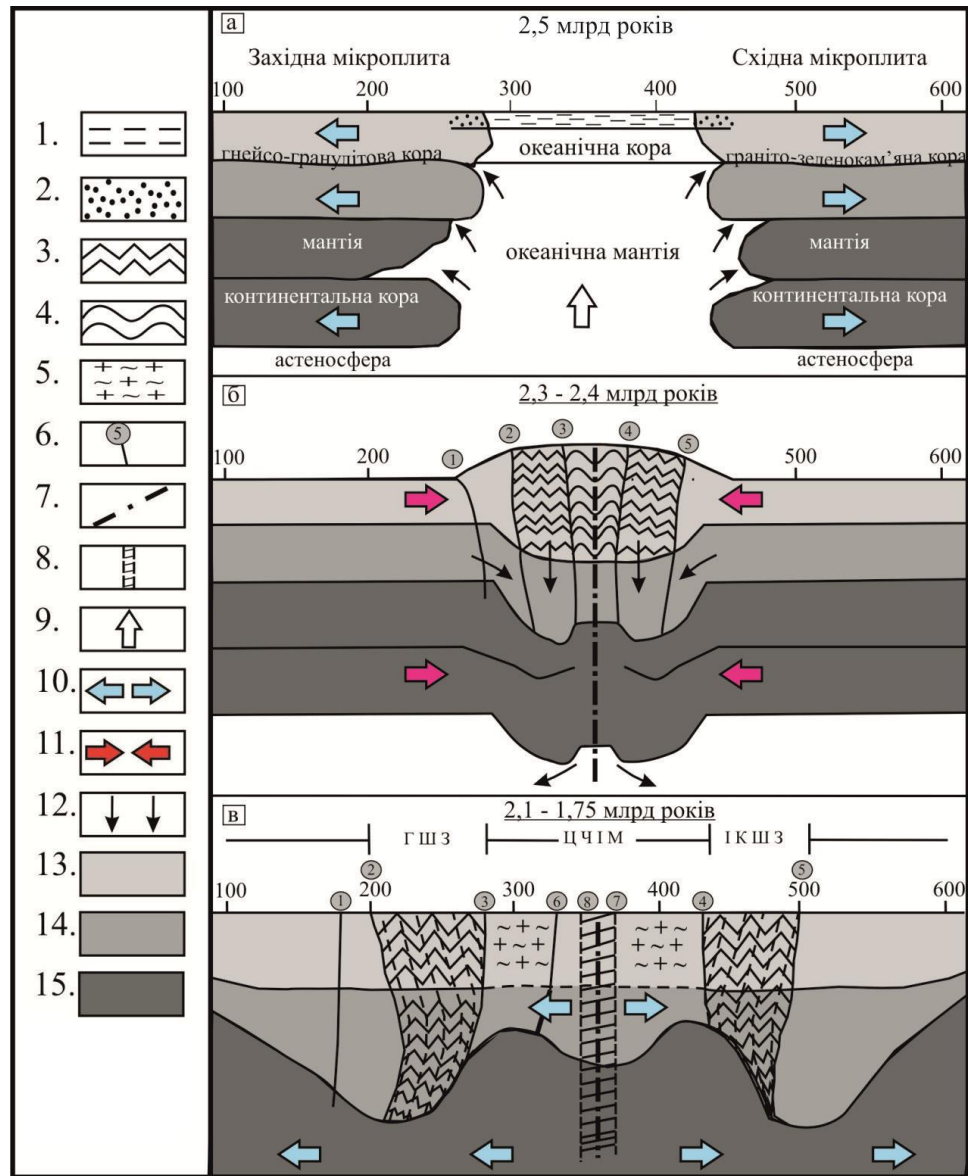


Рис. 4.1. Спрощена схема геодинамічного розвитку зони переходу між Західною та Східною мікроплитами УЩ в неoarхеї – ранньому протерозої (в розрізі) [Гинтов и др., 2013, а, в; 2018, а]: 1 – океанічний басейн; 2 – відклади бузької (захід) і криворізької (схід) серій; 3 – складчастість в породах бузької і

криворізької серій; 4 – складчастість в породах інгуло-інгулецької серії; 5 – гранізовані породи інгуло-інгулецької серії, гранітоїди кіровоградського, новоукраїнського і корсунь-новомиргородського комплексів; 6 – осьові лінії зон розломів (1 – Одеська, 2 – Тальнівська, 3 – Первомайська, 4 – Західно-інгулецька, 5 – Криворозько-Кременчуцька, 6 – Звенигородсько-Братська, 7 – Кіровоградська), 7 – осьова лінія трансрегіональної шовної зони Херсон-Смоленськ; 8 – мінімальна ширина зони; 9 – напрямок підйому неоархейського плюму; 10 – напрямок розсуву мікроплит; 11 – напрямок зближення мікроплит; 12 – подовження ультрагарячих орогенів по вертикалі. 13 – верхня кора; 14 – нижня кора; 15 – мантія.

Характерно, що Тальнівську та Криворізько-Кременчуцьку зони розломів зближує не тільки вік, але й загальне простягання: це перші зони Інгульського мегаблоку, закладені в північно-східному напрямку – простягання власних зон сколювання першої зони розломів $7 - 25^\circ$, другої зони розломів – 17° .

Новий субширотний розсув Західної і Східної мікроплит розпочався 2,10 млрд років тому (рис. 4.1, в) і продовжився після періоду транспресії (формування Кіровоградської та Лелеківської зон розломів).

Північно-східний розтяг 1,80–1,75 млрд років тому призвів до формування СМЗР і інших широтних зон розломів. При цьому розсуві ГШЗ і ІКШЗ відокремилися одна від одної на 200 км, а прогини Мохо під ними – на 280 км, при цьому в осьовій зоні розсуву сформувалася не океанічна кора, а масиви гранітоїдів кіровоградського, новоукраїнського комплексів і Корсунь-Новомиргородський плутон, що утворилися в результаті палінгенезу. Можливо, при більшому розсуві з'явилася б і океанічна кора, оскільки за даними гравітаційного моделювання в межах Новоукраїнського масиву «базальтовий шар» сильно ущільнений і піднятий до рівня вище 20 км [Куприенко и др., 2007].

Зона розтягу стала місцем формування міжрегіональної трансенсійної шовної зони Херсон - Смоленськ, що простягається субмеридіонально через всю Східноєвропейську платформу.

Процес розсуву мікроплит підтверджено матеріалами тектонофізичного вивчення Корсунь-Новомиргородського плутону [Гинтов, Мычак, 2011, б, в], СМЗР [Гинтов и др., 2008] і Новоукраїнського масиву [Гинтов, Мычак, 2011, а], якими встановлено формування цих структур в умовах субширотного і північно-східного та південно-західного розтягу. У проміжку між двома фазами субширотного розтягу, на суботсько-мошоринському етапі, сформувався великий дайковий комплекс субвулканічних основних і ультраосновних порід, який січе гранітоїди кіровоградського і новоукраїнського типів. Утворення дайкових поясів може бути ознакою розпочатого, але припиненого на ранній стадії, процесу формування океанічної кори.

За результатами тектонофізичних досліджень в межах зони переходу від західної до східної частини УЩ встановлено 13 етапів деформацій в період 2,70 і 1,60 млрд років тому. Вісім етапів відображають північно-східне – південно-західне стиснення, інші – північно-східний – південно-західний і субширотний розтяг [Гинтов и др., 2013, а].

4.2. Кінематичний розвиток західної частини Українського щита в період 2,0 – 1,70 млрд років

Для північно-західної частини УЩ охарактеризований період між 2,0 – 1,70 млрд років підчас субдукції та колізії Фенноскандії і Сарматії [Elming S. et al., 2001, 2006; Bogdanova et al., 2006, 2008, а, б, 2013; Гинтов., Мычак., 2014; Мичак, 2014].

У результаті об'єднання трьох мікроконтинентів Фенноскандії, Сарматії та Волго-Уралії в період 2,0 – 1,70 млрд років тому утворився континент Балтика (рис. 4.2, б), в контурах якого згодом сформувалася Східноєвропейська

платформа. Кожен з мікроконтинентів представлений архейськими і протерозойськими комплексами. Палеомагнітні дані підтверджують, що з початку палеопротерозою три мікроконтиненти були розміщені на досить значній відстані один від одного і розділені мікроокеанами. До тогож, мікроконтиненти склалися з мегаблоків, що також не були жорстко спаяні між собою. У межах Сарматії виділяється УЩ, який являє собою виступ давнього кристалічного складчастого фундаменту. Літосфера щита представлена мозаїкою мегаблоків, які в різний час мали різну конфігурацію [Мичак, 2014].

Період між 2,0 – 1,70 млрд років тому характеризувався досить складною геодинамікою літосфери УЩ. Тектонофізичне вивчення гранітоїдів трьох різних, але практично одновікових [Щербак и др..., 2008] масивів (рис. 4.2. *a*) – Новоград-Волинського (житомирський комплекс), Уманського (уманський комплекс) і Новоукраїнського (новоукраїнський комплекс) – дозволяє висловити низку припущень, в якому відносному положенні (кутовому співвідношенні) могли перебувати ці масиви, а значить західна частина по відношенню до східної частини УЩ в період 2,05–2,02 млрд років тому.

Унаслідок зіткнення згаданих вище мікроконтинентів, яке відбулося в період 1,80–1,70 млрд років тому, сталося сильне порушення у верхній частині літосфери УЩ та її плавлення, в результаті чого утворилися КП, багатий на родовища титану, та Корсунь-Новомиргородський плутон (КНП) (рис. 4.2 *a*), в якому розвідані родовища рідкісних металів, літію та поряд з ними родовища урану.

Зіткнення Фенноскандії та Волго-Сарматії 1,80–1,70 млрд років тому призвело до формування Центрально-Білоруської шовної зони (ЦБШЗ), до якої увійшов утворений 1,90–2,0 млрд років тому Осницько-Микашевицький вулканоплутонічний пояс протяжністю до 1000 км. В межах УЩ цей пояс представлений тільки невеликою своєю частиною, обмеженою з південного

сходу СПЗР. Він складений в основному гранітами, гранодіоритами і діоритами, а також невеликими інтрузіями основного і ультраосновного складу осницького комплексу.

У пізньому протерозої на ЦБШЗ, у тому числі на ОМПП, був накладений Волино-Оршанський прогин, південно-західна частина якого в межах України називається ВПВПП [Чебаненко..., 1990.]. Формування прогинів на місці шовних зон, які ділять Фенноскандію, Сарматію та Волго-Уралію, відбувається на етапі пізньопротерозойської активізації та рифтоутворення – початок розпаду Родинії.

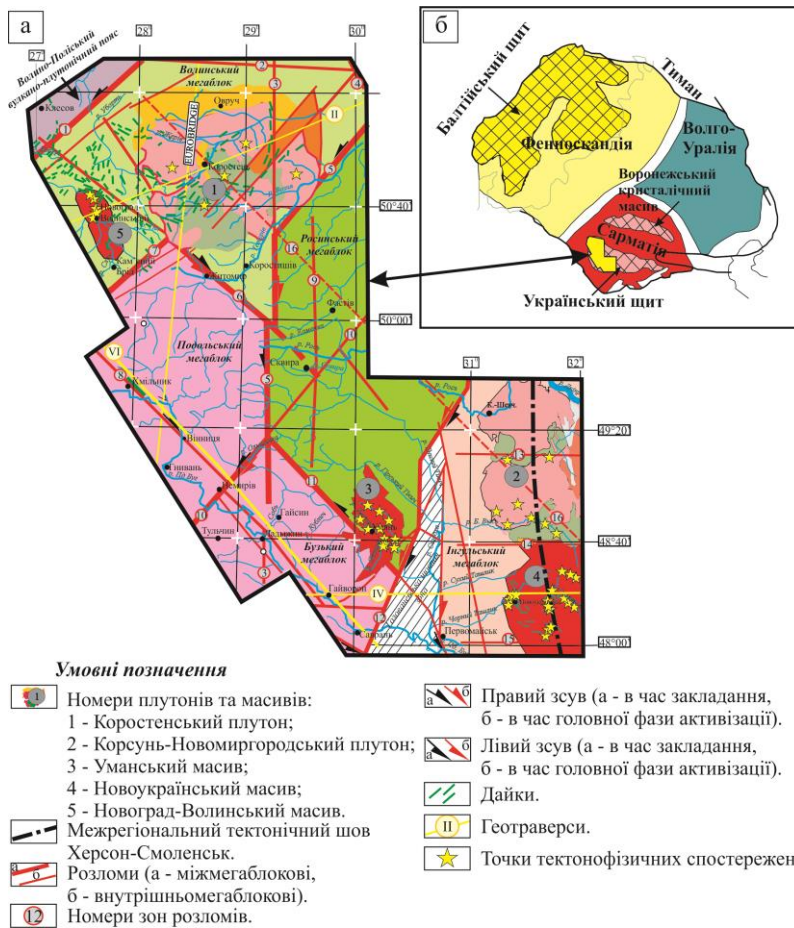


Рис. 4.2. Схема мегаблоків західної частини Українського щита [Єнтін та ін., 2002; Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов, Мычак 2011, а, б, в, 2012, 2014; Гинтов 2014; Bogdanova et. al. 2013]. Цифри в кружках номери зон розломів: 1 - Суцано-Пержанська, 2 – Подільська, 3 – Звіздаль-Заліська, 4 – Ядлів-Трактемирівська, 5 – Чорнобильська, 6 –

Сарненсько-Варварівська, 7 – Тетерівська, 8 – Хмільницька, 9 – Брусилівська, 10 – Немирівська, 11 – Ташевська, 12 – Тальнівська, 13 – Смілянська, 14 – Суботсько-Мошоринська, 15 – Бобринецька, 16 – Центральна.

Деформації гірських порід Новоград-Волинського, Уманського та Новоукраїнського масивів за результатами тектонофізичних досліджень.

Тектонофізичні дослідження Новоград-Волинського та Уманського масивів детально описані в розділах 3.1.2. та 3.2.2. Результати дослідження Новоукраїнського масиву опубліковані у роботі [Гинтов, Мычак, 2011, а].

При тектонофізичному дослідженні трьох гранітоїдних масивів виконувались заміри елементів залягання крихких тріщин, фіксувались структурні і динамометаморфічні парагенезиси, досліджувались морфологічні та інші особливості тріщин. Всього в пунктах спостережень в Уманському масиві виконано 781 замір елементів залягання тріщин і в СТЕ, Новоград-Волинському масиві – 572 заміра, в Новоукраїнському – 2044 заміри (див. табл. 4.1).

Таблиця 4.1. Кількість вивчених деформаційних структур в межах Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів

Новоград-Волинський масив (Волинський мегаблок)			Уманський масив (Росинський мегаблок)		Новоукраїнський масив (Інгульський мегаблок)	
Елементи залягання	Кількість замірів	Породи	Кількість замірів	Породи	Кількість замірів	Породи
Мезотріщини	572	Житомирські граніти	719	Уманські граніти	1793	Новоукраїнські граніти
СТЕ	27		55		251	
Дзеркала ковзання	7		7		33	

Орієнтація головних осей нормальних напружень в породах Новоград-Волинського, Уманського, і Новоукраїнського масивів та умови їх формування. На гістограмі (рис. 4.3.) азимутів простягання субвертикальних сколових тріщин виділені основні максимуми для трьох масивів. В гранітоїдах Уманського масиву виділяються п'ять основних максимумів: А (9°), В (19°), С (94°), D (299°), Е (321°). Для Новоград-Волинського масиву характерні чотири

максимуми: А (69°), В (94°), С (306°), D (332°). Для Новоукраїнського масиву - дев'ять основних максимумів А (289°), В (319°), С (338°), D (14°). Е (36°), F (49°), G (69°), Н (82°), К (304°).

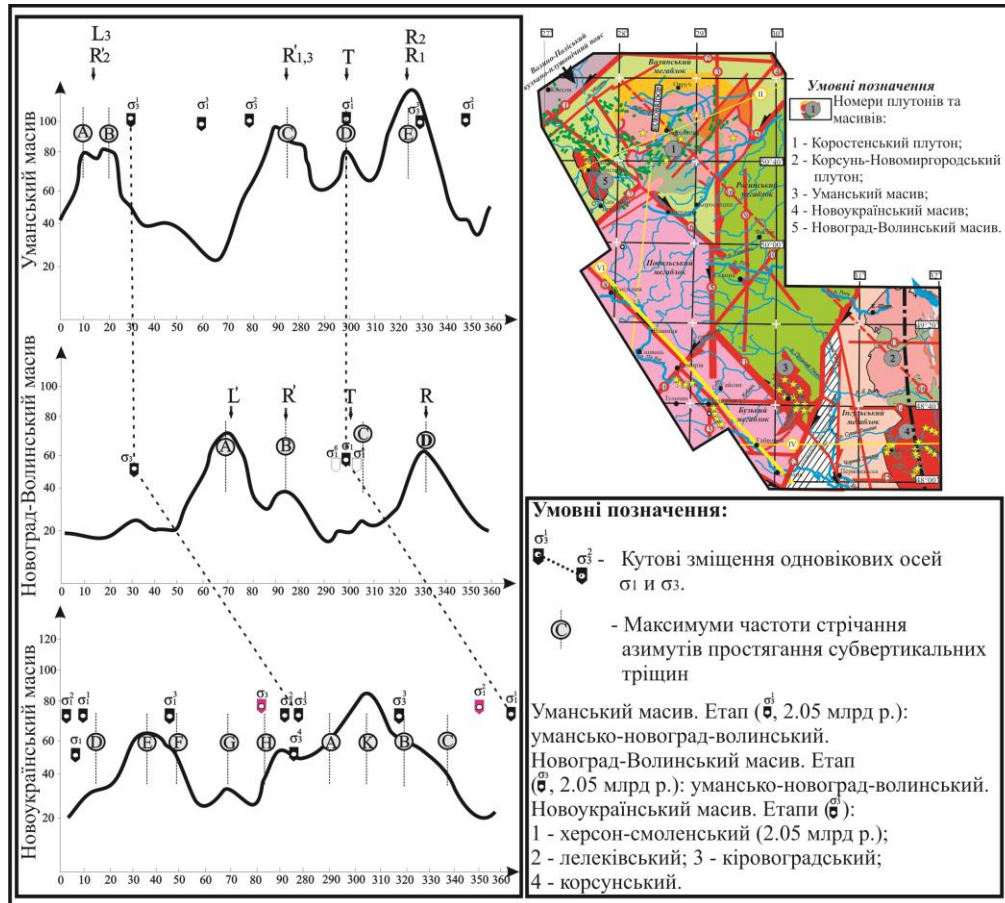


Рис. 4.3. Графіки азимутів простягання субвертикальних тріщин в Уманському, Новоград-Волинському та Новоукраїнському масивах УЩ та осі головних нормальних напружень σ_1 і σ_3 на різних етапах деформацій (пояснення у тексті).

Вивчення НДС порід дозволяє судити про кінематичні і реологічні параметри деформаційних процесів, які відбувалися в межах досліджуваної території.

На рис. 4.4, а наведено графіки розподілу кутів θ між парагенетично пов'язаними тріщинами в породах загальної кількості парагенетичних асоціацій

тріщин Уманського масиву. З огляду на те, що кут сколювання α_0 при деформації гірських порід дорівнює $30^\circ \pm 5^\circ$, кут θ між парагенетично пов'язаними тріщинами змінюється між сколами Ріделя $\theta = 2\alpha_0 = 50\text{--}70^\circ$, між L і L'- сколами $\theta = 85\text{--}90^\circ$, між L- і L'- сколами та тріщинами відриву T $40 \leq \theta \leq 50^\circ$. Аналіз стереограм парагенезисів (рис. 4.4, в) показує, що при охолодженні Уманського гранітоїдного масиву найчастіше формувалися парагенезиси L-L', L-R' (або L'-R), R-R'.

Графік кутів θ мають чіткі максимуми. Кути сколювання α_0 25° , α_0 30° – 31° , α_0 34° мають близькі значення.

За допомогою параметрів α_0 і q побудований графік глибинності деформаційних процесів в межах Уманського гранітоїдного масиву.

На рисунку. 4.4, б криві 1–3 відображають залежність параметрів q і α_0 від глибини H при додатковому стисненні, а криві 4–7 – при додатковому розтягу і за умови, що деформовані гірські породи мають температуру, аналогічну температурі земної кори. Температурний градієнт $(50 + 20H)^\circ\text{C}$ характерний для докембрію, а $(10 + 10H)^\circ\text{C}$ – для сучасної кори УЩ.

Розглянемо отримані результати. *Стиснення.* Крива 1 перетинає лінію 25° в межах зони крихкого деформування (I_1), а смуги $30\text{--}31^\circ$ як і криві 2 і 3 - за межами квазікрихкого (II_1) деформування. З цього випливає, що при стисненні і температурі масиву від 0 до 150°C і вище кути сколювання $30\text{--}35^\circ$ могли виникати тільки в умовах квазікрихкості.

Розтяг. Криві 4–7 перетинають смуги $25\text{--}35^\circ$ в межах зон крихкого і квазікрихкого розривоутворення. Оскільки явних ознак пластичної деформації в межах Уманського і Новоград-Волинського масивів при тріщиноутворенні не спостерігається, можна припустити, що кути сколювання не перевищували 35° , і при розтягу всі тріщини формувалися в оптимальних умовах крихкості і квазікрихкості. Кути сколювання 25° характерні також і для умов стиснення, але

вони спостерігаються в мінімальній кількості, тому перевагу слід віддати умовам розтягу.

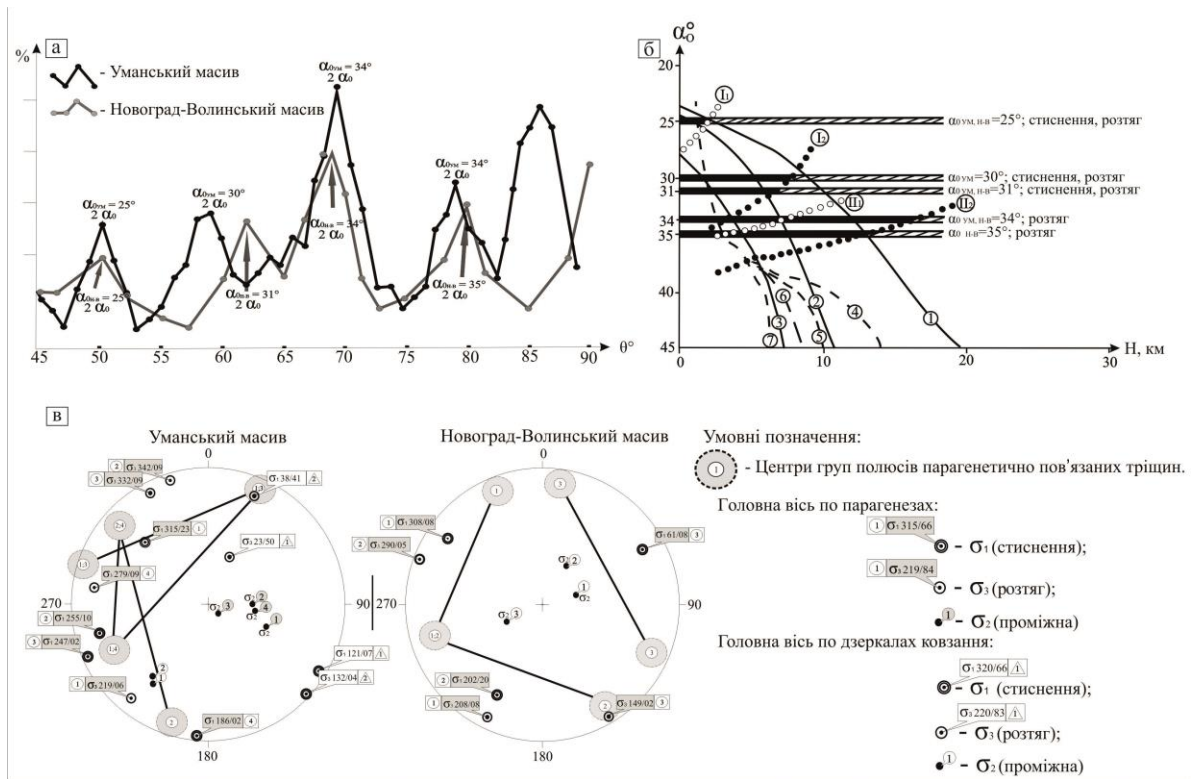


Рис. 4.4. Кінематичні й реологічні параметри деформаційних процесів: а – графік парагенезисів тріщин з кутами $\theta = 2\alpha_0$ і $45^\circ + \alpha_0$ для Новоград-Волинського і Уманського масивів; б – визначення характеру діючих сил і глибинності деформаційних процесів в межах Уманського і Новоград-Волинського масивів за допомогою параметрів α_0 [Гинтов, 2005]. Криві $\alpha_0 = f(H)$, розраховані для різних температурних градієнтів при стисненні $t^\circ = (10+10H)^\circ\text{C}$ (1), $(50+20H)^\circ\text{C}$ (2), $(200+20H)^\circ\text{C}$ (3) і розтягу $t^\circ = (10+10H)^\circ\text{C}$ (4), $(50+20H)^\circ\text{C}$ (5), $(200+20H)^\circ\text{C}$ (6), $(350+20H)^\circ\text{C}$. Границі, що розділяють зони крихкого і квазікрихкого розривоутворення: I_1 – за стиснення; I_2 – за розтягу [Исай, 1989]. Межі К. Могі [Mogi, 1966], що розділяють області крихкості та пластичності: Π_1 – за стисненні, Π_2 – розтягу. Заштрихована лінія – кути сколювання α_0 за даними польових вивчень; чорний колір – ділянки перетину смуг α_0 з зонами крихкого тріщиноутворення в умовах розтягу; в – стереограми

полюсів парагенетично пов'язаних груп тріщин Уманського та Новоград-Волинського масивів і осі головних нормальних напружень за даними інтерпретації парагенезисів тріщин і дзеркал ковзання.

Для утворення тріщин з кутом сколювання 25° сприятливою була глибина 1–2 км, а для тріщин з кутами сколювання $30\text{--}35^\circ$ глибина 2–3 км. Враховуючи, що обидві групи тріщин спостерігаються на одному ерозійному зрізі, можна припустити, що формування обох груп тріщин відбувалося на одній глибині в проміжку між 1 і 3 км, але при різній температурі і з часовим інтервалом.

У розділі 3 були детально розглянуті парагенетично пов'язані системи СТЕ і тріщин Новоград-Волинського і Уманського масивів і чітко встановлено, що поле тектонічних напружень, в якому формувалися і застигали обидва масиви, становить: $\sigma_1 - 301/00$, $\sigma_3 - 31/00$, $\sigma_2 - \perp$.

Для того, щоб наближено скласти уявлення про відносне розташування Волинського і Росинського мегаблоків по відношенню до Інгульського, необхідно порівняти геометрію полів напружень цих мегаблоків на одному і тому ж відрізку геологічного часу. Однаковий вік з Уманським і Новоград-Волинським має Новоукраїнський масив, що утворився на херсон-смоленському етапі, тому інтерес становить характер НДС цього масиву.

