

Речовинні глибинні моделі Українського щита

П.О. Буртний, О.Є. Карнаухова, В.П. Коболев, 2025

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Надійшла 19 червня 2025 р.

Методом петрофізичного термобаричного моделювання побудовані речовинні глибинні моделі окремих мегаблоків Українського щита. Суть методу полягає у порівнянні даних глибинних сейсмічних зондувань та експериментальних результатів вимірювань фізичних параметрів за високих тисків і температур зразків гірських порід, які формують досліджувані мегаблоки. Правомірність регіональних глибинних термобаричних петрофізичних побудов підтверджується наявністю відповідних критеріїв подібності. При петрофізичному термобаричному моделюванні рівності середніх значень тисків і температур у лабораторних та природних умовах достатні для того, щоб прийняти ці параметри порівнянними. Цей базовий принцип лежить в основі методу. Диференціація за фізичними параметрами різних мінеральних середовищ залежно від їх петрологічних характеристик, у тому числі складу, генезису, структурно-текстурних особливостей та інших чинників — другий принцип методу петрофізичного термобаричного моделювання. Для кожного досліджуваного району Українського щита були розроблені індивідуальні *РТ*-програми експериментів.

У межах Українського щита встановлено, що земна кора зазвичай складена гранітогнейсами, нижче — породами середнього складу (чарнокітоїдами, ендербітами або діоритами) і далі до границі Мохо — різноманітними товщами порід основного (гранулітами, габроїдами) або ультраосновного (піроксенітами) складу. На усіх речовинних моделях фіксуються зони низьких швидкостей (зони термобаричного розуцільнення порід), які зазвичай розміщуються на глибинах 5—15 км. Положення таких зон відповідає інтервалам експериментально виявлених інверсій сейсмічних швидкостей і густин досліджених зразків порід Українського щита залежно від тиску і температури щодо глибини залягання.

Ключові слова: Український щит, профіль глибинного сейсмічного зондування, сейсмічні швидкості, тиск, температура, розуцільнення, густина, моделювання.

Вступ. Дослідження фізичних властивостей широкого спектра гірських порід у модельних *РТ*-умовах різних глибин літосфери [Кировоградский..., 2013; Карнаухова, 2015; Korchin, 2017; Корчин и др., 2018, 2020; Буртний та ін., 2023] спільно з розробленою методикою петрофізичного термобаричного моделювання (ПТБМ) [Лебедев и др., 1988; Буртний и др., 2013; Корчин и др., 2013] дали можливість по-новому інтерпретувати геофізичні дані та прогнозувати глибинний речовинний склад по-

рід Українського щита (УЩ) [Буртний та ін., 2020, 2023; Korchin et al., 2022 та ін.].

В основу ПТБМ покладено наявну геолого-геофізичну інформацію стосовно досліджуваної площі (геологічна будова, структурно-тектонічне районування, матеріали глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), гравіметрії та геотермії) поряд з результатами лабораторних експериментальних вимірювань фізичних параметрів зразків гірських порід за високих тисків (*P*) і температур (*T*), що відповідають їх

розподілу з глибиною [Корчин и др., 2013].

У статті узагальнено результати раніше виконаних досліджень, а також нових побудов речовинних глибинних моделей окремих блоків УЩ за допомогою методу ПТБМ. П.О. Буртний працював над цією статтею до останніх днів свого життя [Старостенко та ін., 2024].

Слід підкреслити, що вивчення глибинного речовинного складу окремих блоків УЩ нині є особливо актуальним у зв'язку з підвищеним інтересом до видобутку рідкісноземельних металів згідно з Угодою про надра між Україною та США.

Методика досліджень. Методологію ПТБМ детально викладено у публікаціях [Лебедев и др., 1988; Буртний и др., 2013; Корчин и др., 2013]. Коротко розглянемо її основоположні засади. Одним з основних елементів ПТБМ є зіставлення матеріалів ГСЗ з експериментальними даними вимірювання швидкісних параметрів гірських порід району досліджень за *РТ*-програмами тисків і температур, відповідно до їх розподілу з глибиною конкретного району.

Відбір поверхневих аналогів глибинних мінеральних утворень проводиться з урахуванням геолого-структурних особливостей досліджуваних районів, а також картування тих чи інших різновидів порід на поверхні вздовж профілю. Шляхом зіставлення швидкісних колонок ГСЗ з експериментальними даними $V_p=f(PT)=f(H)$ виявляються збіги за абсолютними значеннями швидкостей і градієнтами їх змін з глибиною. Це дає змогу прогнозувати розвиток конкретних типів порід на певних глибинах, у кожному конкретному випадку зіставлення враховується петрологічна та інша наявна геологічна інформація. Також використовуються експериментальні дані щодо зміни з глибиною густинних характеристик порід.

При прогнозуванні геологічного середовища земної кори на різних глибинах визначальними є регіональна інформація ГСЗ та дані гравіметрії. Також залучаються швидкісні та густинні характеристики зразків порід усіх комплексів, відібраних на території досліджених площ і виміряних

за індивідуальними *РТ*-програмами експериментів для кожного району УЩ. В основу *РТ*-програм покладено дані щодо розподілу тиску з глибиною, розрахованого за середніми значеннями густини порід у глибинних зонах земної кори та можливої будови конкретних геологічних провінцій. Розподіл температур на різних глибинах розраховано за матеріалами геотермічного вивчення відповідних районів [Кутас, 1978, 1989].

Одним з елементів ПТБМ є диференціація за фізичними параметрами різних мінеральних середовищ залежно від їх петрологічних характеристик, зокрема складу, генезису та інших чинників. Експериментально встановлено, що для магматичних і метаморфічних порід УЩ за атмосферних умов, дії високого гідростатичного тиску (до 5000 кг/см³), а також в умовах одночасної дії на зразки порід високих тисків і температур, що відповідають глибинам 25—30 км, зберігається диференціація порід за пружногустинними параметрами. Підтверджено загальноприйняті класичні закономірності: з підвищенням основності магматичних порід швидкість поширення пружних хвиль і густина порід збільшуються. За високих тисків стає більш вираженою [Буртний та ін., 2023].

Побудовано блок-схему петрофізичного глибинного структурного моделювання (рис. 1), яку можна застосовувати при розробці відповідних алгоритмів автоматизованих методів побудови петрофізичних моделей літосфери із широким використанням експериментальної *РТ*-інформації з банків даних щодо фізичних властивостей різноманітних порід [Корчин и др., 2009].

Блок-схема складається з 14 блоків або етапів: 1 — вивчення структурно-тектонічних особливостей регіону; виділення основних груп порід, що формують геологічне середовище; подальше його розчленування на окремі блоки; 2 — аналіз апріорної геолого-геофізичної інформації з урахуванням даних щодо глибинних термодинамічних умов; 3 — відбір колекції зразків порід досліджуваного регіону, включаючи можливі глибинні аналоги (на

підставі інформації блоків 1, 2); 4 — складання варіантів програм експериментального вивчення на підставі прогнозування розподілу з глибиною тиску і температури (за матеріалами геотермії та гравіметрії) та їх подальше використання під час експериментальних досліджень зразків гірських порід в апаратах високих тиску і температури; 5 — вивчення в різних термобаричних умовах пружних і густинних параметрів за зразками колекцій порід; 6 — статистична обробка та аналіз результатів лабораторних дослідів; 7 — комплексна обробка петрологічної інформації та експериментальних даних; пошук кореляційних зв'язків між відповідними параметрами; складання робочих палеток чи таблиць; 8 — аналіз матеріалів польових геофізичних спостережень (насамперед ГСЗ); побудова швидкісних розрізів по блоках і шарах уздовж відповідного про-

філю; 9 — зіставлення результатів лабораторних петрошвидкісних *РТ*-досліджень із сейсмічною інформацією; комплексна первинна інтерпретація; 10 — побудова літологічної моделі можливого розподілу з глибиною поверхневих аналогів глибинних порід на підставі системного аналізу відповідної інформації (блоки 1, 2, 6, 7 та 9); 11 — реконструкція на підставі літологічної моделі (блок 10) петрошвидкісних розрізів (V_p , V_s) за експериментальними даними (блоки 6, 7); 12 — побудова густинного розрізу з подальшою циклічною кореляцією аномалій гравітаційного поля зі швидкісним та речовинним розрізами; 13 — створення та аналіз моделей розподілу з глибиною пружногустинних характеристик (модулі Юнга і зсуву, коефіцієнт Пуассона, стисливість та ін.) мінеральної речовини за окремими блоками; зіставлення з первинною геофізичною інформацією; 14 — побудова комплексних петрошвидкісних розрізів, основою яких є дані експериментальних *РТ*-досліджень та інформація, накопичена в блоках 10—13. Одноразові стрілки вказують шляхи обробки, спрямованість і послідовність переходу інформації від блока до блока, а дворазові — на можливість повернення інформації при багатоциклічному моделюванні з використанням методу послідовних наближень [Буртний и др., 2013].

Об'єкт досліджень. Згідно з сучасним уявленням у межах УЩ виділяють такі мегаблоки (рис. 2): Волинський, Подільський, Росинський, Бузький, Інгульський, Середньопридніпровський, Приазовський, а також Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс [Кировоградский..., 2013; Гінтов та ін., 2018].

У межах УЩ виділяються також між-блокові шовні зони: Голованівська та Інгулецько-Криворізька, включені до Інгульського мегаблока та Оріхово-Павлоградська, що відноситься до Приазовського мегаблока [Кировоградский..., 2013; Гінтов та ін., 2018].

Експериментально досліджені зразки порід УЩ (рис. 3) являють собою різноманітні комплекси гранітів, гнейсів, чар-

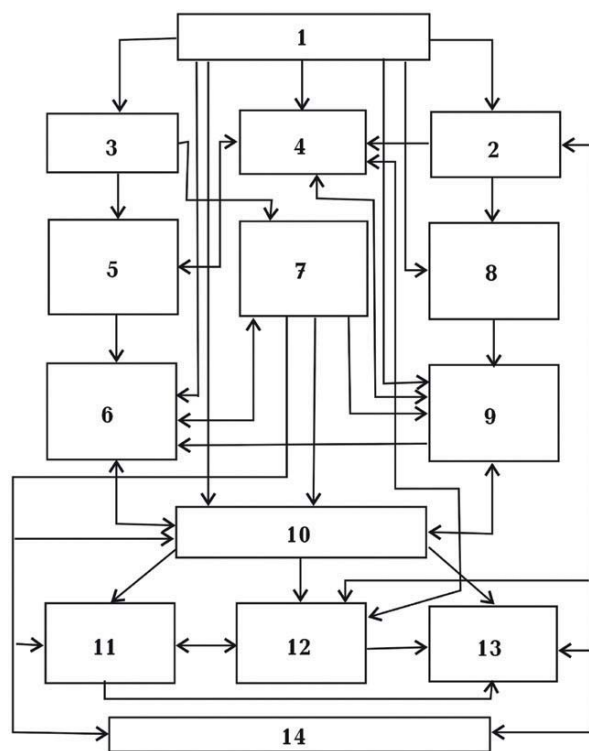


Рис. 1. Блок-схема дрібномасштабного петрошвидкісного глибинного структурного моделювання (по-яснення у тексті).

Fig. 1. Diagram of small-scale petrovelocity deep structural modeling (explanation in the text).

