



МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНИ НАВКОЛИШНЬОГО
ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА УКРАЇНИ

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА УКРАЇНИ

НАЦІОНАЛЬНА АКЦІОНЕРНА КОМПАНІЯ "НАДРА УКРАЇНИ"
ДОЧІРНЄ ПІДПРИЄМСТВО "ЦЕНТРУКРГЕОЛОГІЯ"

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

Масштаб 1:200 000

ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКА СЕРІЯ
АРКУШ М-36-XXXIII (КІРОВОГРАД)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Склали: О. М. Нечаєнко (відповідальний виконавець), В. Ф. Недомолкін,
І. М. Нікітченко, К. О. Ткаченко, І. І. Васи́лига, В. М. Мархай

Редактори: В. П. Брянський, З. М. Дорковська

Експерт НРР В. М. Клочков (старший науковий співробітник УкрДГРІ)

Київ-2007 р.

УДК 550.8:528.94 (477.45+447.73)

Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXIII (Кіровоград). – Київ : Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба України, Національна акціонерна компанія „Надра України”, Дочірнє підприємство „Центрукргеологія”, 2007. – 103 с.

Автори:

О. М. Нечасенко (відповідальний виконавець), В. Ф. Недомолкін, І. М. Нікітченко, К. О. Ткаченко,
І. І. Васи́лига, В. М. Мархай, Л. Є. Кравченко, Е. В. Лакейчук, Н. А. Стахова, В. А. Лакейчук

Редактори:

В. П. Брянський, провідний геолог ПЗП ЦДРГП „Північгеологія”,

З. М. Дорковська, геолог I категорії Правобережної ГЕ

Експерт НРР

В. М. Клочков, старший науковий співробітник УкрДГРІ

У пояснювальній записці узагальнено геологічні матеріали, в основі яких лежать результати геологічного довивчення масштабу 1:200 000 площі аркуша М-36-XXXIII, виконаного в 2000-2005 рр., та всіх попередніх геологознімальних, пошукових і тематичних робіт. Наведено систематизований опис стратифікованих і нестратифікованих утворень, тектонічної будови території, історії геологічного розвитку, корисних копалин та закономірностей їх розміщення. В окремих розділах дано загальну характеристику геоморфологічної будови, гідрогеології та екологічного стану геологічного середовища. Подано списки родовищ та проявів корисних копалин.

Комплект карт масштабу 1:200 000: „Геологічна карта і карта корисних копалин дочетвертинних утворень”, „Геологічна карта і карта корисних копалин четвертинних відкладів”, „Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту” – та пояснювальна записка до них розраховані на широке коло фахівців, які працюють у галузі геологічних наук та природознавства.

Рис. 18. Табл. 1 Бібліогр. 124 назви. Додат. 5

ЗМІСТ

ВСТУП	5
1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ	6
2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	7
Архейська еонотема.....	10
Мезоархейська ератема.....	10
Протерозойська еонотема.....	10
Палеопротерозойська ератема.....	10
Фанерозойська еонотема.....	13
Мезозойська ератема.....	13
Крейдова система.....	13
Кайнозойська ератема.....	13
Палеогенова система.....	13
Неогенова система.....	21
Четвертинна система.....	28
3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	36
Архейський еон.....	37
Мезоархейська ера.....	37
Протерозойський еон.....	38
Палеопротерозойська ера.....	38
Мезопротерозойська ера.....	46
4. КОРА ВИВІГРЮВАННЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД	47
5. ТЕКТОНІКА	50
6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	59
7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ	61
8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ	65
9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХНЬОГО РОЗМІЩЕННЯ	70
Горючі корисні копалини.....	71
Металічні корисні копалини.....	71
Неметалічні корисні копалини.....	79
10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	82
11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА	84
ВИСНОВКИ	88
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	89
Додаток А. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-36-XXXIII „Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень” масштабу 1:200 000.....	94
Додаток Б. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-36-XXXIII „Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів” масштабу 1:200 000.....	97
Додаток В. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-36-XXXIII „Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту” масштабу 1:200 000.....	98
Додаток Г. Каталог геологічних пам’яток.....	101
Додаток Д. Порівняльна таблиця стратиграфічних підрозділів фанерозойських утворень території аркуша М-36-XXXIII (Кіровоград) зі стратиграфічними підрозділами виданих Державних геологічних карт України суміжних аркушів М-36-XXXII (Новоукраїнка), М-36-XXXIV (Жовті Води), М-36-XXVII (Знам’янка).....	102

ТЕКСТОВІ СКОРОЧЕННЯ

æ	– магнітна сприйнятливість
σ	– щільність
абс. відм.	– абсолютна відмітка
аз. пад.	– азимут падіння
ан.	– аналіз
ВЕЗ	– вертикальне електричне зондування
відсл.	– відслонення
ВО	– виробниче об'єднання
впп	– втрати при прожарюванні
ГТК	– глибинне геологічне картування
ГДК	– гранично допустимі концентрації
ГДП	– геологічне довивчення площ
ГЗР	– геологозйомочні роботи
гл.	– глибина
ГМК	– геолого-мінерагенічне картування
ДП	– дочірнє підприємство
ЕГП	– екзогенні геологічні процеси
інт.	– інтервал
м-б	– масштаб
нТл	– нанотесла
од.	– одиниця
пог. м	– погонний метр
св.	– свердловина
СПЗ	– сумарний показник забруднення
УЩ	– Український щит

ВСТУП

Територія аркуша М-36-XXXIII (Кіровоград) розташована в межах Кіровоградської і, частково, Миколаївської областей (південно-східна частина). Вона обмежена координатами: 48°00'-48°40' пн. ш. і 32°00'-33°00' сх. д. В орографічному відношенні територія аркуша знаходиться на Придніпровській височині. Рельєф району горбистий, яружно-балковий, відносні відмітки поверхні коливаються від 65 до 227 м. Вершини пагорбів плоскі, середньої крутизни. На рівнині зустрічаються кургани та поодинокі ями. Місцевість інтенсивно розчленована річковими долинами, балками та ярами. Коефіцієнт розчленованості становить 0,1-0,7 км/км².

Гідрографічна мережа добре розвинута. Більшість водотоків належать до басейну рр. Інгул та Інгулець. Основна водна артерія району – р. Інгул, що бере початок у південно-західній частині площі сусіднього аркуша М-36-XXVII у с. Бровкові, та її притоки – рр. Сугоклія, Сугоклея, Аджамка, Кам'янка, Березівка, Грузька. Ширина долини р. Інгул становить до 400 м, русло звивисте, дно піщане, іноді мулисте, в'язке. Береги здебільшого низькі, пологі, у південній частині аркуша урвисті. До басейну р. Інгулець у східній частині аркуша належать рр. Бешка, Верблюжка та Боковенька.

Клімат району помірно континентальний, недостатньо вологий, з добре виявленими порами року. Зима м'яка, з похмурою погодою та частими відлигами. Середня денна температура повітря -(4-6)°С. Літо тепле, в окремі роки спекотне. Середня денна температура повітря +(22-24)°С. Найнижчі середньомісячні температури спостерігаються в січні (-6°С), найвищі – у липні (+25°С). Оподи випадають рідко, у вигляді короткочасних злив, часто з грозами. Влітку бувають суховії та пилові бурі. Середня річна кількість опадів – 400-430 мм. Вісь високого атмосферного тиску (вісь Воейкова) поділяє територію на дві частини: північно-західну (лісостепову) і південно-східну (степову). Лісостепова частина зазнає впливу вологих повітряних мас з Атлантичного океану, а степова знаходиться під впливом континентальних повітряних мас зі сходу. Вся територія перебуває під дією західного перенесення повітряних мас помірних широт.

Для території аркуша характерні значні ділянки сільськогосподарських угідь з чорноземними ґрунтами, на яких вирощуються зернові культури (пшениця, жито, ячмінь, кукурудза, просо, гречка), цукровий буряк, соняшник. Широко розвинуте садівництво.

В економічному відношенні район є сільськогосподарським. Промисловість зайнята переважно переробкою місцевої сировини. Гірничодобувними підприємствами (шахтами та кар'єрами) розробляються родовища урану, вогнетривких глин, облицювальних матеріалів, трепелу, корисних копалин місцевого значення. Найбільшим населеним пунктом є обласний центр м. Кіровоград – адміністративний, економічний та культурний центр Кіровоградської області. У Кіровограді працюють підприємства сільськогосподарського машинобудування, металообробної, радіотехнічної, легкої промисловості, виробництво тракторних гідроагрегатів. У південно-західній частині території розташований районний центр м. Бобринець, а в південно-східній – залізничний вузол, районний центр м. Долинська. Сільські населені пункти здебільшого щільно забудовані, електрифіковані, мають телефонний зв'язок, передмістя засаджені фруктовими садами та тутовими плантаціями.

По території аркуша проходять автодорожні магістралі: Знам'янка – Кіровоград – Кишинів, Кіровоград – Умань; регіональна автомобільна дорога з удосконаленням покриттям державного значення Олександрівка – Кіровоград – Бобринець – Миколаїв. Протяжність доріг з твердим покриттям – 1 600 км, ґрунтових – 3 250 км. Залізничний вузол Долинська має сполучення з містами Знам'янка, Кривий Ріг, Миколаїв. Шляхи сполучення Знам'янка – Кіровоград – Помічна – Долинська – Кривий Ріг – двоколіїні; Знам'янка – Долинська – Миколаїв – одноколіїні.

Прохідність місцевості при піших переходах виконавців задовільна. Переважна більшість маршрутів проходить по слабогорбистих вододілах та їхніх схилах крутизною до 5°.

У тектонічному плані територія розташована в межах Інгульського мегаблока. Головними складчастими структурами мегаблока є Центральне осьове підняття, якому відповідає Новоукраїнський блок другого рангу, та Інгуло-Інгулецький синклінарій, якому відповідає Верхньоінгульський блок другого рангу. Межа між ними проходить по зоні Кіровоградського глибинного розлому. У геологічній будові описуваної території беруть участь четвертинний покрив, осадовий і складчастий комплекси порід. У південній частині аркуша в основному простежуються виходи на денну поверхню кристалічних порід докембрію по долинах річок та балок, а в північній частині – переважно осадових палеоген-неогенових відкладів.

Комплект геологічних карт і карт корисних копалин четвертинних відкладів, дочетвертинних утворень і кристалічного фундаменту масштабу 1:200 000 аркуша М-36-XXXIII (Кіровоград) і пояснювальна записка підготовлені до видання, переважно, за матеріалами геологічного довивчення території, проведеного ДП „Центрукргеологія” у 2000-2005 рр. [96]. Під час ГДП-200 використано матеріали всіх попередніх геологознімальних, пошукових, тематичних і науково-дослідних робіт, виконано значний обсяг нових польових робіт (2506 км геологічних й екологічних маршрутів), а також зроблено ряд аналітичних досліджень (спектральні, спектроскопометричні, гранулометричні, мінералогічні, хімічні, палеомагнітні, палеопалеонтологічні, палеофауністичні). Основний обсяг лабораторних робіт виконано в центральній лабораторії ДП „Центрукргеологія”, а деякі спеціальні види досліджень – у лабораторіях профільних інститутів НАН України (ІН, Інститут геофізики).

До видання комплект Державних геологічних карт та пояснювальну записку підготували О. М. Нечасенко (керівник групи), В. Ф. Недомолкін, І. М. Нікітченко, К. О. Ткаченко, В. М. Мархай, І. І. Василюк. Картографічні

роботи виконали Е. В. Лакейчук, Н. А. Стахова, В. О. Лакейчук. Редагування карт і пояснювальної записки виконали В. П. Брянський та З. М. Дорковська.

Комплект карт складено за фактичними даними на 1 січня 2006 року.