На рис. 4.3. наведено графік частоти азимутів простягання субвертикальних тріщин Новоукраїнського масиву. Відповідно до графіку, азимути орієнтації головних осей σ_1 і σ_3 (херсон-смоленський етап) складають 352 і 82° (максимуми Е і К). Проте у роботі [Гинтов, Мычак, 2012] ці азимути визначені, відповідно 8 і 278° , тобто відрізняються на 16° . Така відмінність може бути пояснена похибками в ідентифікації сколів. Хоча і в тому, і в іншому випадках ми маємо справу з регіональним субширотним розтягом і субмеридіональним стисненням, що діяли в Інгульському мегаблоці ~ 2 млрд

років тому. За основу прийнято поле напружень херсон-смоленського етапу відповідно з роботою [Гинтов, Мычак, 2012].

Наступними після херсон-смоленського етапу в межах Інгульського мегаблоку були лелеківський ($\sigma_1 - 03/00$, $\sigma_3 - 273/05$), кіровоградський ($\sigma_1 - 49/00$, $\sigma_3 - 319/00$) і регіональний суботсько-мошоринський ($\sigma_1 - 315/00$, $\sigma_3 - 45/00$) етапи. Останній етап охопив всю територію України і прилеглі райони, тому не міг позначитись на деформації лише Новоукраїнського масиву.

Максимуми D і G (див. рис. 4.3) відповідають сколам Ріделя, що не використовувалися у виділенні херсон-смоленського етапу, і вони можуть відображати прояв більш пізнього суботсько-мошоринського етапу.

Отже, за результатами тектонофізичних досліджень отримано два одновікових етапи деформації земної кори і відповідних полів напружень для різних мегаблоків УЩ, що супроводжували формування і охолодження гранітоїдних масивів. Враховуючи регіональний характер цих полів, можна робити певні висновки про кінематику мегаблоків УЩ на цих етапах.

Регіональні поля тектонічних напружень в західній частині УЩ.
Порівнюючи НДС трьох розглянутих масивів, можемо зробити три, поки що альтернативних, припущення. Регіональні поля тектонічних напружень, проявлені ~ 2,05 млрд років тому в західній і східній частинах УЩ, різні: орієнтація субгоризонтальних головних осей σ_1 і σ_3 на умансько-новоград-волинському і херсон-смоленському етапах різниться на 67–68°. Це може бути пов'язано з наступним: 1) регіональне поле тектонічних напружень на відрізьку 2,05–2,02 млрд років тому різко змінилося; 2) регіональне поле на цьому часовому відрізьку було стабільним, а західна частина УЩ була повернута по відношенню до східної на 67–68°; 3) враховуючи, що поля тектонічних напружень в межах УЩ є інверсійними, тобто мають властивість змінювати напрямок головних осей стиску-розтягу на протилежний при реверсних рухах блоків вздовж розломів, можна припустити, що на умансько-новоград-

волинському етапі відбулася зміна орієнтації осей σ_1 , σ_3 на протилежну (тобто $\sigma_1 - 31/00$, $\sigma_3 - 301/00$, див. рис. 4.4, в). В цьому випадку розломоутворення в межах західної частини УЩ могло відбуватися за менш різкої зміни орієнтації осей напружень і без повороту західної частини відносно східної.

В роботі [Гинтов, 2014] на основі опублікованих реперних радіогеохронологічних даних уточнено вік етапів розломоутворення в межах УЩ. Було встановлено, що зони розломів немирівського етапу деформують гранітоїди житомирського і осницького комплексів, тобто їх вік не древніше цих гранітоїдів і складає з урахуванням інших додаткових даних $\sim 1,99$ млрд років. Це зблизило вік немирівського і лелеківського етапів і вказує, на те, що вони можуть бути кінематично об'єднані, так як на обох етапах відновлено єдине палеополе тектонічних напружень $\sigma_1 - 03/00$, $\sigma_3 - 273/00$, і зони розломів лелеківського етапу мають однакові елементи залягання і кінематичну характеристику з зонами розломів немирівського етапу [Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2012].

З вище сказаного можна зробити висновок, що західна частина УЩ вже з часу 1,99 млрд років була квазімонолітною структурою. Виділена геофізиками Центральна зона розломів (див. рис. 4.2) проходить крізь КП, Росинський мегаблок і з'єднується з Лелеківською зоною на південному сході, утворюючи єдину майже прямолінійну зону, хоча геологічно її важко було підтвердити, тому що вона перекрита породами КП та КНП. Повністю монолітною структура УЩ, як вже зазначено, стала перед суботсько-мошоринським етапом, але і на немирівсько-лелеківському етапі західна і східна частини були зближені настільки, що Центральна зона розломів перетнула їх без значного зміщення. Можна послатися і на палеомагнітні дані, що навів В. Г. Бахмутов у роботі [Старостенко, Гинтов, 2013]: відповідно до них палеомагнітний полюс для габро-монзонітів Новоукраїнського масиву віком 2,037 млрд років добре

узгоджується з палеомагнітними полюсами за [Elming et al., 2001], для порід віком 2,0 млрд років Волинського мегаблока.

Для періоду від 2,50 до 2,0 млрд років не можна виключати ні квазімонолітності структури західної частин УЩ, ні можливості переміщення та обертання масивів один відносно одного. Починаючи з херсон-смоленського етапу субширотного розсуву (див. додаток 3, табл. 4.2 та рис. 4.9), орієнтація головних осей поля тектонічних напружень в зоні переходу від західної до східної частин УЩ була або ортогональною, або діагональною, змінювались деформаційні режими, та іноді відбувалася зміна знаків осей (стиснення і розтягу) зі збереженням їхньої орієнтації. Отже, можна говорити про те, що значних диференціальних поворотів для цієї частини УЩ в період 2,45–1,73 млрд років тому не було.

З усієї цієї системи НДС і кінематичних характеристик випадав умансько-новоград-волинський етап, поле напружень якого не узгоджується ні з попередніми, ні з подальшими полями, хоча воно охоплює майже всю західну частину щита – від Волинського до Бузького мегаблоків.

У 2014 р. автором [Мичак, 2014], ще до тектонофізичного вивчення Гайворон-Заваллівського району ПГРР, було зроблено припущення, що якщо 2,05 млрд років тому західна частина щита була квазімонолітною структурою, а поле $\sigma_1 - 301/00$, $\sigma_3 - 31/00$ виникло спонтанно через поворот головних осей на 67° щодо поля одновікового херсон-смоленського етапу (рис. 4.5, варіант *a*), тоді в цьому полі повинна була б сформуватися відповідна система зон розломів з простяганням $340-350^\circ$ та $70-80^\circ$, якої у західній частині саме для цього часу тоді не було встановлено. На основі цього допускалося, що на умансько-новоград-волинському етапі відбувся поворот проти годинникової стрілки Новоград-Волинського і Уманського масивів щодо Новоукраїнського на 67° у полі напружень херсон-смоленського етапу (рис. 4.5, варіант *b*), а поле $\sigma_1 - 301/00$, $\sigma_3 - 31/00$ є уявним. Переміщення Уманського, Новоград-Волинського

гранітних масивів і Летичівської зони розломів, а також величина зміщення на північ західного борту Тальнівської зони розломів досягали, за цих умов, ≤ 150 км.

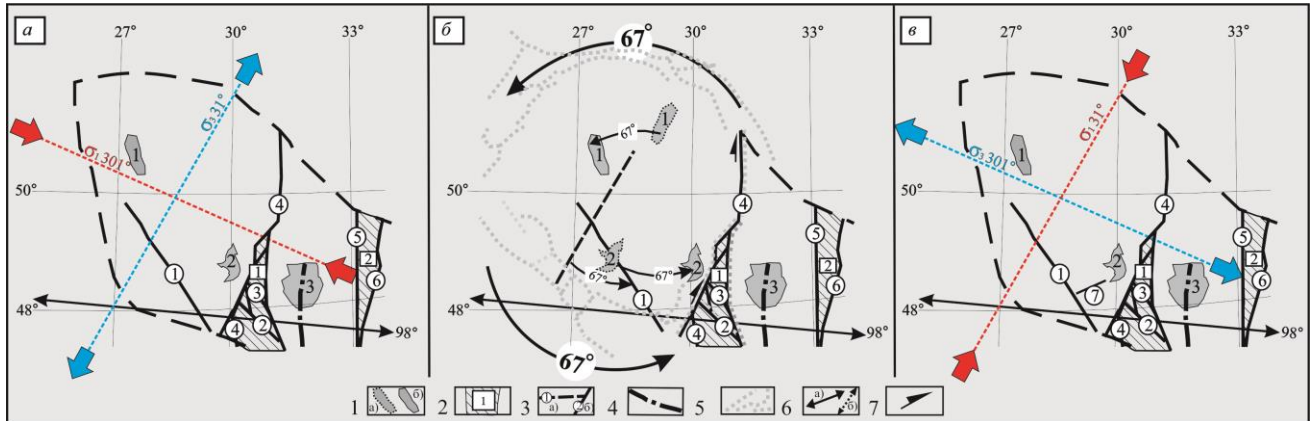


Рис. 4.5. Варіанти геодинамічного процесу в межах району досліджень 2.05–2.02 млрд років тому за тектонофізичними даними: *a* – зміна орієнтації осей головних нормальних напружень в межах західної частини УІЦ на 67° ; *б* – поворот західної частини УІЦ на 67° проти годинникової стрілки; *1* – гранітоїдні масиви (*a* – початкове положення, *б* – сучасне положення). Цифри на масивах 1 – Новоград-Волинський масив, 2 – Уманський масив, 3 – Новоукраїнський масив); 2 – шовні зони (1 – Голованівська, 2 – Інгулецько-Криворізька); 3 – номери зон розломів (*a* – початкове положення, *б* – сучасне положення), (1 – Хмільницька, 2 – Ядлів-Трактемирівська, 3 – Первомайська, 4 – Тальнівська, 5 – Західно-Інгулецька, 6 – Криворізько-Кременчуцька, 7 – Гайворонська); 4 – міжрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ; 5 – контури Північно Українського тектоноцентра, за [Гинтов, 1978]; *б* – ось напруження σ_3 (етап деформування): *a* – херсон-смоленський; *б* – новоград-волинський, уманський); 7 – правий зсув.

Проте під час тектонофізичного дослідження будови Гайворон-Заваллівської площі ПГРР (східна половина листа М-35-XXXVI) та вивчення звітів, було встановлено систему зон розломів північно-східного простягання

(див. розділ 3.3.), яку було віднесено до нового маньківського етапу розломоутворення. Простягання тектонітів та тріщинуватості в розломах цієї системи складає $60\text{--}75^\circ$ при субвертикальному падінні. При цьому тип зсуву виявився *лівостороннім*. Тому в даній роботі автор віддає перевагу третьому припущенню про інверсію поля напружень умансько-новоград-волинського етапу з головними осями $\sigma_1 - 31/00$, $\sigma_3 - 301/00$, $\sigma_2 - \perp$ і його зміни на поле напружень маньківського етапу $\sigma_1 - 20/00^\circ$, $\sigma_3 - 290/10^\circ$, за якого й відбувалося розломоутворення в Гайворон-Заваллівському районі ПГРР. Це поле напружень є проміжним між полями умансько-новоград-волинського і херсон-смоленського етапів. В ньому сформувалися Маньківська, Берестягівська, Йосипівська, Красносілківська, Берізки-Чечельницька, Плоске-Кидрасівська зони розломів, Яланецька та Піщансько-Жакчикська зони сколювання Заваллівської зони розломів (див. рис. 3.28). В цей час навряд чи могли відбуватися великі переміщення блоків західної частини УЩ, а зони розломів формувалися в практично стабільній літосфері. Відповідно, поле напружень умансько-новоград-волинського етапу є не уявним, а реальним та інверсійним.

Кінематика формування Українського щита в період 1,80–1,73 млрд років за результатами вивчення тріщинуватості гірських порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів. При інтерпретації отриманих даних з декількох ділянок КП (розділ 3.1.3) і КНП [Гинтов, Мычак, 2014] виявилось, що немає сенсу аналізувати результати замірів по кожній ділянці окремо, оскільки вони повторюють один одного, а краще розділити дані з дослідження габро-анартозитів та гранітів рапаківі для кожного із плутонів.

На рис. 4.6 наведено результати вивчення систем тріщин у габро-анартозитах і гранітах рапаківі КП та КНП. Через те що падіння тріщин є субвертикальним, результати замірів представлено у вигляді графіків азимутів простягання їх площин.

Напружено-деформований стан Корсунь-Новомиргородського плутону. На (рис. 4.6, б) наведено графіки азимутів простягання тріщин у габро-анортозитах та гранітах рапаківі КНП. На них, як і на графіках для КП, виділяються два основні максимуми ($\sim 330^\circ$ і $\sim 50^\circ$ для гранітів рапаківі, $\sim 315^\circ$ і $\sim 30^\circ$ для габро-анортозитів), які відображують сумарну картину змішаних азимутів простягання парагенетично пов'язаних R–R'- та L–L'-сколів, оскільки середні кути між максимумами менші за 90° . У разі тектонофізичного вивчення плутонів ідентифікація сколів Ріделя і L-сколів неоднозначна (на відміну від дослідження зон розломів, у яких практично завжди відоме простягання осьової лінії), якщо немає чіткого поділу між максимумами з кутами між ними $50\text{--}70^\circ$ і 90° . У цих умовах, зокрема для КНП, може бути кілька варіантів інтерпретації.

Варіант 1. Орієнтування осей напружень визначається як середина між головними максимумами. У цьому випадку маємо для гранітів рапаківі $\sigma_3 = 280^\circ$, $\sigma_1 = 10^\circ$; для габро-анортозитів $\sigma_3 = 83^\circ$, $\sigma_1 = 353^\circ$.

Варіант 2. Визначаються можливі L- і L'-сколи (за кутом між максимумами $\sim 90^\circ$). Для гранітів рапаківі це максимуми G і K, для габро-анортозитів – G' і K'. Тоді осі напружень орієнтовані: для рапаківі $\sigma_3 = 279^\circ$, $\sigma_1 = 9^\circ$; для габро-анортозитів $\sigma_3 = 85^\circ$, $\sigma_1 = 355^\circ$.

Варіант 3. За можливими R- і R'-сколами (максимуми H–I і H'–I' або M–N і M'–N') визначаються такі орієнтації головних осей: для рапаківі $\sigma_3 = 278^\circ$, $\sigma_1 = 8^\circ$; для габро-анортозитів $\sigma_3 = 82^\circ$, $\sigma_1 = 352^\circ$ або $\sigma_3 = 79^\circ$, $\sigma_1 = 349^\circ$.

Різниця між максимумами на графіках КНП перебуває в межах похибки вимірювань, тому можна обмежитися середніми значеннями орієнтації головних осей напружень: для гранітів рапаківі $\sigma_3 = 279^\circ$, $\sigma_1 = 9^\circ$; для габро-анортозитів $\sigma_3 = 83^\circ$, $\sigma_1 = 353^\circ$.

Розглянемо причини такого взаємного розташування осей розтягу двох добре вивчених плутонів.

Під час суботсько-мошоринського етапу 1,80–1,77 млрд років тому були закладені широтні (у сучасній системі координат) Суботсько-Мошоринська, Смілянська, Конкська, Поліська та ін. зони та меридіональна Звіздаль-Заліська зони розломів в умовах регіонального поля тектонічних напружень з субгоризонтальними осями $\sigma_1 - 315^\circ$ і $\sigma_3 - 45^\circ$. «Робочою» була ось розтягу.

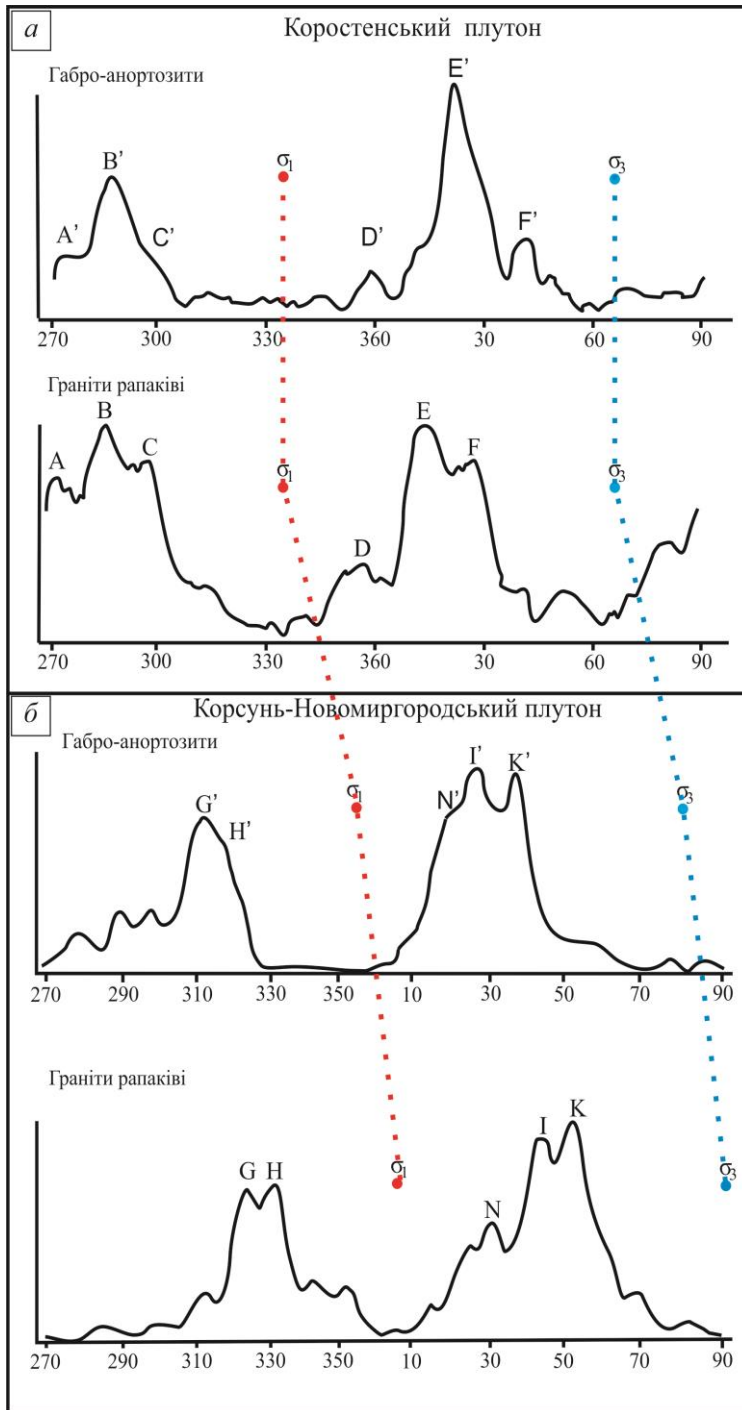


Рис. 4.6. Графіки частоти повторюваності азимутів простягання тріщин у гранітах рапаківі та габро-анортозитах Коростенського (а) та Корсунь-Новомиргородського плутонів (б). Пунктиром показано відносне обертання осей σ_1 (стиснення) та σ_3 (розтяг) [Гинтов, Мычак 2014].

З урахуванням цих даних можна зробити висновки:

1) вивчені масиви гранітів рапаківі та габро-анортозитів КП були сформовані в єдиному полі напружень північно-східного розтягу;

2) при формуванні КНП поле розтягу напружень виявилось повернутим за годинниковою стрілкою щодо поля КП на 19° (за габро-анортозитами) і на 36° (за гранітами рапаківі), тобто поле напружень, в якому

сформовані рапаківі КНП, повернуто за годинниковою стрілкою щодо габро-анортозитів цього плутону на 17° .

Чітка прямолінійність і незмінність орієнтації розломів цієї системи в плані вказує, що блоки, які складають УЩ, після суботсько-мошоринського етапу не оберталися відносно один одного. Зсувні переміщення уздовж розломів можна в цьому разі не враховувати, оскільки зсуви не спричинюють повороти блоків, які розділені розломами. Можливі тільки локальні внутрішньорозломні обертання – структури підвороту, складки волочіння тощо, проте вони легко розпізнаються і не впливають на регіональну структуру щита.

Отже, обертання великих блоків УЩ після 1,80 млрд років могли, швидше за все, відбуватися як наслідок обертання щита в цілому.

Охоплення полем напружень $315\text{--}45^\circ$ всієї України і, ймовірно, всієї Сарматії, свідчить про його тривале існування. Це підтверджує гіпотезу про те, що в період 1,80–1,75 млрд років тому поле тектонічних напружень залишалося геометрично незмінним, а змінювалася орієнтація УЩ [Bogdanova et al., 2013]. Саме тому на корсунському етапі (1,75 млрд років тому) за тріщинуватістю в КНП були зафіксовані розглянуті вище регіональні поля субширотного розтягу, які також охопили значну територію. Тобто під час формування КНП щит був орієнтований у південно-західному - північно-східному напрямку, а плутон відповідно в південно-східному – північно-західному, субперпендикулярно полю $315\text{--}45^\circ$.

Модельовання ситуації під час формування КП і КНП. Якщо закріпити поле напружень $315\text{--}45^\circ$ як стабільне для періоду 1,80–1,75 млрд років, можна визначити, як змінювалася відносно нього визначена орієнтація головних осей при формуванні плутонів. Повороти за годинниковою стрілкою будемо вважати позитивними, проти годинникової стрілки – негативними.

Між початком суботсько-мошоринського етапу 1,80 млрд років і другою фазою формування КП 1,76 років тому (перша фаза формування плутону не

вивчалася) регіональне поле напружень повернулося на $63^{\circ}-45^{\circ} = + 18^{\circ}$. Масиви габро-анортозитів КНП сформувалися 1,75 років тому в полі напружень, повернутому на $82^{\circ}-45^{\circ} = + 37^{\circ}$. Граніти рапаківі КНП – $99^{\circ}-45^{\circ} = + 54^{\circ}$.

Раніше не зверталася увага на відмінність орієнтації осей розтягу при формуванні габро-анортозитів і рапаківі КНП. Вони розглядалися як субширотні, а загальний розтяг як широтний. Проте при деталізації уявлень про геодинамічні процеси того часу цю різницю необхідно враховувати.

З огляду на наведені дані, поки що не можна відповісти на питання, чим пояснити повну ідентичність полів напружень при формуванні масивів габро-анортозитів і гранітів рапаківі КНП. Цьому може бути два варіанти пояснення:

- 1) тріщини в обох комплексах КНП утворилися одночасно;
- 2) під час формування КНП сталася зупинка в повороті УЩ, через що тріщини в обох комплексах формувалися в різні часи, але в одному полі напружень.

Другий варіант кращий через відмінності у віці габро-анортозитів і рапаківі КНП. Якщо перші утворювалися раніше 1,76 млрд років тому, то другі - трохи пізніше [Shumlyansky et al., 2006; Щербак..., 2008; Шумлянський, 2012; Bogdanova et al., 2013], і різниця в часі складає в середньому 10–15 млн років.

Крім того, не зрозуміло, чому поворот на 17° осей напружень, визначених за тріщинуватістю гранітів рапаківі КНП, по відношенню до осей, визначених для габро-анортозитів плутону, не узгоджується (див. рис. 4.6). Причина криється в малій кількості визначень ізотопного віку рапаківі. Швидше за все, в третю фазу формування плутону (1,73–1,75 млрд років назад [Митрохин, 2011]), повинні потрапляти не тільки габро-анортозити, але і граніти рапаківі, і тоді закінчення корсунського етапу деформації земної кори УЩ необхідно продовжити до 1,72–1,73 млрд років тому, що в принципі ще не виходить за межі мінімального віку порід КНП [Щербак и др..., 2008].

Таким чином загальний поворот УЩ з суботсько-мошоринського до третьої фази корсунського етапу становив, згідно з розрахунками, 54° . За період ~ 75 млн років і з затримкою в повороті на 10–15 млн років середня швидкість повороту становила $\sim 0,9$ град/млн років. Зручно розбити кут повороту 54° на чотири сектори $18^\circ+0^\circ+19^\circ+17^\circ$, що відповідають таким фазам формування плутонів:

сектор 1 – закінчення першої фази формування КП через ~ 20 млн років після початку суботсько-мошоринського етапу;

сектор 2 – зупинка в повороті УЩ на ~ 10 –15 млн років, під час якої формувалися породи другої фази КП;

сектор 3 – формування габро-анортозитів і, частково, рапаківі КНП (друга фаза, за [Митрохин, 2011]) через ~ 21 млн років після початку другої фази КП;

сектор 4 – передбачуване формування масивів рапаківі КНП ще через ~ 19 млн років.

Орієнтація головних осей базового регіонального поля напружень 315 – 45° при цьому залишалася незмінною. Розглянемо, як за цих умов щит повертався у горизонтальній площині. Схему поворотів УЩ за тектонофізичними даними і фаз АМСГ магматизму між суботсько-мошоринським і корсунським етапами, включаючи й самі ці етапи, показано на рис. 4.7. Після суботсько-мошоринського етапу УЩ повернувся проти годинникової стрілки на кут 18° . Оскільки в цей час, згідно з палеомагнітними даними, щит був орієнтований за азимутом 72° , під час суботсько-мошоринського етапу він займав широтне положення ($72+18 = 90^\circ$ (рис. 4.7, а)). Під час утворення масивів габро-анортозитів КНП УЩ був повернутий (на противагу полю напруження) проти годинникової стрілки на 37° і його орієнтація була $90-37 = 53^\circ$ (рис. 4.7, в). У третій фазі формування масивів гранітів рапаківі КНП поворот щита становив 54° , тобто він був орієнтований за азимутом $90-54 = 36^\circ$ (рис. 4.7, з).

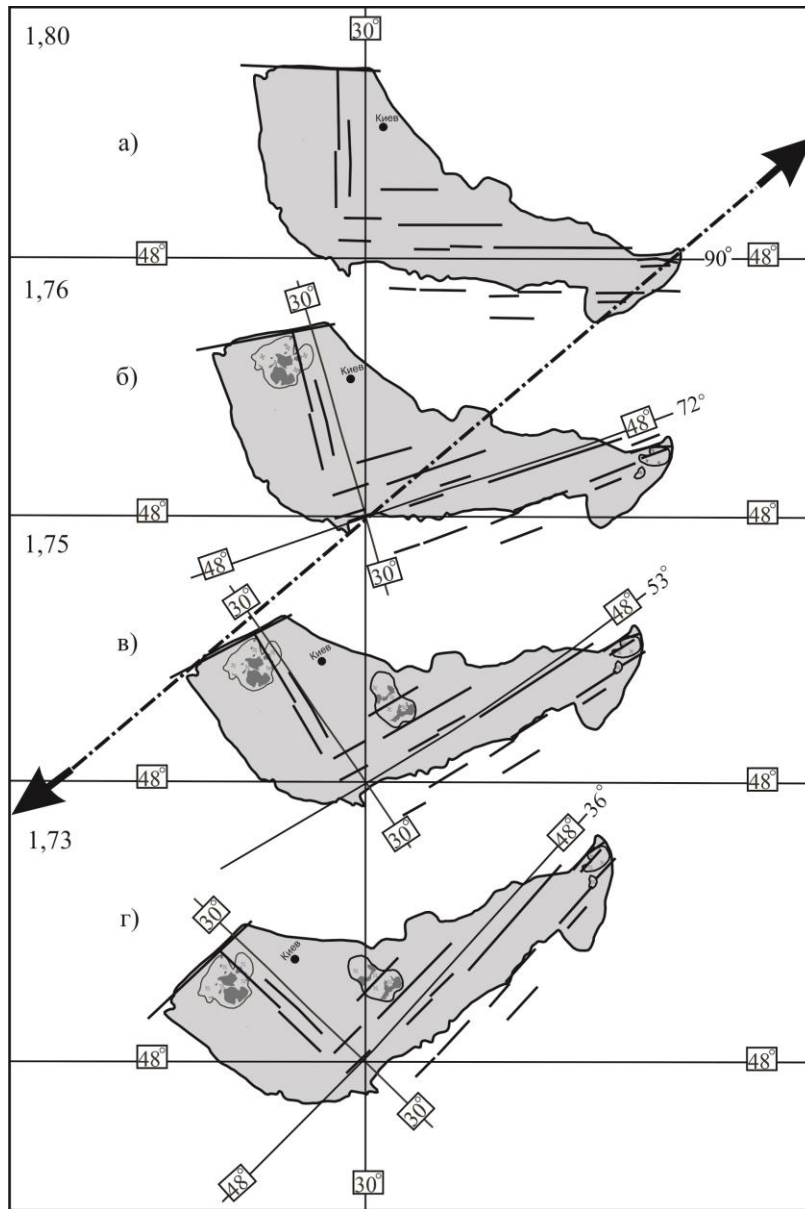


Рис. 4.7. Схема поворотів УЩ проти годинникової стрілки в постійному регіональному полі північно-східного розтягу на відрізку 1,80–1,73 млрд років тому за тектонофізичними даними. Жирними стрілками показано орієнтацію осі розтягу σ_3 в сучасній системі координат.