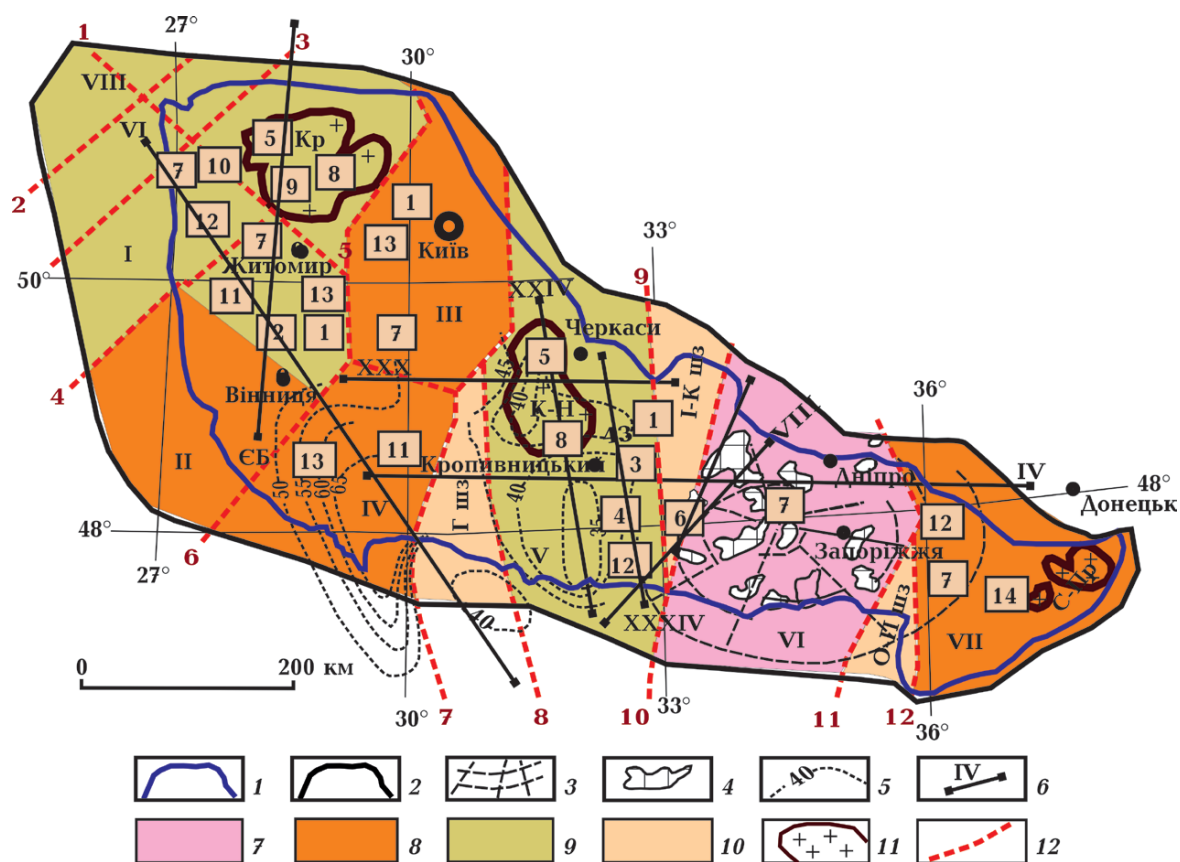


Рис. 2. Схема структурно-тектонічного районування Українського щита (за [Кировоградский ..., 2013; Гінтов та ін., 2018]) і розміщення місць відбору зразків досліджених порід: 1 — контур відслоненої частини щита; 2 — контур схилів щита, в межах яких простежуються складчасті та розривні структури докембрійського фундаменту за геофізичними даними; 3 — Придніпровське палеосклепіння; 4 — зеленокам'яні синклінорії; 5 — ізоглибини поділу Мохо, км; 6 — сейсмічні геотрансекти; **комплекси порід**: 7 — архейські, 8 — архейські, перероблені в протерозой, 9 — палеопротерозойські; 10 — шовні зони (Гшз — Голованівська, І-Кшз — Інгулецько-Криворізька, О-Пшз — Оріхів-Павлоградська); 11 — масиви (Кр — Коростенський, К-Н — Корсунь-Новомиргородський, С-Пр — Східноприазовський); 12 — міжмегаблокові розломи (1 — Центральний, 2 — Луцький, 3 — Суццано-Пержанський, 4 — Тетерівський, 5 — Брусилівський, 6 — Немирівський, 7 — Тальнівський, 8 — Первомайський, 9 — Західноінгулецький, 10 — Криворізько-Кременчуцький, 11 — Оріхів-Павлоградський, 12 — Азово-Павлоградський). **Мегаблоки (римські цифри)**: I — Волинський; II — Подільський; III — Росинський; IV — Бузький; V — Інгульський; VI — Середньопридніпровський; VII — Приазовський; VIII — Волино-Подільський вулканоплутонічний пояс. **Місця відбору зразків порід (цифри в квадратах)**: 1—5 — граніти (1 — рівномірнотзернисті, 2 — гранат-біотитові чудново-бердичівські, 3 — порфіроподібні біотитові, 4 — порфіроподібні трахітоїдні новоукраїнські, 5 — рапаківи); 6 — плагіограніти; 7 — діорити, гранодіорити; 8 — лабрадорити; 9 — габро; 10 — піроксеніти; 11 — чарнокітоїди; 12 — гнейси біотитові; 13 — гнейси піроксенові, амфіболові; 14 — породи приазовського лужного комплексу.

Fig. 2. Structural and tectonic zoning of the Ukrainian Shield (according to [Gintov et al., 2018; Starostenko, Gintov, 2013]) and the sampling sites. Boundaries: 1 — the contour of the exposed part of the Ukrainian Shield; 2 — the contour of the Shield's slopes, within which folded and faulted structures of the Precambrian basement can be traced according to geophysical data; 3 — Dnieper paleo-vault; 4 — greenstone synclinalities; 5 — isodepths of Moho boundary; 6 — seismic geotranssects; **rock complexes**: 7 — Archean, 8 — Archean, reworked in the Proterozoic, 9 — Paleoproterozoic; 10 — suture zones (Гшз — Golovaniv, І-Кшз — Ingul-Kryvyi Rih, О-Пшз — Orikhiv-Pavlohrad); 11 — massifs (Кр — Korosten, К-Н — Korsun-Novomyrhorod, С-Пр — East-Azov); 12 — intermegablock faults (1 — Central, 2 — Lutsk, 3 — Sushchany-Perga, 4 — Teteriv, 5 — Brusyliv, 6 — Nemyriv, 7 — Talniv, 8 — Pervomaik, 9 — West Inhulets, 10 — Kryvyi Rig-Kremenchuk, 11 — Orikhiv-Pavlohrad, 12 — Azov-Pavlohrad). **Megablocks**: I — Volyn; II — Podolian; III — Ros'; IV — Bug; V — Ingul; VI — Middle Dnieper; VII — Azov; VIII — Volyn-Podolian volcano-plutonic belt. **Sampling sites (numbers in squares)**: 1—5 — granites (1 — evenly granular, 2 — Chudnovo-Berdychiv granite-biotite, 3 — porphyroid, 4 — Novoukrainka porphyroid-trachitoid, 5 — rapakivi); 6 — plagiogranites; 7 — diorites, granodiorites; 8 — labradorites; 9 — gabbro; 10 — pyroxenites; 11 — charnockitoides; 12 — biotite gneisses; 13 — pyroxen and amphibole gneisses; 14 — rocks of the Azov alkaline complex.

нокітів, ендербітів, діоритів, анортозитів, основних гранулітів, габро та піроксенітів [Буртний та ін., 2023]. Сумарно було відібрано близько 5000 зразків і проведено відбраковування з метою виявлення зразків з істотними дефектами — високою пористістю, тріщинуватістю внаслідок процесів вивітрювання. Для більш як 1000 зразків були виконані вимірювання за атмосферних умов густини та швидкостей поширення поздовжніх (V_P) і поперечних (V_S) хвиль, за гідростатичного тиску — для 200 зразків (кожен 5—10-й зразок вихідної колекції порід). Було виміряно близько 90 зразків (кожен 10—15-й зразок) за програ-

мами одночасної дії тиску і температури, відповідно до їх розподілу з глибиною для досліджуваного регіону. У процесі моделювання було узагальнено дані майже 60 тис. вимірювань: пружних, густинних, теплофізичних, електричних, магнітних характеристик. На наступному етапі виконано детальний петрографічний аналіз понад 300 шліфів досліджуваних порід УЩ, а також проведено статистичну обробку отриманих експериментальних даних (таблиця).

За результатами експериментальних досліджень методом ПТБМ побудовано близько 30 колонок прогнозованого складу порід (аналогів поверхневих мінеральних

Середні значення пружногустинних параметрів і середній мінеральний склад основних груп порід Українського щита за атмосферних умов

V_P км/с	V_S км/с		Мінеральний склад, % (за обсягом)										
		ρ , г/см ³	Плагіоклаз	КПШ	Кварц	Біотит	Піроксен	Амфібол	Олівін	Актиноліт	Дроблена маса	Акцесорні	Вторинні мінерали
Граніти рівномірнозернисті													
5,73	3,23	2,626	35,3	29,1	26,6	6,6	2,8	—	—	—	—	1,8	1,3
Граніти порфіроподібні													
5,81	3,38	2,691	35,5	20,4	27,3	11,6	—	3,1	—	—	—	2,1	16,2
Граніти новоукраїнські													
5,75	3,46	2,661	27,3	38,1	26,5	4,3	1,2	2,9	—	—	3,9	1,0	3,2
Плагіограніти													
5,95	3,42	2,706	54,8	20,7	22,5	12,5	2,0	6,3	—	—	50,4	1,6	17,7
Діорити													
6,09	3,43	2,774	70,1	0,5	10,9	6,6	—	10,0	—	—	—	2,3	—
Чарнокітоїди													
6,26	3,59	2,770	39,4	17,7	28,1	3,1	11,5	4,8	—	—	—	2,9	0,6
Породи основного складу													
6,73	3,65	2,863	72,1	0,5	2,8	3,2	13,8	3,00	—	—	—	4,1	0,8
Породи ультраосновного складу													
6,37	3,73	3,180	—	—	—	—	23,9	22,3	3,9	17,4	—	14,0	15,1
Гнейси біотитові													
5,79	3,42	2,715	35,9	3,3	44,1	15,6	—	—	—	—	—	—	1,1
Гнейси амфібол-піроксенового складу													
6,67	3,75	3,096	31,3	—	3,3	3,3	38,6	26,7	—	—	—	4,2	—

утворень) з глибиною для певних ділянок УЩ, відповідно до геотраверсів (IV, VI, VIII, Євробридж) і профілів ГСЗ (XXIV, XXX, XXXIV, Путивль—Кривий Ріг), що перетинають його основні мегаблоки (рис. 2, 3).

З огляду на результати надглибокого буріння можна припустити, що верхні шари земної кори УЩ складені аналогами поверхневих порід досліджуваних площ [Криворожская..., 2011; Буртний и др., 2013; Корчин и др., 2013; Korchin, 2017]. Швидкісні розрізи ГСЗ у межах УЩ здебільшого фіксують горизонтально-блокові структури кори [Сологуб, 1986]. Виділені блоки характеризуються швидкісним розрізом, на певних глибинах якого спостерігаються стрибки швидкості, інколи виділяються позитивні чи негативні рівноградієнтні за швидкістю ділянки. У спрощеному вигляді ці блоки можна розглядати

як елементи вертикального розшарування геологічного середовища.

Кожному шару властиві свої середні значення швидкостей V_p і V_s та їх зміни з глибиною. Інакше кажучи, вертикальна зональність, що виявляється сейсмічними дослідженнями, зазвичай має вигляд стрибків абсолютних значень швидкостей та суттєвої відмінності їх змін із глибиною упродовж профіля. Стабільні за величиною градієнтів швидкості шари можна розглядати як зони певного складу. Зміни V_p у такому разі обумовлені ефектами впливу на мінеральне середовище P і T . Тоді за деяким винятком (площі деяких геофізичних аномалій) на глибинах 5—20 км можна припустити поширення різноманітних гранітогнейсів. На глибинах 5—40 км найбільш імовірні горизонти різноманітних чарнокітоїдів, ендербітів, ді-

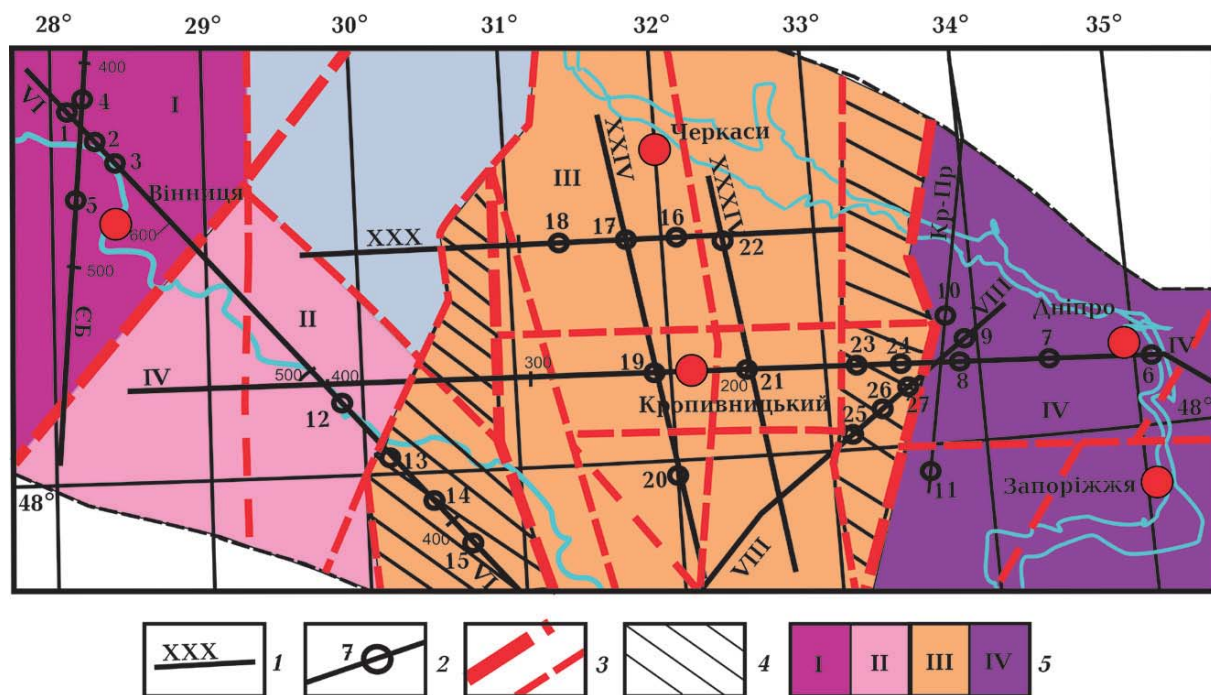


Рис. 3. Карта-схема із зазначенням місць розташування колонок, за якими виконано моделювання глибинної будови земної кори Українського щита: 1 — профілі ГСЗ; 2 — номери колонок; 3 — розломи різних порядків; 4 — шовні зони; 5 — райони відбору зразків (I — Подільський мегаблок, II — Бузький мегаблок, III — Інгульський мегаблок, IV — Середньопридніпровський мегаблок).