1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ

Огляд попередніх досліджень можна почати з проведення на площі аркуша геологознімальних робіт масштабу 1:200 000 у 1958-1960 рр. з метою підготовки до видання державної геологічної карти і карти корисних копалин [124]. Вперше була складена геологічна карта кристалічного фундаменту та цілий ряд спеціалізованих геологічних і гідрогеологічних карт масштабу 1:200 000. У результаті цих робіт встановлено широкий розвиток мігматитів серед порід кіровоградсько-житомирського комплексу, виявлено наявність мігматитів дніпровського типу, виділено породи коростенського магматичного комплексу. Складено схему тектонічної будови району. Вперше закартовано крейдові утворення, розчленовано полтавську світу на відклади нижнього-середнього міоцену та середнього сармату, виділено утворення верхньосарматського під'ярусу та пліоценові відклади. Генетичні типи четвертинних відкладів віднесено до чотирьох відділів системи. У долині р. Інгул виділено середньочетвертинні алювіальні відклади. Наведено дані про родовища бурого вугілля, будівельних матеріалів, прояви титану, рідкісних земель, гірського кришталю.

Протягом 1962-1972 рр. на площі аркуша проведено геологознімальні роботи масштабу 1:50 000 [62, 65, 75, 78, 103, 116, 117, 125]. Вони супроводжувалися значними обсягами картувального буріння і аналітичних робіт, що дозволило детально вивчити породи кристалічного фундаменту і осадового чохла. За результатами геологознімальних робіт, відповідно до стратиграфічних схем УРМСК (1970 р.), стратиграфічне розчленування кристалічних порід і дочетвертинних утворень зазнало певних змін. В складі гнейсової товщі виділені інгулецька (нижня) і інгульська (верхня) серії. Значна увага приділена вивченню лужних метасоматитів з урановою мінералізацією. До головних тектонічних структур віднесено Новоукраїнський антиклінорій та Інгуло-Інгулецький синклінорій, розмежовані зоною Кіровоградсько-Черкаського глибинного розлому. Брекчієвидні валунно-галечникові породи віднесено до палеоцену; товщу середньосарматських пісків – до полтавської серії нижнього-середнього міоцену; верхньосарматські відклади – до алювіальних відкладів середнього-верхнього пліоцену. У розрізі середньочетвертинних відкладів виділено горизонти дніпровських лесовидних суглинків і кайдацьких викопних ґрунтів; у розрізі верхньочетвертинних відкладів – еолово-делювіальні відклади. Виділено ділянки перспективні на пошуки бурого вугілля, рідкісних та рідкісноземельних металів, урану; виявлено прояви золота, вторинних каолінів.

Протягом 1981-1995 рр. площа аркуша була охоплена глибинним геологічним картуванням масштабу 1:200000 [60, 67, 102]. На основі стратиграфічної схеми 1978 р. складено геологічні карти кристалічного фундаменту і дочетвертинних відкладів масштабу 1:200 000, що відповідають сучасним вимогам. Чечелівська світа поділена на дві підсвіти. Значну увагу приділено вивченню петрографічного складу гранітоїдів, метасоматозу, тектоніки. Отримано багато визначень радіологічного віку кристалічних порід термометричним методом по цирконах. Вивчено закономірності локалізації золотого і вольфрамового зруденіння в гнейсах чечелівської світи. Проведено попередні пошуки золота на Клишівській ділянці, оцінено перспективні ресурси за категорією P_2 ; прогнозні ресурси Клишівсько-Конівської зони в цілому оцінено за категорією P_3 [60]. Позитивно оцінено Аджамське і Компаніївське рудні поля, визначено прогнозні ресурси золота та урану [102].

У 1997 р. завершено геолого-мінералогічне картування масштабу 1:200 000 Центральноукраїнської зони лінеаментів, яка включає площу аркуша, з метою вивчення закономірностей локалізації золотого зруденіння, оперативного виявлення та оконтурення перспективних на золото площ [111]. За категорією P_3 оцінено ресурси золота Клишівського і Юр'ївського рудних полів та рудоносних площ Клишівсько-Конівської металогенічної зони.

У 1991-1997 рр. на північному фланзі Клишівсько-Конівської металогенічної зони (аркуші М-36-125-Г, 137-Б, Г) проведено глибинне геологічне картування масштабу 1:50 000 з метою оцінки перспектив території на золото [115]. Виконано кореляцію дочетвертинних відкладів району і суміжних площ. Виділено дві літолого-фаціальні зони кайнозойських відкладів. Чечелівська світу розділена на дві підсвіти, дано детальну характеристику розрізів підсвіт. Охарактеризовано фаціальні різновиди гранітоїдів. Висвітлено основні риси складчасто-блокової будови району, у тому числі зони Кіровоградського розлому. Уточнено межі Клишівсько-Конівської металогенічної зони, виділено Надєждівсько-Юр'ївську металогенічну зону, спеціалізовану на золотому зруденінню й приурочену до контактів Бобринецького і Кіровоградського масивів. Оцінено перспективні ресурси золота за категорією P_2 на перспективних ділянках.

У різні роки на території аркуша проводилися пошуково-розвідувальні роботи на буре вугілля [76, 77, 87, 92, 94, 104], золото [59, 61, 86, 91, 97, 122, 123], уран [80, 122], нікель [108, 109], алмази [69], флюорит [117, 119], вторинні каоліни (вогнетривкі глини) [87], у результаті яких відкрито Северинівське, Мічуринське родовища урану, Клишівське, Юр'ївське родовища золота, інші перспективні об'єкти.

Починаючи з 70-х років минулого століття територія Інгульського мегаблока була охоплена різноплановими тематичними роботами. При проведенні металогенічних досліджень [64, 72, 83, 88, 89, 107] було систематизовано матеріали з металоносності Інгульського мегаблока, створено металогенічні, геохімічні карти масштабу 1:200000, які стали основою для планування та виконання геологознімальних і пошуково-розвідувальних робіт.

Починаючи з 1991 р. на території аркуша проводилися екологічні, еколого-гідрогеохімічні та радіологічні дослідження з метою визначення кількісних характеристик забруднення ґрунтів, донних відкладів, поверхневих і ґрунтових вод [81, 113]. Екологічна партія ДП „Центрукргеологія” систематично проводить вивчення режиму підземних вод [130] та сучасних екзогенних геологічних процесів [93].

Протягом 2000-2005 рр. проведено геологічне довивчення площі масштабу 1:200000 території аркуша М-36-XXXIII (Кіровоград), під час якого вивчено та переінтерпретовано документацію більше ніж 3 800 свердловин, обстежено 777 відслонень, складено автоматизована БД „Держгеолкарта-200”, проведено морфоструктурний аналіз території, проаналізовано еколого-геологічні умови району робіт, зроблено ряд аналітичних досліджень, у тому числі: палеомагнітні, палеопалінологічні, палеофауністичні. Відповідно до діючих схем та легенди виконано стратиграфічне розчленування утворень.

У 2002-2005 рр. переоцінено перспективні та прогностичні ресурси корисних копалин території діяльності ДП „Центрукргеологія”, в тому числі бурого вугілля, золота, рідкісних металів, флюориту на площі аркуша М-36-XXXIII [120].

Геофізична вивченість. Територія аркуша М-36-XXXIII – одна з найбільш геофізично вивчених на Українському щиті. Систематичні геофізичні дослідження почали виконуватися з 60-х років минулого століття з метою підготовки геофізичних основ для геологознімальних робіт масштабу 1:50 000 та пошуків джерел водопостачання населених пунктів Кіровоградської області. Завдяки цим дослідженням Південно-Української експедицією тресту “Київгеологія” у 1964 р. відкрито Мічуринське родовище урану. Спільними зусиллями організацій ВО “Кіровгеологія” та тресту “Київгеологія” протягом 1962-1970 рр. створено надійну геофізичну основу під ГЗР-50 та пошукові роботи на уран.

Задачі геокартування та пошуків вирішувалися за допомогою наступних геофізичних методів: площа гравірозвідка масштабів 1:50 000-1:25 000, площа магніторозвідка масштабів 1:25 000-1:10 000, електророзвідка в різних модифікаціях профілювання масштабу 1:25 000-1:10 000 (КЕП, СЕП, ДЕП), ВЕЗ масштабу 1:100 000 (Шаган Л. П., 1962-1963 р.; Кіричек Б. Д. та ін., 1964-1965 р.; Кісільов П. Ф., 1964 р.; Меншов В. В., 1965 р.; Комаров О. Н., 1965 р.; Середа Б. Н., 1965-1967 р.; Процько В. О. та ін., 1965 р.; Кузьмін А. В. та ін., 1966 р.; Слоницький Ю. Ю., 1966 р.; Михайлов Ю. М., 1968 р.; Свищов Б. О., 1970 р.). За результатами гравімагнітометричних досліджень отримано нові дані про структурно-тектонічні особливості району досліджень, виділено основні петрофізичні класи гірських порід, що стали підґрунтям для складання геологічних карт кристалічного фундаменту масштабу 1:50 000. Електророзвідувальними роботами закартовано зони високої провідності північно-західного, широтного, субмеридіонального простягань, приурочені до зон тектонічних порушень. За даними ВЕЗ склалося певне уявлення про гіпсометрію кристалічного фундаменту.

З 70-х років геофізичні роботи виконувалися, головним чином, експедиціями ВО “Кіровгеологія” та тресту “Дніпрогеофізика” з метою спеціалізованих пошуків. Для вирішення задач детального вивчення геологічної будови тектоно-метасоматичних зон та виділення перспективних площ для постановки пошукових робіт на уранове зрушення застосовувалися наземні високоточні граві-магнітометричні дослідження масштабу 1:10 000 (Кузьмін А. В. та ін., 1972-1975 р.; Ловінюков В. І. та ін., 1976-1983 р.; Клоєва В. Ф., 1977 р.; Вовчук І. М., 1979 р.). У цей же час Комплексною геофізичною експедицією за договором з ВО “Кіровгеологія” виконано високоточну (2 нТл) аеромагнітну зйомка масштабу 1:10 000 (Іщенко В. Ю., 1977-1982 р.; Нечаєва Т. С., 1986 р.). За результатами даних досліджень у регіоні було відкрито ще декілька родовищ ураноносних альбітитів.

Уявлення про глибинну будову території отримано згідно з даними ГСЗ (регіональний профіль ХХV), МВХЗ-ЗГТ (регіональний профіль І-І) і шляхом моделювання фізичних полів (гравітаційного, магнітного, хвильового та ін.) [27, 29, 35, 44, 52]. Складена за цими результатами геодинамічна модель Інгульського мегаблока є однією з найбільш достовірних у плані вивчення глибинних процесів, які проходили в надрах цього регіону. Ще детальніші геофізичні дослідження велися на окремих ділянках під час пошукових та геологорозвідувальних робіт.

2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

У геологічній будові аркуша М-36-XXXIII беруть участь метаморфізовані породи архею і протерозою, а також осадові відклади мезозою й кайнозою. У тектонічному плані площа розташована в межах Інгульського мегаблоку, а у формаційному належить до Інгуло-Інгулецької структурно-формаційної зони. Осадові відклади мезозою й кайнозою відносяться до осадового чохла УЩ. Стратиграфічне розчленування утворень, поширених на площі аркуша, виконано згідно з кореляційними стратиграфічними схемами, затвердженими Українським міжвідомчим стратиграфічним комітетом 25 травня 1993 р., Кореляційною хроностратиграфічною схемою раннього докембрію Українського щита, затвердженою національним стратиграфічним коміте-

том України 13 червня 2003 р., а також Легендою геологічної карти України масштабу 1:200 000, Центральноукраїнська серія, 1996 р. При звірці з аркушами суміжних територій виникають питання стосовно стратиграфічного розчленування осадових відкладів фанерозою. Насамперед, це проблема визначення об'єму, границь розповсюдження, та більш дрібного розчленування деяких підрозділів. Для наочності наводимо порівняльну таблицю стратиграфічних підрозділів фанерозойських утворень території аркуша М-36-XXXIII (Кіровоград) з стратиграфічними підрозділами виданих Державних геологічних карт України суміжних аркушів М-36-XXXII (Новоукраїнка), М-36-XXXIV (Жовті Води), М-36-XXVII (Знам'янка) (додаток Д).