За палеомагнітними дослідження докембрію України [Бахмутов и др., 2018] було побудовано модель взаємного розташування Фенноскандії та УЩ для періоду 1,77–1,75

млрд років. Відповідно до цієї моделі 1,77 млрд років тому Фенноскандія і УЩ займали палеошироти 15°N і 2°S . Зі свого боку УЩ був повернутий відносно Фенноскандії проти годинникової стрілки на 40° щодо сучасного положення в складі Східноєвропейської платформи. За наступні 20 млн років Фенноскандія і УЩ дрейфували у південному напрямку приблизно на 5° і зайняли палеошироти 10°N і 7°S . Середня швидкість широтного дрейфу для обох блоків становила відповідно 2,8 см/рік.

Виконані під керівництвом В. Г. Бахмутова палеомагнітні дослідження габро-анартозитів та гранітів рапаківі КП та КНП не суперечать даним

дослідження дайкових поясів УЩ [Bogdanova et al., 2013], за якими в період 1,80–1,75 млрд років тому УЩ разом із Сарматією повернувся на $45\text{--}50^\circ$ проти годинникової стрілки, а також наведені вище дані тектонофізичного вивчення (поворот проти годинникової стрілки на 54°).

Результати тектонофізичних досліджень, виконаних в межах КП і КНП, будуть ще більш обґрунтованими, якщо їх підтвердити матеріалами петрології та ізотопної геохронології. Такі дані узагальнено на рис. 4.8.

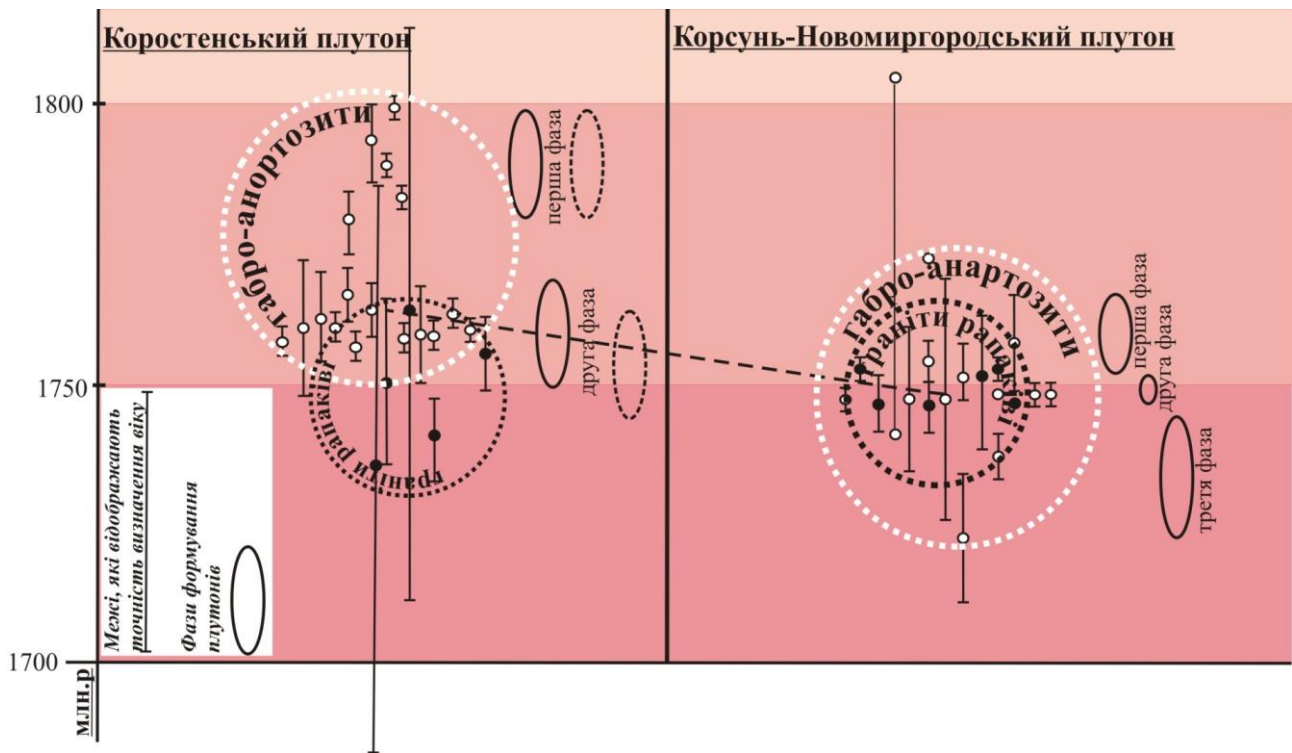


Рис. 4.8. Результати визначення ізотопного віку порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів [Щербак и др..., 2008; Шумлянський, 2012]. Зафарбовані кружки – граніти рапаківі та інші гранітоїди, не зафарбовані – габро-анортозити (анортозити, габро, монцоніти та ін.); тонкі вертикальні лінії – межі, що відображують точність визначення віку; овали – фази формування плутонів (суцільні – за [Митрохин, 2011], пунктирні – за [Шумлянський, 2012]); штрихова лінія з'єднує центри совокупностей результатів визначення віку.

В утворенні КП О. В. Митрохин і Л. В. Шумлянський виділяють дві фази: 1) 1,80-1,78 млрд років тому [Митрохин, 2011, Шумлянський, 2012]; 2) 1,77–1,75 [Митрохин, 2011] або 1,76–1,75 [Шумлянський, 2012] млрд років тому (в середньому 1,76 млрд років тому). При цьому, як впливає з рис. 4.8, у другу фазу граніти рапаківі формувалися загалом пізніше габро-анортозитів на 10-15 млн років. В утворенні КНП [Митрохин, 2011] виділяє три фази: 1) ~1,76 (габро-анортозити Смілянського масиву), 2) ~1,75 (габро-анортозити та рапаківі Новомиргородського та Шполянського масивів), 3) ~1,75–1,73 млрд років тому (лейконорити і монцоніти Городищенського масиву). Порівняння цих даних з роботою [Щербак и др..., 2008], показує, що основна маса порід Корсунь - Новомиргородського комплексу утворилася приблизно на 10 млн років пізніше основної маси порід Коростенського комплексу (штрихова лінія на рис. 4.8).

Матеріали геохронологічних досліджень є дуже важливим підтвердженням тектонофізичних даних, за якими обертання УЩ, визначене за тріщинуватістю габро-анортозитів і гранітів рапаківі КП і КНП, має різні кути: за час відставання у формуванні КНП від КП і гранітів рапаківі від габро-анортозитів щит встиг повернутися на 17–19°.

Висновки до розділу 4

Важливе наукове і практичне значення комплексного застосування результатів тектонофізичних, палеомагнітних і радіогеохронологічних досліджень полягає в тому, що вони підтверджують існування переміщень мікроконтинентів і блоків літосфери і обертань їх в докембрії, тобто справедливість механізмів тектоніки плит і для цього періоду.

За тектонофізичними даними Західна і Східна мікроплити Українського щита в археї розвивалися в різних кінематичних режимах. В західній частині Українського щита неоархейські зони розломів були лівозсувними, в східній частині правозсувними.

За результатами польових тектонофізичних досліджень 2010 р. і 2014 р. були порівняні між собою одновікові Уманський, Новоград-Волинський та Новоукраїнський масиви (НУМ). Були співставленні поля напружень цих масивів, які показали неспівпадіння одновікових полів напружень Новоукраїнського і двома іншими масивами гранітів. Спочатку неспівпадіння було сприйняте як відносне розвертання західної та східної частин УЩ на 50-60°, а поле умансько-новоград-волинського етапу як уявне, тому що не були встановлені зони розломів, які б сформувались у такому полі. Проте після виявлення і дослідження Маньківської, Берестягівської, Заллівської зон розломів Побузького гірничорудного району північно-східної орієнтації ця гіпотеза може бути відкинута. Зараз можна вважати, що на проміжку 2,04-2,05 млрд років тому в межах західної частини Українського щита існували декілька перехідних полів напружень від умансько-новоград-волинського до херсон-смоленського етапу.

В зоні переходу між західною і східною частинами Українського щита в період 2,50–1,73 млрд років тому значних диференціальних поворотів не було, а відбувалися розсувні і зсувні переміщення (див. табл. 4.2, додаток 3).

У період 1,99 млрд років західна частина Українського щита виступає як квазімонолітна структура, що підтверджує виділена геофізиками Центральна зона розломів, яка проходить по Коростенському плутону, Росинському мегаблоку і з'єднується з Лелеківською зоною на південному сході, утворюючи єдину зону.

Косе зіткнення Фенноскандії і Сарматії, що почалося 1,83 млрд років тому, призвело в області колізії до напружено-деформованого стану літосфери, при якому субгоризонтальні головні осі нормальних напружень були орієнтовані наступним чином: σ_1 – з північного заходу на південний схід, σ_3 - з південного заходу на північний схід. Робочою була вісь стиснення σ_1 . Таке поле напружень

фіксується по структурах типу насувів в межах Суцано-Пержанської зони розломів.

Розвороти Сарматії, в тому числі Українського щита, призвели до того, що 1,80 млрд років тому щит набув субширотної орієнтації, близької до сучасної.

У цей час напружено-деформований стан літосфери змінився - при збереженні загальної орієнтації головних осей «робочою» стала вісь розтягу σ_3 . Це спричинило до формування в межах Українського щита ортогональної системи зон розломів (суботсько-мошоринський етап), з полем напружень $\sigma_1 - 315^\circ$, $\sigma_3 - 45^\circ$.

Становлення поля напружень північно-східного розтягу призвело до початку АМСГ магматизму, формуванню дайкових серій переважно північно-західного простягання, утворення в західній частині Українського щита плутонів габро-анортозит-ріпаківі і активізації більш давніх систем розломів.

Охоплення базовим полем напружень $\sigma_1 - 315^\circ$, $\sigma_3 - 45^\circ$ площі всього щита і навколишніх територій може свідчити про його постійність тривалий час, що найменше на відрізку 1,81–1,73 млрд років. За палеомагнітним даними за цей час Український щит був повернутий відносно Фенноскандії проти годинникової стрілки на 40° .

Зіставлення тектонофізичних характеристик тріщинуватості Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів підтверджує висновок – чим пізніше формувався інтрузивний комплекс, тим сильніше поворот загального простягання тріщинуватості за годинниковою стрілкою.

На рис. 4.9 показано всі етапи розломоутворення встановлені дисертантом і які відображені в табл. 4.2 (див. додаток 3) в межах західної частини Українського щита.

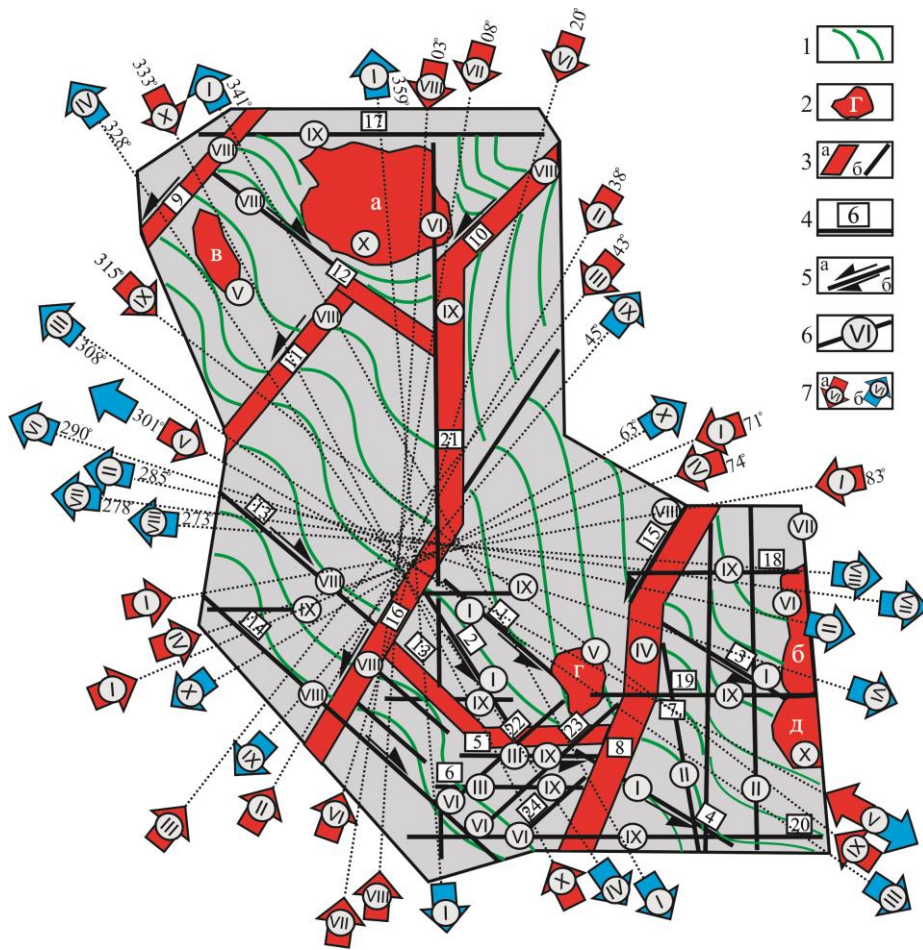


Рис. 4.9. Схема зміни осей регіональних тектонічних напружень при формуванні структури західної частини УЩ в період $> 2,5 - 1,80$ млрд років тому: 1 - узагальнені лінії простягання породних комплексів; 2 - плутони і великі інтрузивні масиви гранітоїдів (а - Коростенський плутон, б - Корсунь-Новомиргородський плутон, в - Новоград-Волинський масив, г - Уманський масив, д - Новоукраїнський масив); 3 - зони розломів (а - міжмегаблокові б - внутрішньомегаблокові); 4 - номери зон розломів (1 - Ободівська, 2 - Летичівська, 3 - Ємилівська, 4 - Владівська, 5 - Гайворонська, 6 - Заваллівська, 7 - Первомайська, 8 - Ємилівська, 9 - Суцано-Пержанська, 10 - Чернобильська, 11 - Тетерівська, 12 - Сарненсько-Варварівська, 13 - Хмільницька, 14 - Подільська, 15 - Богусласька, 16 - Немирівська, 17 - Поліська, 18 - Смілянська, 19 - Суботсько-Мошоринська, 20 - Конкська, 21 - Звіздаль-Заліська, 22 - Маньківська, 23 - Устя-Ставська, 24 - Піщансько-

Жакчикська); 5 - кінематичні знаки (a – лівий зсув, b – правий зсув); b – номери етапів розломоутворення; b – осі головних нормальних напружень (a – стиснення, b – розтяг) з номерами етапів.

Перелік використаних джерел до розділу 4

1. Анциферов, А. В. (под. ред.). (2006). *Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита*. Киев: Наук. думка.
2. Бахмутов, В. Г., Иосифиди, А. Г. (2010). Палеомагнетизм палеопротерозойских магматических пород Украинского щита: Тез. докл. междунар. научн.-практ. конф. «*Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы*». Киев, УкрГГРИ. С. 25—27.
3. Бахмутов, В. Г., Поляченко, Е. Б., Черкес, С. И. (2018). Проблемы палеомагнетизма докембрия территории Украины. *Геофизический журнал*, 40(5), 245–268. doi: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147491
4. Гинтов, О. Б., Муровская, А. В., Мычак, С. В. (2013, в). Полевая тектонофизика в решении проблем геодинамического развития территории Украины. *Геодинамика и тектонофизика*, 4(3). 281-299. doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0101.
5. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, а). Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива. *Геофизический журнал*, 33(2), 28–45.
6. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, б). Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. *Геофизический журнал*, 33(3), 102–118.

7. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2011, в). Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. II. *Геофизический журнал*, 33(4), 89–99.
8. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2012). Взбросы и надвиги в земной коре Кировоградского рудного района и связь с ними уранового оруденения. *Геофизический журнал*, 34(3). С. 84–91.
9. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2014). Кинематика формирования западной и центральной части Украинского щита в период 1.80 – 1.73 млрд. лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофизический журнал*, 36(4), 24–36 doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006.
10. Гинтов, О. Б., Мычак, С. В., Пашкевич, И. К., Бакаржиева, М. И., Лазаренко, О. Е. (2018, а). Докембрий Украинского щита и тектоника плит. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под ред.), *Очерки геодинамики Украины* (С. 377-402). Київ, «ТОВ «ПІДПРИЄМСТВО «ВІ ЕН ЕЙ».
11. Гинтов, О. Б., Орлюк, М. И., Мычак, С. В., Бакаржиева, М. И., Фарфуляк, Л. В. (2008). Субботско-Мошпоринский этап деформирования земной коры Украинского щита. *Геофизический журнал*, 30(6), 23–38.
12. Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К. (2010). Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофизический журнал*, 32(2), 3–27.
13. Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К., Мычак, С. В. (2013, а). Геодинамическая эволюция Ингульского мегаблока. Старостенко, В. И., Гинтов, О.Б. (под ред.), *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождение рудных полезных ископаемых* (С. 278-285) Киев, «Прастыи луды».

14. Гинтов, О. Б. (2014). Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита новые данные и следствия. *Геофизический журнал*, 36(1), 3–18.
15. Глеваская, А. М., Карзанова, А. Я., Кравченко, С. Н. (1992). Магнитно-минералогические критерии палеомагнитной информативности докембрийских пород. Киев, Наук. думка.
16. Глеваский, Е. Б., Каляев, Г. И. (1998). Докембрий и тектоника плит (проблема плитотектонических реконструкций юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы). *Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита*, 38–40.
17. Глеваский, Е. Б., Каляев, Г. И. (2000). Тектоника докембрия Украинского щита. *Минералогический журнал*, 2, 77–91.
18. Єнтін, В. А., Шимків, Л. М., Нечаєва, Т. С., Дзюба, Б. М., Гінтов, О. Б., Пашкевич, І. К., Красовський, С. С. (2002). Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1000000. *Геоінформ України*.
19. Исай, В. М. (1998). Реологические свойства консолидированной коры и некоторые закономерности разломообразования (на примере Украинского щита). *Геофизический журнал*, 11(3), 40–52.
20. Куприенко, П. Я., Макаренко, И. Б., Старостенко, В. И., Легостаева, О. В. (2007). Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофизический журнал*, 29(5), 3–27.
21. Митрохин, О. В. (2011). Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): *Автореф. Дис. д-ра геол. наук*. Київ.
22. Михайлова, Н. П., Кравченко, С. Н. (1986). Положение Украинского щита в позднем протерозое по палеомагнитным данным. *Докл. АН УССР*. — 1986. 9, 19—22.
23. Мичак, С. В. (2014). Деформація гірських порід Уманського, Новоград-

- Волинського та Новоукраїнського масивів в період 2,02–2,05 млрд років тому за результатами тектонофізичного вивчення. *Геодинаміка*, 2(17), 150–162.
24. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под. ред.). (2013). *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых*. Киев: Прастыи луды.
25. Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита. (2006). Київ: Укргеолфонд.
26. Цымбал, С. Н. (1996). Состав верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов и их индикаторных минералов). *Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі*. Київ: МГОН України, 177–180.
27. Чебаненко, И. И. (1990). *Геотектоника Вольно-Подолши*. Киев: Наук. думка.
28. Шумлянський, Л. В. (2012). Петрологія та геохронологія породних комплексів північно-західного району Українського щита та його західного схилу. *Авторф. дис... д-ра геол. наук*. Київ.
29. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н. (2005). *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей*. Киев, Наук. думка.
30. Щербак, Н. П., Артеменко, Г. В., Лесная, И. М., Пономаренко, А. Н. (2008). *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей*. Киев, Наук. думка.
31. Bogdanova, S. V., Gintov, O. B., Kurlovich, D. M., Lubnina, N. V., Nilsson M. K., Orlyuk, M. I., Pashkevich, I. K., Shumlyanskyu, L. V., Starostenko, V. I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-

- Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196–216. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.11.002.
32. Bogdanova, S. V., Starostenko, V. I., Gintov, O. B., Pashkevich, I. K., Kuprienko, P. Ya., Kutas, R. I., Makarenko, I. B., Tsvetkova, T. A. (2008). Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of Western Sarmatia. *Geophysical Research. Abstr.*, Vienna, Austria.
33. Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London, Memoirs, 599–628.
34. Bogdanova, S. V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T. N., Kozlov, V. I., Puchkov, V. N., Volozh, Y. A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*. 160, 23–45.
35. Elming, S. A., Kravchenko, S. N., Layer, P., Rusakov, O. M., Glevasskaya, A. M., Mikhailova, N. P., Bachtadze, V. (2006). Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age determinations of the Ediacarian traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: Relevance to the Rodinian breakup. *J. Geol. Soc*, 162(6), 131–133.
36. Elming, S.-A., Mikhailova, N. P. and Kravchenko, S. (2001). Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields: *Tectonophysics*, 339, 19–38, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00032-4.
37. Mogi, K. (1966). Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. *Bull. Earthquake Res. Inst*, 44, 215 – 232.
38. Shumlyansky, L., Ellam, R.M., Mitrokhin, O. (2006). The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield: Implication of Nd and Sr isotope data. *Lithos*, 90, 214–222.

РОЗДІЛ 5. ЗВ'ЯЗОК РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН З ЗОНАМИ ТЕКТОНІЧНИХ ПОРУШЕНЬ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Динаміка розвитку світових мінерально-сировинних ресурсів свідчить, що головний приріст запасів і рудних родовищ, і неметалевих корисних копалин йде за рахунок відкриття і освоєння родовищ на древніх щитах. УЩ не є виключенням. На його теренах (рис. 5.1) виділяються металогенічні області та рудопрояви чорних (залізо, хром), кольорових (алюміній, мідь, нікель, свинець, титан), рідкісних (молібден, літій, берилій, цирконій, тантал, ніобій), благородних (золото, платиноїди), рідкісноземельних металів, радіоактивних елементів (уран, торій).

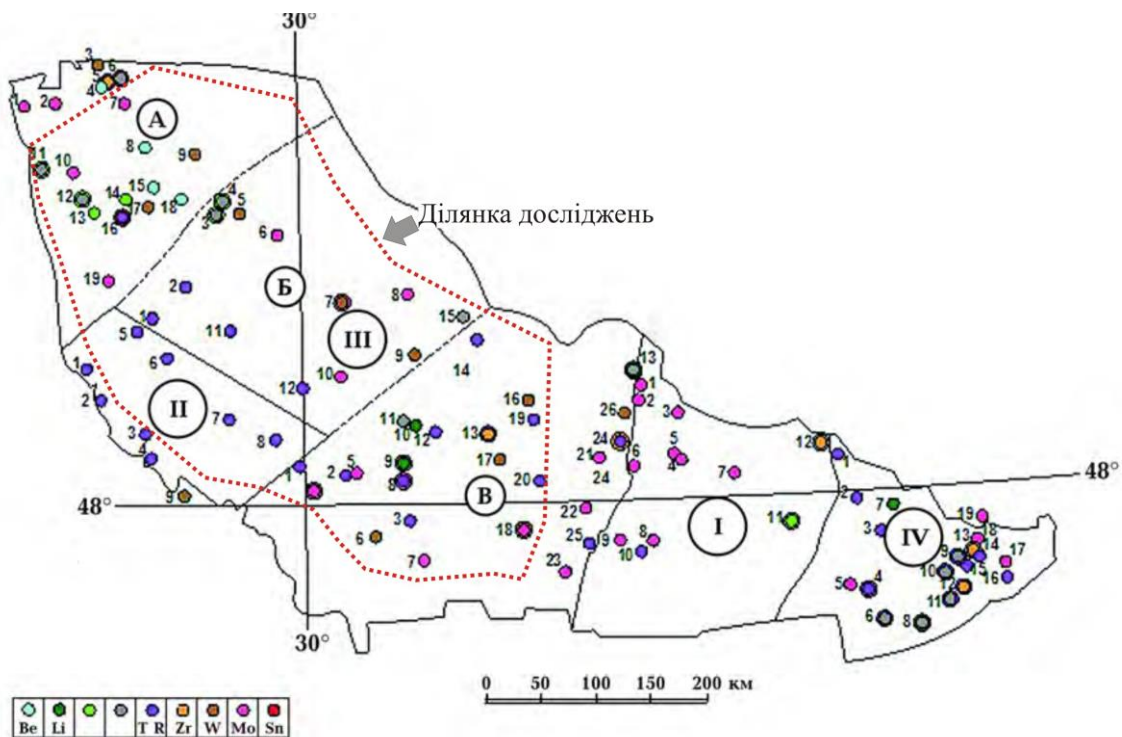


Рис. 5.1. Металогенічні субпровінції за [Нечаєв та ін., 2005, а, б]: I – Дніпровська (Mo, Ta-Nb, TR); II – Подільська (TR, Zr); III – Центральноукраїнська у складі металогенічних ділянок (А – Волинська (Be, W-Sn, TR-Zr, Ta-Nb, Mo, Li-Rb-Cs), Б – Росинсько-Тікицька (W, Ta-Nb, Mo, TR, Be,

Sn), В – Кіровоградська (Li, Ta-Nb, Rb-Cs, TR, Zr, Sc, Mo, W, Be, Sn); IV – Приазовський (TR, Zr, Ta-Nb, Li, Mo, W, Be, SN). Колір в середині кола відображає провідну рідкіснометалеву спеціалізацію.

В даному розділі розглядаються закономірності формування родовищ корисних копалин західної частини УЩ. В загальному плані увагу приділено розміщенню родовищ і рудопроявів в межах окремих мегаблоків і зон розломів. Окрім того, автор детально вивчав особливості геологічної будови і металогенії ПГРР, тому цьому району присвячено окремий підрозділ дисертації.

5.1. Геолого-геофізичні (тектоніфізичні) критерії пошуків родовищ корисних копалин в межах Українського щита

Пошуковими ознаками рудоносності вважають такі геологічні, мінералогічні, геохімічні, геофізичні ознаки, які прямо або побічно вказують на наявність або на можливість виявлення корисних копалин в надрах досліджуваного регіону.

Пошукові критерії відображають попередні геологічні процеси рудоутворення. Вони сприяють пізнанню рудоутворюючих процесів і тим самим створюють умови для виявлення промислових скупчень корисних копалин. Виявлені закономірності розміщення рудних об'єктів служать визначальними передумовами для прогнозу і пошуків промислових родовищ.