Fig. 3. The scheme map indicating the locations of the columns which model the deep structure of the Earth's crust of the Ukrainian Shield: 1 — DSS profiles; 2 — sampling points; 3 — faults of various orders; 4 — seam zones; 5 — sampling areas (I — Podolskyi megablock, II — Buzkyi megablock, III — Ingulskyi megablock, IV — Serechnoprydniprovskyi megablock).

оритів і інших подібних до них різновидів середнього складу. Далі до границі Мохо кора УЩ сформована основними гранулітами. Епізодично тут можуть бути породи ультраосновного складу — піроксеніти.

Використання методу ПТБМ, крім уточнення складу глибинних горизонтів кори, дало можливість виявити існування на різних глибинах (3—15 км) зон аномального фізико-механічного стану порід, або зон низьких швидкостей (ЗНШ). Відповідно на експериментальних кривих $V_{P,S}$, $\rho = f(PT) = f(H)$ фіксуються зони інверсії швидкостей і густини із проявом максимумів та мінімумів (рис. 4).

Побудовано моделі розподілу гірських порід з глибиною для різних структур УЩ (рис. 5), зазначено їх густину, що відповідає певній глибині відповідно до експериментальних залежностей. На модельних колонках розподілу гірських порід з глибиною для різних районів УЩ показано ділянки можливого розміщення ЗНШ (рис. 5), тобто зон термобаричного розуцільнення порід, побудованих за експериментальними залежностями ρ , $V_P = f(PT) = f(H)$. Встановлено, що у ЗНШ гірські породи мають підвищені крихкість і стисливість, а також знижені значення модуля зсуву внаслідок структурної неоднорідності мінеральної речовини та збільшення пористості. Такі

зони можуть бути провідниками міграції та локалізації вуглеводнів глибинного походження [Буртний и др., 2013; Карнаухова, 2015; Корчин и др., 2016, 2018; Korchin, 2017; Буртний та ін., 2020].

З глибиною в межах земної кори диференціація порід за пружними параметрами зменшується. У ЗНШ вплив мінерального складу на пружні параметри порід виявляється незначним та істотно меншим за структурні перетворення порід, які у свою чергу пов'язані з фізичними характеристиками породоутворювальних мінералів. Глибше ЗНШ диференціація порід за мінеральним складом і значеннями швидкості поширення пружних хвиль дещо знижується (див. рис. 4) [Буртний и др., 2013; Корчин и др., 2013, 2016, 2018; Карнаухова, 2015; Korchin, 2017; Буртний та ін., 2020].

Обговорення результатів. Розглянемо характерні особливості прогнозних моделей речовинного складу УЩ за окремими мегаблоками.

У межах **Подільського мегаблока** (див. рис. 2) розвинені утворення гранулітової фації регіонального метаморфізму [Литосфера..., 1988; Ильченко, 2002; Thybo et al., 2003; Корчин и др., 2007; Тектонічна..., 2007]. Поверхня його фундаменту приблизно до глибини 5 км переважно складена гранітоїдами нижньопротерозой-

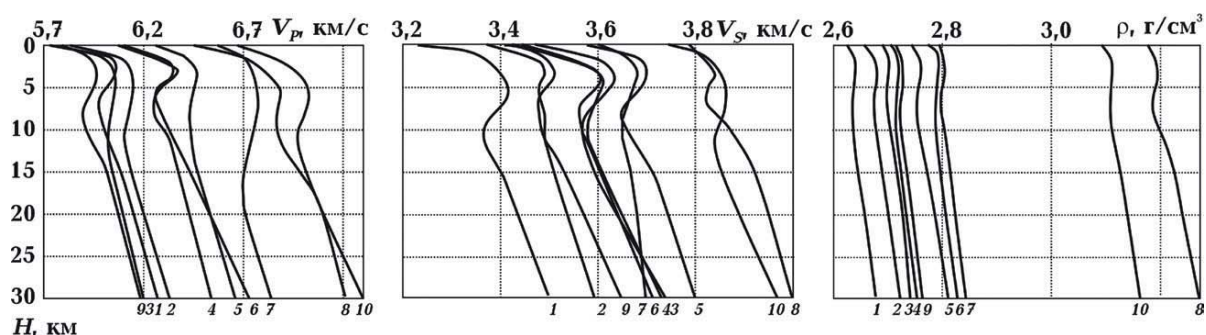


Рис. 4. Зміни швидкостей V_P , V_S і ρ за термодинамічних умов на різній глибині: 1 — рівномірнозернисті граніти, 2 — порфіроподібні граніти, 3 — новотуркменські граніти та граніти рапаківі, 4 — плагіограніти, 5 — чарнокітоїди, 6 — породи середнього складу, 7 — породи основного складу, 8 — піроксеніти, 9 — гнейси біотитові, 10 — гнейси амфібол-піроксенового складу.

Fig. 4. Changes in V_P , V_S waves and ρ under thermodynamic conditions at different depths: 1 — evenly granular granites, 2 — porphyroid granites, 3 — novoukrainski and rapakivi granites, 4 — plagiogranites, 5 — charnockitoides, 6 — medium rocks, 7 — basic rocks, 8 — pyroxenites, 9 — biotite gneisses, 10 — amphibole and pyroxene gneisses.

ського подільського комплексу (чудново-бердичівські граніти) (див. рис. 5, колонки (кол.) 1, 3, 4), серед яких у вигляді підняття виступають окремі тіла порід немирівського комплексу (чарнокіти, ендербіти) (рис. 5, кол. 2, 5) і гнейси дністровсько-бузької серії. За матеріалами ГСЗ (див. рис. 3, 6, а, геотраверс VI, ПК 600—750) у верхній частині кори можна виділити три блоки, най-

більш високошвидкісний — в центральній частині профілю, де $V_p=6,25$ км/с на поверхні (рис. 3, 6, а, ПК 660—690, рис. 5, кол. 2). Сейсмічні швидкості приповерхневого шару задовільно узгоджуються з їх значеннями і градієнтами змін з глибиною, визначених експериментально для чарнокітоїдів (рис. 4—6). Найімовірнішими представниками цієї групи порід у верхніх

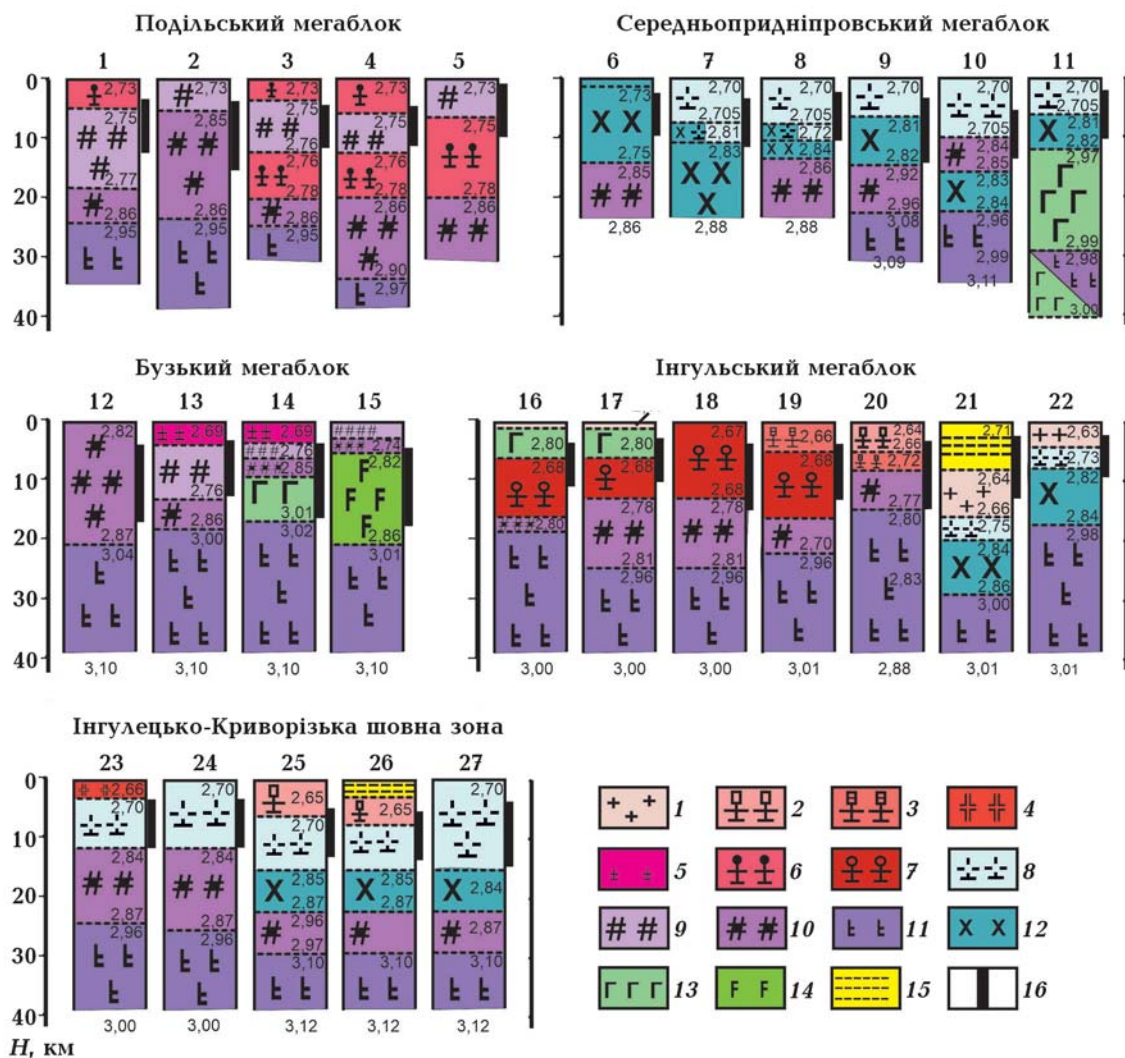


Рис. 5. Модельні колонки розподілу гірських порід з глибиною для різних районів Українського щита. Гранітоїди: 1 — рівномірнозернисті кіровоградські, 2 — порфіроподібні кіровоградські, 3 — новоукраїнські, 4 — боков'янські, 5 — бузькі, 6 — чудново-бердичівські, 7 — рапаківі, 8 — плагіограніти, 9 — чарнокіти, 10 — ендербіти, 11 — основні грануліти, 12 — діорити, 13 — габро, 14 — анортозити, 15 — гнейси інгулецької серії, 16 — ймовірні ЗНШ.

Fig. 5. Model columns of rock distribution with depth for different areas of the Ukrainian Shield. Granitoides: 1 — kirovohradski evenly granular, 2 — kirovohradski porphyroid, 3 — novoukrainski, 4 — bokovianski, 5 — buhski, 6 — chudново-berdychivski, 7 — rapakivi, 8 — plagiogranites, 9 — charnockites, 10 — enderbites, 11 — basic granulites, 12 — diorites, 13 — gabbro, 14 — anorthosites, 15 — gneisses of inhulo-inhuletskoi series, 16 — LVZ (indicated on the columns).

горизонтах є плагіочарнокіти (глибини до 7 км), що переходять в ендербіти (глибини 7—25 км). На глибинах від 25 км сейсмічні швидкості дещо вищі експериментально встановлених для ендербітів і узгоджуються зі швидкостями більш основних гранулітів, які можуть спостерігатися аж до границі М (рис. 5, кол. 2; рис. 6). Сейсмічні швидкості у верхніх горизонтах кори суміжних ділянок профілю (див. рис. 3, 5, кол. 1, 3; рис. 6, а) значно нижчі — 6,15 і 6,0 км/с відповідно. Їх можна порівняти з експериментально отриманими значеннями $V_p=f(PT)=f(H)$ для чарнокітів і плагіочарнокітів (рис. 4), поширення яких можливе до глибин 23—25 км. Нижче сейсмічні швидкості усіх трьох блоків вирівнюються ($V_p=6,7$ км/с за даними ГСЗ) і відповідають швидкостям V_p для «основних гранулітів» (див. рис. 5, кол. 1—3; рис. 4, б).