Нижче подається загальна характеристика зведеного стратиграфічного розрізу зверху донизу.

Фанерозойська еонотема

Кайнозойська ератема

Четвертинна система

Голоценовий відділ

- eH – елювіальні відклади
- aH – алювіальні відклади
- tH – техногенні відклади
- abH – алювіально-болотняні відклади

Плейстоценовий - голоценовий відділи

Верхня ланка неоплейстоценового розділу - голоценовий відділ

- adP_{III}-H – алювіально-делювіальні відклади
- dP_{III}-H – делювіальні відклади

Плейстоценовий відділ

Неоплейстоценовий розділ

Верхня ланка

- eP_{III} – елювіальні відклади
- dvP_{III} – делювіально-еолові відклади
- e, vdP_{III} – елювіальні та еолово-делювіальні відклади
- ed, vdP_{III} – елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади
- vdP_{III}pč – причорноморський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- eP_{III}df – дофінівський кліматоліт. Елювіальні відклади
- a¹P_{III}ds – деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси
- vdP_{III}bg – бузький кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- eP_{III}vt – витачівський кліматоліт. Елювіальні відклади
- a²⁻¹P_{III}vl-ds – вільшанський і деснянський ступені. Алювіальні відклади другої та першої нерозчленованих надзаплавних терас
- a²P_{III}vl – вільшанський ступінь. Алювіальні відклади другої надзаплавної тераси
- vdP_{III}ud – удайський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- eP_{III}pl-vt – прилуцький і витачівський кліматоліти. Елювіальні відклади
- eP_{III}pl – прилуцький кліматоліт. Елювіальні відклади
- a³⁻²P_{III}tb-vl – трубізький та вільшанський ступені. Алювіальні відклади третьої та другої нерозчленованих надзаплавних терас
- a³P_{III}tb – трубізький ступінь. Алювіальні відклади третьої надзаплавної тераси

Середня - верхня ланки

- edP_{II-III} – елювіально-делювіальні відклади
- ed, vdP_{II-III} – елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади

Середня ланка

- eP_{II} – елювіальні відклади
- e, vdP_{II} – елювіальні та еолово-делювіальні відклади
- eP_{II}kd – кайдацький кліматоліт. Елювіальні відклади
- vdP_{II}dn – дніпровський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- eP_{II}zv – завадівський кліматоліт. Елювіальні відклади

Нижня - середня ланки

- ed, vdP_{I-II} – елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади
- e, vdP_{I-II} – елювіальні та еолово-делювіальні відклади
- eP_{I-II}lb-zv – лубенський та завадівський кліматоліти. Елювіальні відклади

Нижня ланка

- eP_I – елювіальні відклади
- e, vdP_I – елювіальні та еолово-делювіальні відклади

- vdP₁tl – тилігульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- eP₁lb – лубенський кліматоліт. Елювіальні відклади
- vdP₁sl – сульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- eP₁mr – мартоносський кліматоліт. Елювіальні відклади
- eP₁sh-mr – широкинський та мартоносський кліматоліти. Елювіальні відклади
- eP₁sh – широкинський кліматоліт. Елювіальні відклади

Еоплейстоценовий розділ - нижньонеоплейстоценова ланка нерозчленовані

- edE-P₁ – елювіально-делювіальні відклади
- aE-P₁ – алювіальні відклади еоплейстоцен-нижньонеоплейстоценової похованої тераси

Еоплейстоценовий розділ

Верхня ланка

- vdE_{II}tl – іллічівський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- eE_{II}kr – крижанівський кліматоліт. Елювіальні відклади

Нижня-верхня ланки нерозчленовані

- e, vdE_{I-II} – елювіальні та еолово-делювіальні відклади

Неогенова система

Пліоценовий відділ

- N₂čb – товща червоно-бурих глин
- N₂pg – товща пісків та глин

Міоценовий відділ

- N₁sg – товща строкатих глин
- N₁p – товща пісків

Новопетрівський регіонарус

Полтавська серія

- N₁np – *новопетрівська світа*

Палеогенова система

Олігоценний відділ

Берекський регіонарус

Полтавська серія

- P₃br – *берекська світа*

Межигірський регіонарус

Харківська серія

- P₃mž – *межигірська світа*

Еоценовий відділ

Обухівський регіонарус

Харківська серія

- P₂ob – *обухівська світа*

Київський регіонарус

- P₂kv – *київська світа*

Бучацький регіонарус

- P₂bč – *бучацька серія*

Палеоценовий відділ

Сумський регіонарус

- P₁rg – *райгородська товща*

Мезозойська ератема

Крейдова система

Нижній і верхній відділи

Альбський і сеноманський яруси

- K₁₋₂br – *бурімська світа*

Протерозойська еонотема

Палеопротерозойська ератема

Криворожій

Інгуло-інгулецька серія

- PR₁¹čč – *чечеліївська світа*
- PR₁¹čč₂ – *верхня підсвіта*
- PR₁¹čč₁ – *нижня підсвіта*

PR_1^{1sp} – *спасівська світа*
 PR_1^{1rd} – *родіонівська світа*

Архейська еонотема
Мезоархейська ератема
Дніпровій

$AR_2^{kn?}$ *конкська серія (?) нерозчленована*

Архейська еонотема
Мезоархейська ератема
Дніпровій

Конкська серія (?) нерозчленована ($AR_2^{kn?}$)

Метаморфізовані вулканогенно-осадові породи, умовно віднесені до конкської серії, поширені в південно-східній частині площі аркуша поблизу м. Долинська. Представлені переважно амфіболітами, амфібол-біотитовими гнейсами. Породи зустрічаються у вигляді ксенолітів розміром від десятків сантиметрів до 100 м в амфібол-біотитових, двослюдяних гранітах Долинського масиву і Криничувацького куполу, в окремих випадках – в асоціації з плагіогранітоїдами інгулецького комплексу [116].

Амфіболіти – зеленувато-чорні породи з дрібно-середньозернистою структурою, масивною, сланцюватою, тонкосмугастою текстурою. Під мікроскопом структура немагнотгранобластова, пойкилобластова. Петрографічний склад: плагіоклаз №34-43 – 40%, зелена рогова обманка (сNg –16-18°, 2v – -64-76° – 45%, піроксен (діопсид) (сNg – 40-42°, 2v – +60°) – 5-10%, біотит – 5-10%, кварц – 0-5%, рудні (ільменіт, магнетит) – 1-3%. Акцесорні: апатит, сфен, циркон, ортит.

Амфібол-біотитові гнейси – сірі, темно-сірі, дрібно-середньозернисті породи з гранобластовою, немагнотгранобластовою мікроструктурою. Головні породоутворюючі мінерали: плагіоклаз (андезин) – 30-60%, кварц – 10-30%, звичайна зелена рогова обманка – 25-50%, біотит – 3-10%. Акцесорні: апатит, монацит, сфен, циркон, ортит, рудні: магнетит, ільменіт, пірит.

Асоціація амфіболітів і плагіогранітоїдів, що спостерігається в межах Інгуло-Інгулецького синклінорію і, в тому числі, на дослідженій площі як реліктова серед палеопротерозойських гранітоїдів, характерна для архейських комплексів суміжної зі сходу площі (аркуш М-36-XXXIV (Жовті Води) [16]. Згідно з чинною кореляційною хроностратиграфічною схемою раннього докембрію УЩ, архейська ератема на сході Інгульського мегаблока представлена конкською серією. Північніше, на площі аркуша М-36-XXVII (Знам'янка), подібні за складом та геологічним положенням утворення умовно віднесено до аульської серії палеоархею [121].

Протерозойська еонотема
Палеопротерозойська ератема

Криворожій

Інгуло-інгулецька серія
Родіонівська світа (PR_1^{1rd})

Родіонівська світа при попередніх геологогнізимальних роботах і ГДП-200 на площі аркуша не виявлена. На суміжній зі сходу площі (аркуш М-36-XXXIV (Жовті Води)) вона постійно присутня на крилах брахіантиклінальних складок. Тому вихід родіонівської світи показаний досить умовно поблизу східної рамки геологічної карти кристалічного фундаменту на периклінальному замиканні однієї з таких складок, що заходить на вивчену територію у верхів'ях р. Боковенька. У будові родіонівської світи цієї ділянки беруть участь переважно графіт-біотитові гнейси й кварцити з підпорядкованою кількістю кальцифірів. Потужність світи вимірюється першими сотнями метрів.

Спасівська світа (PR_1^{1sp})

Спасівська світа поширена в східній частині площі робіт. Окремі останці порід світи виявлені серед гранітоїдів новоукраїнського комплексу (Новоукраїнський, Боков'янський масиви). За даними В. В. Захарова [16], на суміжній зі сходу території (аркуш М-36-XXXIV (Жовті Води)) спасівська світа майже всюди залягає згідно на родіонівській світі і має з нею поступові переходи. Для спасівської світи в цілому характерне знакоміне мозаїчне гравітаційне поле з локальними максимумами Δg_a амплітудою до 1,5 мГал. Магнітне поле переважно позитивне з поступовим збільшенням інтенсивності в східному напрямку до 500 нТл. Характерними різновидами порід спасівської світи в районі є гіперстенові, гіперстен-біотитові, двопіроксенові, двопіроксен-біотитові гнейси і кристалосланці, які містять прошарки гнейсів гранат-гіперстен-біотитових, графіт-біотитових, біотитових, діопсидових [66, 102, 116, 125]. Для нижньої частини розрізу світи характерні магнетитові різновиди гнейсів і кристалосланців. За даними В. П. Брянського, В. В. Захарова, І. М. Панкратова

[16, 66, 102] в будові спасівської світи східніше й південніше району робіт беруть участь амфібол-біотитові, біотит-амфіболові гнейси, а за даними В. В. Байдака, Ф. В. Труцька [62, 116], також амфіболіти.

У районі робіт спасівська світа розкрита поодинокими свердловинами і у відслоненнях. Детальніше особливості розрізу й речовинного складу світи охарактеризовано на суміжних площах. Північніше району робіт (аркуш М-36-XXVII (Знам'янка)) спасівська світа розчленована на дві підсвіти [66, 121]. У складі нижньої підсвіти потужністю не менше 750 м переважають магнетитвмісні гіперстен-біотитові гнейси з прошарками біотитових, гранат-гіперстен-біотитових гнейсів, гіперстенових, двопіроксенових кристалосланців. У розрізі верхньої підсвіти потужністю 900 м переважають гіперстен-біотитові гнейси з прошарками гранат-гіперстен-біотитових, гранат-біотитових, біотитових гнейсів, гіперстенових, двопіроксенових кристалосланців, рідко амфіболітів.

За даними В. В. Захарова [16], у районі стратотипу спасівської світи (с. Спасове, аркуш М-36-XXXIV) переважають гнейси і кристалосланці двопіроксенові, піроксенові і біотит-піроксенові з прошарками в низах розрізу гнейсів графіт-амфібол-біотитових, магнетит-піроксенових, у верхах – гнейсів біотитових та гранат-біотитових, а на південь від Боков'янського масиву поширені переважно гнейси біотит-амфіболові, піроксен-амфібол-біотитові. Загальна потужність світи в районі її стратотипу сягає 1500 м.

Амфіболіти – зеленувато-чорні, дрібно-середньозернисті, масивні, смугасті породи з гранобластовою, гетерогранобластовою, гіпдіоморфнозернистою мікроструктурою. Петрографічний склад: плагіоклаз №№ 40-45 (40-50%), звичайна рогова обманка (30-50%), біотит (10-15%), кварц (0-5%). Акцесорні: циркон, апатит, вторинні: актиноліт, хлорит, карбонат.