На рис. 5.2 представлено модель зони сколювання де показано положення структур другого порядку – L-сколів, сколів Ріделя, тріщин відриву (Т) і структур стиснення для випадків правого і лівого зсуву і відсутності слідів пластичної деформації, тобто для базових ділянок структур, які відслідковуються при польових спостереженнях.

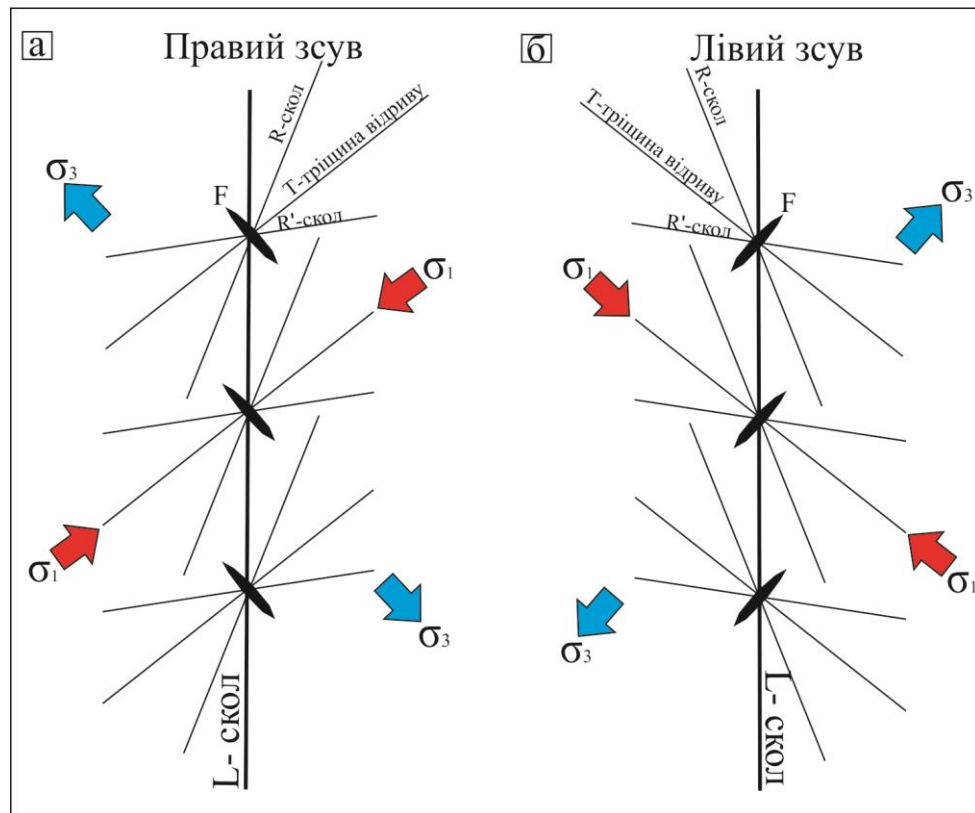


Рис. 5.2. Положення в зоні сколювання структур другого порядку для випадків правого (а) і лівого зсуву (б).

Досвід тектонофізичних спостережень і геологорозвідувальних робіт вказує на те, що найбільш проникними для гідротерм, рудних розчинів і флюїдів є тріщини відриву Т (структури розтягу для глибинних умов), далі, в порядку спадання, сколи Ріделя і L-сколи.

Однак потрібно враховувати, що проникаючою для висхідних потоків є вся зона сколювання (або зона розломів), оскільки доведено [Николаевский, 1982; Гинтов, Исая, 1984], що в процесі пластичного деформування гірських порід в зоні розломів навіть при стисненні відбувається дилатансія – розпушення гірської породи, що досягає ступеню від одного до декількох відсотків. Це добре видно за даними гравіметрії, які вказують на розуцільнення земної кори в зонах розломів. При загальній проникності зони розломів порядок ступеню проникності структур другого порядку залишається без змін.

Для пошуків родовищ корисних копалин запропоновано наступні критерії:

Структурні критерії. Першим і відомим пошуковим критерієм для багатьох видів корисних копалин, особливо гідротермального і метасоматичного генезису є висока проникність зон розломів, зон сколювання і структур другого порядку цих зон для рудних розчинів.

Другий критерій впливає з вищенаведеного ступеню проникності деформаційних структур другого порядку, але цей фактор може грати як позитивну, так і негативну роль в залежності від ерозійного зрізу території.

При високій проникності розривних структур для рудних розчинів останні піднімаються високо до поверхні консолідованої кори, і утворені ними скупчення можуть бути знищені ерозійними процесами. В такому випадку зберігаються ті скупчення (хоча і в менших масштабах), які формувалися в менш проникних структурах, оскільки рудні розчини долали тут більший опір і зупинялися на більшій глибині.

Третій критерій полягає у важливій металогенічній ролі ділянок перетину різновікових зон розломів. У таких вузлах створюються умови для перевідкладення і концентрації рудної речовини, а також формуються пулл-апарт структури з рудними тілами штокверкового типу.

Це, в першу чергу, стосується вузлів перетину з широтними зонами розломів. Фаза закладання широтних зон розломів – субгоризонтальний правий зсув, при якому відбувається розкриття розломів північно-західного напрямку. Більшість лінійних металогенічних зон, рудних і рудоносних районів УЩ відносяться саме до таких зон розломів [Гошовський..., 2002]. А в фазу активізації при лівому зсуві розкривалися зони північно-східного напрямку, зокрема Суцано-Пержанська зона розломів, відома своєю багатою металогенією.

Четвертий критерій. Зміщення крил розломів мають реверсний характер, тобто під час активізацій напрямок зсуву може змінювати свій знак. Ця

закономірність особливо важлива для процесів рудогенезу, оскільки при зміні напрямку зміщення прирозломні і внутрішньорозломні структури стиснення стають структурами розтягу і навпаки.

Геофізичні критерії. Засновані на вивченні природних фізичних полів, серед яких виділяються аномалії, що вказують на можливість виявлення корисних копалин. Для району досліджень таким детальним пошуковим критерієм є вузькі магнітні та гравітаційні мінімуми або зони градієнтів субширотного простягання, зони підвищеної електропровідності, що приурочені до широтних зон сколювання, з якими пов'язані лінійні кори вивітрювання та їх кармани – конкретний пошуковий критерій на чорні, рідкісні та благородні метали, графіт.

Магматичні критерії передбачають наявність генетичних або парагенетических зв'язків зруденіння з магматичними тілами – плутонами, екструзивними, субвулканічними тілами, поясами даєк і малих інтрузій.

Враховуючи зв'язок генезису карбонатних утворень з процесами метасоматичного перетворення порід базит–ультрабазитового складу в зонах тектонічної активізації, основної уваги в районі досліджень заслуговують периферійні ділянки масивів цих порід, відмічених в геофізичних полях як зони підвищених значень їх градієнтів.

5.2. Зв'язок рідкісноземельно-рідкіснометалевої та золоторудної мінералізації з розломно-блоковою структурою західної частини Українського щита

Як показано у роботі [Нечаев и др., 2019, а] металогенічні зони, рудні райони і рудні поля відносяться до основних зон розломів УЩ. Практично всі найбільші зони розломів УЩ закладені і розвивалися як зони зрушень з різким переважанням горизонтальної складової зміщення бортів. Вони закладені в неоархеї, ранньому протерозої і на межі раннього і середнього протерозою як

праві і ліві зсуви, скидо- і підкидо-зсуви, що виходять далеко за межі УЩ, а за глибинністю сягають у мантію не менше ніж на 100–200 км, іноді перетинаючи всю літосферу, потужність якої за геотермічними та іншим геофізичними даними складає 180-260 км. Існування таких древніх зон зсуву протяжністю в сотні кілометрів і амплітудою горизонтального зміщення крил в десятки кілометрів неможливо пояснити без залучення уявлень про конвекцію в мантії, яка проходила вже принаймні в неоархеї і особливо в ранньому протерозої.

Кінематичними особливостями докембрійського плитотектонічного процесу обумовлена в першу чергу орієнтація зон розломів під час закладання в неоархеї, палео-, мезо- і неопротерозої, а також їх НДС під час активізацій. З цим пов'язаний також характер рудоутворення і формування родовищ.

Міжмегаблокові і великі зони розломів обмежують корово-мантіїні мегаблоки різної потужності і основності. До таких зон розломів в західній частині УЩ відносять Тальнівську та Немирівську. Зміна складу всього розрізу кори відбувається в Сарненсько-Варварівській, північно-східному продовженні Немирівської, Суцано-Пержанській і деяких зонах розломів другого порядку. Історія розвитку зон розломів УЩ охоплює сотні мільйонів (а можливо, і кілька мільярдів) років.

За цей час багато разів змінювалися поля напружень і напрямки рухів блоків земної кори. В розломах як найбільш проникних структурах, що зв'язують верхні і нижні шари земної кори, кору і мантію, виникали все нові і нові зони сколювання, поновлювалися і згасали процеси утворення магматичних розплавів, гідротерм і рудних розчинів. Проникними структурами зони розломів є не тільки під час розтягу, але і під час зсуву при стисненні, оскільки в останньому випадку відбувається дилатансійне розпушення порід в зоні розломів. Підвищується їх пористість, а в вузлах перетину розломів утворюються пулл-апарт структури з рудними тілами штокверкового типу. Крім того, при наявності діагональних і ортогональних систем розломів режим

розтягу в певні періоди може бути притаманний кожній зоні розломів: зсувні процеси в зонах ортогональної системи призводять до розтягу в зонах діагональної системи і навпаки. Чергування процесів стиснення і розтягу фіксується в зонах розломів не лише кінематично, але і петрологічно: у багатьох з них спостерігаються спільні знаходження мілонітів і катаклазитів, характерних для зон стиснення, лужних метасоматитів, окварцювання, що формуються в умовах розтягу, а також паралельне простягання смуг мілонітів і розташованих поруч дайок основних порід або гранітних жил, що відображають перемінне стиснення і розтяг.

З огляду на викладене, можна з упевненістю стверджувати, що між будовою зон розломів і проникненням в верхні шари земної кори рудної речовини існує прямий зв'язок. Піднімаючись по окремих розривах і не маючи можливості розповсюджуватися по латералі на великі відстані, рудна речовина концентрується на проникних ділянках в безпосередній близькості від зони розломів в межах деструктивних полів. Тому рудні райони і рудні поля в плані в більшості випадків збігаються з зонами розломів. Приклади таких збігів докладно описані в роботі [Старостенко и др., 2011]. Плитотектонічні процеси мають до цього пряме відношення, тому що причиною розкриття і закриття зон розломів є горизонтальні напруження і рухи блоків літосфери, обумовлені мантійною конвекцією і розтіканням плюмів.

Ґрунтуючись на матеріалах Прогнозно-металогенічної карти рідкіснометалевого зруденіння УЩ масштабу 1:500 000 [Нечаєв та ін., 2005], більшість об'єктів (рис. 5.1, рис. 5.3), що викликають інтерес, можна розділити на такі основні групи:

1. *Рідкісноземельні елементи (лантанойди ітрієвої та церієвої груп – TR).* Широко розвинені в північно-західній частині району досліджень на границі Волинського мегаблоку і Волинсько-Поліського поясу в межах лівозсувної міжмегаблокової Суцано-Пержанської зони розломів.

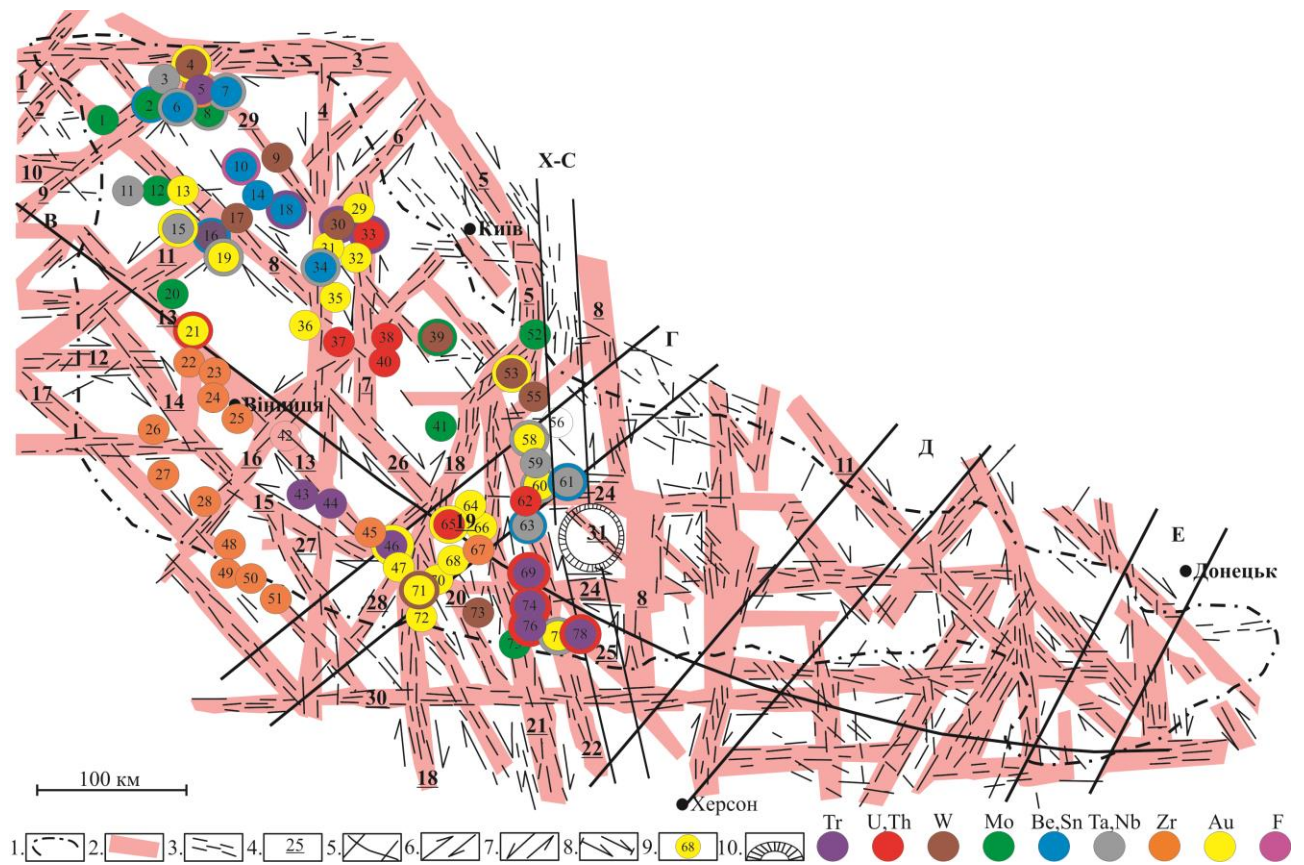


Рис. 5.3. Схема зіставлення рідкісноземельної–рідкіснометалевої і золоторудної мінералізації з розломно-блоковою тектонікою західної частини Українського щита [Нечаев и др, 2019, а]: Умовні позначення: 1 – контур УЩ; 2 – зони розломів; 3 – ешелоновані сколи і зони сколювання; 4 – номери зон розломів (1 – Горинська, 2 – Луцька, 3 – Поліська, 4 – Звіздаль-Заліська, 5 – Ядлів-Трактемирівська, 6 – Чорнобильська, 7 – Брусилівська, 8 – Сарненсько-Варварівська, 9 – Суцано-Пержанська, 10 – Володимир-Волинська, 11 – Тетерівська, 12 – Хмельницька, 13 – Хмільникська, 14 – Летичівська, 15 – Ободівська, 16 – Немирівська, 17 – Подільська, 18 – Тальнівська, 19 – Ємилівська, 20 – Владіївська, 21 – Первомайська, 22 – Звенигородсько-Братська, 23 – Новоукраїнська, 24 – Суботсько-Мошоринська, 25 – Бобринецька, 26 – Дашівська, 27 – Гайворонська, 28 – Заваллівська, 29 – Центральна, 30 – Конкська, 31 – Нерубаєвсько-Лозоватська); 5 – трансрегіональні лініаменти В, Г, Д, Е і трансрегіональна зона розтягу Херсон-Смоленськ (Х-С); 6–8

(кінематичні знаки 6 – правий зсув, 7 – лівий зсув, 8 – підкидо- і скидо-зсув); 9 – номери родовищ і рудопроявів (назви – в тексті). Колір всередині кружка – провідна рудна спеціалізація щодо запропонованих груп; супутня мінералізація показана зовнішнім кольоровим контуром; 10 – центр Кіровоградського рудного поля натрій-уранової формації.

2. *Радіоактивні елементи уран (U) і торій (Th)*. На відміну від попередньої групи, поширені в основному в Інгульському і Подільському мега-блоках. Наведені дані вказують на те, що переважна більшість родовищ радіоактивних елементів (U + Th) УЩ, в тому числі уранове зруденіння гідротермального жильно-штокверкового типу [Анисимов, 2004], розташовуються в зонах розломів.

3. *Рідкісні метали вольфрам (W) і молібден (Mo)*. Розглядаються окремо від інших рідкіснометалевих зруденінь, оскільки в межах регіону вони найбільш представлені практично скрізь. Вольфрам найчастіше зустрічається в шеєлітових скарнах, набагато рідше в вольфрамітоносних грейзенах.

Молібден – найбільш розповсюджений рідкісний метал в межах УЩ. Він утворює як самостійні молібденові прояви, так і досить широко представлений в шеєлітових скарнах і в комплексних рідкіснометалевих рудопроявах. Поширений широко в молібденових пегматитах і калієвих метасоматитах, рідше у вигляді домішків в шеєлітових і комплексних рідкіснометалевих проявах. Важливо зазначити, що всі розглянуті прояви мінералізації вольфрама знаходяться в зонах розломів і дуже слабо розвинені в архейських мегаблоках західної частини УЩ (Подільський, Бузький).

4. *Рідкісні метали берилій (Be) і олово (Sn)* також виділені в окрему групу, спільні прояви відомі в небагатьох місцях, причому виключно на ділянках протерозойської активізації.

5. *Інші рідкісні метали – тантал (Ta), ніобій (Nb), літій (Li), рубідій (Rb), цезій (Cs), вісмут (Bi) розвинені в зонах розломів і рудопроявах Волинського і Росинського мегаблоків утворюючи комплексні прояви спільно з розглянутими вище, за винятком тих місць, де шееліт і молібденіт зустрічаються як самостійні рудопрояви (на це вказувалося ще в роботі [Семенен, 1975]).*

6. *Рудопрояви циркону (Zr) і монациту розвинені виключно в архейських Подільському та Бузькому мегаблоках і пов'язані в основному з Хмільницькою і Подільською зонами розломів.*

7. *Золоторудна мінералізація (Au) викликає особливий інтерес і вивчалася дослідниками особливо ретельно, аж до пошуково-розвідувальних робіт [Нечаев и др., 2005, в]. Свідомство такого пріоритету – складання карти золотоносності України масштабу 1: 1 500 000 на рубежі XX і XXI ст. [Бочай та ін., 1998]. Перевага віддавалася структурам, складеним мафітами і ультрамафітами [Бойко та ін., 1988], хоча прояви Au гідротермально-метасоматичної природи досить часто спостерігалися в комплексі з рідкісноземельними–рідкіснометалевими проявами. З нижче розглянутих родовищ і проявів Au тільки одне (Смолківське) прямо не пов'язане з зоною розломів, хоча і розташоване поруч з Тетерівською зоною.*

8. *Рудопрояви флюориту (F) виділені в окрему групу через своє рідкісне поширення.*

Волинський мегаблок. *Рідкісноземельні елементи (лантанної ітрієвої та церієвої груп – TR). В СПЗР відомий Ястребецький (№ 5) рудопрояв який відноситься до потенційного родовища TR та циркону в штоку сієнітів. Як вже було сказано у підрозділі 3.1, СПЗР зазнала декілька фаз активізацій (як зсувного так скидо-підкидового характеру), особливо у зв'язку з субдукційно-колізійними процесами, що відбувались при зчленуванні мікроплит Феннскандії та Сарматії. В області її перетину з Центральною зоною розломів утворений так званий Пержанський тектонічний вузол (ПТВ) (родовища і рудопрояв № 3–8).*

Безпосередньо у Волинському мегаблоці прояв TR зустрічається в лізниківських гранітах (№ 18) Коростенського плутону спільно з берилієвою мінералізацією. На границі Волинського та Подільського мегаблоків в межах вузла перетину лівозсувної Тетерівської і правозсувної Сарненсько-Варварівської зони розломів відоме Луговське поле (№ 16) рідкісноземельних-рідкіснометалевих грейзенів (TR, Nb, Sn). На границі Волинського та Росинського мегаблоків, в вузлі перетину лівозсувної Брусилівської і правозсувної Центральної зони розломів, виявлено Безименний (№ 33) радіоактивно-рідкісноземельний рудопрояв (U, Th, TR).

Рідкісні метали (Be). Велике Пержанське родовище Be (№6) з комплексною рідкіснометалевою мінералізацією, в тому числі Sn, і Східне рідкіснометалеве поле (№ 7), де також встановлені берилій і олово «Пержанський рудний вузол».

Рідкісні метали вольфрам (W) і молібден (Mo). Шеелітові скарни з накладеною сульфідною і благороднометалевою (Ag, Au) мінералізацією (рудопрояв № 4) відомі в СПЗР в районі Пержанського рудного вузла. У Волинському мегаблоці шеелітові скарни зустрічаються також в Центральній зоні розломів (Коростенський рудопрояв № 9 в с. Бехи) і на її перетині із Звіздаль-Заліською зоною розломів (Кочерівський рудопрояв № 30) з накладеною рідкіснометалево-флюоритовою, в тому числі молібденовою мінералізацією. Звіздаль-Заліська лівозсувна зона розломів протяжністю до 450 км перетинає в меридіональному напрямку всю західну частину УЩ. На півночі в межах Коростенського плутону вона включає в себе відому Звіздаль-Заліську дайку, а на півдні проходить в середній частині Бузького мегаблоку. Зона розломів є частково міжмегаблоковою, відокремлюючи (на південь від Коростенського плутону) Росинський мегаблок від Волинського і Подільського. Ця зона відноситься до наймолодшого на УЩ суботсько-мошоринського етапу розломоутворення (близько 1,80 млрд років тому).

Рокитнянський рудопрояр молібденіту встановлено в межах Пержанського рудного вузла в Устинівському рудному полі (№ 2). У Волинському мегаблоці відоме Вербинське родовище Мо і Ві (№ 8). Також в межах мегаблоку відомий Курчицький прояв молібденітової мінералізації (№ 12), розташований в безіменній широтній зоні розломів в області її примикання до Сарненсько-Варварівської.

Прояви рідкіснометалевої мінералізації та Володарськ-Волинське пегматитове поле (№ 14) в гранітоїдах Коростенського плутону, в яких виявлені берилій і олово, з розломами прямо не пов'язані.

Рідкісні метали – тантал (Ta), ніобій (Nb), літій (Li), рубідій (Rb), цезій (Cs), вісмут (Bi) виявлені у Пержанську рудному вузлі (№ 3–8), Городницькому рудному полі (№ 11, рис. 5.3) рідкіснометалевих пегматитів (безіменна широтна зона розломів).

Золоторудна мінералізація (Au) відома на границі Волино-Поліського плутонічного поясу і Волинського мегаблоку, в Пержанському рудному вузлі СПЗР – Глушковицькому прояві рідкіснометалевої і сульфідної мінералізації (№ 4), а також в Пержанському родовищі берилію (№ 6). У межах Волинського мегаблоку встановлені Вільшанський прояв Au (№13) в Сарненсько-Варварівській зоні розломів; золоторудні прояви відомі в графітоносних гнейсах Смолківського поля рідкіснометалевих пегматитів (№15).

Рудопрояви флюориту (F) у Волинському мегаблоці пов'язані з Ємелівським (№ 10) рідкіснометалевим рудопроярком.

Подільський мегаблок. *Радіоактивні елементи уран (U) і торій (Th).* Відомий Жданівський поліметалевий рудопрояр з U (№ 21) і розташоване поруч Хмільницьке родовище радонових вод, яке можливо пов'язане з корінним урановим зруденінням. Обидві ділянки знаходяться безпосередньо в правозсувній Хмільницькій зоні розломів, орієнтованій за азимутом 318°.

Рідкісні метали вольфрам (W) і молибден (Mo). В рудопрояві № 17 в Сарненсько-Варварівській зоні розломів відомі шеслітові скарни.

Рідкісні метали. Молибден (Mo). Відоме велике Любарське рудне поле молибденітової мінералізації (№ 20) поблизу вузла перетину Тетерівської і Хмільницької зони розломів (лініамент В). Тут виявлена багата вкрапленість молибденіту в чарнокітах (с. Мотовилівка на р. Таранька).

Рідкісні метали – тантал (Ta), ніобій (Nb), літій (Li), рубідій (Rb), цезій (Cs), вісмут (Bi). Розвинені в Лугівському полі грейзенів (№ 16) та в Радомишильському пегматитовому полі (№ 34).

Рудопрояви циркону (Zr) і монациту розвинуті в Подільському мегаблоці у вузлі перетину Хмільницької і Гайворонської зони розломів – Миколаївське (№ 22), Літинське (№ 23), Майдан-Голосківське (№ 24), Сабарівське (№ 25), Ставсько-Устивське (№ 45).

У Подільському мегаблоці відомі Ровське (№ 26) і Лядовське (№ 27) прояви Zr, а на межі з Бузьким мегаблоком в Немирівській зоні розломів - Мурафське (№ 28).

За межами Подільського та Бузького мегаблоків циркон-монацитова мінералізація відома тільки в Довгопристанській зоні розломів ГШЗ (однойменний прояв № 67).

Бузький мегаблок. *Рідкісноземельні елементи (лантаноїди ітрієвої та церієвої груп – TR).* В межах Хмільницької зони розломів розташований Клебанський (№ 43) і Губникський (№ 44) прояви ортитової мінералізації. У цьому ж мегаблоці в Гайворонській зоні розломів знаходиться великий Соломіївський рудопрояв TR (№ 46).

Рудопрояви циркону (Zr) і монациту відомі в Русавському (№ 48), Ямпіль-Сороківському (№ 49), Косниця-Воронківському (№ 50), Каменському (№ 51) проявах.

Золоторудна мінералізація (Au) на Гайворон-Заваллівській ділянці мегаблоку мінералізація Au зустрічається в комплексі з залізо-марганцевим проявом в Гайворонській зоні розломів (№ 46) і в графітових гнейсах Заваллівської зони розломів (№47). Геохімічні аномалії Au, чорних і рідкісних металів виявлено в межах Маньківської зони розломів.

Росинський мегаблок. *Радіоактивні елементи уран (U) і торій (Th).* На границі Волинського та Росинського мегаблоків в Безіменному (№ 33) рудопрояві (вузол перетину Брусилівської і Центральної зон розломів), окрім згаданого *TR* зруденіння, розвинений також прояв U + Th, а в 8 км на південь від нього на границі з лівозсувною Немирівською зоною розломів розташований Новофастівський рудопрояв U (№ 37). Аналогічний Північно–Березнянський (№ 38) рудопрояв виявлено поблизу вузла перетину Немирівської і Брусилівської зон розломів.

Рідкісні метали вольфрам (W) і молібден (Mo). В межах мегаблоку відомий Острівський (рис. 5.4) прояв шеєлітової (разом з молібденітовою) мінералізації (№ 39).