Додаткову інформацію було отримано вздовж геотрансекту ЄВРОБРИДЖ-97 у районі його перетину з геотраверсом VI (див. рис. 3, 6, б — ПК 640—660; рис. 5, кол. 3) [Thybo et al., 2003]. До глибини 5 км спостерігається чергування низько- та високошвидкісних горизонтів порід, швидкості поширення сейсмічних хвиль у яких узгоджуються із V_p відповідно для чудново-бердичівських гранітів (рис. 3, 6, б — ПК 440; рис. 5, кол. 4) і чарнокітів-плагіочарнокітів (рис. 3, 6, б — ПК 470, рис. 5, кол. 5). На глибині 5—20 км передбачається розвиток чудново-бердичівських гранітів, плагіочарнокітів, чарнокітів, ендербітів у різних варіантах. З глибини 20 км швидкісні параметри кори за даними зондування вздовж обох профілів практично збігаються та відповідають експериментально отриманим для ендербітів та

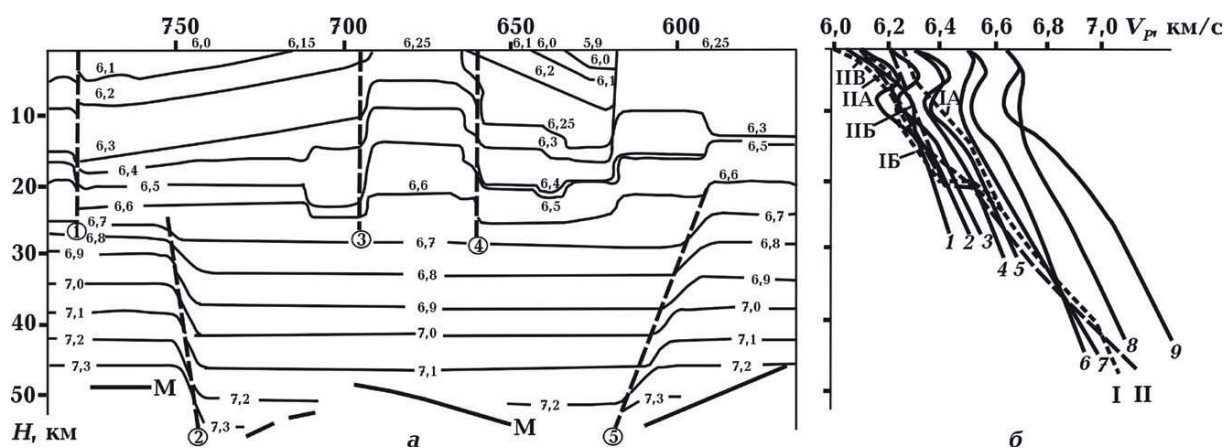


Рис. 6. Геотраверс VI [Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1988]: а — швидкісний розріз ділянки профілю (цифри у кружках — зони розломів, виділені за геологічними і геофізичними даними): 1 — Шепетівський, 2 — Тетерівський, 3 — Троянівський, 4 — Хмельницький, 5 — Немирівський; б — зіставлення графіків зміни $V_p=f(H)$ за даними ГСЗ (криві: I — вздовж геотраверса VI: ПК 660—690, кол. 2 (IA), ПК 640—660, кол. 3 (IB), ПК 690—710, кол. 1 (IB); II — ЄВРОБРИДЖ-97: ПК 440, кол. 4 (IIA) та ПК 470, кол. 5 (IIB)) з матеріалами експериментальних досліджень залежності $V_p=f(PT)=f(H)$ у земній корі Подільського мегаблока: 1 — чудново-бердичівські граніти; 2, 3 — чарнокіти, плагіочарнокіти; 4, 5 — ендербіти; 6, 7 — основні грануліти; 8 — габбронорити; 9 — піроксенові гнейси.

Fig. 6. The VI geotransverse profile segment [Sollogub, 1986; Chekunov, 1988]: а — the velocity profile: Numbers in circles — areas of faults, highlighted by geological and geophysical data: 1 — Shepetivsky, 2 — Teterivsky, 3 — Troyanovsky, 4 — Khmelnytsky, 5 — Nemyrivsky; б — зіставлення графіків зміни $V_p=f(H)$ change graphs according to DSS data (curves: I — along geotransverse VI: ПК 660—690, Col. 2 (IA), ПК 640—660, Col. 3 (IB), ПК 690—710, Col. 1 (IB); II — EUROBRIDGE-97: ПК 440, Col. 4 (IIA) та ПК 470, Col. 5 (IIB)) with the materials of experimental studies of dependence $V_p=f(PT)=f(H)$ in the Earth's crust of the Podilsky megablock: 1 — chudново-berdychivski granites; 2, 3 — charnockites, plagiognockites; 4, 5 — enderbites; 6, 7 — basic granulites; 8 — gabbro-norites; 9 — pyroxenite gneisses.

«основних гранулітів», а також збігаються з результатами гравітаційного моделювання вздовж профілю ЄВРОБРИДЖ-97 (див. рис. 5, кол. 4, 5; рис. 6, б) [Ильченко, 2002; Thybo et al., 2003; Тектонічна ..., 2007; Корчин и др., 2007, 2020; Кировоградский..., 2013; Буртний та ін., 2020; Korchin et al., 2022].

Фундамент **Середньопридніпровсько-го мегаблока** (див. рис. 2), на відміну від Подільського, формують утворення ам-

фіболітової фації регіонального метаморфізму, що зумовлює різний склад порід земної кори (див. рис. 5, кол. 6—11). Його земну кору можна охарактеризувати з огляду на дані ГСЗ уздовж субширотного геотраверса IV (див. рис. 3) [Литосфера..., 1988], який пересікає блоково-купольні структури (граніто-мігматитові куполи і вали: Дніпропетровський, Криничанський, П'ятихатський). Останні, утворені гранітоїдами дніпропетровського ком-

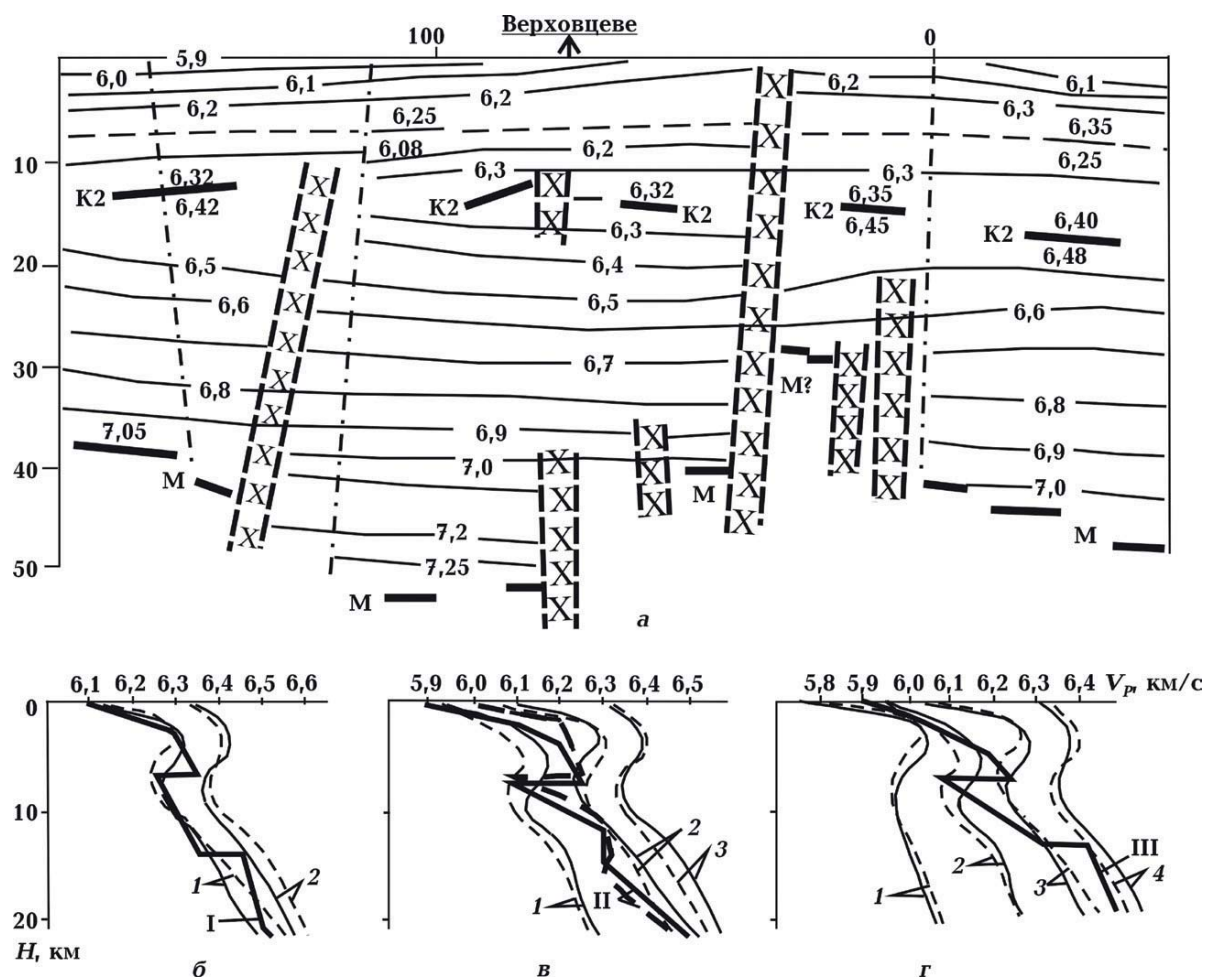


Рис. 7. Ділянка профілю геотраверсу IV [Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1988]: а — швидкісний розріз; б—г — зіставлення графіків зміни $V_p=f(H)$ за даними ГСЗ уздовж геотраверсу IV (криві: I — ПК (–30)—30, II — ПК 30—110, III — ПК 110—150) з матеріалами експериментальних досліджень залежності $V_p=f(PT)=f(H)$: б — східний блок (1 — діорити, 2 — ендербіти), в — центральний блок (1, 2 — плагіограніти, 3 — діорити), г — західний блок (1, 2 — плагіограніти, 3 — діорити, 4 — ендербіти).

Fig. 7. The IV geotraverse profile segment [Sollogub, 1986; Chekunov, 1988]: а — the velocity profile; б—г — comparison of $V_p=f(H)$ change graphs according to DSS data along the IV geotraverse (curves: I — ПК (–30)—30, II — ПК 30—110, III — ПК 110—150) with the materials of experimental studies of dependence $V_p=f(PT)=f(H)$: б — Eastern block (1 — diorites, 2 — enderbites), в — central block (1, 2 — plagiogranites, 3 — diorites), г — western block (1, 2 — plagiogranites, 3 — diorites, 4 — enderbites).

плексу, складають власне архейський фундамент блока з розвинутими на ньому зеленокам'яними структурами (Сурська і Верховцівська), складеними пізнішими утвореннями конксько-верховцівської серії [Сиворонов и др., 1983; Орса, 1988; Щербаков, 2005; Тектонічна..., 2007]. Результати зіставлення графіків зміни з глибиною швидкості поширення сейсмічних хвиль $V=f(H)$ та експериментально отриманих кривих зміни $V_P=f(PT)=f(H)$ ілюструє рис. 7, б—г.

За характером поведінки сейсмічних швидкостей у корі можна виділити три основні блоки: східний (рис. 7, б), центральний (рис. 7, в) і західний (рис. 7, г) [Литосфера..., 1988; Корчин, Буртний, 2011; Буртний и др., 2020; Korchin et al., 2022]. Швидкості поширення сейсмічних хвиль східного блока (див. рис. 5, кол. 6; рис. 7, а, б) лежать в області вищих значень ($V_P=6,00\div 6,10$ км/с на поверхні) порівняно з іншими, які в інтервалі глибин 5—14 км збігаються з експериментальними кривими $V_P=f(PT)=f(H)$, встановленими для діоритів. Натомість розвинені на поверхні плагіограніти дніпропетровського комплексу за даними петрошвидкісного моделювання можуть бути присутніми до глибин близько 5 км.