Амфіболіти спасівської світи – щільні ($\sigma=2,95 \text{ г/см}^3$) і немагнітні ($\kappa=40 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ СІ}$) породи.

Гіперстен-біотитові гнейси – темно-сірі, тонко-дрібнозернисті породи з масивною текстурою, гранобластовою, лепідогранобластовою, гранобластопорфіровою, пойкилітовою структурою. Петрографічний склад: плагіоклаз №№ 25-45 (40-45%), кварц (25-35%), червонуватий біотит (5-25%), гіперстен (5-15%). Акцесорні: циркон, апатит, монацит, рудні: пірит, піротин, ільменіт (у сумі до 3%), магнетит (до 5%). Гіперстен часто утворює порфіробласти розміром 1-2мм із включеннями дрібних, округлих зерен кварцу, плагіоклазу, заміщується агрегатом серпентину, карбонату, слюди. У двопіроксенових різновидах крім гіперстену присутній діопсид у кількості 3-8%, а в гранітованих гнейсах – мікроклін (до 10%). Гіперстенові, двопіроксенові кристалосланці відрізняються від гнейсів відсутністю або незначною кількістю кварцу (до 5%), меншою кількістю біотиту (0-15%).

В амфібол-піроксен-біотитових гнейсах присутня зелена рогова обманка в кількості 10-25%, яка в багатьох випадках явно розвинута по піроксенах.

Гіперстенвмісні гнейси належать до порід підвищеної щільності: $\sigma_{\text{ср.}}$ – від 2,68 до 2,74 г/см^3 , а у гнейсів із магнетитом густина дещо вища – від 2,72 до 2,80 г/см^3 . За магнітними властивостями гіперстенові гнейси неоднорідні: κ – від 45 до $3550 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ СІ}$.

За парагенетичними мінеральними асоціаціями, характером розподілу Fe і Mg у співіснуючих фемічних мінералах (гіперстен, біотит, гранат) умови метаморфізму порід спасівської світи близькі до гранулітової фації. Менш метаморфізовані породи спасівської світи на тих ділянках, де в мінеральних асоціаціях поряд з орто- і клінопіроксеном з'являється рогова обманка, або, в деяких випадках, остання повністю витісняє піроксен. Це вказує на зниження ступеня метаморфізму порід світи до амфіболітової фації, ймовірно, внаслідок діафорезу.

Геохімічну спеціалізацію порід спасівської світи визначають підвищені концентрації олова, берилію, літію, меншою мірою свинцю, цирконію, ітрію. Радіологічний вік гіперстен-біотитових гнейсів спасівської світи по біотиту – 1900-2000 млн років, по циркону і монациту – 2000-2150 млн років [57].

Чечелівська світа (PR₁¹с_с)

Чечелівська світа у вигляді широкої (близько 30 км) смуги простежується з півдня на північ через центральну частину площі аркуша. Вона також поширена у північно-східній частині площі на крилах антиклиналей і в мульдах синклиналей серед утворень спасівської світи. Окремі останці площею до перших квадратних кілометрів і дрібніші ксеноліти гнейсів світи закартовані серед гранітоїдів кіровоградського комплексу (Кіровоградський, Бобринецький масиви).

У 80-90-х роках минулого століття в басейні середньої течії р. Інгул світа достатньо детально вивчалася при середньомасштабному [102], крупномасштабному [115] глибинному геологічному картуванні і детальних пошуково-розвідувальних роботах на Клишівському родовищі золота [91], які супроводжувалися великими обсягами структурно-пошукового буріння. Внаслідок цих робіт отримано багатий фактичний матеріал, який дозволив вивчити розріз світи і поділити її на дві підсвіти: нижню (PR₁¹с_{с1}) та верхню (PR₁¹с_{с2}).

Гнейсам нижньої підсвіти відповідає знакозмінне поле сили тяжіння інтенсивністю переважно від -0,25 до +0,25 мГал. Гнейси верхньої підсвіти виділяються в негативному й знакозмінному гравітаційному полі позитивними аномаліями сили тяжіння інтенсивністю від 0,25 до 1,0 мГал.

Нижня підсвіта найпоширеніша серед утворень гнейсової товщі західного крила Інгуло-Інгулецького синклінорію. Практично безперервний розріз нижньої підсвіти вивчений по свердловинах Клишівського опорного профілю [102, 149] на західному крилі Приінгульської синклінали.

Підсвіта представлена гранат-біотитовими, біотитовими, графіт-біотитовими, рідше кордієрит-біотитовими, силіманіт-кордієрит-біотитовими гнейсами з прошарками клінопіроксенових гнейсів і близька за складом до стратотипу.

У нижній частині розрізу підсвіти потужністю 1593 м, ускладненої зоною Кіровоградського глибинного розлому, головний петрофон створюють біотитові гнейси, значною мірою катаклазовані, мілонізовані, діафторовані. Первинні кольорові мінерали гнейсів інтенсивно, іноді повністю заміщені накладеними низькотемпературними мінералами: кордієрит – дрібнолускуватою слюдою; біотит і, можливо, гранат – хлоритом; клінопіроксен – тремоліт-актинолітовою роговою обманкою. В основній тканині гнейсів розвиваються серицит, мусковіт, епідот. У верхній частині розрізу поряд з біотитовими гнейсами широко розвинуті біотитові гранатвмісні, гранат-біотитові гнейси. Потужність прошарків, лінз клінопіроксенових гнейсів коливається від перших сантиметрів до декількох десятків сантиметрів, в окремих випадках до 1-3 м. Прошарки кордієрит-біотитових гнейсів дещо потужніші: від 20-70 см до перших метрів, в окремих випадках до 10-12 м. Загальна потужність нижньої підсвіти становить 3100 м.

Розріз верхньої підсвіти вивчений структурно-пошуковими свердловинами Клинівського опорного профілю в призмковій частині Приінгульської синкліналі і уточнений свердловинами пошуково-розвідувальних робіт на Клинівському родовищі золота. Взаємовідношення верхньої і нижньої підсвіти спостерігалось у св. 2170 (експедиція № 37 КП "Кіровогеологія"), у якій на гранат-графіт-біотитовому гнейсі, що завершує розріз нижньої підсвіти, без видимої перерви залягає гранат-кумінгтоніт-біотитовий графітвмісний гнейс верхньої підсвіти.

Верхня підсвіта просторово збігається з клинівською золоторудною зоною і відрізняється від нижньої підсвіти наявністю, поряд із глиноземистими, високоглиноземистими гнейсами амфіболвмісних (роговообманко-біотитових, кумінгтоніт-біотитових) гнейсів. Як і в нижній підсвіті, зустрічаються прошарки клінопіроксенових гнейсів. Потужність шарів різних за складом гнейсів коливається від 10 до 180 м.

Через схожість петрографічного складу та структурно-текстурних особливостей гнейсів обох підсвітів чечелівської світи наведено їх спільну характеристику.

Біотитові гнейси – сірі, тонко-дрібнозернисті породи зі смугастою, гнейсуватою, сланцюватою текстурою. Для біотитових гнейсів Клинівської золоторудної зони характерна гнейсувата, дрібноплямиста текстура, яка підкреслюється лінійно орієнтованими дрібношліровими („штриховими”) відокремленнями біотиту (довжиною до 5 см) та ізометричними гніздами кварцу (розміром 1-2 мм). Мікроструктура гнейсів лепідогранобластова. Петрографічний склад: плагіоклаз (50-60%), кварц (15-55%), біотит (7-25%), калішпат (0-2%). Акцесорні і другорядні мінерали: циркон, апатит, ортит, графіт, гранат, монацит, рудні: магнетит, пірит. Біотит – червонувато-коричневий, яскраво-коричневий, а в зоні Кіровоградського розлому – темно-коричневий до зеленуватого. У графіт-біотитових різновидах присутній графіт (від поодиноких лусочок до 5-7%). Гранат-біотитові гнейси за структурно-текстурними особливостями наближаються до біотитових гнейсів. Вміст гранату (альмандин, марганцевистий альмандин, рідше магnezіальний альмандин) коливається від 5 до 20%.

Кордієрит-біотитові гнейси – сірі, грубосланцюваті, дрібно-середньозернисті, смугасті, лінзовидно-смугасті, порфіробластичні породи. Під мікроскопом структура лепідогранобластова, порфіробластова. Порфірові крапленики представлені кордієритом, мікрокліном. Поряд із головними породоутворюючими мінералами (кварц (20-40%), плагіоклаз (30-45%), біотит (15-35%), кордієрит (1-15%), мікроклін (0-10%)) постійно присутні графіт, силіманіт (фіброліт), мусковіт. Кордієрит утворює округлі, неправильні табличасті, скелетні кристали розміром до 5 мм, часто з включеннями дрібних зерен польових шпатів, лусочок біотиту, мусковіту, графіту.

Роговообманко-біотитові гнейси мають такий петрографічний склад: плагіоклаз і кварц (по 30-40%), рогова обманка (5-15%), біотит (5-25%), калішпат (0-10%). Акцесорні: апатит, циркон. В окремих прошарках потужністю до перших метрів рогова обманка переважає над біотитом, гнейс при цьому набуває грубосланцюватої текстури.

У кумінгтоніт-біотитових гнейсах з темноколірних мінералів наявні кумінгтоніт (5-20%), біотит (0-35%) і звичайна рогова обманка (до 5%).

Клінопіроксенові гнейси – тонко-дрібнозернисті породи з масивною, смугастою, плямистою текстурою. Зустрічаються зональні гнейси: зеленувато-сірі в зовнішній зоні і зеленуваті, жовтуваті, рожевуваті в центральній. Петрографічний склад зовнішньої зони: плагіоклаз №27-64 (60-70%), кварц (20-30%), клінопіроксен ряду діопсид-геденбергіт (10-20%), а також у невеликій кількості карбонат, сфен, гранат, графіт. У внутрішній зоні більш суттєва роль кварцу (до 50%), а крім плагіоклазу і клінопіроксену наявні безбарвний амфібол (заміщує клінопіроксен), вапняковистий альмандин, епідот, кліноцоїзит, скаполіт, карбонат.

Окремі інтервали біотитових, роговообманко-біотитових гнейсів у межах золоторудної зони збагачені рудними мінералами: піритом, піротином, арсенопіритом, льолінгітом, магнетитом. Рідше зустрічаються халькопірит, халькопіротин, ільменіт, рутил, марказит, герсдорфіт, сафлорит, самородні вісмут і золото, мальдоніт.

Середні показники щільності і магнітної сприйнятливості біотитових, гранат-біотитових гнейсів: $\sigma_{\text{ср.}}=2,67 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}}=(20-30)\times 4\pi\times 10^{-6} \text{ СІ}$; кордієритвмісних гнейсів: $\sigma_{\text{ср.}}=2,72 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}}=26\times 4\pi\times 10^{-6} \text{ СІ}$, у тому числі з піротином: $\sigma_{\text{ср.}}=2,78 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}}=960\times 4\pi\times 10^{-6} \text{ СІ}$; роговообманко-біотитових гнейсів: $\sigma_{\text{ср.}}=2,78 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}}=270\times 4\pi\times 10^{-6} \text{ СІ}$.

Геохімічну спеціалізацію гнейсів чечелівської світи Приінгульської синкліналі визначають: підвищена концентрація золота і його елементів-супутників (миш'яку, вісмуту, срібла); накопичення ряду елементів халькофільної (мідь, цинк), сидерофільної (ванадій, хром) і літофільної (вольфрам, цирконій, ітербій) груп. Для решти території відмічається позитивна геохімічна спеціалізація на свинець, хром, стронцій і негативна – на нікель, мідь, кобальт, олово, берилій.