Рис. 5.4. Правий берег р. Рось навпроти с. Острів. Кар'єр (вид на південну стінку). Прояв шеєлітової і молібденітової мінералізації в густій системі рожево-червоних пегматитових жил, що січуть брекчієвидні вапняні скарни (окреслено пунктиром). Скарни розвиваються в активних контактах

плагіомігматитів з амфіболітами. Падіння кровлі і підшви товщі скарнів 20–30° на південний захід. Фото автора.

Рудопрояв розташований в густій системі сколів північно-західного простягання, які йдуть паралельно Центральній (Волинський мегаблок) і Лелеківській (Ингульський мегаблок) зонам розломів. Передбачається наявність тут зони насуву, в якій скарнуванню піддалися плагіомігматити Росинського мегаблоку. У південній частині Росинського мегаблоку встановлено Зеленоярський каситеритовий розсип з вольфрамітом (слід зауважити, що джерело зносу невідоме).

У східній частині Росинського мегаблоку відомий прояв молібденітової мінералізації в пегматитах в районі с. Буки (№ 41) на перетині Смілянської широтної зони розломів і безіменної зони сколювання північно-західного простягання.

Рідкісні метали берилій (Be) і олово (Sn). У Росинському мегаблоці рідкометалеві прояви Be і Sn пов'язані із Звіздаль-Заліською і Центральною зонами розломів - Радомишильське (№ 34) і Кочерівське (№ 30). Олово встановлене в вузлі перетину Тетерівської та Сарненсько-Варварівської зон розломів в Лугівському полі (№ 16) рідкісноземельно-рідкіснометалевих грейзенів.

Золоторудна мінералізація (Au). В складному вузлі перетину Центральної, Звіздаль-Заліської, Брусилівської і Чорнобильської зон розломів відомі Межиріччянський (№ 29), Поташнянський (№31), Білківський (№ 32), Безіменний (№33) прояви золота.

На границі Подільського і Росинського мегаблоків в межах Звіздаль-Заліської зони розломів відомий Білилівський прояв Au в брекчії габро, спірного походження (трубка вибуху або астроблема).

Рудопрояви флюориту (F). В межах мегаблоку відомий Кочерівський (№30) рідкіснометалевий рудопрояв з флюоритом.

Інгульський мегаблок (західна частина). Рідкісноземельні елементи (лантаноїди ітрієвої та церієвої груп – TR). В мегаблоці зруденіння TR розвинене спільно з урановим як в натрієвій, так і в калієвій [Белевцев, Коваль, 1995] формаціях. В натрієвій формації зруденіння розкривається в межах Новокосянтинівської групи родовищ U в осьовій частині трансрегіональної шовної зони Херсон–Смоленськ. З U + Th родовищами і рудопроявами калієвої формації TR розвинене в межах Лозоватсько-Калинівського рудного поля (№ 69), рудопрояві Балка Корабельна (№ 74) і родовищі Південне (№ 76). Ці чотири ділянки розташовані в зоні впливу зближених правозсувних Первомайської та Звенигородсько-Братської зон розломів, орієнтованих за азимутом 345°.

Радіоактивні елементи уран (U) і торій (Th). В межах ГШЗ ураніт зафіксований в Голованівському поліметалевому рудопрояві (№ 65), розташованому в правозсувній Довгопристаньській зоні розломів, орієнтованій за азимутом 332°.

Рідкісні метали вольфрам (W) і молібден (Mo). В західній частині Інгульського мегаблоку (ГШЗ) вольфрамітове зруденіння (разом з молібденітовим) встановлено в Майському золоторудному родовищі (№71) в вузлі перетину Тальнівської та Савранської зон розломів - так званому Савранському рудному полі. Шеєлітова (разом з молібденітовою) мінералізація зустрічається в Кумарівському рудопрояві (№ 73), пов'язаному з лівозсувною Врадіївською зоною розломів. На півночі ГШЗ, в зоні зчленування Тальнівської та Первомайської зон розломів з Ядлів-Трактемирівською встановлено Стеблівське поле (№ 53) вольфрамітоносних скарноїдів (шеєліт) з Au і Селищанський рудопрояв ремобілізованих скарнів (№ 55).

Золоторудна мінералізація (Au) в західній частині мегаблоку проявлена в породних комплексах багатьох зон розломів. Більшість рудних і рудоносних об'єктів в цих зонах розломів вже називались, тому перерахуємо назви тих з них, з якими пов'язано прояв Au. Це відоме Савранське рудне поле (родовище

Майське (№ 71), рудопрояви Савранське, Полянецьке, Квітковське (№ 2), Чемирпільське (№ 70), Капустянське), а також Голованівське (№ 65), Стеблівське (№ 53), Мостове (№ 60), як і Прудянське, розташоване на південь від нього в Звенигородсько-Братській зоні розломів в графітових гнейсах, відоме Станковатсько-Липняжське (№ 63).

Можна зробити висновок, що 87 % проявів розташовуються в зонах розломів, а решта – в інтрузивних масивах.

Особливе місце в металогенії золота західної частини УЩ займають базит-гіпербазитові масиви. Раніше при вивченні рудопроявів золота в межах таких масивів на їх зв'язок з розривними порушеннями не звертали уваги. Ці структури завжди мають чітко виражену форму, займають відокремлене положення серед порід, що їх вміщують, і це завжди було визначальним фактором при їх вивченні. Тому автор також не буде приділяти особливу увагу «розломному» фактору, хоча в багатьох випадках уникнути його неможливо.

В цьому відношенні територію досліджень можна поділити на Волино-Подільську частину і Побузький гірничорудний район (ПГРР), які відрізняються ступенем перспективності базит-гіпербазитових масивів на золоте зруденіння. Нижче буде розглянуто перспективи на золотоносність першого з них, а золотоносність масивів ПГРР – в спеціальному підрозділі, присв'яченому його металогенії.

Волино-Подільська частина району досліджень представлена численними малими інтрузіями базитів-гіпербазитів, декількома лужними масивами і габродіабазами дайкового комплексу. Тут відомі Федорівський, Каміньський, Томашгородський, Прутівський, Варварівський, Букинський, Замисловицький, Городницький, Глумчанський, Жданівський, Сабарівський, Немирівський, Малокутищанський, Малоострозький, Кармелюківський, Баранівецький, Зянківецький невеликі масиви базитів-гіпербазитів і кілька ще більш дрібних тіл; масиви лужних порід Подільської зони розломів – Проскурівський,

Антонівський, Вербівський; численні включення ксенолітів і смуги порід основного-ультраосновного складу – в утвореннях дністровсько-бузької серії; дайковий комплекс габро-діабазів.

За результатами хіміко-мінералогічного, пробірного та інших аналізів протолочних проб золото в більшості перерахованих масивів і тіл згадується вкрай рідко. Виняток становлять Жданівський (№ 21) і Прутівський (№ 19) масиви, в яких зазначена наявність Au в кількості від декількох десятків мг/т до 0,4 г/т [Павлюк и др., 2008]. У дуже незначних кількостях золото відзначено також в Кармелюківському, Багрянівському, Зяньківському і Немирівському масивах.

В цілому базит-гіпербазитові і лужні породи західної частини району досліджень станом на 2018 р у своїй переважній більшості малоперспективні на пошуки Au.

5.3. Металогенія Побузького гірничорудного району

Побузький гірничорудний район охоплює ГШЗ і Гайворон-Заваллівську частину Бузького мегаблоку разом з Тальнівською і Первомайською зонами розломів. Їх об'єднує наявність крупних на УЩ максимумів сили тяжіння – Голованівського та Бандурівського [Гинтов и др., 2018] та базальтоїдний тип земної кори [Створення..., 2006], з яким пов'язана і основна металогенічна спеціалізація. В межах ПГРР на площі 7000 км², налічується 8 перспективних проявів і 3 родовища хрому, 17 проявів і 1 родовище заліза, 14 проявів і 1 родовище графіту. Окрім того, в межах гірничорудного району знаходиться Майське родовище і 5 перспективних проявів золота, а також проявів платиноїдів, рідкісноземельних елементів, ітрію, урану, марганцю, титану, вольфраму, міді, молібдену, апатиту, силіманіту, вермикуліту, первинного каоліну, мінеральних вод. При цьому більшість мафіт-ультрамафітових і мафіт-залізородних структур і зон їх інтенсивної тектоно-метасоматичної переробки,

що вивчалися раніше, на сьогодні залишилися не вивченими на золото та інші благородні метали [Гинтов и др., 2016].

5.3.1. Голованівська шовна зона

Перспективи ГШЗ на пошуки родовищ корисних копалин обговорюються вже декілька десятиліть. Центральна частина ГШЗ є основною частиною ПГРР і простягається на 80 км при максимальній ширині до 45 км (Первомайськ-Голованівський регіон) пронизана мафіт-ультраміфітовими інтрузіями більше, ніж інші регіони УЩ. Одних серпентинітових масивів тут нараховується більше 100, багато з яких є родовищами силікатного нікелю. Достатньо багато (не менше 15), крупних масивів метаультрабазитів і базитів капітанівсько-деренюхінського, залізорудно-метабазитового молдовського, а також метабазитового троянського комплексів, в парагенезисі з якими знаходяться залізисто-карбонатні рудні товщі і залістисті кварцити, хромітоносні перидотити.

Окрім перерахованих корисних копалин, при геологічних зйомках і глибинному картуванні центральної частини ГШЗ в шліхових пробах, відібраних в басейнах рр. Південний Буг, Синюха, Ятрань, зустрічається золото, кіновар, каситерит, шеєліт, колумбіт, хризоберил, супутники алмазів – піропи.

Золото міститься в метагіпербазитах капітанівсько-деренюхінського комплексу, структурний стан яких в межах ГШЗ розглянуто вище при описі шеєлітових скарнів. Прояви Au відносяться до золото-скарнової формації і мають, швидше за все, метасоматичний генезис. Кількісно вони розподілені нерівномірно. На окремих ділянках, наприклад в північній частині Капітанівського масиву (№ 68), концентрація Au досить велика і разом з хромом і нікелем може представляти промисловий інтерес. Капітанівський масив розташовується в межах Довгопристанської зони розломів і перетинається більш молодією системою широтних розломів, з якими, можливо, і пов'язано зруденіння Au.

При вивченні масивів метагброїдів Троянської групи (Бандурівський, Троянський (№ 66) і Тарасівський (№ 64) масиви). Останній був детально розглянутий в розділі 3.4, де основна увага приділялася рудопроявам апатитів. В Троянському масиві декількома свердловинами розкриті окварцьовані кристалосланці з вмістом Au до 1 г/т. Крім того, глибинне геохімічне картування в межах Тарасівської структури показало ряд аномалій золото-кварц-малосульфідного зруденіння. При розбурюванні однієї з аномалій в породах кристалічного фундаменту і корі вивітрювання зазначено вміст Au до 0,032 г/т. Породи сильно роздроблені, катаклазовані і окварцьовані, що пов'язується з наявністю тут лівозсувного розлому широтного простягання.

Залізорудно-метабазитові масиви молдовського типу – Молдовський, Секретарський, Лащівський, Грушківський, Чемірпольський, Слюсарівський, Полянецький, Байбузівський вивчені геологічно, і ще багато масивів, виділених тільки за геофізичними даними, розташовуються зазвичай в зонах розломів – Тальнівській, Молдовській, Савранській. За геохімічним даними [Богатырев и др., 1981; Ярощук, 1983; Павлюк и др., 2008; Усенко, 2015], залістисті кварцити і залістисто-карбонатні породи практично всіх цих масивів містять Au. Наприклад, за результатами вибіркового апробування залістистих кварцитів Полянецької структури, яка розташована в Савранській зоні розломів, передбачається її перспективність навіть на промисловий вміст золота [Павлюк и др., 2008], а Чемірпольський масив (№ 70) включений в програму пошуково-розвідувальних робіт на золото як передбачуване родовище.

Перераховані масиви представляють першочерговий інтерес і на легкозбагачувальні залізні руди. Вивчення Молдовського залізорудного родовища (МЗРР) показало (див. підрозділ 5.3.3), що цілий ряд факторів структурно-тектонічного, мінералогічного і геохімічного значення дає можливість досить обґрунтовано припустити участь в утворенні МЗРР ендегенних процесів, що зумовили формування специфічної дайково-штокової

морфоструктури, ускладненою згодом зсувними процесами і накладеними вулкана-тектонічними подіями.

З цих же позицій можуть бути переглянуті погляди на генезис і формування інших залізорудних проявів ПГРР з тією тільки різницею, що деякі з них вже на початковому етапі свого становлення були сформовані як вулканотектонічні структури центрального типу (наприклад, Савранська, Поляницька і деякі інші), від яких до теперішнього часу збереглися лише окремі кільцеві фрагменти. Уявлення про первинно магматичну природу основної частини залізорудних структур Побужжя, як свідчить світовий досвід [Юшин и др., 2008], значно розширює їх пошукові перспективи на широке коло металеві групи корисних копалин.

5.3.2. Гайворон-Заваллівський район

Цей район є однією з найбільш перспективних територій на пошуки корінних алмазів на всьому Побужжі. Тут, як ніде в іншому місці, виходячи з результатів геофізичних досліджень і виконаних на їх основі глибинних побудов [Єнтін, 2005; Сологуб, 1986], існують найбільш сприятливі для алмазоносності умови. Про це свідчать різноманітні геологічні утворення, виведені з великих глибин на рівень сучасного зрізу фундаменту. Це насамперед коматііти і особливо потенційно алмазоносні піроксенітові коматііти, еклогіти, лампрофіри, в тому числі лужні лампрофіри, лампрофіроподібні породи, лужні ультраосновні породи, флюїдизовані брекчії. Тут зосереджені рідкісні гранатові амфіболіти (наймовірніше глибинного походження). Весь цей набір специфічних утворень заслуговує пильної уваги і детального вивчення на предмет пошуків корінних джерел алмазів, особливо в зв'язку з відкриттям в Середній Азії некімберлітових алмазоносних порід типу лужних лампрофірів, лампроїтів, базальтоїдів [Довгань, 2006].

В рамках загального металогенічного вивчення Гайворон-Заваллівському району рудопроявів і ділянок підвищеної мінералізації Гайворонської зони розломів присвячено досить багато робіт, в основному виробничих звітів. Основна увага приділялася алмазоносності [Ярошук, Довгань, 1990; Яценко и др., 2002; Довгань и др., 2006] і графітоносності, хоча зверталася увага і на підвищений в цілому зміст рідкісноземельних елементів (La, Ce, Y) в лампрофірах Гайворонської зони розломів [Ярошук, Довгань, 1990].

Лампрофіри, лампрофіро- і лампрофіроподібні породи виявлені в Гайворонській, Солгутівській, Хашуватській і Казавчинській зонах сколювання [Довгань и др., 2006]. Це тіла олівін-шпінель-біотит-клінопіроксен-гранатових і олівін-ортоклаз-біотит-клінопіроксенових порід потужністю 0,3 – 1 м, що залягають серед кальцифірів. Породи піддалися інтенсивному катаклазу і мілонітизації. Зерна граната розміром від 1–2 мм до 0,5 см лінійно деформовані. У кальцифірів гранат відсутній. Контакти з кальцифірами чіткі, різкі. На контакті відзначається вкрапленість графіту. У лампрофірах присутній досить рідкісний боросилікатний мінерал серендибіт, характерний для великих глибин і високого тиску. Крім рідкісних земель церієвої групи, спектральним аналізом в них фіксується підвищений склад Ti, Mn, Ba, Sr.

У «кишенях» залізо-марганцевої кори вивітрювання цих чотирьох зон сколювання встановлено рудопрояви рідкісних металів і рідкісних земель, найбільшим з яких (практично родовищем) є Соломієвське в Хашуватській зоні сколювання [Василенко та ін., 2000]. Зруденіння протяжністю 2,5 км і шириною інший 0,5 км представлено водними фосфатами–черчитом ($YPO_4 \cdot H_2O$), рабдофанітом ($GePO_4 \cdot H_2O$) при істотно ітрієвому складі руд. Поруч з Соломієвським (трошки на схід) ще на початку ХХ ст. було відкрито Хашуватське залізо-марганцеве родовище. Разом вони складають широтне Хашуватське аномально-рідкісноземельне геохімічне поле [Михайлов, 2010] протяжністю 10 км і шириною до 2 км, спеціалізація якого визначається

пріоритетною тріадою Y, Yb, Ge. Аномалія TR спостерігається в породах Хашуватської зони сколювання, представленою тектонітами, ендербітами, рожевими гранітами, скарнованими кальцифірами і доломітами з дрібними тілами метаультрабазитів, базитів, прошарками кварцитів, графітових гнейсів і розвинутими по ним метасоматитами.

Власне Соломійвське зруденіння розвинене в каолінітовій і гідрослюдиисто-каолінітовій зоні над скарнами або покладами бурого залізняку. У зв'язку з цим видається цілком вірогідною гідротермально-аргілізована природа первинної рідкоземельної мінералізації.

В межах Солгутівської зони сколювання встановлено рудопрояв, аналогічний Хашуватському залізо-марганцевому родовищу, при цьому з ним пов'язан також підвищений вміст Au.

Геохімічною зйомкою в корі вивітрювання і зоні дезінтеграції кристалічних порід Маньківської зони розломів встановлені три геохімічні аномалії Au. Це третина загальної кількості виявлених цією зйомкою геохімічних аномалій Au в межах західної частини ПГРР. Золото зустрічається в комплексі з висококонтрастними аномаліями Mn, P, Zr, Be, P, Zr, Cr, Ni, Co. Геохімічною зйомкою (буріння з гідротранспортуванням керну без входу в корінні породи) геологічна природа досліджуваної геофізичної аномалії встановлена не була. Ксеноліти магнітоактивних порід ($\chi = 40\text{--}60 \cdot 10^{-3}$ од. СІ), виявлені новітніми роботами серед гранітоїдів уманського і гайсинського комплексів в межах даної структури, представлені за матеріалами мікроскопічного та мікрозондового дослідження біотит-роговообманковими діоритами, магнітні і густинні властивості яких адекватно відображають її дайкову геологічну природу. Вивчення вміщуючих гранітоїдів в зоні контакту з діоритом вказує на їх активне контактово-метасоматичне перетворення, в результаті якого відбулися зміни у складі плагіоклазу від контакту з ксенолітом в бік збільшення в гранітах альбітового компонента і зменшення кількості

калієвого польового шпату. Рекомендується подальше вивчення даної структури як в наукових, так і пошукових цілях.

З метою вивчення геохімічної спеціалізації порід розглянутої смуги, вона була пересічена декількома профілями свердловин КГК з гідротранспортування керна (рис. 5.5, рис. 5.6), що розкрила кору вивітрювання і зону дезінтеграції кристалічних порід. В результаті в межах смуги (як правило, в зоні дезінтеграції кристалічних порід) встановлено наявність трьох точок рудної мінералізації золота (рис. 5.5, рис. 5.6, аномалії 36, 39 і 54) в комплексі з висококонтрастними геохімічними аномаліями Mn, P, Zr і другорядними La, Ce, Y, Yb (аномалія 36), Sn, Zn (аномалія 37), Високонтрастними Be, P, Zr (аномалія 39) і Cr, Ni, Co (аномалія 54). Всього в західній частині ПГРР (східна половина листа М-35-XXXVI) геохімічною зйомкою із 120 геохімічних аномалій (загальна кількість) 10 встановлено з Au і три з них пов'язані досліджуваної смугою.

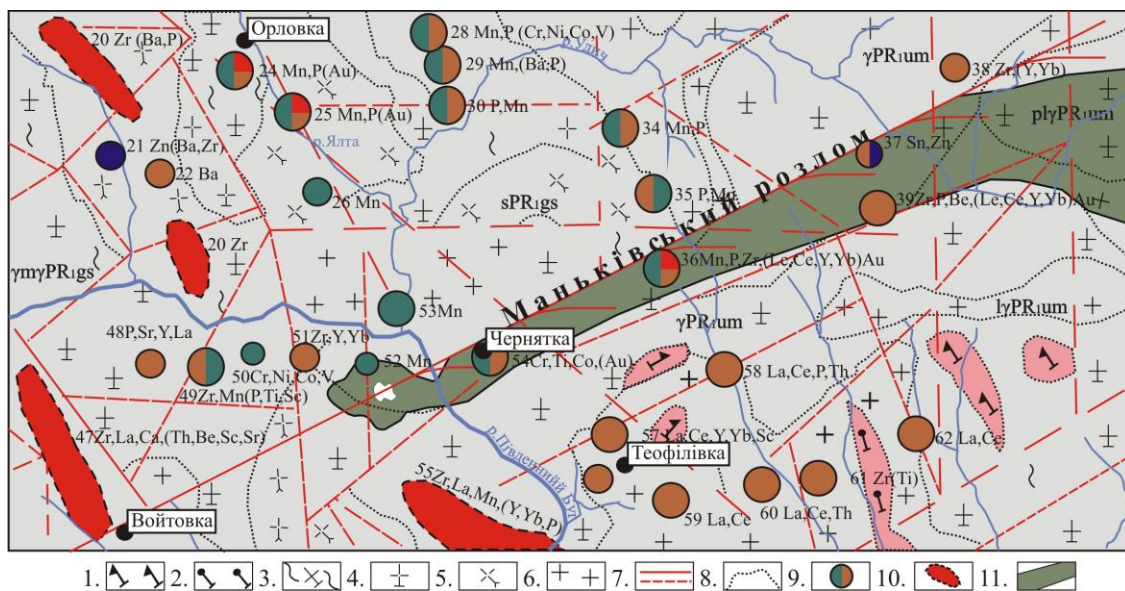


Рис. 5.5. Фрагмент карти геохімічних аномалій листа М-35-XXXVI (Гайворон), за [Ентин, Лукаш, 1998]: 1 – гнейси амфібол-біотитові, 2 – гнейси гранат-біотитові, 3 – граніти і мігматити біотитові, 4 – плагіограніти біотитові, 5 – граніти амфібол-біотитові (собіти), 6 – граніти лейкократові, 7 – розломи, 8 –

геологічні контури, 9 – точки мінералізації, 10 – ореоли мінералізації, 11 – передбачуване тіло дайки.

З урахуванням наявних на той час геолого-геофізичних матеріалів в центральній частині цієї смуги була намічена і рекомендована для детального геологічного вивчення як перспективна на пошуки золота і рідкіснометалевих руд Серединська ділянка (10 км²) [Ентин, Лукаш, 1998], де Au відзначено в корі вивітрювання кварцових сієнітів (свердловна 96, рис. 5.6).

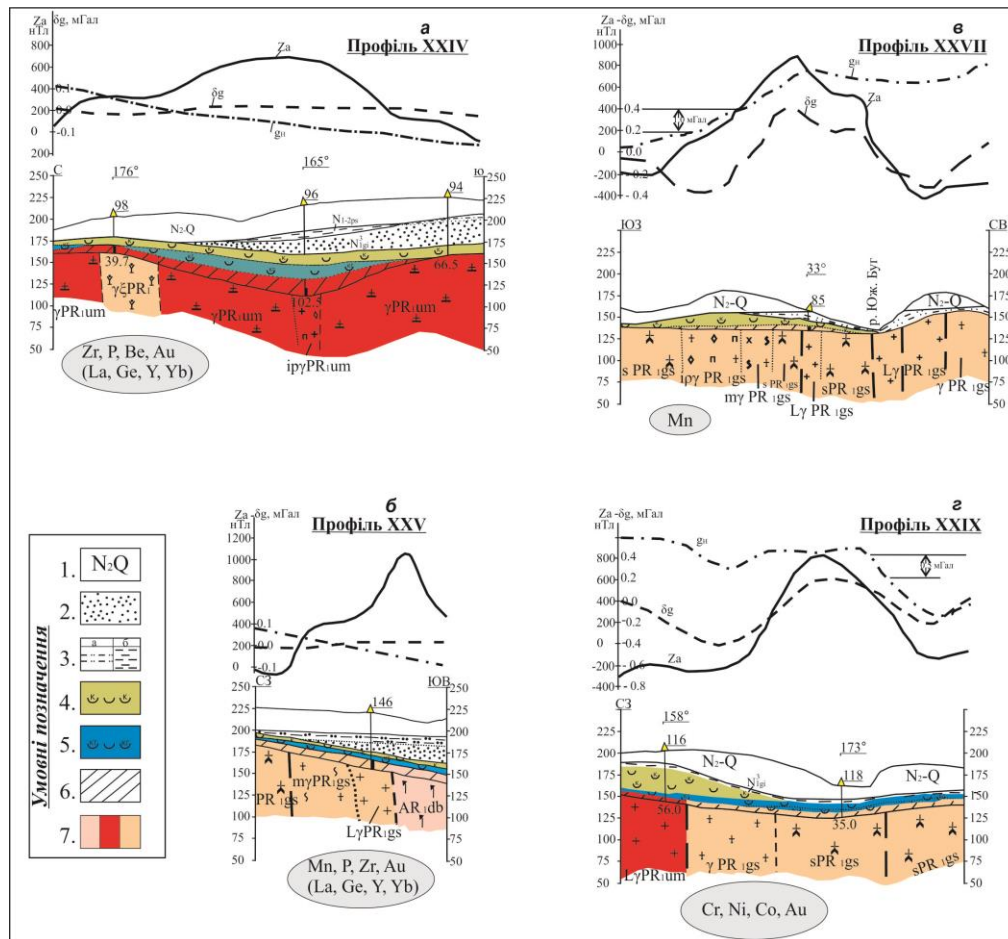


Рис. 5.6. Геологічні розрізи уздовж профілів XXIV, XXV, XXVII, XXIX геохімічної зйомки листа М-35-XXXVI (Гайворон), по [Ентин, Лукаш, 1998]: 1 – нерозчленовані пізньонеогенові і четвертинні відклади; 2 – піски; 3 (супіски, суглинки (а), глини (б); 4. 5 – кора вивітрювання (4 – каолінова, 5 – гідрослюдиста); 6 – зона дезінтеграції; 7 – кристалічний фундамент.

Завданням наступного етапу геолого-геофізичного вивчення району Маньковської смуги магнітних аномалій повинно стати встановлення можливих генетичних та просторових зв'язку відомих тут висококонтрастних геохімічних аномалії золота (Au), рідкісних металів і рідкісних земель (Be, Sn, Zn, Mn, P, Zr), а також хрому, нікелю і кобальту з встановленими дайковими породами сублужного складу, або іншими утвореннями, що знаходяться безпосередньо в зоні цього тектонічного лініаменту.

5.3.3. Перспективи Побузького гірничорудного району на залізні руди на прикладі Молдовського родовища Українського щита за геолого-геофізичними даними

Молдовське залізорудне родовище (МЗРР) відоме ще з 1930-х років за виявленою в процесі землемірної зйомки на північній околиці с. Молдовка Кіровоградської області інтенсивної Молдовської магнітної аномалії. У структурно-тектонічному відношенні, за сучасними уявленнями, родовище знаходиться в центральній частині ГШЗ.

Інтенсивний етап геолого-геофізичного вивчення МЗРР почався після відкриття у 1968 р. в північній частині аномалії перспективного типу карбонат-магнетитових залізних руд [Ентин, 2003]. В подальшому геологічні дослідження по вивченню залізорудних об'єктів району Середнього Побужжя йшли у двох напрямках. З одного боку, розширювалося коло залучених до обстеження пошуково-ревізійними роботами геологічних структур високої намагніченості [Доброхотов и др., 1971; Богатырев и др., 1976, 1981], з іншого, до середини 1980-х років, з деякими перервами, тривало поглиблене геолого-геофізичне вивчення МЗРР.