Виявлена за сейсмічними даними ЗНШ за швидкістю поздовжніх хвиль і градієнтом їх зміни з глибиною в межах зони практично збігається з аналогічною зоною, зазначеною на графіках швидкостей для діоритів, що дає підстави припускати їх розвиток на цих глибинах. Значення V_P на вказаних глибинах сягає 6,35 км/с зі зменшенням до 6,25 км/с — початок ЗНШ. Вихід із ЗНШ характеризується стрибком швидкостей сейсмічних хвиль від 6,35 до 6,45 км/с і, як наслідок, вузькою зоною переходу діоритів до більш глибинних різновидів порід. Наведені значення сейсмічних швидкостей значно вищі за швидкість у діоритах для цих глибин. Тут вони добре узгоджуються з V_P , експериментально встановленими для ендербітів (рис. 7, б). Нижче глибини 20—25 км швидкісні параметри кори близькі до таких Подільського

блока, що дає підстави припускати зміну ендербітів породами основного складу, зокрема основними гранулітами. Підставою для цього є загальноприйняте положення про гранулітовий склад нижніх горизонтів земної кори УЩ, а також знайдені в північно-східній частині району породи гранулітового комплексу, які подібні до порід Дністровсько-Бузького [Сиворонов и др., 1983; Колий и др., 1991].

Західний блок ($V_P=5,90$ км/с на поверхні) характеризується наявністю ЗНШ, яка за характером зміни сейсмічних швидкостей розташовується в межах поступового переходу в невеликому інтервалі глибин (до 6 км) від плагіогранітів до діоритів (рис. 7, а, г). Стрибок швидкості сейсмічних хвиль на 0,1 км/с на глибині 14 км зумовлений наявністю гранулітової основи фундаменту — ендербітів та основних гранулітів на глибині понад 26—30 км (див. рис. 3, рис. 5, кол. 8).

Інший характер зміни швидкості сейсмічних хвиль ($V_P=5,90\div 6,00$ км/с на поверхні) спостерігається в корі центрального блока (рис. 5, кол. 7; рис. 7, а, в). Зменшення швидкості сейсмічних хвиль (з 6,25 до 6,08 км/с) на глибині близько 7 км характеризує початок ЗНШ, яка простежується до глибини 11 км і за швидкісними параметрами та градієнтом їх зміни збігається з даними, отриманими експериментально для плагіогранітів (початок зони) і діоритів (кінець зони). Інтервал глибин 11—16 км характеризується практично постійними значеннями швидкостей сейсмічних хвиль (6,3 км/с). У більш глибоких горизонтах вони нижчі порівняно із сусідніми блоками і добре узгоджуються з експериментально отриманими для діоритів. Це дає підстави припускати їх розвиток до глибини порядку 25 км, на яких швидкісні характеристики аналогічні таким у межах східного та західного блоків.

Відповідно до сейсмічних даних уздовж VIII геотраверсу ГСЗ (Рені—Кривий Ріг) (див. рис. 3, 10, а), розвиток аналогів приповерхневих плагіогранітів у західному блоці можна припускати максимально до глибини 7 км ($V_P=6,05$ км/с на поверхні).

Глибше поширені, ймовірно, діорити, можливо до глибини 14 км ($V=6,40\div 6,50$ км/с). Як і у попередньому випадку, далі за глибиною розвинені ендербіти і основні грануліти (рис. 3, 5, 10, кол. 9, ПК 530) [Ильченко, 1987; Литосфера..., 1988; Тектонічна..., 2007].

Додаткові дані щодо глибинної будови західної частини Середньопридніпровського мегаблока були отримані вздовж профілю ГСЗ Кривий Ріг—Путівль (див. рис. 2, 3), який проходить у південно-західному—північно-східному напрямку поблизу Криворізько-Кременчуцького розлому [Чекунов и др., 1992]. На часовому розрізі виділяються два блоки: південний (Саксаганський) і північний (П'ятихатський). Границею між ними є зона Девладівського розлому. Загалом для Середньопридніпровського мегаблока на цій ділянці профілю швидкість V_p на поверхні становить 5,6—5,7 км/с.

П'ятихатський блок був охарактеризований вище як західний (див. рис. 3, 5, кол. 8). У верхній частині північного (П'ятихатського) блока до глибини 10 км спостерігається задовільне узгодження сейсмічних швидкостей з експериментально

отриманими для плагіогранітів, які формують фундамент Середньопридніпровського мегаблока (див. рис. 3, 5, кол. 10). Глибше швидкості поширення сейсмічних хвиль узгоджуються з експериментально отриманими для ендербітів (10—16 км), діоритів (16—22 км) та основних гранулітів (понад 22 км).

Фундамент південного блока складений переважно плагіогранітами саксаганського комплексу, які виходять на поверхню у вигляді Саксаганського купола (див. рис. 3, 5, кол. 11). Верхня частина кори до глибини 12 км характеризується високим градієнтом зміни швидкості сейсмічних хвиль, близьким до експериментально отриманих як для плагіогранітів, так і для діоритів (останні виявлені в межах купола). У зв'язку з цим можна припустити наявність у верхній частині кори гранітоїдів (інтервал глибин 0—6 км), які змінюються діоритами (6—12 км). Інтервал глибин 12—30 км характеризується різким зменшенням градієнта сейсмічної швидкості, що збігається або близький (за абсолютними значеннями) до експериментально отриманих даних для габро. На користь габрового складу кори площі Саксаганського блока

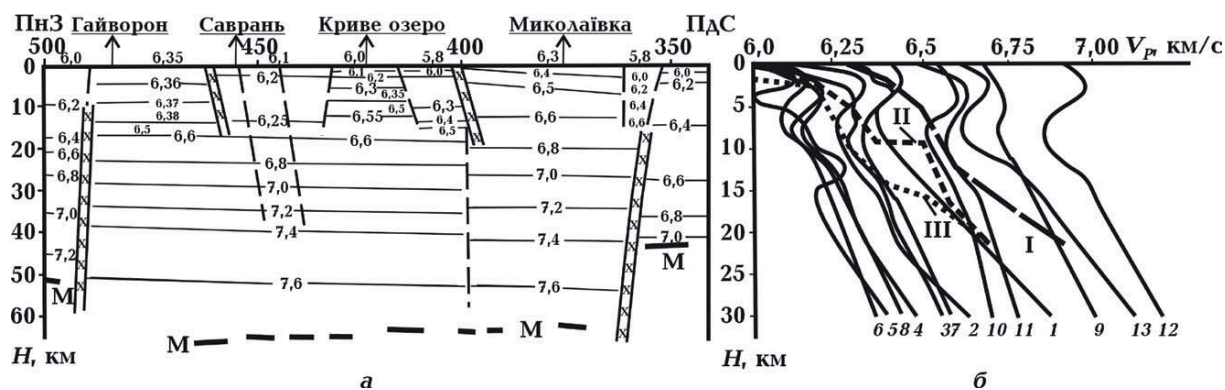


Рис. 8. Геотраверс VI [Литосфера..., 1988]: а — швидкісний розріз ділянки профілю; б — зіставлення графіків зміни $V_p=f(H)$ за даними ГСЗ уздовж геотраверсу VI (криві: I — ПК 490—460, II — ПК 460—430, III — ПК 430—400) з матеріалами експериментальних досліджень залежності $V_p=f(PT)=f(H)$: 1, 2 — діорити, 3, 4 — плагіограніти, 5, 6 — гранітоїди, 7 — ендербіти, 8 — чарнокіти, 9 — габро, 10 — габронорити, 11 — лабрадорити, 12 — піроксеніти, 13 — двопіроксенові гнейси.

Fig. 8. The VI geotraverse profile segment [Chekunov, 1988]: а — the velocity profile of б — comparison of $V_p=f(H)$ change graphs according to DSS data along the VI geotraverse (curves: I — ПК 490—460, II — ПК 460—430, III — ПК 430—400) with the materials of experimental studies of dependence $V_p=f(PT)=f(H)$: 1, 2 — diorites, 3, 4 — plagiogranites, 5, 6 — granitoides, 7 — enderbites, 8 — charnokites, 9 — gabbro, 10 — gabbronorites, 11 — labradorites, 12 — pyroxenites, 13 — twopyroxen gneisses.

можуть свідчити результати буріння Криворізької надглибокої свердловини [Криворожская..., 2011]. Дослідники вважають, що кристалізація гранітоїдів саксаганського комплексу відбулась з магматичного розплаву, який виник у корі під впливом теплових потоків і гідротермальних розчинів, основою якого були продукти переробки більш давніх порід. Що стосується більш глибоких частин кори, то поряд з габроїдами можуть бути поширені і грануліти як релікти давнього фундаменту; їх експериментальні швидкісні параметри можна порівняти із сейсмічними даними.

Земна кора **Середнього Побужжя** має найбільшу потужність (див. рис. 2, 3, рис. 5, кол. 12—15). Цей район, який перетинає геотраверс VI (див. рис. 2, 3), є багатоярусною складчастою спорудою, розділеною глибокими розломами. В його межах виділяються блоки, утворені породами, різними за складом, віком, умовами формування, які також фіксуються в аномальному гравітаційному полі. Це Гайворонський (рис. 5, 8 — ПК 490—460, кол. 12), Синицівський (рис. 5, 8 — ПК 460—430, кол. 13), Кривоозерський (рис. 5, 8 — ПК 430—400, кол. 14) і Чечеліївський (рис. 5, 8 — ПК 400—350, кол. 15) блоки [Литосфера..., 1988; Лебедев и др., 1999; Korchin et al., 2005; Тектонічна..., 2007].

У межах Гайворонського та Чечеліївського блоків переважають архейські утворення гранулітової фації чарнокіт-ендербітового складу. Фундамент Синицівського та Кривоозерського блоків складений нижньопротерозойськими утвореннями амфіболітової фації — метаморфічними породами бузької серії та гранітоїдами побужького комплексу. Дані ГСЗ зіставлено з експериментальними матеріалами петрошвидкісних *PT*-досліджень з урахуванням геологічних і гравіметричних даних уздовж геотраверсу VI (рис. 8).

Найбільш контрастні відмінності за складом і швидкісними характеристиками властиві верхнім горизонтам кори. У межах Гайворонського блока (рис. 5, 8 — ПК 490—460) на поверхні розвинені переважно ендербіти, швидкісні параметри яких

практично збігаються зі швидкостями поширення сейсмічних хвиль ($V_p=6,35$ км/с), що дає змогу припускати їх можливий розвиток на глибину з подальшим переходом до основних гранулітів (див. рис. 4, 8, рис. 3, 5, кол. 12).

Верхня частина розрізу на ділянці ПК 460—400 геотраверсу VI (див. рис. 2, 5, 8, а) складена породами амфіболітової фації, а гравітаційний мінімум Синицівського блока ($V_p=6,10\div 6,25$ км/с; $\rho_{\text{експ}}=2,69\div 2,76$ г/см³ на глибині 0—14 км) може засвідчувати глибоку переробку давнього фундаменту та розвиток на глибину продуктів гранітизації — гранітів і мігматитів побужького комплексу. Останні, відповідно до матеріалів зіставлення, можуть змінюватися породами типу чарнокітів, ендербітів та основних гранулітів (див. рис. 8; рис. 5, кол. 13). Такий розподіл порід можна припустити і для крайової частини профілю. Щодо центральної його частини, власне Кривоозерського блока, зазначимо, що в інтервалі глибин 4—15 км сейсмічні швидкості кори тут значно вищі ($V_p=6,30\div 6,55$ км/с) (рис. 8, а). Отриманий в результаті петрошлісного моделювання збіг швидкісних параметрів і густини для порід типу габро і габроноритів дає підстави прогнозувати наявність у цьому районі прихованої інтрузії основного складу (див. рис. 8; рис. 5, кол. 14). Сейсмічні швидкості в приповерхневій частині Чечеліївського блока (рис. 8, а, ПК 400—350; див. рис. 3, 5, кол. 15) до глибини 20—25 км значно перевищують величини, зазначені для розглянутих вище блоків ($V_p=6,30\div 6,80$ км/с) і характерні зазвичай для високошлісних порід основного складу (габро, габронорити, основні грануліти), що суперечить даним петрошлісного моделювання [Лебедев и др., 1999; Korchin et al., 2005; Корчин и др., 2018, 2020]. У цьому випадку одним з варіантів узгодження спостереженої та розрахункової кривих сили тяжіння поряд з ендербітами та основними гранулітами є наявність високошлісних порід із відносно низькою густиною. Результати експериментальних досліджень $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$ вказують на те, що такими породами мо-

жуть бути анортозити, які характеризуються високими значеннями швидкостей пружних хвиль (6,40—6,50 км/с) за відносно низької густини (2,75—2,81 г/см³) і відомі як утворення мангерит-анортозитової серії в гранулітових комплексах щитів (рис. 5, кол. 15) [Лутц, 1974].

Породи в інтервалі глибин 20—40 км для всієї досліджуваної ділянки геотраверсу VI (див. рис. 2, 3, 8) за швидкісними характеристиками практично зіставляються з утвореннями більш давнього непереробленого фундаменту і відповідають такому складу (згори донизу): ендербіти—основні

грануліти—двопіроксенові гнейси, кристалосланці. Глибше 40 км земній корі цього району за даними ГСЗ властиві найбільш високі швидкості поширення сейсмічних хвиль. При цьому спостерігається збіг за абсолютними значеннями швидкостей поздовжніх хвиль ($V_p=7,4\div 7,5$ км/с), отриманих у польових і лабораторних дослідженнях. Останнє, поряд з величиною градієнтів зміни V_p з глибиною, може засвідчувати наявність тут порід піроксенового складу (продуктів верхньої мантиї) [Лебедев и др., 1999; Korchin et al., 2005, 2022; Буртний та ін., 2020; Корчин и др., 2020].