Гнейси чечелівської світи містять первинні мінеральні парагенезиси за участю біотиту, гранату, кордіериту, силіманіту, звичайної рогової обманки, кумінгтоніту, діопсиду, які зустрічаються у високотемпературній частині амфіболітової фації. Присутність кордіериту, крім того, є показником реалізації регіонального метаморфізму в умовах помірного тиску [2, 14].

Найбільший обсяг визначень радіологічного віку гнейсів чечелівської світи виконаний термоемісійним методом по цирконах при ГТК-200 [102]. Статистична обробка отриманих результатів показує, що загальний розкид віку – від 1,8 до 2,9 млрд років, проте більшість визначень вкладається в інтервал 2,3-2,49 млрд років, що в цілому збігається з геологічним віком утворень світи.

Фанерозойська еонотема

Мезозойська ератема

Крейдова система

Найдавнішими осадовими утвореннями на території аркуша М-36-XXXIII (Кіровоград) слід вважати відклади крейдової системи мезозою, розкриті свердловинами в північній частині аркуша.

Нижній і верхній відділи

Альбський і сеноманський яруси

Бурімський горизонт

Бурімська світа (K_{1-2br})

Крейдові відклади поширені обмежено. Вони збереглися від розмиву і простежуються буровими свердловинами тільки в межах Созонівської палеодолини протягом 7 км від північної околиці с. Бережинка до с. Созонівка (рис. 2. 1). Ширина ділянки поширення контролюється палеодолиною й змінюється від 200 до 1500 м. На денну поверхню ці відклади не виходять. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 127,5 до 141,0 м, а потужність відкладів – від 3,2 до 26,1 м. Бурімська світа трансгресивно залягає на розмитій поверхні кристалічних порід і їх корі вивітрювання, а перекривається брекчієвидними породами райгородської товщі, відкладами бучацької серії, київської і обухівської світ. Строкатий літологічний склад свідчить про зміну умов осадконакопичення, що призвело до формування як глибоководних, так і мілководних відкладів. Світа представлена кварц-глауконітовими пісками, алевритистими кварцовими пісками, опоками, трепелами, органічними вапняками і мергелями з рештками фауни моллюсків і форамініферами. У напрямку до осьової частини палеодолини трепели й опоки заміщуються органічними глинистими вапняками. У покрівлі всіх цих відкладів розвинуті глауконіт-кварцові та кварц-глауконітові різнозернисті піски.

Бурімські відклади вміщують фауну моллюсків: *Chlamys sp. ind.*, *Ostrea sp. ind.* Виділено споропилковий комплекс з переважанням пилку родів *Pinus s/g Diploxylon*, *Pinus s/g Haploxylon* і спор папороті *Gleichenia laeta* Bolch, *Polypodiaceae*, а також багатий комплекс форамініфер: *Hagenovella chapmani* (Cushman); *Marssonella oxycona* Reuss; *Lenticulina ex gr. nuda* (Reuss); *Gyroidina nitida* (Reuss); *Gyroidina ex gr. subconina* Vassil; *Anomalina ex gr. suturalis* Mjatl.; *Globigerina infracretacea* Glaessner.; *Globigerinellinoides* Subb.; *Cibicides ex gr. polyrraphes* (Reuss), *Gumbelitria cenomana* (Kell.) та ін. На основі палеонтологічних визначень, а також однотипності з породами суміжної території (аркуш М-36-XXVI), згідно з сучасною легендою, описані відклади віднесено до бурімської світи.

Кайнозойська ератема

Палеогенова система

Палеогенова система на дослідженій території представлена породами палеоцену (райгородська товща), середнього і верхнього еоцену (бучацька серія, київська і обухівська світи), а також олігоцену (межигірська і берекська світи). Відклади палеогенової системи мають як площове поширення, так і фрагментарне, в межах давніх ерозійно-тектонічних палеодолин.

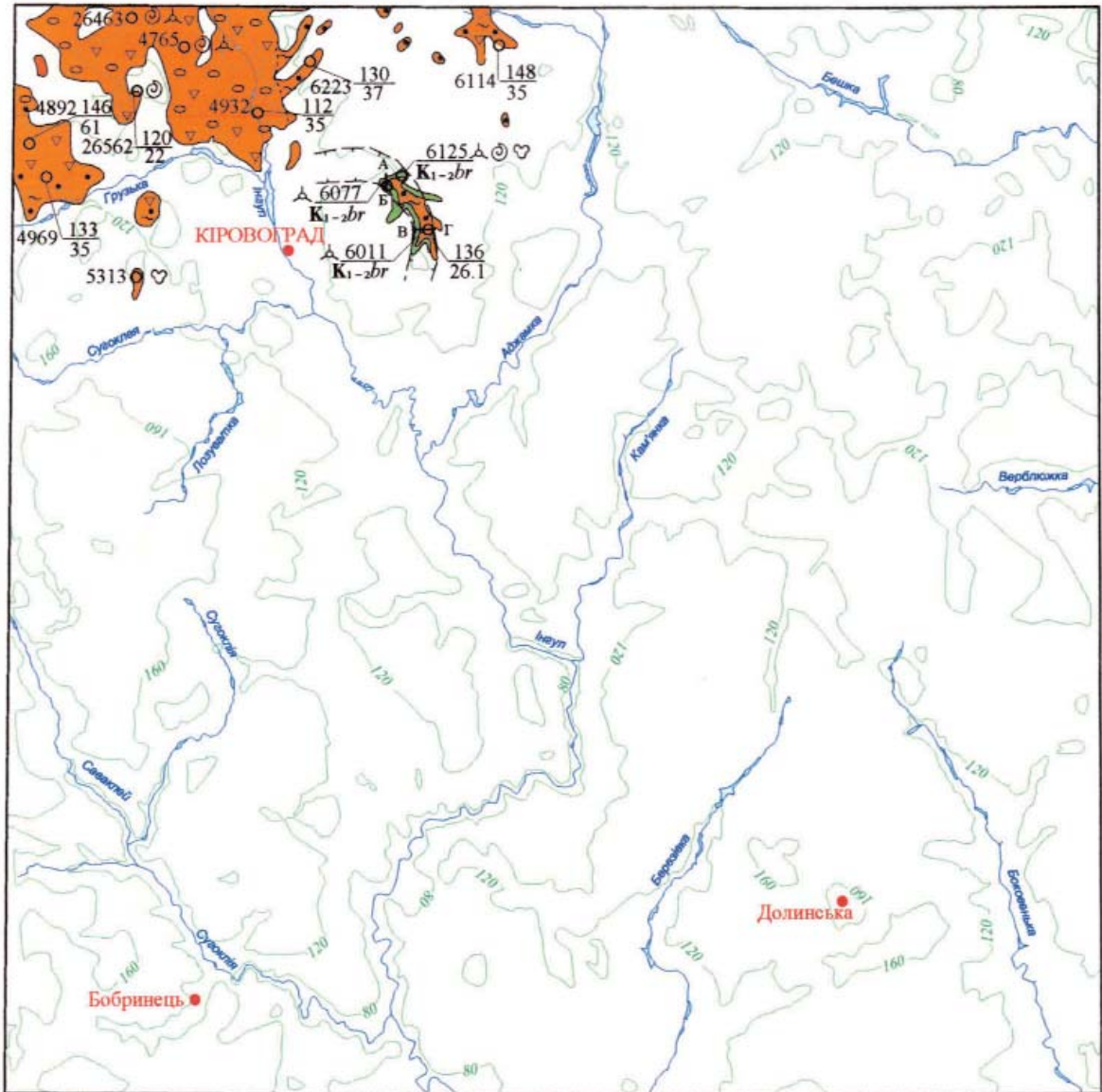
Палеоценовий відділ

Сумський регіоаркус

Райгородська товща (P_{1rg})

Палеоценові відклади поширені обмежено і приурочені, в основному, до палеодолин у кристалічному фундаменті (Кіровоградсько-Новомиргородська, Созонівська, Шостаківська) (рис. 2.1). Залягають вони безпосередньо на породах кристалічного фундаменту і їхній корі вивітрювання, а в межах Созонівської палеодолини – на відкладах нижньої-верхньої крейди. Перекриваються бучацькою серією, київською і обухівською світами та відкладами четвертинної системи. Потужність брекчієвидних порід залежить від характеру дрен-

нього рельєфу і коливається в широких межах, досягаючи 61,5 м, середня потужність відкладів – біля 25 м. Спостерігається загальне пониження абсолютних відміток поверхні брекчієвидних порід від 151,2 до 86,5 м у напрямку до освої частини Кіровоградсько-Новомиргородської палеодолини.



1: 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів
 км 5 0 5 10 15 км

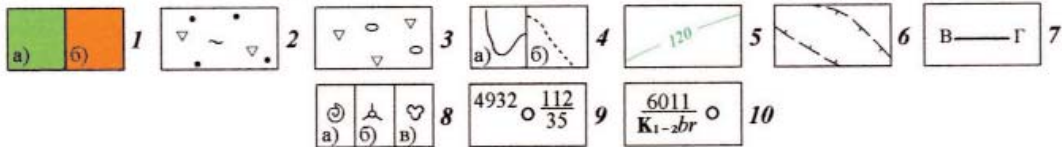


Рис. 2.1. Карта поширення бурімської світи (K_{1-2br}) та райгородської товщі (P_{1rg})

1 – площа сучасного поширення бурімської світи (а), райгородської товщі (б); 2 – піщано-глиниста порода з окремими уламками та валунами (до 15 см) кристалічних порід; 3 – брекчії з напівобкатаними та нсобкатаними уламками і валунами (до 2 м) осадових та кристалічних порід, зцементованих піщано-глинистим матеріалом; 4 – границі розповсюдження відкладів (а), границі літологічних різновидів порід райгородської товщі (б); 5 – ізогіпси допалеоценової поверхні, проведені через 40м; 6 – Сосонівська палеодолина; 7 – лінії геологічних розрізів; 8 – місця знахідок викопних решток: морські молоски (а), мікрофауна (б), спори та пилок (в); 9 – свердловина та її номер: у чисельнику – абс. відм. покрівлі, у знаменнику – потужність відкладів; 10 – свердловини, якими розкриті породи бурімської світи.

Товща представлена своєрідними брекчієвидними породами зеленувато-сірого, сірого кольору, складеними уламковим матеріалом кристалічних, рідше карбонатних порід, грубозернистого до гравійного польового шпату, кварцу, зцементованих піщано-глинистою масою, що іноді вміщує зерна глауконіту. У нижній частині розрізу зустрічаються крупні валуни і глиби (до декількох метрів) кристалічних порід, валуни та уламки бокситоподібних порід; зрідка відмічаються гнізда польовошпат-кварцових, глауконіт-кварцових зелених пісків і вторинних аолінів та прошарки вапнякового матеріалу. Утворення райгородської товщі являють собою закратерні викиди Бовтиської астроблеми, а уламки і прошарки осадових порід свідчать про розмив і перевідкладення крейдових відкладів.

У брекчієвидних породах визначено змішаний комплекс фауни моллюсків, а також форамініфер палеоценового і крейдового віків. Списки цих видів наведено в ряді звітів [75, 124]. Нижньопалеоценовий вік відкладів обґрунтовується присутністю в комплексах моллюсків і форамініфер палеоценових видів, а також виділеними споро-пилковими спектрами з переважанням пилку покритонасінних рослин: *Trudopollis ortomechanicus* Pf.; *Extratropipollenites pseudogramifer* Pf.; *Ext. fractus* Pf.; *Nudopollis thiergarti* (R., Pf.) sub sp. *minutus*; *N. sub. sp. conspicuus* Pf.; *N. meridium* Pf.; *Triatriopollenites pseudorurensis* Pf.; *Tr. roboratus* Pf.; *Tr. oraboratus* Pf.; *Tripipollenites robustus* Pf. та ін.