В результаті робіт першого напрямку на Побужжі було обстежено і в загальних рисах вивчено понад півтора десятка рудопроявів магнетитового заліза, що виявляються в магнітному полі аномаліями понад 10000 нТл

(Молдовська, Секретарська, Грушківська, Лащівська, Слюсарівська, Савранська, Байбузівська, Полянецька, Піщанська, Чемірпільська, Бакшинська, Шамраївська, Новосілівська).

Паралельно на площі МЗРР були виконані детальні магнітні та гравіметричні зйомки масштабу 1: 5000 – 1: 2000 (рис. 5.7), деякі спеціалізовані види електророзвідки, пробурено близько 50 пошуково-розвідувальних свердловин (рис. 5.8). Результати цих досліджень викладені в виробничих звітах колишнього тресту «Київгеологія» і багатьох наукових публікаціях. У найбільш повному вигляді вони узагальнені і представлені в роботах [Ярощук, 1983; Ярощук и др., 1985]. При цьому приймалося, що генезис магнітовмісних покладів більшості об'єктів ПГРР пов'язаний з накопиченням в палеотектонічних умовах архею і палеопротерозою осадово-вулканогенної речовини, зібраної згодом в грабен-синклінальні складки і монокліналі незначної протяжності. Повсюдні (на крилах і в замках) круті кути падіння, як і постійна присутність в розрізах залізорудних товщ вулканітів і магматичних продуктів, пояснювалися приуроченістю їх до розломних трогових зон і розломів північно-західного простягання. Хоча допускається, що деякі з них, зокрема Полянецька і Савранська структури, можуть інтерпретуватися як збережені в різному ступені вулкано-тектонічні споруди, ядра яких заповнені магматичними породами.

Відносно МЗРР сформувалася думка, що основною його структурною формою є збережений від асиміляції в процесі регіональної гранітизації фрагмент замкової частини і західного крила Молдовсько-Тарноватської синкліналі [Ярощук, 1983]. Проте, завдяки особливостям будови, що допускає неоднозначність геолого-генетичного трактування, а також за новими результатами наукових досліджень, МЗРР і його аналоги на Середньому Побужжі, як і раніше, залишаються привабливими об'єктами для додаткового вивчення. Нижче буде звернено увагу на ту частину фактичних геолого-

геофізичних даних, які, з урахуванням нових обставин, можуть бути переосмислені з позицій, що відрізняються від прийнятих раніше поглядів на можливий генезис МЗРР.

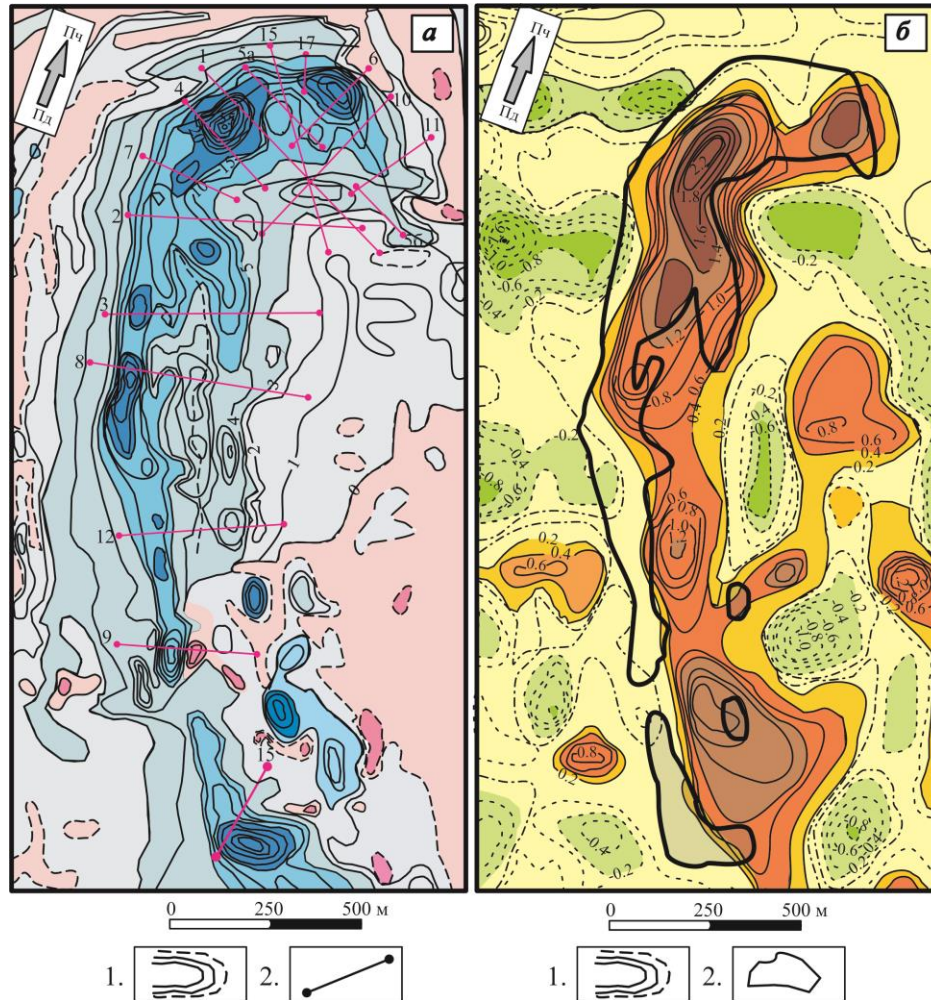


Рис. 5.7. Карти МЗРР м-бу 1: 2 000 (за матеріалами В. Ф. Богатирьова, М. Н. Доброхотова, В. А. Ентіна, 1970–1986): *a* – карта ізодинам Z_a , перетин ізодинам через $1 \cdot 10^3$ – $5 \cdot 10^3$ нТл (1 – ізодинами Z_a (суцільні лінії – позитивні, штрихові — негативні), 2 – бурові профілі і їх номери); *б* – карта ізоаномал δAg , перетин ізоаномал через 0,2 мГал (1 – ізоаномали δAg (суцільні – позитивні, штрихові – негативні, штрихпунктирно – нульова), 2 – контур аномалії Z_a за ізодинам $5 \cdot 10^3$ нТл).

Геолого-геофізичні та геохімічні особливості МЗРР. За даними детальних геофізичних зйомок в магнітному і гравітаційному полях МЗРР відокремлюється у вигляді гакоподібної смуги позитивних аномалій протяжністю близько 2 км, що має складну внутрішню будову [Ентин, 1987, 2012]. Його більш протяжна лінійна південно-західна частина в магнітному полі представлена двома субпаралельними, віддаленими на 250 м один від одного ланцюжками локальних максимумів, з яких західний характеризується значно більшим значенням магнітної індукції (рис. 5.7, а). В області північного структурного підвороту МЗРР обидва ланцюжки зливаються в одну зону північно-східного простягання, що складається з двох локальних максимумів неправильної ізометричної форми амплітудою 55 000 і 40 000 нТл, розділених мінімумом 10 000 нТл. В полі локальних аномалій сили тяжіння МЗРР проявлено, в порівнянні з магнітним полем, не настільки диференційовано, а у вигляді єдиної смуги локальних максимумів інтенсивністю до 3 мГал (рис. 5.7, б). Одночасно з цим спостерігається чітко виражене східне зміщення осьової лінії смуги гравітаційних максимумів по відношенню до західного ланцюжку магнітних максимумів максимальної амплітуди. В області північнішого замку МЗРР відзначено більш повне поєднання границь локальних екстремумів магнітного та гравітаційного полів, причому з мінімумом магнітного поля, що розділяє в замку два максимуми, збігається і мінімум гравітаційного поля.

Результати комплексної інтерпретації геофізичних даних дають повне розуміння, що магнітні аномалії високої інтенсивності в межах МЗРР зумовлені магнетит вміщуючими породами залізистої силікат-карбонатної формації, представленими на західному фланзі пластовими тілами, а в області північного замикання – тілами штокоподібної форми. Неоднорідності магнітного поля пов'язані як з вертикальною і латеральною нерівномірністю вмісту магнетиту в рудних покладах, так із зміною їх потужності в тих же напрямках.

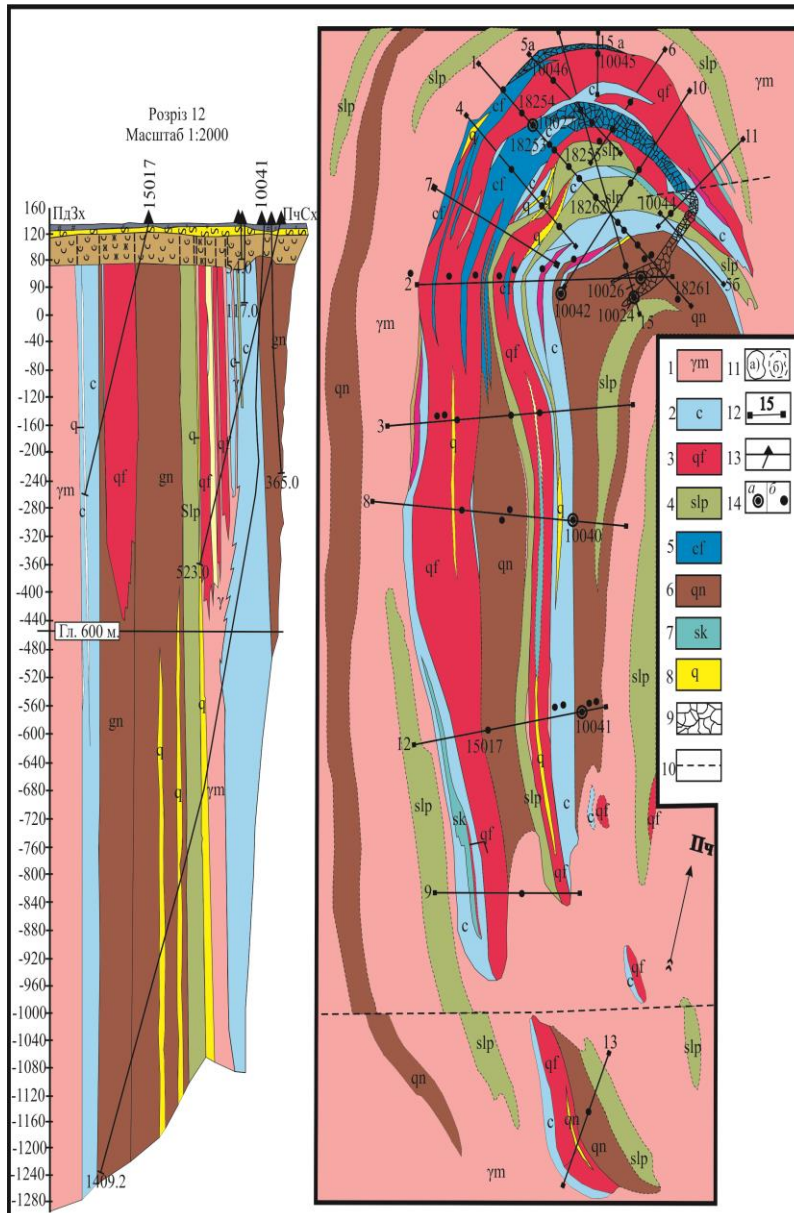


Рис. 5.8. Схематична геологічна карта МЗРР м-бу 1: 2000 та геологічний розріз уздовж профілю 12, за матеріалами [Ионис и др., 1986]: 1 – граніти і мігматити, 2 – кальцифіри безрудні з олівіном, піроксенном і шпінеллю, 3 – кварцити залістисті, переважно магнетит-ферогіперстенові і магнетит-двупіроксеннові з гранатом, 4 – кристалосланці двупіроксен-плагіоклазові, що переходять в амфіболіти, 5 – кальцифіри рудні з магнетитом, олівіном, піроксенном, шпінеллю, іноді

з кліногумітом, 6 – гнейси гранат-біотитові і біотитові з силіманітом і кордієритом, гнейси графітові і піроксеннові, 7 – скарни безрудні піроксеннові і гранат-піроксеннові, 8 – кварцити безрудні гіперстенові, гранат-гіперстенові і біотит-гранат-гіперстенові, 9 – зони дроблення і брекчіювання, 10 – розривні порушення, 11 – геологічні границі (а – встановлені, б – ймовірні), 12 – лінії розрізів і їх номери, 13 – свердловини на розрізі 12, 14 – положення свердловин на карті МЗРР (а – глибокі свердловини, б – свердловини, що увійшли в кристалічний фундамент).

Важливий внесок у формування загального вигляду і характеру внутрішньої структури МЗРР вносить система розривних порушень зсуво-скидового і зсуво-підкидового характеру, що створюють сильні динамічні напруження в породах кристалічного фундаменту ГШЗ [Ентин, 1987]. Усі зазначені структурні форми рудних покладів характеризуються субвертикальним падінням (рис. 5.9, 5.10) і «нескінченним», в геофізичному розумінні, поширенням на глибину. У самостійному вигляді пластові поклади силікатних і карбонатно-магнетитових руд, не дивлячись на їх високу щільність ($\sigma \geq 3,4 \text{ г/см}^3$), в полі сили тяжіння не виявляються, що підкреслює високу щільність кристалічних утворень всього розрізу МЗРР, майже цілком представленого метаморфізованими в гранулітовій фації породами вулканоплутонічного генезису (кристалосланцями основного складу, амфіболітами, габро), а також карбонатними утвореннями – безрудними кальцифірами. Останні також характеризуються дуже високою щільністю ($\sigma = 2,85 \div 2,90 \text{ г/см}^3$), що не властиво породам осадового генезису, і поряд з іншими ознаками може служити додатковим фактором віднесення їх до первинно-магматичних утворень.

В цілому, якщо взяти до уваги специфічні риси прояву МЗРР в потенційних полях (встановлені в західному крилі лінійні локальні максимуми магнітного та гравітаційного полів з їх частими пережимами, кулісоподібними зсувами по простяганню, ізометричні форми максимумів в області північного замикання), то за генетичним типом структура МЗРР подібна до дайко- і штокоподібних морфоструктур магнетитових покладів Чилі, Перу, вулкано-магматичних утворень Сибіру (Алдан), Алтаю та інших регіонів [Дымкин, Пругов, 1980; Павлов, 1983; Михайлов, 1983].

На сучасній стадії вивчення МЗРР в його межах пробурено досить велика кількість свердловин, які в основному розміщені в північній частині структури,

яка характеризується найбільш складним характером внутрішньої будови (див. рис. 5.8).

Важливим і неординарним для всієї території УЩ стало розкриття в центральній частині північного замку МЗРР трьох роз'єднаних потужних зон карбонатної брекчії, простежених окремими свердловинами до глибини 250–300 м (див. рис. 5.8, рис. 5.10 розрізи 1, 15, 5б). Присутність в брекчії деяких мінералів високого тиску (α -тридиміт, β -кристобаліт) та інших ознак дозволили припустити тут наявність докембрійської вибухової структури центрального типу [Семененко, Половко, 1980]. Деякі геологи таке припущення вважають недостатньо обґрунтованим, а виявлені зони брекчій – результатом прояву звичайного розломного катаклазу. Проте детальний аналіз результатів буріння вздовж профілів 1, 15, 5б (рис. 5.10), які перетинають всі три зони брекчій, показує, що південна зона має зустрічне, по відношенню до північної зони, північно-західне падіння і січе товщу кристалічних порід в цій частині МЗРР (профіль 1). Відзначається також певна просторова приуроченість всіх трьох тіл карбонатної брекчії до єдиної локалізованої зони більш низької напруженості гравітаційного і магнітного полів (див. рис. 5.7), з якою збігається в плані область значного збільшення потужності кори вивітрювання. Остання обставина добре помітна на наведеному схематичному поздовжньому геолого-геофізичному розрізі МЗРР (рис. 5.11). Напрошується припущення, що всі три виявлені зони брекчій є фрагментами кільцеподібної вибухової структури, які з глибиною об'єднуються і утворюють єдиний магматичний канал надходження карбонатного розплаву з вогнища плавлення. Цікаво, що передбачуваний магматичний канал співпадає в плані з субвертикальним шарніром замкової частини МЗРР.

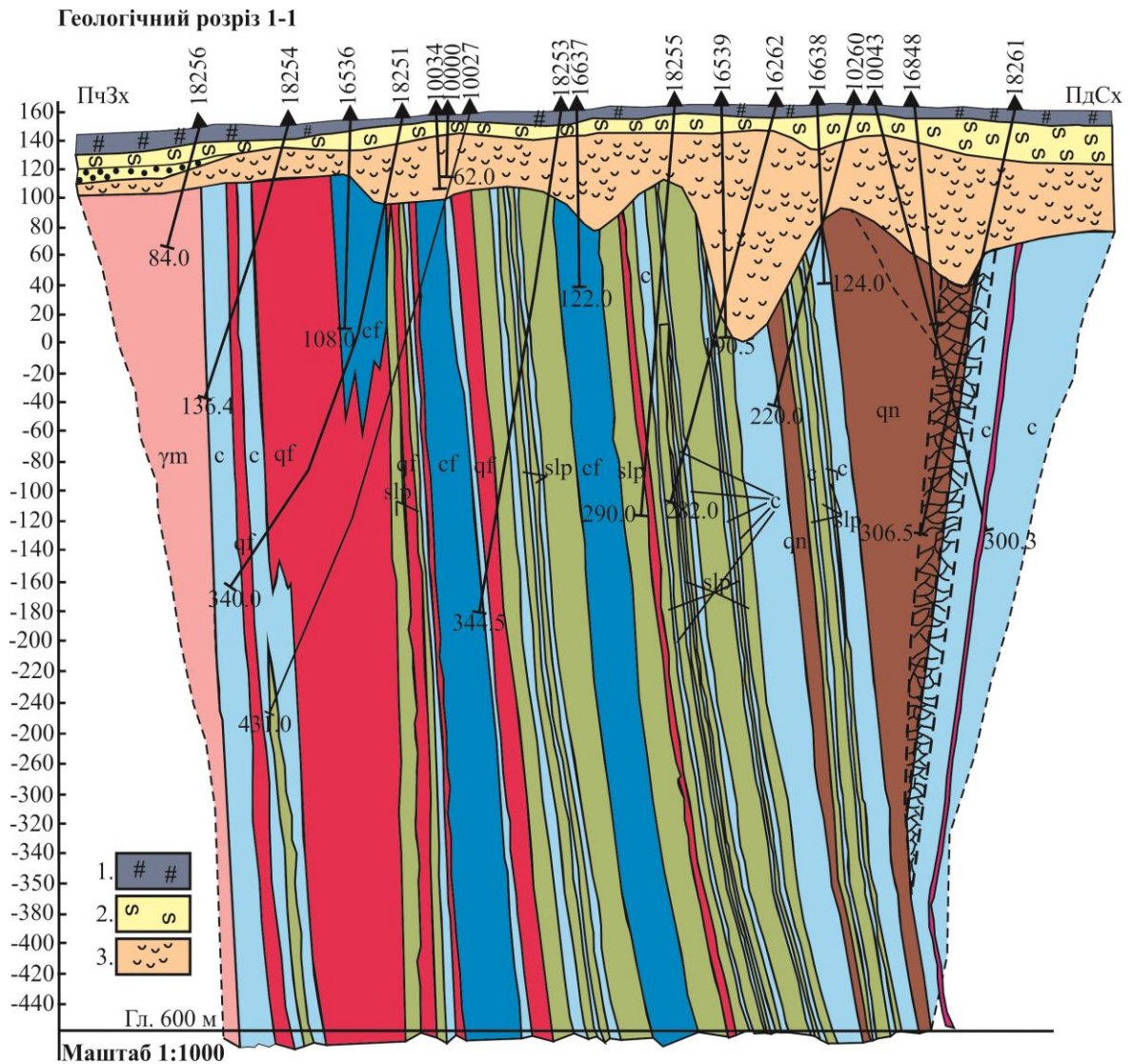


Рис. 5.9. Геологічний розріз МЗРР вздовж профілю 1 за матеріалами [Іонис и др., 1986]: 1 – ґрунтово-рослинний пласт, суглинки, 2 – піщано-глинисті відклади, глини, 3 – каолінова і каолініт-гідрослюдиста кора вивітрювання. Решту умовних позначень див. на рис. 5.8.

Запропонований погляд на можливе магматичне походження залізорудної товщі і вміщуючих утворень, як і припущення про дайкоподібний і штокоподібний характер залягання рудних покладів, суперечить основній концепції формування залізорудних структур УЩ як складок загального змінання, головним чином синклінальні типу [Семененко, 1978; Ярошук, 1983;

Ярошук и др., 1985]. Необхідно нагадати, що і раніше відзначалася ціла група геолого-геофізичних чинників, які не вписувалися в запропоновану картину генезису структури МЗРР, як і деяких інших залізородних родовищ ГШЗ (Грушківського, Секретарського, Лашівського). Це дозволило висунути концепцію формування їх структури як фрагментів прирозломно-зсувної складчастості [Ентин, 1987] (див. рис. 3.77, розділ 3).

Встановлена відсутність виклинювання порід залізородної формації з глибиною як в крилах, так і в замковій частині МЗРР. І навпаки, як показали результати буріння глибоких свердловин, в чотирьох з п'яти випадках на глибині понад 1000 м спостерігається загальне збільшення горизонтальної потужності силікат-карбонат-магнетитових утворень. Лише в одному випадку, при розбурюванні західного крила в місці розриву ланцюга магнітних аномалій (див. рис. 5.7, а, 5.8, 5.10, свердловина 10041), було встановлено локальне виклинювання магнетитових утворень на глибині не менше 500 м. Проведені свого часу в межах МЗРР дослідження по вивченню положення осей тензора магнітної сприйнятливості показали, що довгі осі тензора займають крутопадаючі положення по всьому периметру Молдовської структури [Ентин, 1987]. Як встановив В. Н. Завойський на прикладі Галещинського (Криворізько-Кременчуцька смуга) і Білозерського (Середнє Придніпров'я) залізородних родовищ [Завойський, 1982], положення довгої осі тензора магнітної сприйнятливості магнетитвміщуючих порід пов'язане з орієнтацією їх сланцюватості, сформованої в результаті процесу волочіння при поздовжньому зсуві. Довга ось тензора відображає напрямок падіння шарніра і крил сформованої складки. У випадку Молдовської структури це свідчить про те, що її шарнір і західне крило із самопочатку займали субвертикальне положення і не виположувалися на глибині.

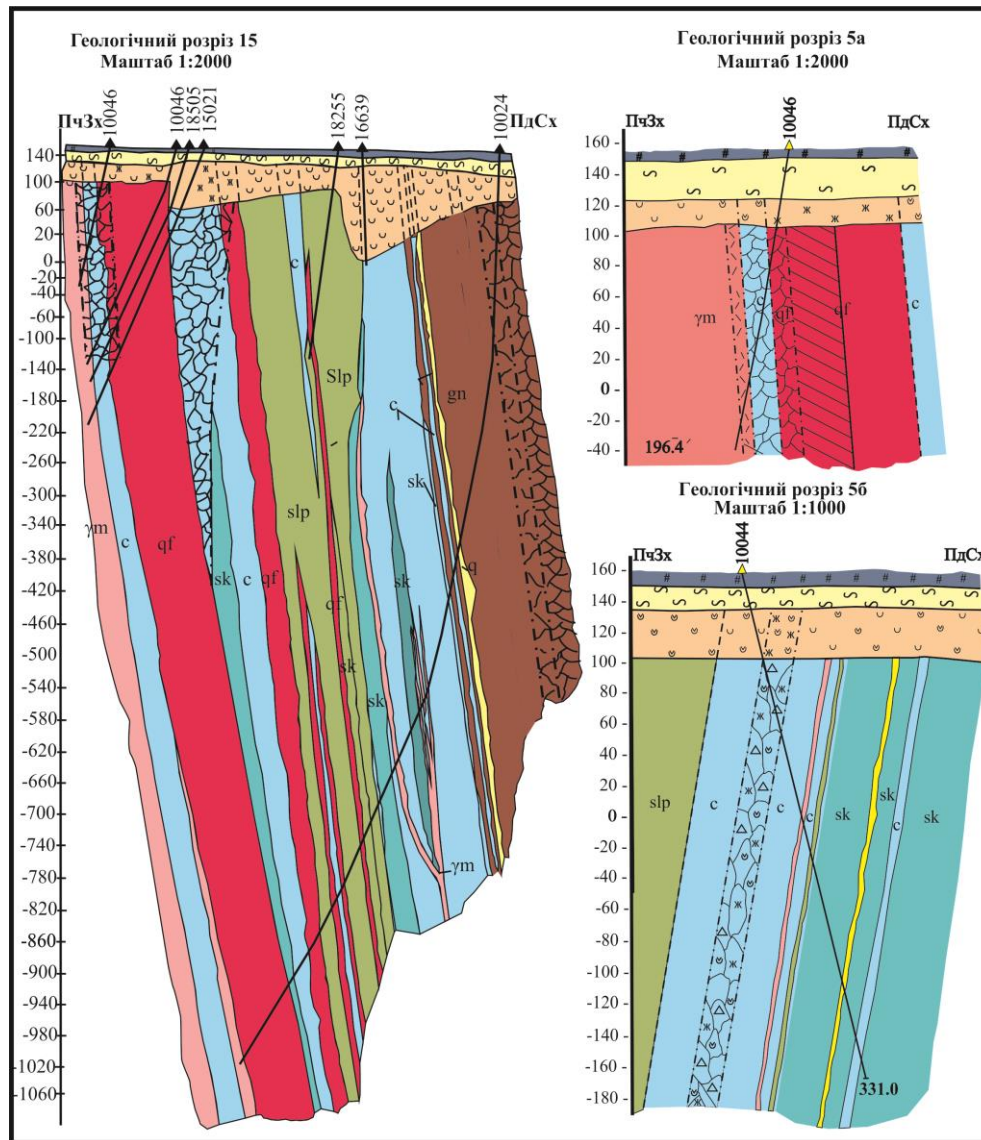


Рис. 5.10. Геологічні розрізи МЗРР вздовж профілів 15, 5а та 5б. Решту умовних позначень див. на рис. 5.8.

Тектонофізичне вивчення Лихманівської структури в межах Криворізько-Кременчуцької смуги [Гинтов и др., 1990] також показало, що залізорудні породи криворізької серії сформували тут правозсувну-підкидову складку волочіння з моноклінальною субвертикальною підосвою товщі, тому синкліналі не утворюються.

Відзначимо, що результати вже згадуваного розбурювання залізорудних об'єктів Побужжя всюди, зокрема за межами ГШЗ (наприклад, Савранський,

Піщанський, Байбузівський рудопрояви та ін. [Ентин, 2012]), вказують на субвертикальне падіння порід і, головне, ніде не було встановлено антиклінальних або синклінальних перегинів шарів або субгоризонтально залягаючих фрагментів. Навіть в ГШЗ майже суцільного меланжу залишилися невеликі ділянки недеформованих або слабдеформованих порід [Гинтов, 2005], проте згадані фрагменти в них не спостерігаються.

В роботі [Усенко 2015] за результатами вивчення складу і петрохімії порід залізистої формації ГШЗ зроблено висновок, що вони, особливо пов'язані з олівіновими кальцифірами, є, імовірно, продуктами глибинної речовини первинно-магматичної природи. При цьому породи залізисто-кременисто-карбонатного складу заповнювали підвідні канали, розкриття яких могло бути зумовлено горизонтальними тектонічними переміщеннями значної амплітуди. У той же час не виключалося, що силікатно-магнетитові породи утворені на одному етапі, а кальцифіри- на іншому.