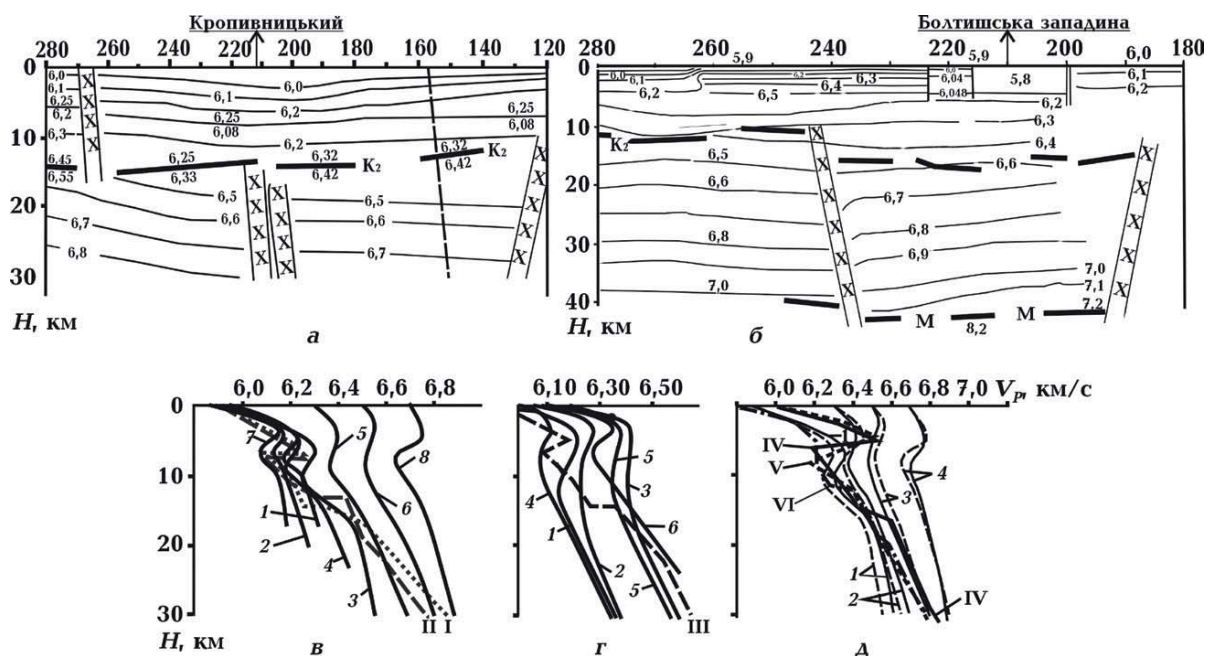


Рис. 9. Швидкісні розрізи ділянки профілю геотраверсу IV, за [Литосфера..., 1988] (а), профілю геотраверсу XXX (б); в—д — зіставлення графіків зміни $V_p=f(H)$ за даними ГСЗ (криві: I — IV ПК 240, XXIV ПК 103, кол. 19; II — IV ПК 195, XXXIV ПК 103, кол. 21; III — IV ПК 150—130, кол. 23, 24; IV — XXX ПК 230, кол. 16; V — XXX ПК 249, XXIV ПК 169, кол. 17; VI — XXX ПК 270, кол. 18) з матеріалами експериментальних досліджень залежності $V_p=f(PT)=f(H)$. в: 1 — граніти кіровоградського комплексу, 2 — граніти новоукраїнські, 3 — граніти рапаківі, 4 — плагіограніти, 5 — ендербіти, 6 — основні грануліти, 7 — гнейси біотитового складу, 8 — гнейси піроксенового складу; г: 1 — граніти порфіроподібні, 2 — граніти боков'янські, 3 — граніти рапаківі, 4 — плагіограніти, 5 — чарнокітоїди, 6 — діорити; д: 1 — граніти рапаківі, 2 — ендербіти, 3 — основні грануліти, 4 — гнейси.

Fig. 9. The IV geotraverse profile segment [Chekunov, 1988]: а — the velocity profile; б — the velocity profile of the XXX geotraverse profile segment; в—д — comparison of $V_p=f(H)$ change graphs according to DSS data (curves: I — IV ПК 240, XXIV ПК 103, Col. 19; II — IV ПК 195, XXXIV ПК 103, Col. 21; III — IV ПК 150—130, Col. 23, 24; IV — XXX ПК 230, Col. 16; V — XXX ПК 249, XXIV ПК 169, Col. 17; VI — XXX ПК 270, Col. 18) with the materials of experimental studies of dependence $V_p=f(PT)=f(H)$. в: 1 — granites of the Kirovogradsky complex, 2 — novoukrainsky granites, 3 — rapakivi, 4 — plagiogranites, 5 — enderbites, 6 — basic granulites, 7 — biotite gneisses, 8 — pyroxen gneisses; г: 1 — porphyroid granites, 2 — bokoviyansky granites, 3 — rapakivi, 4 — plagiogranites, 5 — charnockitoides, 6 — diorites; д: 1 — rapakivi, 2 — enderbites, 3 — basic granulites, 4 — gneisses.

У центральній частині УЩ (**Інгульський мегаблок**) виділено структури, що різняться швидкісними параметрами кори (особливо в її верхніх частинах), складом і віком порід приповерхневих горизонтів (див. рис. 2, 3, 5, кол. 16—27) [Крюченко и др., 1981; Ильченко, 1983; Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1988; Щербаков, 2005; Тектонічна..., 2007; Кировоградский..., 2013]. У своєму розвитку земна кора тут зазнала кілька етапів тектономагматичної активізації, внаслідок яких сформувалися основні структурні елементи, складені певними типами метаморфічних, ультраметаморфічних та інтрузивних утворень. Такими структурами є Корсунь-Новомиргородський плутон гранітів рапаківі та основних порід (див. рис. 2, 3 — XXX геотраверс, рис. 5, кол. 16—18), Новоукраїнський масив (рис. 2, 3 — IV і XXIV геотраверси, рис. 5, кол. 19, 20) порфіроподібних новоукраїнських гранітів і Приінгульська синкліналь, складена гнейсами інгуло-інгулецької серії (рис. 2, 3 — XXXIV геотраверс, рис. 5, кол. 21). Серед них виділяється серія купольних структур, складених плагіогранітами і гранітоїдами кіровоградсько-житомирського комплексу (рис. 2, 3 — XXXIV геотраверс, рис. 5, кол. 22) [Корчин и др., 2009, 2013, 2016, 2018, 2020; Буртний та ін., 2020; Korchin et al., 2022].

Швидкісні параметри кори Корсунь-Новомиргородського масиву за даними ГСЗ у приповерхневих частинах збігаються з експериментальними вимірюваннями швидкостей пружних поздовжніх хвиль для гранітів рапаківі (рис. 9, а). Для глибших горизонтів визначені деякі особливості у розподілі швидкісних параметрів кори.

На профілі ГСЗ XXX (рис. 2, 3, 9, б — ПК 230; рис. 5, кол. 16) виділяється східна частина масиву, де виявлено приповерхневий високошвидкісний горизонт, який відповідає V_p для порід габро-анортозитового складу. На глибинах близько 6—16 км він підстиляється більш низькошвидкісними породами, які за величиною і градієнтом змін добре узгоджуються із ЗНШ, експериментально встановленою для гранітів

рапаківі (рис. 5, кол. 16). Приповерхневий високошвидкісний горизонт має своє продовження і в центральній частині масиву (рис. 2, 3, 9 б — XXX геотраверс, ПК 249; рис. 5, кол. 17). Підстиляють його більш низькошвидкісні граніти рапаківі, які можуть поширюватися до глибин 10—12 км, де зафіксовано границю K_2 , яку можна ототожнювати з границею виходу із ЗНШ, встановленою експериментально для гранітів рапаківі (рис. 2, 3, 9 б; рис. 5, кол. 17). Поширення габро-анартозитового шару обмежено зоною Маловисківського розлому. У межах західної частини масиву від поверхні і до границі K_2 (10—12 км) можна припускати розвиток гранітів рапаківі, експериментально встановлені швидкості для яких добре узгоджуються із сейсмічними швидкостями в цьому інтервалі глибин (рис. 2, 3, 9 б — XXX геотраверс, ПК 270; рис. 5, кол. 18).

На відміну від Корсунь-Новомиргородського блока поверхня Новоукраїнського масиву складена порфіроподібними новоукраїнськими гранітами, які, згідно з експериментальними даними, можуть бути простежені до глибини 5—6 км (рис. 9, а, в). Глибше до границі K_2 сейсмічні швидкості в корі значно вищі за отримані експериментально значення V_p для цих порід і добре узгоджуються з такими для гранітів рапаківі. Причому ЗНШ, виявлена на профілі ГСЗ VIII, в інтервалі глибин 6—14 км чітко збігається з експериментально отриманою зоною у досліджених гранітах, вихід з яких фіксується як границя K_2 . Це дає нам право стверджувати, що в даному випадку границя K_2 має термодинамічну природу, коли швидкості пружних хвиль інтенсивно зростають унаслідок зростання з глибиною тиску і температури нижче ЗНШ (див. рис. 2, 3, рис. 5, кол. 19).

Глибше межі K_2 у Корсунь-Новомиргородському і Новоукраїнському блоках передбачається гранулітовий склад кори. На рис. 9, б бачимо, що найбільш близькі до значень сейсмічних швидкостей у певних інтервалах глибин експериментальні значення V_p для ендербітів та основних гранулітів (див. рис. 2, рис. 5, кол. 16—19).

Розташований південніше Бобринецько-Кіровоградський масив, розглядають як складову частину Кіровоградсько-Новоукраїнського плутону [Щербаков, 2005]. Він складений порфіроподібними гранітами кіровоградського комплексу, експериментально отримані швидкості поширення пружних хвиль в яких можна порівняти з сейсмічними, зазначеними на профілі ГСЗ XXIV ПК 50 (див. рис. 3; рис. 5, кол. 20). Поширення таких порід можна припускати до глибини 5—6 км. Згідно із сейсмічними даними глибше можливе поширення новоукраїнських гранітів з наступною зміною їх породами гранулітової фації — ендербітами та основними гранулітами [Корчин и др., 2016].

Характер розподілу сейсмічних швидкостей у земній корі Приінгульського синклінорію дещо інший (див. рис. 9, а). У верхній частині кори до глибини 12—13 км виділено два підблоки — північний та південний, які різняться за приповерхневими сейсмічними швидкостями та мають доволі близькі швидкісні параметри у нижніх горизонтах. Південний блок — центр Приінгульської синклінали, складений гнейсами інгуло-інгулецької серії (див. рис. 2, 3 — перетин профілів ГСЗ IV ПК 195 та XXXIV ПК 103, рис. 5, кол. 21). Загальна потужність гнейсів за геологічними даними становить 8—10 км, що відповідає результатам зіставлення матеріалів ГСЗ з даними експериментальних досліджень швидкостей V_p у цих породах (див. рис. 9, в). В інтервалі глибин 12—30 км за матеріалами ГСЗ швидкості сейсмічних хвиль значно нижчі за такі для розглянутих раніше блоків. Найбільш близькими за абсолютними значеннями сейсмічних швидкостей та характером їх змін з глибиною в інтервалі цих глибин є експериментально отримані швидкісні параметри для гранітів з подальшим переходом до плагіогранітів і діоритів. Глибше сейсмічні швидкості можна порівняти зі швидкостями V_p порід основного складу типу основних гранулітів (див. рис. 9, в, рис. 5, кол. 21). Верхня частина північного блока більш високошвидкісна (див. рис. 2,

3, перетин профілів ГСЗ XXX ПК 201 та XXXIV ПК 169, рис. 5, кол. 22). Це північне продовження Приінгульської синклінали, де на поверхні передусім переважають гранітоїди кіровоградського комплексу з підпорядкованим розвитком гнейсів інгуло-інгулецької серії. Зіставлення сейсмічних матеріалів з експериментальними даними зміни V_p з глибиною для окремих типів порід дає таку поступову зміну складу порід з глибиною (згори донизу): граніти—плагіограніти—діорити—основні грануліти (див. рис. 3; рис. 5, кол. 22) [Корчин и др., 2016].