Еоценовий відділ Буцацький регіонарус Буцацька серія (P₂bč)

Буцацька серія розповсюджена переважно в північній і центральній частинах території аркуша, де її відклади, зазвичай, вивіряють Кіровоградсько-Новомиргородську, Знам'янську, Шостаківську, Созонівську, Червоноярську, Зеленівську та Ново-Празьку палеодолини, в плані повторюючи їхню конфігурацію (рис. 2.2). Буцацькі відклади залягають на кристалічних породах та їхній корі вивірявання, зрідка – на утвореннях райгородської товщі і бурімської світи, а перекриваються молодшими осадовими породами.

За умовами утворення породи буцацької серії відносяться до континентальних, серед яких виділяються: руслова, заплавна і озерно-болотна фації. Залягають породи цих фацій з невеликим нахилом від верхів'я до устя і від схилів до осьових частин палеодолин. Абсолютні відмітки поверхні відкладів змінюються в межах від 80 до 165 м, потужність серії в середньому становить 10-15 м, максимальна – 48 м.

Відклади руслової фації приурочені до приосьових частин депресій і залягають, в основному, в низах розрізу серії. До цих відкладів відносяться піски кварцові, польовошпат-кварцові сірі, бурувато-сірі, горизонтально-косошаруваті, різнозернисті, переважно крупнозернисті, зрідка з галькою кварцу, погано відсортовані, водоносні, іноді глинисті, каоліністі, з незначними домішками вуглистої речовини, лінзоподібними прошарками пісковиків, глини і тонкозернистого піску. Доволі рідко пісок підстеляється малопотужним (до 1,7 м) шаром галечника. Пісковики руслової фації зазвичай тяжіють до присхилових частин палеодолин і фаціальні заміщують піски. Серед пісковиків виділяються кварцитоподібні, залізисті, а також пісковики на каоліністому і глинистому цементі.

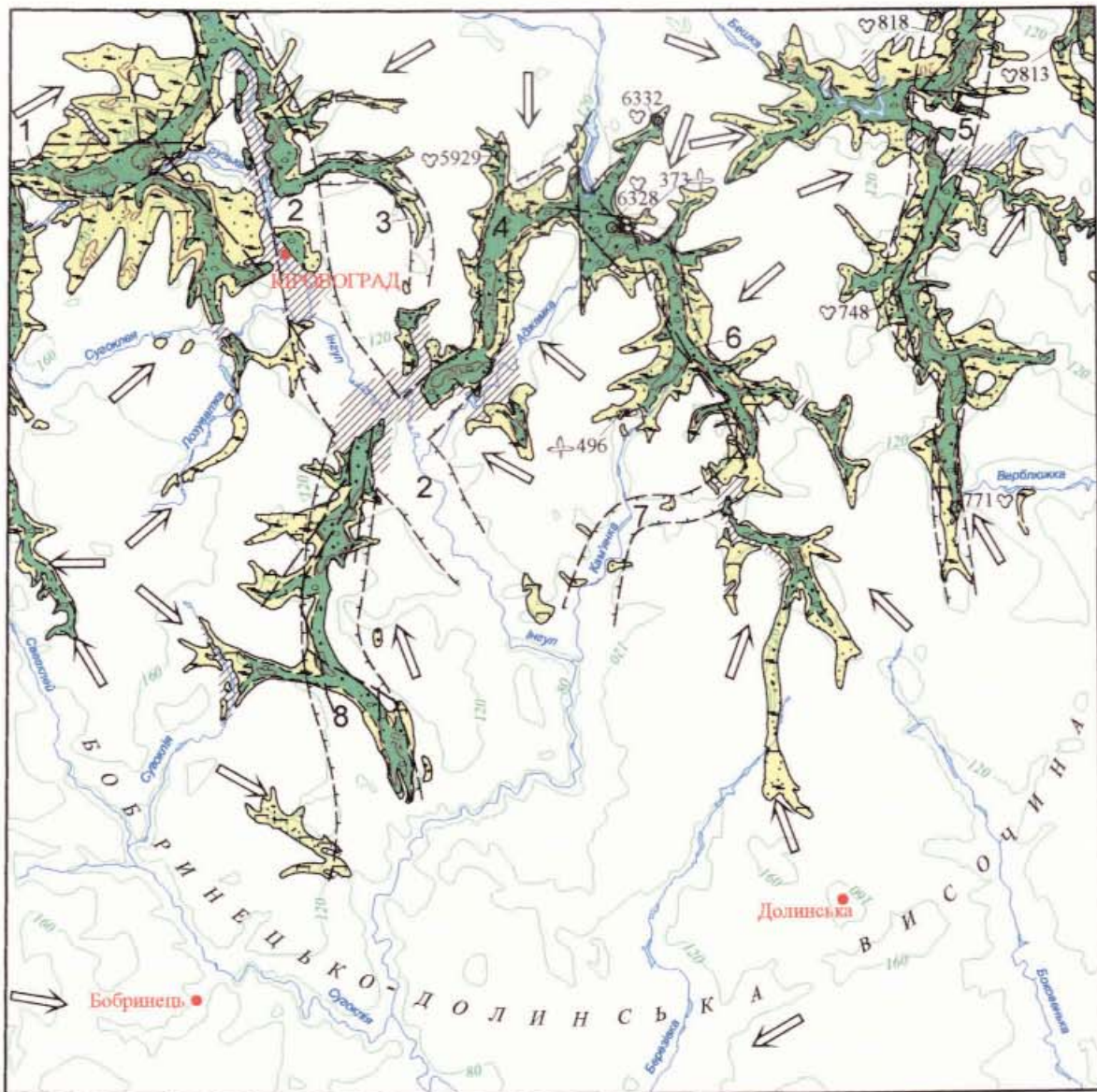
Утворення річкових заплав, боліт, озер займають верхню частину розрізу і складають продуктивну товщу. До її складу входять вуглисті піски, глини, алеврити з прошарками бурого вугілля і вторинних каолінів. Буре вугілля досить поширене і місцями представляє практичний інтерес. Воно залягає серед піщано-глинистої товщі і має форму пластових тіл з неправильними, звивистими контурами. Переважають шари, складені з 2-5 пачок вугілля, розділених прошарками піску і глини. Найбільш якісне вугілля, безперечно, знаходиться в центральній частині шару, а до його покрівлі і підшови вугілля поступово збагачується піском і глиною. Максимальна потужність суцільних вугільних шарів – 14 м, середня – 2-4 м. Вторинні каоліни здебільшого залягають у покрівлі піщано-вуглистої товщі, у присхилових частинах депресій, зрідка – у вигляді прошарків і лінз серед піщано-вуглистих відкладів. Потужність їх зазвичай становить 0,2-2,0 м, іноді досягає 22,7 м.

Органічні рештки в цих відкладах представлені скам'янілою деревиною, листям рослин, спорами та пилком. Найбільш характерні види флори, зафіксовано в відслоненні біля с. Аджамка: *Dryophyllum furcinerve* (Rossm) Schmalh.; *Sequoia, Couttsiae* Heer; *Sabal haeringiata* (Ung.) Schimp; *Myrica sp. i Cinnamomum*. У вуглистих відкладах визначено багатий споро-пилковий комплекс, що характеризується поширенням листяних порід, тропічних і субтропічних форм: *Palmae*; *Rhus*; *Myrtaceae, Pex, Castanea* та ін. Хвойні складають 1,2-9,5%, представлені головним чином *Pinus*; *Picea*.

Київський регіонарус Київська світа (P₂kv)

Відклади київської світи збереглися лише в ерозійно-тектонічних пониженнях докиївського рельєфу у вигляді витягнутих у плані смуг (рис. 2.3). Київська світа трансгресивно перекриває вугленосні буцацькі відклади або залягає на сильно розмитій поверхні кристалічних порід та їхній корі вивірявання, часто маючи в підшві малопотужний шар галечнику.

Абсолютні відмітки поверхні світи змінюються від 97 до 135 м, потужність порід – від 0,2 до 29,5 м, у середньому становить 11,0 м. Відклади світи представлені переважно мілководною фацією (піски польовошпат-кварцові різнозернисті) та досить глибоководною фацією (мергелі, мергелисті глини). У київській світі мергель займає центральну частину і приурочений до найбільш понижених ділянок Кіровоградсько-Новомиргородської палеодолини. Потужність мергелю сягає 16 м. До низу розрізу і вбік мілководдя кількість піщанистого матеріалу, в мергелях значно збільшується, і мергель поступово переходить у пісок глинистий,



1: 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів

км 5 0 5 10 15

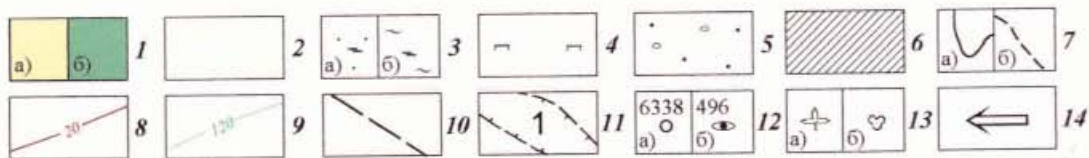
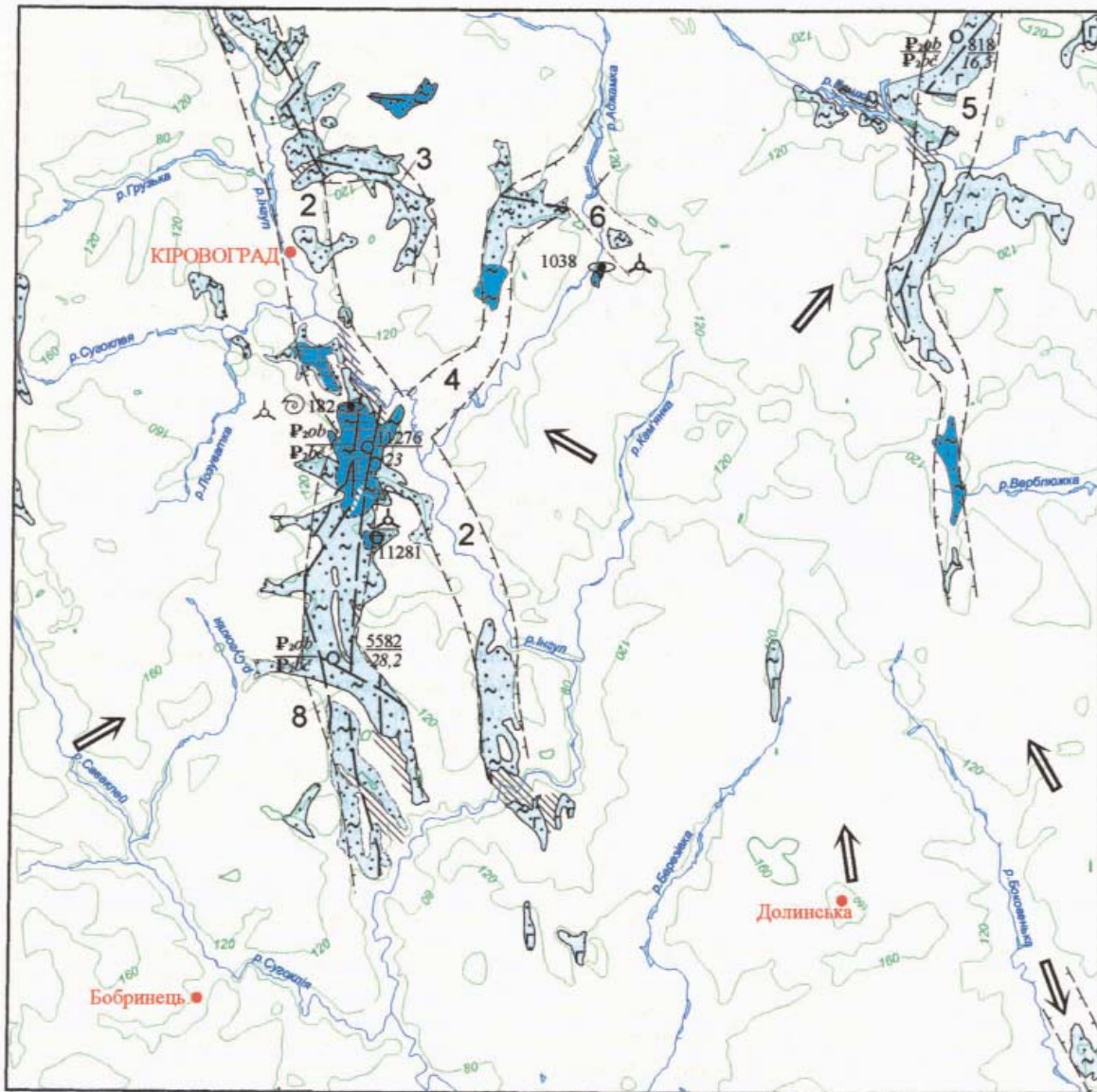