Слід зазначити, що сумніви в однозначності віднесення карбонатних утворень (кальцифірів) ГШЗ до продуктів осадового генезису висловлювалися і раніше. Відомий фахівець з залізородних родовищ В. Ф. Богатирьов, який керував пошуковими та пошуково-розвідувальними роботами в межах ділянок розвитку порід залізородної формації та кальцифірів Середнього Побужжя в 70-80-х роках минулого століття, писав: «...В порядке постановки вопроса мы выдвигаем предположение о карбонатитовой природе карбонатной толщи Слюсаревской магнитной аномалии... Симптоматично, что по данным количественного и полуколичественного спектрального анализа в кальцифирах Слюсаревского и Молдовского месторождений, хотя и в незначительных концентрациях, но установлены типичные «карбонатитовые» элементы: La, Ce, Y, Yb, Be, B, Ta, Nb, Ba, Sr, P, F, Th, которые почти полностью отсутствуют в ультрабазитах района месторождений... Таким образом, не исключено, что в Среднем Побужье имеем не только новый тип карбонатно-магнетитовых руд,

но и новую железисто-карбонатную рудную формацию, генетически связанную с карбонатами» [Богатирев и др., 1974].

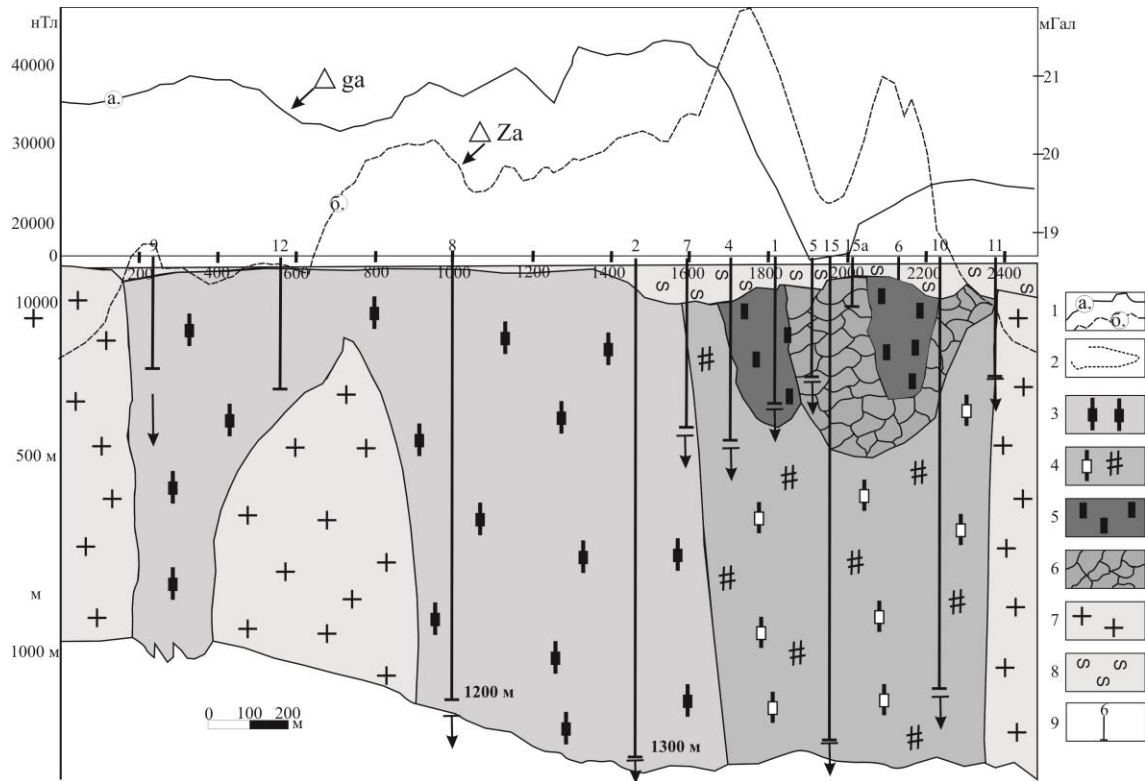


Рис. 5.11. Узагальнений поздовжній геолого-геофізичний розріз МЗРР, за В.А. Єнтіним: 1 – графіки аномальних значень (*a* – гравітаційного поля (1 см – 0,5 мГал), *б* – магнітного поля (1 см – 5 000 нТл), 2 – геологічні границі, 3 – залізорудні пласти переважно силікатно-магнетитові, 4–6 – залізорудні утворення (4 – змішаного карбонат-силікат-магнетитового складу, 5 – метасоматично збагачені магнетитом, 6 – зниженої щільності (брекчії, тріщинуваті)), 7 – мігматити, 8 – кора вивітрювання, 9 – умовні сліди перетину буровими профілями, спроектовані на поздовжній розріз свердловини.

Крім того, при вивченні карбонатної брекчії МЗРР в ній були встановлені фрагменти кори вивітрювання монтморілонітового складу, характерні для перероблених ультрабазитів лужного ряду, які зазвичай асоціюються з карбонатами [Семененко, Половко, 1980]. Великий вміст в кальцифірах

темнокольорових мінералів (піроксенів і олівіну), веде до значного збільшення щільності, це дало підставу для віднесення їх до метасоматичних утворень [Довгань та ін., 1989]. У корі вивітрювання кальцифірів Тарасівської і Троянської структур, що знаходяться в 20–30 км на північ від МЗРР, встановлені вагомий, на рівні рудопроявів, вміст апатиту, а в самих кальцифірах - високий вміст стронцію, що також зближує їх з карбонатитами [Юрчишин, Соловей, 1989, а, б; Костюченко и др., 1990].

Певну участь ендегенного (можливо, навіть карбонатитового) матеріалу в різнотипних речових асоціаціях Молдовської структури підтверджується результатами ізотопних даних [Ярощук, 1983; Загнитко, Луговая, 1989]. Тут тільки слід зазначити, що причиною численних і багаторічних дискусій з питань віднесення тих чи інших масивів до карбонатитів є різноманіття ізотопних параметрів, що в багатьох випадках приводить до висновку про гідротермальнометасоматичні зміни вихідних карбонатних порід.

Водночас системний аналіз комплексу ізотопно-геохімічних параметрів дозволяє простежити ступінь взаємної контамінації корової карбонатної і глибинної карбонатитової речовини. Це чітко проявлено позицією карбонатів карбонатитових утворень, лужних масивів і осадових порід Східного Саяну, Єнісейського кряжу, Західного Забайкалля на ізотопних діаграмах [Врублевский, Гертнер, 2005], де видно виразний тренд ізотопних характеристик порід і руд від первинно-осадових карбонатних порід (NSC) в область істотного збагачення мантійною компонентою (PIC).

А. О. Юшин, взявши за основу інтерпретації комплексу ізотопних даних по МЗРР координатні схеми [Врублевский, Гертнер, 2005], отримав абсолютно аналогічний тренд розподілу ізотопних параметрів (рис. 5.12).

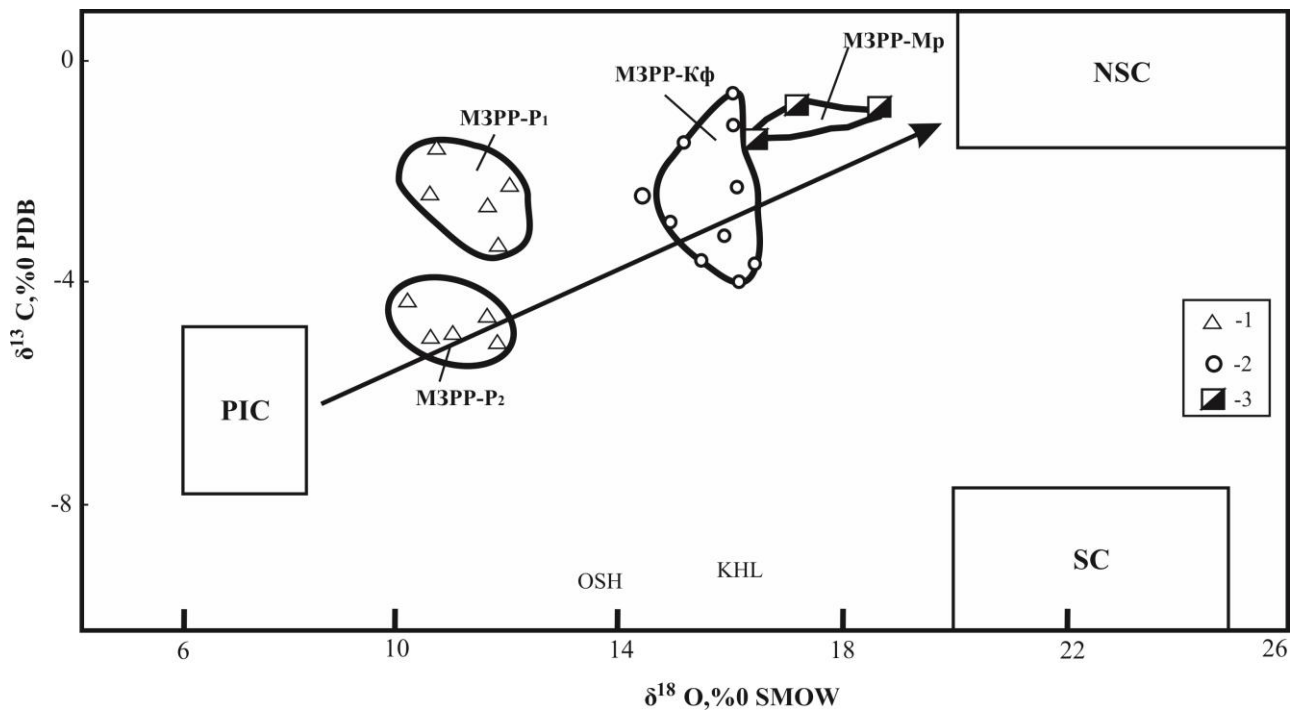


Рис. 5.12. Варіації ізотопного складу вуглецю і кисню карбонатів порід і руд Молдовської структури (основа, за [Врублевский, Гертнер, 2005]): 1 – магнетит-карбонатні руди, 2 – кальцифіри і залісті кальцифіри, 3 – масивні карбонатні породи і мармури. Індокси в прямокутниках фіксують параметри карбонатів мантійного (PIC – типові ендегенні карбонатити), корового (NSC – морські осадові карбонати) і можливого впливу ґрунтових карбонатів (SC) в корі вивітрювання. Локальні поля ізотопних параметрів порід і руд Молдовської структури: МЗРР-Р₁ і МЗРР-Р₂ – залісні руди, МЗРР-Кф – скарновані і залісні кальцифіри, МЗРР-Мр – мармури.

На діаграмі спостерігається систематичне ізотопне «полегшення» ізотопного складу як вуглецю ($\delta^{13}\text{C}$), так і кисню ($\delta^{18}\text{O}$) карбонатів МЗРР в напрямку від мармурів до поля карбонатитів (PIC), що вказує на максимальну контамінацію глибинною речовиною саме магнетитових руд. Це ще не є підставою для віднесення карбонат-магнетитових руд родовища до власне магматичних карбонатитів, проте свідчить про значну участь у їх формуванні глибинної (магматичного або флюїдного?) речовини. Виявлення прямих

похідних карбонатитового магматизму в даному випадку вимагає проведення додаткових детальних мінералогічних і ізотопно-геохімічних досліджень.

Висновки до розділу 5

У розділі розглянуто зв'язок металогенії та розломно-блокової тектоніки західної частини УЩ, узагальнено дані щодо хіміко-мінералогічного складу і точного місцеположення родовищ, рудопроявів і точок підвищеної рідкісноземельно-рідкіснометалевої та золоторудної мінералізації, які були об'єднані у вісім груп TR, U та Th, W та Mo, Be та Sn, Ta, Nb та інші рідкісні метали, циркон і монацит (Zr), Au, F.

Отримані дані зіставлено зі схемою розломно-блокової структури західної частини УЩ, побудованою за результатами тектонофізичних досліджень. Наведено детальну характеристику зон розломів західної частини щита і показано, що металогенічні зони, рудні райони і рудні поля пов'язані з основними зонами розломів західної частини УЩ. Практично всі найбільші зони розломів УЩ закладені і розвивалися як зони зсувів з різким переважанням горизонтальної складової зміщення бортів. Вони закладені в неоархеї, ранньому протерозої і на межі раннього і середнього протерозою як праві і ліві зсуви, скидо- і підкидо-зсуви, що виходять далеко за межі УЩ, а за глибинністю сягають у мантію не менше ніж на 100–200 км, іноді перетинаючи всю літосферу, потужність якої за геотермічними та іншим геофізичними даними складає 180–260 км.

Для пошуків родовищ корисних копалин запропоновано шість геолого-геофізичних критеріїв.

Розглянуті геофізичні, геохімічні та геоморфологічні особливості перспективних рудовміщуючих структур Гайворон-Заваллівського району ПГРР, а саме:

- 1) приуроченість до зон сколювання широтного простягання;

2) зв'язок з лінійними корама вивітрювання, в тому числі з їх «кишенями»;

3) можливість виявлення контрастних геохімічних аномалій дозволяють об'єднати ці особливості в надійний пошуковий критерій на чорні, рідкісні і благородні метали, рідкісні землі, а також графіт.

Розглянуті структурно-тектонічні, мінералогічні і геохімічні чинники дають можливість досить обґрунтовано припустити участь в утворенні МЗРР ендегенних процесів, що зумовили формування специфічної дайково-штокової морфоструктури, яка була ускладнена зсувними процесами і накладеними вулкано-тектонічними подіями.

Запропонований механізм утворення МЗРР дозволяє в єдиному контексті трактувати роль розломів як основного каналу доставки первинного збагаченої залізом речовини із зони плавлення в верхні горизонти земної кори, а також як головного інструменту подальшої деформації і активатора процесів вулканізму.

Перелік використаних джерел до розділу 5

1. Анисимов, В. А. (2004). *Закономерности локализации, прогнозные критерии и поисковые признаки уранового оруденения гидротермального жильно-штоковкового типа в породах фундамента УЩ. В кн.: Геология і генезис рудних родовищ України.* Київ, Вид. УкрДГРІ.
2. Белевцев, Я. Н., Коваль, В. Б. (под. ред.). (1995). *Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины.* Киев: Наук. думка.
3. Богатырев, В. Ф., Ионис, Г. И., Ентин, В. А. (1976). *Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на богатые магнетитовые руды в кальцифирах и железистых кварцитах в районе Среднего Побужья.* Киев, Геолфонды.
4. Богатырев, В. Ф., Ионис, Г. И., Ентин, В. А. (1981). *Отчет о поисках карбонатно-магнетитовых и богатых магнетитовых руд в Среднем Побужье.* Киев, Геолфонды

5. Бойко, В. Л., Монахов, В. С., Стульчиков, В. А. (1988). *Золотоносные проявления зеленокаменных поясов украинского щита. В кн.: Критерии поисков и перспективы золотоносности Украины.* Киев: Изд. АН Украины.
6. Бочай, Л. С., Галецкий, Л. С., Кулиш, Е. А., Нечаев, С. В. (1998). *Карта золотоносности Украины. Масштаб 1: 1 500 000. Объяснительная записка.* Киев, Изд. Госкомгеологии Украины.
7. Василенко, А. П., Лепігов, Г. Д., Войновський, А. С. (2000). Прогноз нових геолого-промислових типів рудних родовищ, корисних копалин в корах вивітрювання Українського щита. *Міжнародна наукова конференція до 55-річчя геол. ф-ту Львівського ун-ту.* Львів, 71–72.
8. Врублевский, В. В., Гертнер, И. Ф. (2005). Природа карбонатитсодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия. В сб.: *Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы.* Иркутск: Изд. ИГ СО РАН, 30–49.
9. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Мычак, С. В., Павлюк, В. Н., Гуськов, С. И. (2018, б). Уникальные базитметабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным). *Геофизический журнал*, 40(3), 3–26. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170.
10. Гинтов, О. Б., Исай, В. М. (1984). Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. 2. *Геофизический журнал*, 6(4), 3–14.
11. Гинтов, О. Б., Исай, В. М., Коваленко, В. Н. (1990). Тектоно-физические данные о механизме формирования складок первого порядка Криворожского бассейна на примере Лихмановской структуры. *Геологічний журнал*, 5, 115–123.
12. Гинтов, О. Б. (2005). *Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины.* Киев. Феникс.

13. Гинтов, О. Б., Димитров, Г. Х. (1960). *Отчет о работах Завальевской, Голованевской геофизических партий и партии интерпретационного бурения*. Киев: Укргеолфонд.
14. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Мычак, С. В., Павлюк, В. Н., Зюльцле, В. В. (2016). Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофизический журнал*, 38(3), 3–28. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777.
15. Гошовський, С. В. (2002). *Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500 000 та пояснювальна записка до неї*. Київ, Укр ДГРІ.
16. Доброхотов, М. Н., Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., Солонина И. Н. (1971). *Отчет по теме: «Обобщение и переинтерпретация геолого-геофизических материалов по Украинскому щиту для определения участков, перспективных на железо»*. Киев: Геолфонды.
17. Довгань, Р. М., Ентин, В. А., Зюльцле, В. В. (1989). *Геологическое строение и полезные ископаемые района Завальевского геологического района*. Киев: Геолфонды.
18. Довгань, Р. Н., Ентин, В. А., Павлюк, В. Н. (2006). Бандуровская палеовулканическая структура и связанные с ней перспективы алмазоносности. *Мінеральні ресурси України*, 4, 22–28.
19. Дымкин, А. М., Пругов, В. П. (1980). *Стратиформный тип железооруднения и его генетические особенности*. Москва: Наука.
20. Ентин В. А. (2003). Кто сказал первым «мяу», или о роли личности и случая в геологическом поиске. *Геолог Украины*, 3-4, 122–128.
21. Ентин, В. А. (1987). Геолого-структурные особенности и прогнозная оценка ресурсов железорудных месторождений среднего Побужья по геолого-геофизическим данным. *Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук*. Киев.

22. Ентин, В. А. (2012). *Природные геофизические феномены Украины*. Киев, Изд. УкрГГРИ.
23. Ентин, В. А., Лукаш, В. В. (1998). *Отчет о результатах по подготовке геофизической и геохимической основы для ГДП-200 платформенного чехла и ГГК-200 кристаллического основания листа М-35-XXXVI (Гайворон)*. Киев, Геолфонды.
24. Єнтин, В. А. (2005). Геофізична основа тектонічної карти України масштабу 1:1000000. *Геофизический журнал*, 27(1), 74–88.
25. Завойский, В. И. (1982). Использование тензора магнитной восприимчивости для решения задач структурной геологии. *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, 3, 76–84.
26. Загнитко, В. Н., Луговая, И. П. (1989). *Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита*. Киев, Наук. думка.
27. Ионис, Г. И., Ентин, В. А., Гринин, Р. И. (1986). *Отчет по поисково-оценочным работам на Молдовском железорудном месторождении*. Киев, Геолфонды.
28. Костюченко, В. С., Федоров, А. В., Ентин, В. А. (1990). *Геологическое строение и полезные ископаемые Среднего Побужья. Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1: 200 000 листа М-36- XXXI*. Киев, Геолфонды.
29. Михайлов, В. А. (2010). *Редкоземельные руды мира. Геология, ресурсы, экономика*. Киев: ИПЦ Киевский университет.
30. Михайлов, Д. А. (1983). *Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия*. Ленинград, Наука.
31. Нечаев, С. В., Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2019, а). О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 1. *Геофизический журнал*, 41(1), 3-32. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158861.

32. Нечаев, С. В., Гинтов, О. Б., Мычак, С. В. (2019, б). О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2. *Геофизический журнал*, 41(2), 58-83. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450.
33. Нечаев, С. В., Есипчук, К. Е., Шумлянський, В. А., Лебедь, Н. И., Третьяков, Ю. И. (2005, а). *Благородные металлы. Золото. В кн.: Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые.* Киев-Львов: Центр Европы, 484-541.
34. Нечаев, С. В., Гурский, Д. И., Третьяков, Е. И. (2005, б). *Литий. Полоховское месторождение. В кн.: Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1 Металлические полезные ископаемые.* Киев-Львов: Центр Европы, 293–307.
35. Нечаев, С. В., Есипчук, К. Е., Шумлянський, В. А., Гурский, Д. С., Калинин, В. И. (2005, б). *Очерк металлогении и эволюция рудообразования в земной коре Украины. В кн.: Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые.* Киев-Львов, Центр Европы. 639–704.
36. Николаевский, В. Н. (1982). *Земная кора. Дилатансия и землетрясения. Механика очага землетрясения.* Москва, Мир.
37. Павлов, А. Л. (1983). *Генезис магматических магнетитовых месторождений. Труды Ин-та геологии и геофизики СО РАН. Новосибирск, Наука.*
38. Павлюк, В. М., Бобров, О. Б., Висоцький, Б. Л., Довгань, Р. М., Жовинський, Е. Я., Костенко, М. М., Ликов, Л. І., Цимбал, С. М. (2008). *Звіт за темою Геологія, петрологія, геохімія, вік та рудоносність мафіт ультрамафітових асоціацій західної частини УЩ. Кн. 16.* Киев: Фонд ГП Украинская геологическая компания.

39. Семенен, Н. П. (под. ред.). (1975). *Критерии прогнозирования месторождения Украинского щита и его обрамления*. Київ, Наук. думка.
40. Семененко, Н. П. (под. ред.). (1978). *Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 2*. Киев: Наук. думка.
41. Семененко, Н. П., Половко, Н. И. (1980). Проблемы глубинного магматизма. *Геохимия и рудообразование*, 8, 5–16.
42. Сологуб, В. Б. (1986). *Литосфера Украины*. Київ, Наукова думка.
43. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под. ред.). (2013). *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых*. Киев, Прастыи луды.
44. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б., Кутас, Р. И. (2011). Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофизический журнал*, 33(3), 3–22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116919>.
45. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б., Кутас, Р. И. (2011). Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофизический журнал*, 33(3), 3–22. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116919.
46. *Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита*. (2006). Київ, Звіт ІГФ НАН України. Укргеолфонд.
47. Усенко, О. В. (2015). Условия формирования железистых пород Среднего Побужья. *Геофизический журнал*, 37(4), 32–50. doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111122.
48. Юрчишин, А. П., Соловей, Н. П. (1989). *Поиски апатита в западной части Украинского щита. Отчет Побужской ГРП Правобережной геологоразведочной экспедиции за 1985–1989 гг. Т. 1*. Киев, Укргеолфонд.

49. Юшин, А. А., Бутырин, В. К., Гальчанский, Л. В., Стаднишина, Н. В., Бондаренко, И. Н. (2008). Некоторые геохимические особенности и перспективы выявления комплексного оруденения на Восточно-Анновском месторождении Криворожья. *Наукові праці Донецького НТУ. Сер. «Гірничогологічна», 136(8), 240–244.*
50. Ярошук, М. А. (1983). *Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны.* Киев, Наук. думка.
51. Ярошук, М. А., Довгань, Р. Н. (1990). Серендибит из пород Побужского района Украинского щита. *Минералогічний журнал, 12(6), 75–78.*
52. Ярошук, М. А., Фомин, А. Б., Ионис, Г. И., Ентин, В. А. (1985). *Отчет по теме «Изучение железисто-кремнистых формаций западной части Украинского щита и тектоники зеленокаменных структур Украинского щита». Т. 1.* Киев, Геолфонды.
53. Яценко, Г. М., Гурский, Д. С., Сливко, Е. М., Гейко, Ю. В., Приходько, В. Л. (2002) *Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерагении алмаза.* Киев, Изд. УкрГГРИ.

ВИСНОВКИ

1. Початок формування зон розломів сучасного вигляду відноситься до неоархею. Більш давня блокова структура щита мала інший вигляд і іншу природу, проте в наш час можна встановити лише її окремі фрагменти.

2. Ранньопротерозойська система міжмегаблокових зон розломів формувалася під дією тангенціальних сил стиску і розтягу. Тому поля напружень, які встановлюються тектонофізичними методами при вивченні таких зон, представлені тензорами з субгоризонтальними головними осями σ_1 , σ_3 і субвертикальною проміжною віссю σ_2 , а самі зони є, насамперед, зсувними структурами.

3. Міжмегаблокові зони розломів західної частини УЩ (Суцано-Пержанська, Тетерівська, Сарненсько-Варварівська, Звіздаль-Заліська, Чорнобильська, Немирівська, Дашівська, Тальнівська, Ядлів-Трактемирівська і великі внутрішньомегаблокові зони розломів перетинають всю земну кору і заглиблюються в мантію на десятки і сотні км, про що свідчать сейсмічні та сейсмотомографічні дані. Ширина таких зон сягає 7–20 км.

4. Орієнтація головних осей нормальних тектонічних напружень, в яких формувалася мегаблокова і внутрішньомегаблокова структура західної частини УЩ, відображає домінування у протерозої діагональних і ортогональних напрямків стиснення і розтягу з варіаціями в широких межах. При цьому для більш древніх етапів розломоутворення (ємилівського, довгопристанського, тальнівського, первомайського) характерні скидо- та підкидо-зсувні деформаційні режими, тоді як етапам біля межі $\sim 2,0$ млрд років і пізніше (немирівському, маньківському, херсон-смоленському, суботсько-мошоринському) притаманні вже власне зсувні режими.

5. Внутрішня структура міжмегаблокових і багатьох внутрішньомегаблокових зон розломів значно відрізняється від ділянок кори, що її оточують. Їх визначає моноклінальне залягання порід, насиченість

елементарними і ешелонованими сколами, породи розгнейсовані та кліважовані, мігматизовані, часто мілонітизовані, метасоматично перетворені. Характерні процеси підвищеної калішпатизації, які ведуть до утворення мігматито-гранітогнейсових монокліналей. Слабко деформовані породи зустрічаються локально, але це дає змогу визначити склад первинного субстрату.

6. За результатами польових тектонофізичних робіт були одержані дані які прямо вказують на те, що великі зони розломів західної частини УЩ (як і всього УЩ) не є простими лініями, які розмежовують блоки і мегаблоки. Це об'ємні ділянки земної кори і літосфери, що мають важливе геологічне і економічне значення, їх потрібно картувати спеціально та детально і зображати на картах як геологічні тіла.

7. Сучасна структура земної кори регіону сформувалась під впливом зсувних, насувних і підсувних рухів вздовж глибинних зон розломів. Показано, що якщо в неоархеї і на початку раннього протерозою західна і східна частини УЩ рухались як окремі мікроплити, розділені океанічною корою, то в період 2,30–2,40 млрд років тому вони зійшлися, утворивши єдину плиту, яка потім знову була поділена зоною розтягу Херсон–Смоленськ. Приблизно 1,80 млрд років тому щит став консолідованою структурою. Доведено обертання УЩ як єдиного цілого в складі Сарматії на 54° проти годинникової стрілки 1,80-1,73 млрд років тому. За сейсмічними і сейсмотомографічними даними такі рухи можуть бути пов'язані лише з мантийними конвективними течіями або з розтіканням плюмів.