На схід від Інгульського мегаблока розміщується **Інгулецько-Криворізька шовна зона**, яка входить до його складу й обмежена Західноінгулецькою та Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів (див. рис. 2). Її перетинають IV та VIII геотраверси (див. рис. 3). Уздовж геотраверсу IV на поверхні розвинені граніти Боков'янського масиву (див. рис. 2, 3 — IV геотраверс ГСЗ, рис. 5 — кол. 23, рис. 9, а), що належать до новоукраїнського комплексу до глибин 3 км ($V_p=5,90\div 6,00$ км/с) і, згідно з моделюванням, змінюються плагіогранітами дніпропетровського комплексу (див. рис. 9, г). Останні розвинені на поверхні IV геотраверсу ГСЗ у районі ПК 130 (див. рис. 3, рис. 5, кол. 24).

У розрізі кори IV геотраверсу зафіксовано ЗНШ, яка розміщується на глибині 7—12 км і збігається з такою, що виділяється на експериментальних графіках $V_p=f(PT)=f(H)$ для плагіогранітів (рис. 9 а, г). Нижче хвилеводу не виключена можливість різкої зміни складу підстильних порід. У ендербітів в інтервалі глибин 5—12 км експериментально також виявлена ЗНШ, вихід із якої практично збігається зі швидкостями підосви хвилеводу. Градієнт зміни швидкостей V_p в ендербітах в PT -умовах, що відповідають глибинам 12—22 км, практично збігається з градієнтом зміни сейсмічних швидкостей за даними ГСЗ для цього горизонту. Можна припустити розвиток на вказаних вище глибинах саме ендербітів, які глибше змінюються породами основного складу — основними

гранулітами (див. рис. 2, 3; рис. 5, кол. 23, 24; рис. 9, г).

На швидкісному розрізі геотраверсу VIII (Рені—Кривий Ріг), який перетинає Західноінгулецьку зону у північно-східному напрямку (див. рис. 3), виділяються три блоки, верхні горизонти яких до глибин 12—13 км різняться швидкісними параметрами [Ильченко, 1987] і відповідають конкретним приповерхневим геологічним структурам (рис. 10).

Перша ділянка відповідає Долинському масиву, де на поверхню виходять долинські порфіроподібні гранітоїди ($V_p=5,75\div5,90$ км/с на поверхні) до глибини 7—8 км, які переходять у дніпропетровські плагіограніти до глибини 14—15 км (див. рис. 2, 3, 10 — VIII геотраверс ГСЗ ПК 440; рис. 5, кол. 25). У блоці порід гнейсового комплексу (міжкупольна синкліналь) припускаємо наявність поверхневих порід максимально до 3 км ($V_p=5,75\div5,80$ км/с). В інтервалі глибин 3—8 км можливі долинські граніти, а нижче (до 14—15 км)

— дніпропетровські плагіограніти (див. рис. 2, 3, 10 — VIII геотраверс, ПК 465, рис. 5, кол. 26). У верхніх горизонтах кори Інгулецького валу передбачається розвиток дніпропетровських плагіогранітів до глибини 14 км, де $V_p=6,10$ км/с на поверхні (див. рис. 2, 3, 10 — VIII геотраверс, ПК 485, рис. 5, кол. 27). Зазначимо, що за експериментальними даними $V_p=f(PT)=f(H)$ і передбачуваним розподілом порід на глибинах 5—10 км досліджуваних ділянок можливі зони інверсії сейсмічних швидкостей з їх зменшенням на 0,05—0,07 км/с. На відміну від побудов уздовж IV геотраверсу починаючи з глибин від 12—14 до 22 км сейсмічні швидкості уздовж VIII геотраверсу (див. рис. 2, 3, рис. 5, кол. 25—27) однакові для всіх виділених ділянок і відповідають діоритам ($V_p=6,30\div6,60$ км/с). Нижче цих порід найімовірнішими є ендербіти (глибина 22—28 км), які переходять у породи основного складу — основні грануліти.

Висновки. Зазвичай верхні горизонти земної кори УЩ складені породами —

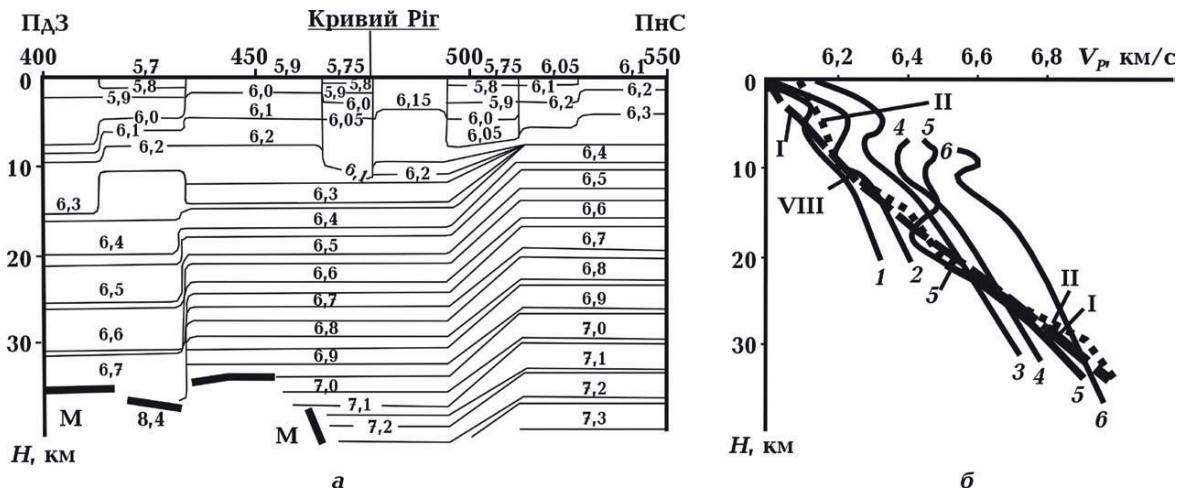


Рис. 10. Геотраверс VIII, за [Ильченко, 1987; Литосфера..., 1988]: а — швидкісний розріз ділянки профілю; б — зіставлення графіків зміни $V_p=f(H)$ за даними ГСЗ уздовж геотраверсу VIII (криві: I — VIII ПК 430—460, кол. 25; II — VIII ПК 475—495, кол. 27) з матеріалами експериментальних досліджень залежності $V_p=f(PT)=f(H)$: 1 — граніти долинські, 2 — плагіограніти, 3 — норити придніпровські, 4 — ендербіти, 5 — діорити, 6 — анортозити.

Fig. 10. The VIII geotrace profile segment [Ilchenko, 1987; Chekunov, 1988]: а — the velocity profile; б — comparison of $V_p=f(H)$ change graphs according to DSS data along the VIII geotrace (curves: I — VIII ПК 430—460, Col. 25; II — VIII ПК 475—495, Col. 27) with the materials of experimental studies of dependence $V_p=f(PT)=f(H)$: 1 — dolynski granites, 2 — plagiogranites, 3 — prydnirovski norites, 4 — enderbites, 5 — diorites, 6 — anorthosites.

аналогами поверхневих, що формують досліджувану площу. Це переважно різноманітні гранітогнейси (за винятком деяких площ), які поширюються до глибини 5—20 км. Нижче цих порід найбільш імовірні горизонти, сформовані різноманітними чарнокітоїдами, ендербітами, діоритами та іншими подібними до них різновидами середнього складу. Горизонти цих порід розміщуються на глибинах 5—30 км. Нижні горизонти вивчених ділянок кори УЩ, аж до границі М, зазвичай сформовані різноманітними товщами порід основного та ультраосновного складу (останні трапляються епізодично). Це основні грануліти, різноманітні габроїди, кристалосланці та піроксеніти.

Відповідно до петрофізичної моделі густина мінеральної речовини з глибиною змінюється в широкому діапазоні — від 2,61 до 3,17 г/см³. Це пов'язане зі збільшенням основності порід з глибиною і впливом на неї тисків і температур. У верхніх шарах кори УЩ до глибин 5—10 км густина змінюється від 2,61 до 2,8 г/см³. Горизонти на глибинах від 10 до 30 км мають густину від 2,75 до 2,95 г/см³. У порід на великих глибинах до границі М цей параметр змінюється від 2,87 до 3,17 г/см³.

Границі між різними породами необхідно розглядати як перехідні зони змінного

складу та густини. З огляду на дані надглибокого буріння можна припустити, що ці зони можуть досягати товщини 1—2 км. Якщо врахувати похибки, що виникають при зіставленні швидкостей поширення сейсмічних хвиль та експериментальних даних, зона невизначеності межі поділу порід може становити 3—4 км. Причому, якщо межа поділу поверхневих порід і порід, що залягають нижче, визначається з точністю $\pm 0,5$ км, то на глибинах більш як 30 км зони переходу одних порід до інших сягають ± 2 км від зазначених на наведених петрофізичних колонках. Цей факт необхідно враховувати при подальшій побудові узгодженої моделі складу кори з урахуванням диференційованості гравітаційних, теплових та інших геофізичних полів.

На площах фіксації геофізичних аномалій необхідні додаткові дослідження та модельні побудови, які, найімовірніше, змінять положення окремих границь, залишивши незмінним перелік порід, що формують зазначений блок. Перехід від побудованої прогностичної колонки з конкретними координатами до моделей сусідніх площ потребує більш широкого комплексу геофізичних даних. Наведені матеріали можуть бути використані для побудови 3D моделей УЩ.

Список літератури

- Буртний П.О., Карнаухова О.Є., Коболев В.П., Корчин В.О., Кравчук М.В., Денисенко Б.В., Нех О.С. *Довідник (кадастр) фізичних властивостей гірських порід Українського щита за високих тисків і температур*. Київ: Наук. думка, 2023, 282 с. <https://doi.org/10.15407/978-966-00-1878-5>.
- Буртний П.А., Корчин В.А., Карнаухова Е.Е. *Моделирование вещественного состава глубинных горизонтов земной коры (новая концепция интерпретации геофизических данных)*. Саарбрюкен: LAP Lambert Academic Publishing, 2013, 188 с.
- Буртний П.О., Корчин В.О., Карнаухова О.Є. Речовинний склад окремих блоків УЩ з глибиною (за матеріалами ПТБМ). *Зб. праць всеукр. конф. «Віс мінералогії і геогнозії до геохімії, петрології, геології та геофізики: фундаментальні і прикладні тренди ХХІ століття» (MinGeoIntegration XXI)*, 23—25 вересня 2020 року, Київ, С. 120—123.
- Гінтов О.Б., Орлюк М.І., Ентін В.А., Пашкевич І.К., Мичак С.В., Бакаржисєва М.І., Шимків Л.М., Марченко А.В. Структура західної і центральної частин Українського щита. Спірні питання. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 6. С. 3—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000>.
- Ильченко Т.В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта ЕВРО-БРИДЖ-97. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 3. С. 36—50.

- Ильченко Т.В. Результаты обработки материалов метода ГСЗ по профилю Черкаassy—Новый Буг (Украинский щит) и их точность. *Геофиз. журн.* 1983. Т. 5. № 4. С. 51—57.
- Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры Украинского щита вдоль геотраверса VIII (Рени—Кривой Рог). *Геофиз. журн.* 1987. Т. 9. № 1. С. 44—51.
- Карнаухова Е.Е. Зависимость параметров зоны низких сейсмических скоростей от минерального состава пород УЩ в различных РТ-условиях эксперимента. *Геоінформатика.* 2015. № 2(54). С. 52—61.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: РПЦ «Галактика», 2013, 500 с.
- Колий В.Д., Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Некряч А.И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита. *Геол. журн.* 1991. № 4. С. 28—40.
- Корчин В.А., Буртний П.А. Термобарическое петрофизическое моделирование литосферы участков земной коры Украинского щита с зонами низких сейсмических скоростей. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 82—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116795>.
- Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Плотность магматических, ультраметаморфических пород Украинского щита в модельных глубинных условиях земной коры (экспериментальные данные). *Геофиз. журн.* 2020. Т. 42. № 5. С. 148—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215078>.
- Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Породы гранулитового комплекса: их упругие параметры и прогноз распространения в земной коре Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 3. С. 99—109.
- Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Прогнозирование геологической среды земной коры по материалам ГСЗ и петрофизического термобарического исследования минерального вещества. *Геодинаміка.* 2009. № 1(8). С. 67—75. <https://doi.org/10.23939/jgd2009.01.067>.
- Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Разуплотнение метаморфических пород в термодинамических условиях земной коры (экспериментальные данные). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 4. С. 107—130. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140612>.
- Корчин В.А., Буртний П.А., Коболев В.П. Зоны разуплотнения земной коры центральной части Украинского щита (по материалам петрофизического и сейсмогравитационного моделирования). *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 84—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107781>.
- Корчин В.А., Буртний П.А., Коболев В.П. Термобарическое петрофизическое моделирование в петрофизике. Киев: Наук. думка, 2013, 312 с.
- Криворожская сверхглубокая скважина СГ-8. Под ред. Е.М. Шеремета. Донецк: Ноулидж, 2011, 555 с.
- Крюченко В.А., Половинкин Б.В., Трипольский А.А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ГСЗ Николаев-Канев. *Геофиз. журн.* 1981. Т. 3. № 2. С. 82—88.
- Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и теоретическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978, 140 с.
- Кутас Р.И. Тепловое состояние и динамика литосферы. *Сборник научных трудов: Тектоносфера Украины.* Киев: Наук. думка, 1989, С. 17—21.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртний П.А. Глубинное петроскоростное моделирование земной коры Среднего Побужья. *Геофиз. журн.* 1999. Т. 21. № 1. С. 64—84.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Савенко Б.Я., Шаповал В.И., Шепель С.И., Буртний П.А. Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения. Киев: Наук. думка, 1988, 248 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1988, 169 с.
- Орса В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Киев: Наук. думка, 1988, 202 с.

- Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. *Геол. журн.* 1983. № 6. С. 52—64.
- Сологуб В.Б. *Литосфера Украины*. Киев: Наук. думка, 1986, 183 с.
- Старостенко В.І., Верпаховська О.О., Коболев В.П., Карнаухова О.Є., Соловійов В.Д., Нех О.С., Яковенко В.М. Пам'яті Петра Олексійовича Буртного (04.08.1941—09.04. 2024). *Геофіз. журн.* 2024. Т. 46. № 2. С. 90—93.
- Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000. Ч. 2. Тектоніка фундаменту Українського щита масштабу 1:2 000 000.* Київ, 2007, 96 с.
- Чекунов А.В., Кившик Н.К., Харитонов О.М., Омельченко В.Д., Толкунов А.П. Профиль ГСЗ Путивль-Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины. *Геофиз. журн.* 1992. Т. 14. № 1. С. 3—10.
- Щербаков И.Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗУКЦ, 2005, 364 с.
- Korchin, V.A. (2017). Anomalies of low density in the crystalline crust of thermobaric origin: a new insight into migration and localization of hydrocarbons. In S. Gaci, O. Hachay (Eds.), *Oil and Gas Exploration: Methods and Application* (pp. 237—257). <https://doi.org/10.1002/9781119227519.ch15>.
- Korchin, V., Burtnyi, P., & Karnaukhova, O. (2022). Petrophysical characteristics and USh individual blocks composition with the depth and their geophysical anomalies from PTBM materials. *Ways of Science Development in Modern Crisis Conditions: Proc. of the 3rd International Scientific and Practical Internet Conference, June 2—3, FOP Marenichenko V.V., Dnipro, Ukraine* (pp. 54—56). Retrieved from <http://www.way-science.com/wp-content/uploads/2022/06/Conference-Proceedings-June-2-3-2022.pdf>.
- Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Karnaukhova, E.E. (2005). Regional deep petrovelocity modeling of the crust according to the data of PT-experiments. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 8(1), 557—560. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.26.P5-01>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karatayev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, M.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., & Doody, J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).

Material depth models of the Ukrainian Shield

P.A. Burtnyi, E.Ye. Karnaukhova, V.P. Kobolev, 2025

S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy
of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

Deep composition models have been constructed by the method of petrophysical thermobaric modeling for individual megablocks of the Ukrainian Shield. The method is intended for comparison the data of deep seismic sounding and experimental study of physical parameters at high pressures and temperatures of rock samples that form the studied megablocks. The validity of regional deep thermobaric petrophysical constructions is confirmed by the existence of appropriate criteria of similarity. With petrophysical thermobaric modeling, the equality of average values of pressure values and temperatures in laboratory and natural conditions is enough to accept them comparable. This basic principle is at the heart of the method. The second principle of the petrophysical thermobaric modeling is based on the differentiation of physical parameters of various mineral environments, depending on their petrological characteristics, including composition, genesis, structural and textural features, and other factors. Individual PT protocols of experiments were developed for each studied area of the Ukrainian Shield.

Within the Ukrainian Shield, it has been established that the Earth's crust is usually composed of granite-gneisses underlain by rocks of intermediate composition (charnockitoides, enderbites or diorites) and, then, down to the Moho interface, by mafic rocks (mafic granulites, gabroides) and ultra-mafic (pyroxenites) rock composition. All models record low velocity zones (zones of thermobaric decompaction of rocks) usually located at depths of 5—15 km. The predicted of such zones correspond to the intervals experimentally detected seismic wave inversions and densities of the studied rock samples of the Ukrainian Shield depending on the pressure and temperature according to the depth of occurrence.

Key words: Ukrainian Shield, deep seismic sounding profile, seismic velocity, pressure, temperature, decompaction, density, modeling.

References

- Burtnyi, P., Karnaukhova, O., Kobolev, V., Korchin, V., Kravchuk, M., Denysenko, B., & Nech, O. (2023). *Directory (cadastre) of physical properties of rocks of Ukrainian shield at high pressures and temperatures*. Kyiv: Naukova Dumka, 284 p. <https://doi.org/10.15407/978-966-00-1878-5> (in Ukrainian).
- Burtnyi, P.A., Korchin V.A., & Karnaukhova, O.Y. (2013). *Modeling Material Composition of Deep Horizons of the Crust: A New Conception of the Interpretation of Geophysical Data*. LAP Lambert Academic Publishing, Saarbrücken, Deutschland, 188 p. (in Russian).
- Burtnyi, P.A., Korchin, V.A., & Karnaukhova, O.Y. (2020). The material composition of individual blocks of the USh with depth (according to PTBM materials). *Collection of works of the All-Ukrainian Conference «From Mineralogy and Geognosis to Geochemistry, Petrology, Geology and Geophysics: Fundamental and Applied Trends of the 21st Century» (Mingeointegration XXI), September 23—25, 2020. Kyiv, Ukraine* (pp. 120—123) (in Ukrainian).
- Gintov, O.B., Orlyuk, M.I., Entin, V.A., Pashkevich, I.K., Mychak, S.V., Bakarzhieva, M.I., Shimkiv, L.M., & Marchenko, A.V. (2018). The structure of the Western and Central parts of the Ukrainian shield. Controversial issues. *Geofizicheskij Zhurnal*, 40(6), 3—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151000> (in Ukrainian).
- Ilchenko, T.V. (2002). Research results by the DSS method along the EUROBRIGE-97 geotranssect. *Geofizicheskij Zhurnal*, 24(3), 36—50 (in Russian).
- Ilchenko, T.V. (1983). The results of processing materials of the DSS method according to the profile of the Cherkasy-New Bug (Ukrainian shield) and their accuracy. *Geofizicheskij Zhurnal*, 5(4), 51—57 (in Russian).
- Ilchenko, T.V. (1987). The velocity model of the Earth's crust of the Ukrainian shield along the VIII geotravers (Reni—Krivoy Rog). *Geofizicheskij Zhurnal*, 9(1), 44—51 (in Russian).
- Karnaukhova, E.E. (2015). The dependence of low velocity zones parameters on mineral composition of Ush rocks in different PT-conditions of experiment. *Geoinformatika*, (2), 52—62 (in Russian).
- Starostenko, V.I., & Gintov, O.B. (Eds.). (2013). *The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectono-physical analysis. Ore deposits*. Kyiv: Prastyi ludy, 500 p. (in Russian).
- Kolii, V.D., Syvoronov, A.A., Bobrov, A.B., & Nekryach, A.I. (1991). Stratigrafiya nizhnego dokembriya Srednepridneprovskogo geobloka Ukrainського schita. *Geologicheskij Zhurnal*, (4), 28—40 (in Russian).
- Korchin, V.A., & Burtnyy, P.A. (2011). Thermobaric petrophysical modeling of the lithosphere of the parts of the earth's crustal of the Ukrainian Shield with zones of low seismic velocities. *Geofizicheskij Zhurnal*, 33(6), 82—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116795> (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Karnaukhova, E. Ye. (2020). The density of magmatic, ultramafic rocks of the Ukrainian shield in model deep conditions of the Earth's crust (experimental data). *Geofizicheskij Zhurnal*, 42(5), 148—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i5.2020.215078> (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtnyy, P.A., & Karnaukhova, E.E. (2007). Rocks of the Granulite Complex: Their Elastic Parameters and Prediction of Distri-

- bution in the Earth's Crust of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij Zhurnal*, 29(3), 99—109 (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Karnaukhova, E.E. (2009). Prognosis of geological medium of the Earth crust on materials of DSS and petrophysical thermobaric research of the mineral matter. *Geodynamics*, (1), 67—75. <https://doi.org/10.23939/jgd2009.01.067> (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Karnaukhova, E.E. (2018). Decompaction of metamorphic rocks under thermodynamic conditions of the Earth's crust (experimental data). *Geofizicheskij Zhurnal*, 40(4), 107—130. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140612> (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Kobolev, V.P. (2016). Zones of decompaction of the Earth's crust of the central part of the Ukrainian Shield (according to materials of petrophysical and seismogravitational modeling). *Geofizicheskij Zhurnal*, 38(3), 84—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107781> (in Russian).
- Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Kobolev, V.P. (2013). *Thermobaric petrophysical modelling in geophysics*. Kiev: Naukova Dumka, 312 p. (in Russian).
- Sheremet, N.A. (Ed.). (2011). *Krivoy Rog super-deep borehole SD-8*. Donetsk: Nowledge, 555 p. (in Russian).
- Kruchenko, V.A., Polovinkin, B.V., & Tripolsky, A.A. (1981). The deep structure of the Earth's crust of the central part of the Ukrainian shield according to the Nikolaev-Kanev profile of the DSS. *Geofizicheskij Zhurnal*, 3(2), 82—88 (in Russian).
- Kutas, R.I. (1978). *Heat flow field and theoretical model of the earth's crust*. Kiev: Naukova Dumka, 140 p. (in Russian).
- Kutas, R.I. (1989). *Thermal condition and dynamics of the lithosphere. Collection of scientific papers: Tectonosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 17—21 (in Russian).
- Lebedev, T.S., Korchin, V.A., & Burtnyi, P.A. (1999). Deep petrovelocity modeling of the earth crust of the Sredniye Pobugie. *Geofizicheskij Zhurnal*, 21(1), 64—84 (in Russian).
- Lebedev, T.S., Korchin, V.A., Savenko, B.Ya., Shapoval, V.I., Shepel, S.I., & Burtnyi, P.A. (1988). *Petrophysical high PT-studies and their geophysical applications*. Kiev: Naukova Dumka, 248 p. (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1988). *The lithosphere of central and eastern Europe. Geotraverses IV, VI, VIII*. Kiev: Naukova Dumka, 171 p. (in Russian).
- Orsa, V.I. (1988). *Granitoobrazovanie v dokembrii Srednepridneprovskoy granit-zelenokamennoy oblasti*. Kiev: Naukova Dumka, 202 p. (in Russian).
- Sivoronov, A.A., Sirota, M.G., & Bobrov, A.B. (1983). Tectonic structure of the basement in the Middle Dniپر granite-greenstone region. *Geologicheskij Zhurnal*, (6), 52—64 (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 183 p. (in Russian).
- Starostenko, V.I., Verpakhovska, O.O., Kobolev, V.P., Karnaukhova, O.E., Soloviev, V.D., & Nekh, O.S. (2024). In memory of Petro Oleksiyovych Burtnyi (04.08.1941—09.04.2024). *Geofizicheskij Zhurnal*, 46(2), 90—93.
- Tectonic map of Ukraine. Scale 1:1000000. Pt. 2. Basement tectonics of the Ukrainian Shield, scale 1:2,000,000. (2007). *Kyiv: UkrDGRI*, 96 p. (in Ukrainian).
- Chekunov, A.V., Kivchik, N.K., Charitonov, O.M., Omelchenko, V.D., & Tolkunov, A.P. (1992). DSS profile Putivl-Kryvoy Rog through ultra-deep boreholes of Ukraine. *Geofizicheskij Zhurnal*, 14(1), 3—10 (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lviv: Publ. House ZUKTs, 364 p. (in Russian).
- Korchin, V.A. (2017). Anomalies of low density in the crystalline crust of thermobaric origin: a new insight into migration and localization of hydrocarbons. In S. Gaci, O. Hachay (Eds.), *Oil and Gas Exploration: Methods and Application* (pp. 237—257). <https://doi.org/10.1002/9781119227519.ch15>.
- Korchin, V., Burtnyi, P., & Karnaukhova, O. (2022). Petrophysical characteristics and USH individual blocks composition with the depth and their geophysical anomalies from PTBM materials. *Ways of Science Development in Modern Crisis Conditions: Proc. of the 3rd International Scientific and Practical Internet Conference, June*

- 2—3, FOP Marenichenko V.V., Dnipro, Ukraine (pp. 54—56). Retrieved from <http://www.way-science.com/wp-content/uploads/2022/06/Conference-Proceedings-June-2-3-2022.pdf>.
- Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Karnaukhova, E.E. (2005). Regional deep petrovelocity modeling of the crust according to the data of PT-experiments. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 8(1), 557—560. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.26.P5-01>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karatayev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, M.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., & Doody, J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EURO-BRIDGE97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).