Рис. 2.2. Літолого-фаціальна карта бучацької серії (P_{2bc})

1 – площа сучасного поширення бучацької серії: заплавна і озерно-болотна фація (а) та руслова фація (б); 2 – горбиста рівнина з переважанням денудаційно-аккумулятивних процесів; 3 – піски (а) і глини (б) вуглисті, іноді з прошарками та пластами бурого вугілля; 4 – каоліни вторинні; 5 – піски кварцові, грубо-крупнозернисті з галькою; 6 – ділянки сучасного розмиву бучацьких відкладів; 7 – границі: сучасного розповсюдження бучацьких відкладів (а), різнофаціальних відкладів (б); 8 – ізопахіти бучацьких відкладів, проведені через 20 м; 9 – ізогіпси добучацької поверхні, проведені через 40 м; 10 – розривні порушення, проявлені в бучацьких відкладах; 11 – давні долинні системи та їхні номери: 1 – Шостаківська, 2 – Кіровоградсько-Новомиргородська, 3 – Созонівська, 4 – Знам'янська, 5 – Ново-Празька, 6 – Червоноярська, 7 – Інгуло-Кам'янська, 8 – Зеленівська; 12 – свердловина та її номер (а), відслонення та його номер (б); 13 – місця знахідок викопних решток: листової флори (а), спор та пилку (б); 14 – напрямок знесення матеріалів денудації.



1: 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів
 км 5 0 5 10 15

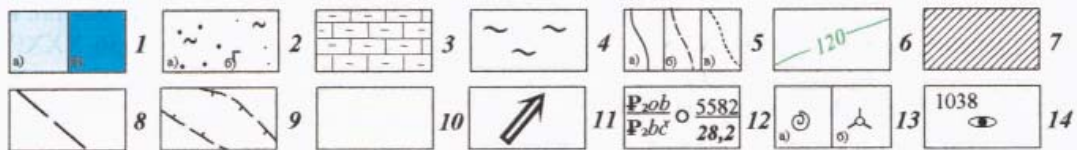


Рис. 2.3. Літолого-фаціальна карта ківської світи (P₂kv)

1 – площа сучасного поширення ківської світи: мілководна фація (а) та порівняно глибоководна фація (б); 2 – піски польовошпат-кварцові, місцями глауконітмісні, різнозернисті, переважно крупнозернисті, глинисті, вапнисті (а); піски глауконіт-кварцові, тонко-дрібнозернисті, глинисті, місцями вапнисті (б); 3 – мергелі; 4 – глини зелenusато-сірі, піскуваті, вапнисті; 5 – границі розповсюдження відкладів: достовірні (а), ймовірні (б), літологічні різновиди порід (в); 6 – ізогіпси доквівської поверхні, проведені через 40 м; 7 – ділянки четвертинного розмиву ківської світи; 8 – розривні порушення проявлені в ківській світі; 9 – давні долинні системи та їх номери: 2 – Кіровоградсько-Новомиргородська, 3 – Сосонівська, 4 – Знам'янська, 5 – Ново-Празька, 6 – Червоноярська, 8 – Зеленівська; 10 – горбиста денудаційна рівнина; 11 – напрямок зносу продуктів денудації; 12 – типові розрізи по свердловинах: зліва в чисельнику – відклади, що перекривають, у знаменнику – підстеляють; справа в чисельнику – номер свердловини, в знаменнику – потужність відкладів; 13 – місця знайодок викопних решток: морські молоски (а), мікрофауна (б); 14 – відслонення та його номер.

вапняковистий. Іноді мергель залягає безпосередньо на бучацьких відкладах чи породах кристалічного фундаменту і їхній корі вивітрювання. Вгору по розрізу мергель поступово переходить у мергелисту глину.

У мергелях вміщується багатий комплекс фауни [78, 124]: *Pseudamussium cf. corneum* Sow., *Crassatella sp. ind.*, *Nemocardium cf. parile* Desh., *Turritella sp. ind.*, *Athleta cf. chersonensis* Fuchs, *Chlamys (Aequipecten) cf. subtripartita* d'Arch., *Spondylus buchi* Phill., *S. cf. raris pinus* Dech., *Griphea gigantea* Soland, *Thracis cf. prominens* Orpen та ін. Київську світу району досліджень характеризує комплекс форамініфер, приурочений до карбонатних відкладів світи, так званого „калінівського мергеля”: *Textularia pishvanovae* A. et., K. Fursenko, *Lenticulina inornata* (Orbigny), *Lenticulina arcuato-striata* (Hantken), *Nodosaria bacillum* Defl., *Asterigerina falcilocularis* Subbotina, *Asterigerina jarzevae* Konenkova, *Baggina subconica* (Terquem), *Gyroidina octocamerata* Orbigny, *Paralabamina obtusa* (Burr. et Hole), *Alabamina almaensis* (Samoilova), *Melonis affinis* (Orbigny), *Nonion elongatum* (Orbigny), *Brotzenella acuta* (Plummer), *Anomalinoidea cribrosus* (A. et K. Fursenko), *Cibicides westi* Howe, *Lobatula carinata* (Terquem), *Cibicidoides biumbonatus* (A. et K. Fursenko), *Reusella limbata* (Terquem), *Kolesnikovella ignara* (N. Bykova), *Bolivina adziderensis* (Chalilov), *Bolivina antegressa costifera* (Krajeva), *Trifarina bradyi* (Cushman), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Subbotina eoacena* (Terquem), *Acarinina rugosoaculeata* (Subbotina) та ін. У комплексі переважають дрібні бентосні секреційні форамініфери, поодинокі аглютиновані та планктонні види. За єдиним комплексом форамініфер мергель і глина датуються раннім бартоном чи київським часом північноукраїнської шкали [96].

Обухівський регіонарус

Харківська серія

Обухівська світа (P₂ob)

Морські обухівські відклади досить широко поширені на півночі території, а на півдні збереглися лише в ерозійно-тектонічних пониженнях; відсутні на піднятих ділянках кристалічного фундаменту і на ділянках четвертинних розмивів (рис. 2.4). Залягають обухівські відклади на київській світі, бучацькій серії, райгородській товщі, бурімській світі, кристалічних утвореннях та їхній корі вивітрювання. Світа перекривається відкладами олігоценового, неогенового і четвертинного віку. Абсолютні відмітки підшви підвищуються поступово з півночі на південь від 105 до 160-165 м. Середня потужність відкладів – 5-8 м, іноді сягає 24,7 м. Світа представлена прибережно-морськими утвореннями (пісками, місцями пісковиками глауконіт-кварцовими, глинистими, окремеленими різнозернистими до грубозернистих) та морською фашією середніх глибин (тонкозернистими кварцовими пісками, алевритами, глинами, трепелами і трепелоподібними породами). Перехід між фашіями поступовий. Пісковики прибережно-морської фашії залягають у вигляді прошарків у різнозернистих пісках і по простяганню заміщуються останніми.

Морська фашія середніх глибин займає, як правило, центральні, найглибші частини давніх долин. Глини, трепелоподібні, опокоподібні пісковики і трепели найпоширеніші в межах Зеленівської і Кіровоградсько-Новомиргородської палеодолин. У напрямку присхилових частин депресій і піднять дообухівського рельєфу трепели в цілому заміщуються опокоподібними пісковиками. Потужність трепелу сягає 22,3 м.

Трепели, пісковики і алеврити на території робіт характеризуються великою кількістю відбитків та ядер черепашок пеліципод, гастропод, мшанок, коралів [78, 96]. Серед них визначені наступні форми: *Spondylus cf. buchi* Phill., *Chlamys (Aequipecten) cf. subtripartita* Arch., *Nemocardium parile* Desh., *Cardita (Venericardium) cf. sulcataria* Desh., *Mesalia sp.*, *Modiolus sp.*, *Tomyris ukrainae* Mich., *Cardita (Venericardium) cf. divergens* Desh. var. *praeminenta* Slod., *Pseudamussium cf. corneum* Sow., *Ostrea sp. ind.*, *Arca (Fossularca) cf. domgeri* Sok., *Lucina (?) sp. ind.*, *Mesalia cf. sulcata* Lamk., *Cardium (Trachicardium) ex gr. gigas* DeFr., *Chama calcarata* Lamk., *Corbula cf. ficus* Solan., *Murex ex gr. williams* Sok., *Crassatella cf. lamellosa* Lamk., *Ceritopora serpens* Eichw. та ін.

Комплекси молюсків з алевритів (с. Васине) і пісковиків (с. Верблюжка) характерні для так названого „інгулецького горизонту”, який простежується на сусідній зі сходу території (аркуш М-36-XXXIV) [16], і аналогічні малакофауни опорного Цибулівського відслонення [121]. На підставі фауністичних, мікрофауністичних досліджень, стратиграфічного положення в розрізі, зіставлення з аналогічними утвореннями на суміжних територіях ці відклади віднесено до обухівської світи пізнього еоцену [47].