8. Переважна більшість (до 94 %) родовищ і рудопроявів чорних, благородних та рідкісних металів сконцентрована саме в зонах розломів та прилеглих до них зонах другорядних розривів. У Волинському мегаблоці це, насамперед, СПЗР; у Росинському – зона зближених Звіздаль-Заліського і Брусилівського розломів; у Подільському – Хмільникська зона розломів; у

Бузькому – Гайворонська і Заваллівська зони розломів; у Інгульському – Тальнівська, Первомайська та Звенигородсько-Братська зони розломів (мається на увазі західна частина мегаблока).

9. Перспективною територією в західній частині УЩ є Побузький гірничорудний район, у складанні структурно-тектоніфізичної карти якого автор приймав активну участь. ПГРР є базовим для пошукових і розвідувальних робіт на залізні руди молдовського типу; золото і хром базит-гіпербазитових масивів; золото і рідкісні метали в зонах сколювання широтного простягання; графітові руди та алмази.

Показано, що існуючий підхід до розгляду історії геологічного розвитку УЩ у ранньому докембрії з точки зору послідовного нашарування стратиграфічних горизонтів не завжди виправданий. Так, базитові масиви тарасівського типу є скоріш інтрузіями, а не синкліналями; Заваллівська структура є внутрішньорозломною лінзою метасоматитів; більшість складок, що приймалися за синкліналі чи антикліналі, є прирозломними складками волочіння і підвертання з субвертикальними шарнірами.

10. Тектонофізичні дослідження із залученням геологічних даних дозволяють сформулювати ряд додаткових пошукових критеріїв на корисні копалини, а саме: 1) приуроченість до зон сколювання широтного простягання, 2) зв'язок з лінійними корама вивітрювання, в тому числі з їх «кишеннями», 3) можливість виявлення контрастних геохімічних аномалій чорних, рідкісних і благородних металів, рідкісних земель дозволила об'єднати ці особливості в серйозний пошуковий критерій на ці метали, рідкісні землі, а також графіт.

11. Наголошено про значущість відносно небагатих, але легко збагачувальних карбонатно-залізних руд Середнього Побужжя, що необхідно пов'язувати з майже повним відпрацюванням запасів багатих залізних руд Криворіжжя, де глибина підземної розробки перевищила вже 1000–1200 м. Встановлення інтрузивно-вулканічної природи значної кількості залізних руд

тіл ПГРР і можливий зв'язок їх з карбонатитами підвищує пошукову цінність на цілий ряд рідкісноземельних і рідкіснометалевих корисних копалин.

12. Вивчення базитових масивів тарасівського типу ПГРР показало важливе пошукове значення структур їх кільцевого обрамлення, які мають метасоматичний генезис. Було встановлено приналежність до порід цих структур комплексних проявів титану, апатитів, сульфідів міді, молібдену, геохімічних аномалій рідкісних і рідкісноземельних елементів і відзначено їх пошукову перспективність. Пошуковим роботам в межах таких структур повинні передувати детальні (масштабу 1:10 000 і крупніше) геофізичні зйомки гравімагнітними і геоелектричними методами.

Таблиця 3.6. Геолого-петрофізичні таксони

<u>Ультамафіто-мафітові і залізорудні</u>
Молдовський
<p>Кварцит залізисті; кальцифіри безрудні; кальцифіри рудні з магнетитом; гнейси гранат-біотитові і біотитові з силіманітом і кордієритом; кристалосланці двопіроксен-плагіоклазові, що переходять в амфіболіти, гнейси піроксенові, графітові; скарни безрудні; кварцити безрудні; лінзи серпентинізованих піроксенітів.</p> <p style="text-align: center;"><i>Основний речовинний комплекс</i></p> <p>Кварцити залізисті; кальцифіри безрудні і рудні з магнетитом ($\sigma=3,40\text{г/см}^3$; $\chi=70\cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ); гнейси гранат-біотитові підвищеної щільності ($\sigma \leq 3,00\text{ г/см}^3$). Домінантними ознаками в геофізичних полях є області магнітних аномалій амплітудою понад 5-10 тис. нТл лінійної, овалоподібної і субізометричної форми, що збігаються в загальних контурах з полем максимумів Δg_a високої амплітуди.</p>
Капітанівсько-Дерюхинський
<p>Серпентиніти, піроксеніти і перидотити хромітоносні, габро і габро-амфіболіти, кальцифіри, гнейси силіманіт-кордієрит-гранат-біотитові окварцовані.</p> <p style="text-align: center;"><i>Основний речовинний комплекс</i></p> <p>Серпентиніти, габро і габро-амфіболіти, перидотити (піроксеніти), кальцифіри. Домінантною ознакою цього комплексу в геофізичних полях великої детальності є локальне відносне зниження напруженості магнітного поля з одночасним збільшенням напруженості поля Δg_a.</p>
Тарноватський

Серпентиніти нікеленосні, піроксеніти, габро і габро-амфіболіти, гнейси біотитові з гранатом, графітом і силіманітом

Основний речовинний комплекс

Серпентиніти, габро, габро-амфіболіти. Домінантні ознаки цього комплексу в геофізичних полях визначаються наявністю переважаючого в ньому змісту серпентинітів підвищеної намагніченості ($\chi=(2-5) \cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ) і зниженої щільності ($\sigma=2,54 \div 2,60$ г/см³), що зумовлює появу локальних мінімумів поля сили тяжіння, частіше невеликих овалоподібних форм, амплітудою близько 1 мГал, співпадаючих з максимумами магнітного поля амплітудою 1-2 тис. нТл. Метагаброїди слабомагнітних ($\chi=(0,4-0,5) \cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ) або немагнітних, але володіють високою щільністю ($\sigma = 3,04$ г/см³).

Кумарівський

Габроїди, іноді амфіболітові, серпентиніти апопіроксенітові і апоперидотитові, гнейси біотитові, графіт-біотитові, силіманітовмісні, гнейсо-граніти біотитові двопольовошпатові рожеві.

Основний речовинний комплекс

Габроїди, іноді амфіболітові, серпентиніти, гнейсо-граніти біотитові двопольовошпатові рожеві.

Домінантні ознаки цього комплексу в геофізичних полях визначаються наявністю в ньому переважного змісту габро і габро-норитів ($\sigma=3,0 \div 3,1$ г/см³; $\chi = 1-2 \times 4\pi 10^{-3}$ од. СІ), що створюють аномалії $\delta\Delta g$ інтенсивністю 4-6 мГал, і серпентинітів підвищеної намагніченості ($\chi = (2 - 5) \cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ), що проявляються аномаліями Z_a інтенсивністю до 2000 нТл. Відмінність від Тарноватського таксона - велика кількість рожевих гнейсо-гранітів.

Троянський

Метагаброїди, кристалосланці гранат-ортопіроксенові, кальцифіри, лінзи

піроксенітів і дуніт-перідотитів.

Основний речовинний комплекс

Метагаброді, кристалосланці гранат-ортопіроксенові ($\sigma=3,0\div 3,1$ г/см³; $\chi=(1-2)\cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ).

Домінантною ознакою в геофізичних полях є наявність співпадаючих високоградієнтних інтенсивних максимумів магнітного та гравітаційного полів порушеною овалоподібною формою.

Кристалосланцovi

Кристалосланці та плагіогнейси ортопіроксенові, біотит-ортопіроксенові, роговообманково-ортопіроксенові, магнетит-двопіроксенові, гранат-ортопіроксенові.

Основний речовинний комплекс

Кристалосланці магнетит-двопіроксенові і плагіогнейси ортопіроксенові, амфібол-ортопіроксенові ($\sigma=2,9$ г/см³; $\chi=(1-2)\cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ).

Домінантною ознакою в геофізичних полях є наявність лінійних максимумів магнітного поля протяжністю в сотні метрів і більше амплітудою зазвичай до 1-2 тис. нТл при відсутності супутніх їм через невеликої потужності і інших геологічних чинників локальних максимумів сили тяжіння.

Гнейсові

Гнейси роговообманково-біотитові, піроксен-біотитові, біотит-кордиєрит-графіт-силіманітові.

Основний речовинний комплекс

Гнейси роговообманково-біотитові ($\sigma = 2,60\div 2,80$ г/см³; $\chi = (0-0,2)\cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ). З урахуванням прямих геологічних даних виділяються за результатами детальної, як правило, лише профільної гравіорозвідки у вигляді витягнутих позитивних аномалій $\delta\Delta g$ інтенсивністю 0,5-1,5 мГал,

Гнейси біотитові, гранат-біотитові, біотит-кордиєрит-графіт-силіманітові.

Основний речовинний комплекс

Гнейси біотитові. В магнітному і гравітаційному полях не виділяються.
Основний критерій - геологічний.

Кошаро-Олександрівський

Кварцити польовошпатові, гнейси кордиєрит-силіманітові біотитові, часто графітизовані, гнейси піроксенові, амфіболіти.

Основний речовинний комплекс

Кварцити польовошпатові і глиноземисті гнейси.

Обидва типи порід характеризуються зниженою щільністю і магнітною сприйнятливістю ($\sigma = 2,65$ і $2,70$ г/см³, відповідно; $\chi=(0-0,2) \cdot 4\pi 10^{-3}$ од. СІ), тому в магнітне і гравітаційне полях не виділяються. Їх простягання простежується по рідкісним пачкам піроксенових гнейсів і амфіболітів.

Хощувато-Заваллівський

Плагіогнейси біотит-графітові, графіт-біотитові, кальцифіри, скарни, зрідка кварцити польовошпатові.

Основний речовинний комплекс

Плагіогнейси біотит-графітові, кальцифіри.

Зазвичай їм відповідають потужні кори вивітрювання («кишені»), тому може бути неоднорідною за лінійним мінімумам $\delta \Delta g$ в комплексі з даними електророзвідки (висока електропровідність графітовміщуючих порід).

Чорноташлицький

Розташовується серед гранітоїдів кіровоградського типу. Гнейси біотитові, гранат-біотитові, іноді роговообманково-біотитові.

У магнітному полі не виділяються. В полі $\delta \Delta g$ їм відповідають позитивні аномалії інтенсивністю 0,5-2,0 мГал.

Гнейси і кристалосланці піроксенові.

На тлі біотитових гнейсів виділяються у вигляді витягнутих позитивних магнітних аномалій інтенсивністю 500 нТл.

Гнейсо-гранітоїдні

Синицівський

Смугасті рожеві і сірувато-рожеві гнейсо-граніти, як правило динамометаморфічно змінені, гнейси біотитові, рідше роговообманково-біотитові і силіманіт-біотитові, дуже рідко невеликі тіла амфіболітів і польовошпатових кварцитів. Перемежуюються з рідкісними тілами біотитових мігматитів.

Основний речовинний комплекс

Рожеві та сірувато-рожеві динамометаморфічно змінені гранітоїди і гнейси біотитові.

За фізичними властивостями поділяються нечітко: обидва різновиди можуть бути магнітними (>1000 нТл), слабо магнітними або немагнітними. Але детальні магнітні картки дозволяють простежити структурні особливості таксона.

Особлива відмінність таксона - його розташування в межах гравітаційних мінімумів $\delta\Delta g$ -1 до -3 мГал.

Гранітоїдні

Чарнокіт-ендербітовий меланократовий

Ендербіти, чарнокіти з великими включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів.

($\sigma = 2,71 \div 2,74 \text{ г/см}^3$, $\chi = 4\pi \cdot 10^{-3}$ од. СІ, $I_r = 0,1 - 0,3$ одиниць $\cdot 10^{-3}$ А/м)

Чарнокіт-ендербітовий лейкократовий

Ендербіти, чарнокіти з дрібними включеннями кристалосланців двопіроксен-плагіоклазових і рожевих гранітів.

($\sigma = 2,71 \div 2,74 \text{ г/см}^3$, $\chi = (0,1-0,34) \cdot 4\pi \cdot 10^{-3}$ од. СІ, $I_r = 0,1 - 0,3$ одиниць $\cdot 10^{-3}$)

A/м)

Граніти побузького (бердичівського) типу

Рожеві та сірувато-рожеві смугасті гранат-біотитові гнейсо-граніти, рідко - масивні різновиди. ($\sigma = 2,61 \text{ г/см}^3$, $\chi = (0,0-0,2) 4\pi 10^{-3} \text{ СІ}$, $I_r = 0,0 - 0,2$ одиниць 10^{-3} А/м).

Граніти кіровоградського типу

Сірі і рожево-сірі середньозернисті порфіроподібні граніти з ксенолітами і шлірами гнейсів біотитових.

Кіровоградський таксон - кіровоградські граніти ($\sigma = 2,62 \text{ г/см}^3$, $\chi=0-0,1 \cdot 4\pi 10^{-3} \text{ СІ}$) виділяється у вигляді великих площ негативного поля Z_a інтенсивністю -400 до -500 нТл і негативних значень δA_g - 1 до -3 мГал.

Граніти уманського типу

Сірі середньозернисті, іноді порфіроподібні біотитові граніти з ксенолітами гнейсів біотитових і амфібол-біотитових.

Граніти гайсинського типу

Плагіограніти амфібол-біотитові, іноді з гранатом і ортопіроксеном.

Внутрішньо- і прирозломні

Динамометаморфічно змінені гранітоїди

Кварц, польовий шпат, слюди («лейкогрануліти»).

Ділянки лінійних аномалій або зон високих значень градієнтів магнітного та гравітаційного полів шириною від сотень метрів до кількох кілометрів, що примикають до мілонітових, ультрамілонітових і бластомілонітових швів.

Мілонітові, ультрамілонітові і бластомілонітові шви

(високотемпературні), лінійні зони гнейсифікації, розсланцювання і дроблення (низькотемпературні)

Виділяються по вузьких, в основному прямолінійних, аномаліях зниженого магнітного та гравітаційного полів або зонам підвищених градієнтів, січуть або розділяють аномалії або групи аномалій цих полів, або прямолінійно обмежує такі ділянки. Позначаються жирними чорними або червоними лініями, вузькими зонами розвитку біотитових гнейсів.

Таблиця 3.7. М (χ), залишкова намагніченість (I_r) і щільність (σ) гірських порід

Породи	χ ($4\pi \cdot 10^{-3}$, од.СІ)		I_r (10^{-3} , А/м)		σ (г/см ³)		
	межі	найб. ймовірне	межі	найб. ймовірне	межі	Серед*	Серед**
Граніти апліт-пегматоїдні	0,00–10,00	0,00–0,20	0,00–5,00	0,00–0,20	2,51 - 2,70	2,61	–
Граніти і мігматити рожево-сірі	0,00–1,00	0,00–0,20	0,00–5,00	0,00–0,20	2,56 - 2,80	2,62	2,65
Ендербіти, чарнокіти	0,00–1,00	0,10–0,30	0,00–5,00	0,10–0,30	2,56 - 2,90	2,71	2,74
Кварцити	0,00–>10,00	0,00–0,20	0,00–>10,00	0,00–0,20	2,26 - 3,60	2,65	–
Кальцифіри	0,00–>10,00	0,10–0,30	0,00–5,00	0,10–0,30	2,36 - 3,10	2,70	–
Гнейси графітові	0,00 – 0,20	0,00	0,00–0,20	0,00	2,20 - 2,90	2,44	–
Гнейси біотитові, гранат-біотитові	0,00 – 5,00	0,10–0,30	0,00–2,00	0,10–0,30	2,46 - 3,10	2,69	2,73
Гнейси кордієрит-силіманітові	0,00–10,00	0,00–0,20	0,00–5,00	0,10–0,30	2,46 - 3,05	2,70	–
Гнейси амфібол-плагіоклазові	0,00 – >10,00	0,30–0,80	0,00–10,00	1,00–2,00	2,46 - 3,25	2,77	2,80
Гнейси піроксен-плагіоклазові	0,00 – >10,00	1,00–2,00	0,00–10,00	1,00–2,00	2,51 - 3,25	2,90	–

Залізисті кварцити, карбонат-мігматитові породи і скарни	0,00 – >10,00	3,50– 7,50	0,00 – >10,0 0	5,00 – >10,00	2,36 – 3,85	3,17	–
Амфіболіти, габро-амфіболіти	0,00 – >10,00	1,00– 1,50	0,00 –2,00	0,40 – 0,50	2,66 – 3,70	3,04	–
Габро, габро-норити, норити	0,00 – >10,00	0,60– 1,00	0,00– >10,0 0	1,00 – 2,00	2,60 – 3,30	3,06	3,02
Піроксеніти	0,00 – >10,00	1,50– 3,50	0,00– > 10,00	1,50 – 3,50	2,50 – 3,40	3,03	–
Серпентеніти	0,00 – >10,00	7,50	0,00 –2,00	0,30 – 0,80	2,16 – 3,15	2,54	–

Примітка: серед* – середнє значення щільності за даними ГП Українська геологічна компанія [Ентин, 1987], середн** – середнє значення щільності за даними відділу фіз. Властивостей ІГФ НАН України [Лебедев и д.р., 1986].

Додаток 3

Таблиця 4.2. Основні етапи деформації земної кори західної частини УЩ на часовому відрізку $\geq 2,50-1,73$ млрд років тому

Час, млрд років	Західна частина УЩ		
	Етап розломоутворення Зони розломів	Деформаційний режим	σ_1, σ_3
1,85 – 1,73	Коростенський (уявний)	розтяг	333/00, 63/00.
	Суботсько-Мошоринський Звіздаль-Заліська, Поліська, Конкська, Смілянська, Гайворонська, Заваллівська	транстенсія, правий зсув	315/00, 45/00.
1,99	Немирівський (Лелеківський) Немирівська, Тетерівська, Суцано- Пержанська, Богуславська, Чорнобильська,	транспресія лівий зсув	03/00, 273/00.
	Сарненсько-Варварівська, Хмільникська, Подільська	правий зсув	
2,05 – 2,04	Херсон-смоленський	зсуво-розтяг	08/00, 278/00.
	Маньківський Маньківська, Красносільська, Гайворонська (активізація), Заваллівська (активізація)	лівий зсув	20/00, 290/10.
	Умансько-Новоград-Волинський	зсуво-розтяг	301/00, 31/00; 31/00, 301/00.
2,30	Тальнівський Тальнівська	транспресія, правий зсув	74/30, 328/20.
2,45	Західно-інгулецький Західно-Інгулецька, Гайворонська (закладання), Заваллівська (закладання)	транспресія, правий зсув	43/10, 308/20.
	Первомайський Первомайська, Звенигородсько-Братська	правий скидо- зсув	38/40, 285/20.
>2,50	Ємилівський Ободівська, Ємилівська,	лівий зсув	71/00, 341/00.
	Летичівська, Владієвська		263/20, 359/14.

Додаток 4

до дисертації Мичака С. В. «Структурні особливості і кінематичний розвиток західної частини Українського щита», – яка представлена на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2019.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА***Монографії:***

1. Гинтов, О. Б., Пашкевич, И. К., **Мычак, С. В.** (2013, а). Геодинамическая эволюция Ингульского мегаблока. Старостенко, В. И., Гинтов, О.Б. (под ред.), *Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождение рудных полезных ископаемых* (С. 278-285) Киев, «Прастыи луды».
2. Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.**, Пашкевич, И. К., Бакаржиева, М. И., Лазаренко, О. Е. (2018, а). Докембрий Украинского щита и тектоника плит. Старостенко, В. И., Гинтов, О. Б. (под ред.), *Очерки геодинамики Украины* (С. 377-402). Київ, «ТОВ «ПІДПРИЄМСТВО «ВІ ЕН ЕЙ»».

Статті в наукових виданнях:

1. Гинтов, О. Б., Бубняк, И. Н., Бубняк, А. Н., Вихоть, Ю. М., **Мычак, С. В.**, Накапелюх, М. В. (2013, б). Напряженно-деформированное состояние и динамика аллохтонной части Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью (по тектонофизическим данным). *Геофизический*

- журнал*, 35(1), 75–87. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i1.2013.116334>.
2. Трипольский, А. А., Фарфуляк, Л. В., **Мичак, С. В.**, Калюжная, Л. Т. (2013). Особенности потенциальной сейсмической зоны Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита. *Геофизический журнал*, 35(2), 168–178. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i2.2013.111362>.
 3. Гинтов, О. Б., Муровская, А. В., **Мычак, С. В.** (2013, в). Полевая тектонофизика в решении проблем геодинамического развития территории Украины. *Геодинамика и тектонофизика. Институт земной коры Сибирское отделение РАН*, 3, 281–299. <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0101>.
 4. **Мичак, С. В.** (2014). Деформація гірських порід Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів в період 2,02–2,05 млрд років тому за результатами тектонофізичного вивчення. *Геодинаміка*, 17(2), 150–162. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.150>.
 5. Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.** (2014). Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80 – 1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофизический журнал*, 36(4), 24–36. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006>.
 6. **Мычак, С. В.** (2015). Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05–2,02 млрд лет назад. *Геофизический журнал*, 37(1), 83–99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111327>.
 7. Ентин, В. А., Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.**, Юшин, А. А. (2015). Структура Молдовского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа.

- Геофизический журнал*, 37(4), 3–18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111118>.
8. **Мичак, С. В.** (2016). Геодинамічний розвиток Українського щита і утворення родовищ корисних копалин за даними геофізичних та геохронологічних досліджень. *Вісник НАН України*, 6, 77–85. <https://doi:10.15407/vsn2016.06.077>.
 9. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., **Мычак, С. В.**, Павлюк, В. Н., Зюльцле, В. В. (2016). Структурно-петрографическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофизический журнал*, 38(3), 3–28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777>.
 10. Муровская, А. В., Накапелюх, М. В., Вихоть, Ю. М., Шлапинский, В. Е., Бубняк, И. Н., **Мычак, С. В.** (2016). Кинематическая эволюция Зоны Пьенинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты). *Геофизический журнал*, 38(5), 119–136. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107826>.
 11. **Мычак, С. В.**, Курило, С. И., Бельский, В. Н., Муровская А. В. (2016). Напряженно-деформированное состояние Росинского мегаблока Украинского щита на участке верхнего течения р. Рось (Фурсы-Борщаговка). *Геодинаміка*, 21(2), 123–133. <https://doi.org/10.23939/jgd2016.02.123>.
 12. Малицький, Д., Муровська А., Гінтов О., Гніп А., **Мичак С.**, Грицай О., Павлова А. (2017). Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченко, Геологія*, 77(2), 43–51. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.77.05>.
 13. Гінтов, О. Б., Єнтин, В. А., **Мичак, С. В.** (2017). До побудови Схеми розломно-мегаблокової тектоніки Українського щита масштабу 1:500 000.

- Геофизический журнал*, 39(5), 63–82. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i5.2017.112340>.
14. **Мычак, С.**, Курило, С., Муровская, А. (2018). Структурные особенности кристаллического фундамента Голованевской шовной зоны в бассейне р. Ятрань по тектонофизическим данным. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка, Геологія*, 80(1), 23–32. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.80.03>.
15. **Мичак, С. В.**, Муровська, Г. В., Поляченко, Є. Б., Бельський, В. Н. (2018). Напружено-деформований стан земної кори Побузького гірничорудного району на ділянці Гайворон-Завалля. *Геофизический журнал*, 40(2), 95–107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128933>.
16. Гинтов, О. Б., Ентин, В. А., **Мычак, С. В.**, Гуськов, С. И., Павлюк, В. Н., Зюльцле, В. В. (2018, б). Уникальные базит-метабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным). *Геофизический журнал*, 40(3), 3–26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170>.
17. Степанюк, Л. М., Гинтов, О. Б., **Мичак, С. В.**, Курило, С. І., Довбуш, Т. І., Зюльцле, О. В., Сьомка, В. О., Бондаренко, С. М., Коваленко, Н. О. (2018). Вік монациту кристалічних порід нижньої течії р. Ятрань (Дністровсько-Бузький мегаблок Українського щита) за уран-свинцевим методом. *Геохімія та рудоутворення*, 39, 24–35. <https://doi.org/10.15407/gof.2018.39.024>.
18. Гинтов, О. Б., Орлюк, М. І., Єнтин, В. А., Пашкевич, І. К., **Мичак, С. В.**, Бакаржієва, М. І., Шимків, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Структура західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання. *Геофизический журнал*, 40(6), 3–29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
19. **Нечаев, С. В.**, Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.** (2019, а). О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с

- разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 1. *Геофизический журнал*, 41(1), 3-32. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
20. Нечаев, С. В., Гинтов, О. Б., **Мычак, С. В.** (2019, б). О связи редкоземельной, редкометалльной и золоторудной минерализации с разломно-блоковой тектоникой Украинского щита. 2. *Геофизический журнал*, 41(2), 58–83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164450>.

Тези доповідей і матеріали конференцій:

1. Gintov, O. B., **Mychak, S. V.** (2013). The Ingul Block of the Ukrainian Shield as a key to the Paleoproterozoic reconstruction of Sarmatia, East European Craton. *Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. Moscow, Russia, M. V. Lomonosov Moscow State University, 20–24 May 2013*. P. 30.
2. Gintov, O. B., **Mychak, S. V.** (2014). The Ingul Block of the Ukrainian Shield as a key to the Paleoproterozoic reconstruction of Sarmatia, East European Craton. *31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund, Sweden, January 8–10 2014*. P. 110.
3. Pashkevich, I. K., Bakarjjeva, M. I., **Mychak, S. V.** (2014). 3D magnetic modeling of the Korsun'-Novomirgorod pluton and the Novoukrainka massif (Ukrainian Shield), and its geological interpretation. *31st Nordic Geological Winter Meeting. Lund, Sweden, January 8–10 2014*. P. 118.
4. **Мычак, С. В.**, Курило, С. И., Бельский, В. Н., Муровская, А. В. (2017) Напряженно-деформированное состояние Росинского мегаблока Украинского щита на участке верхнего течения р. Рось. *Актуальні проблеми геосередовища і зондуючих систем. III міжнародна наукова конференція. м. Київ, 3–5 жовтня 2017 р.* С. 43.
5. **Мычак, С. В.**, Фарфуляк, Л. В. (2017). Структурные особенности кристаллического фундамента Голованевской шовной зоны в бассейне р.

Ятрань по тектонофизическим данным. *Ідеї та новації в системі наук про Землю. Збірник матеріалів VII всеукраїнської молодіжної наукової конференції. Київ, 23–27 жовтня 2017 р. С. 88–89.*

6. **Mychak, S. V.**, Cherkes, S. I., Farfuliak, L. V., Poliachenko, I. B., & Murovskaya, A. V. (2018). The ratio of deformation structures and magnetic textures of rocks Pobuzhsky ore mining district. *17th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine*. Conference Paper. DOI: 10.3997/2214-4609.201801851
7. Муровская, А. В., Малицкий, Д. В., Гнип, А. Р., Махницкий, Н. Р., **Мычак, С. В.**, Поляченко, Е. Б. (2018). Активная тектоника и современное поле напряжений Закарпатского прогиба по механизмам очагов землетрясений. *17th International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects, 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine*. Conference Paper. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201801852>
8. Гинтов, О. Б., Орлюк, М. И., Ентин, В. А., Пашкевич, И. К., **Мычак, С. В.**, Бакаржиева, М. И., Шимкив, Л. М., Марченко, А. В. (2018). Мегаблоковая структура Украинского щита по современным геофизическим и геологическим данным. *Наукова конференція, присвячена 100-річчю Ювілея Національної академії наук та Геологічної служби України «Геологія і корисні копалини України» Київ, 2 – 4 жовтня 2018 р. С. 46–48.*
9. **Мичак, С. В.**, Фарфуляк, Л. В. (2019). Кінематика Суцано-Пержанської зони розломів. *Ідеї та новації в системі наук про землю. Збірник матеріалів VIII всеукраїнської молодіжної наукової конференції. Київ, 10–12 квітня 2019 р. С. 68–69.*