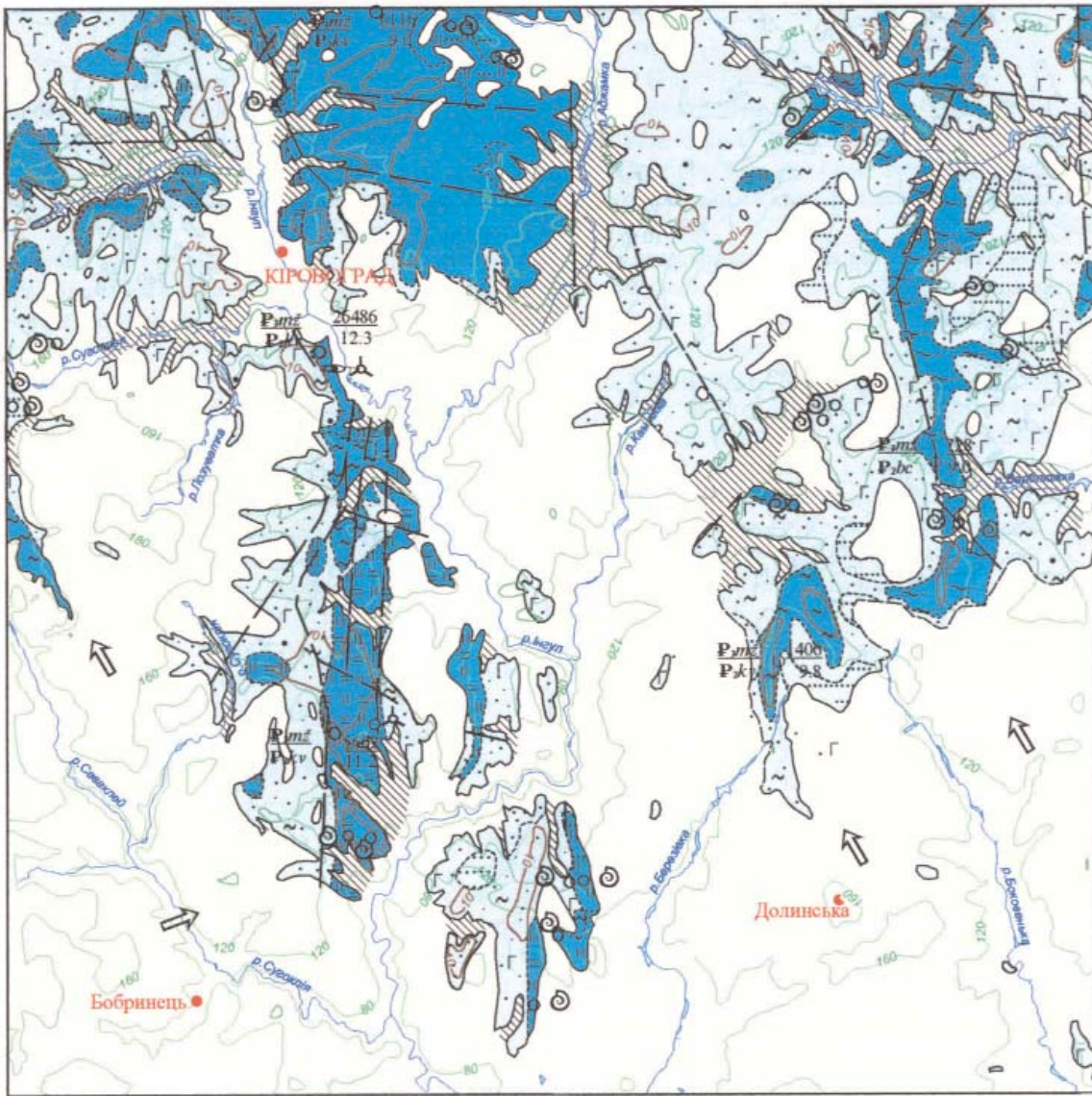
Олігоценовий відділ

Межигірський регіонарус

Харківська серія

Межигірська світа (P₂mž)

Межигірська світа майже суцільним покривом розвинута на дослідженій території (рис. 2.5). Відклади трансресивно залягають на обухівській світі, а за її відсутності – на кристалічних породах і їхній корі вивітрювання. У повних розрізах перекриваються берекською світою, досить часто – новопетрівською світою та четвертинними відкладами. Абсолютні відмітки підшви світи збільшуються в напрямку з північного сходу на південний захід від 117 до 178 м. Потужність відкладів сягає 21,5 м, у середньому – 6-7 м. У фашіальному відношенні породи світи представлені морськими утвореннями, які накопичувалися в умовах мілководного морського басейну. Представлені пісками кварц-глауконітовими, польвошпат-кварцовими і кварцовими глауконітвмісними, з малопотужними прошарками сірувато-зелених глин. Глини зазвичай залягають у покрівлі



1: 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів

км 5 0 5 10 15

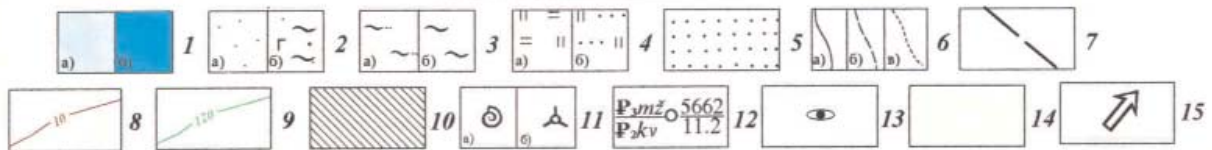
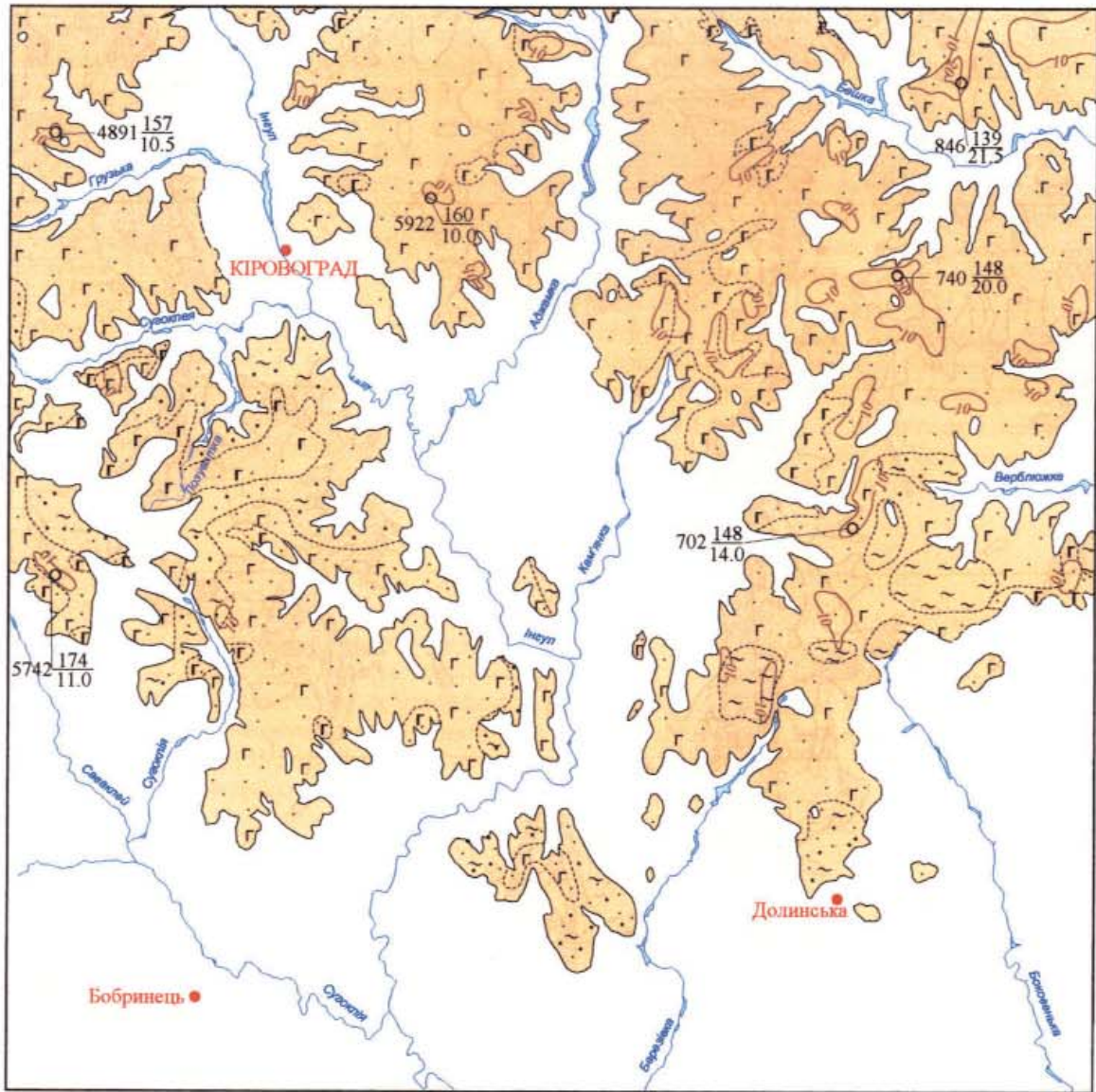


Рис. 2.4. Літолого-фаціальна карта обухівської світи (P_{2ob})

1 – площа сучасного поширення обухівської світи: прибережно-морська фація (а) та морська фація середніх глибин (б); 2 – піски кварцові, світло-сірі, тонкозернисті, місцями алевритисті (а), піски глауконіт-кварцові, зеленувато-сірі, різнозернисті, глинисті, з домішками польового шпату (б); 3 – алеврити світло-сірі з зеленуватим відтінком (а), глини зеленувато-сірі, місцями трепеловидні (б); 4 – трепел білий, світло-жовтий, пухкий, іноді з кремінними стягненнями (а); пісковик трепеловидний сірий до зеленувато-сірого, різнозернистий, місцями залізистий, глауконітвмісний (б); 5 – пісковик польовошпат-глауконіт-кварцовий, зеленувато-сірий, різнозернистий, кременистий; 6 – границі сучасного розповсюдження обухівської світи: достовірні (а), ймовірні (б), між літологічними різновидами (в); 7 – розриви порушення, проявлені в обухівській світі; 8 – ізопахіти обухівської світи, проведені через 10 м; 9 – ізогіпси дообухівської поверхні, проведені через 40 м; 10 – площа сучасного розмиву обухівської світи; 11 – місця знахідок викопних решток: морські молюски (а), мікрофауна (б); 12 – типові розрізи по свердловинах: зліва в чисельнику – відклади, що перекривають, у знаменнику – підстилають; справа в чисельнику – номер свердловини, в знаменнику – потужність відкладів; 13 – відслонення та його номер; 14 – горбиста денудаційно-аккумулятивна рівнина; 15 – напрямок зносу продуктів денудації.



1: 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів
 км 5 0 5 10 15 км

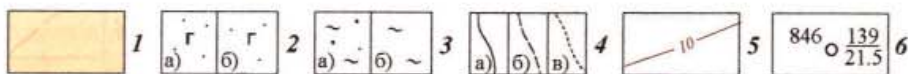


Рис. 2.5. Карта поширення межигірської світи (Р-3т2)

1 – площа сучасного поширення нижнього олігоцену – межигірської світи; 2 – піски кварцово-глауконітові, темно-зелені, дрібно-тонкозернисті (а), піски глауконіт-кварцові, зеленувато-сірі, зелені, тонко-дрібнозернисті, іноді глинисті (б); 3 – піски польовошпат-кварцові, іноді глауконітвмісні, сірі, різнозернисті, місцями глинисті (а); глини монтморилонітові, темно-зелені, шаруваті, іноді піскуваті (б); 4 – границі сучасного розповсюдження нижнього олігоцену: достовірні (а), ймовірні (б), між літологічними різновидами (в); 5 – ізопахіти межигірської світи, проведені через 10м; 6 – свердловина та її номер: в чисельнику – абс. відмітка покривлі; у знаменнику – потужність відкладів.

межигірських пісків, розвинуті невеликими ділянками по всій площі. Палеонтологічно межигірська світа на досліджуваній території не охарактеризована. Північніше з аналогічних глауконіт-кварцових пісків біля сіл Петрово і Цибульово (аркуш М-36 XXVII) був визначений типовий олігоценовий комплекс малакофауни [121].

На суміжній із заходу території (аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка)) всю товщу глауконіт-кварцових пісків з прошарками глин віднесено до обухівської світи, а межигірську світу представляють глини піскуваті, гумусовані [20], які, згідно з легендою [30], відповідають берекській світи.

Берекський регіонарус
Полтавська серія
Берекська світа (P_{3br})

Берекська світа розповсюджена переважно в північно-східній частині території, відклади її залягають у вигляді лінз на порівняно невеликих ділянках (до 6×3 км), видовжених у субмеридіональному напрямку, і виповнюють ерозійні пониження в підстеляючих породах межигірської світи (рис. 2.6). Перекриваються, як правило, кварцовими пісками новопетрівської світи. Абсолютні відмітки підосви світи змінюються від 123 до 161 м, потужність – від 0,1 до 6,0 м, у середньому становить 2-3 м.

У фаціальному відношенні породи являють собою відклади мілководного регресуючого морського басейну. Представлені глинами зеленувато-сірими, бурими, з малиновими розводами і плямами, іноді вуглистими, слюдистими, нерівномірно піскуватими (5-35%), з малопотужними прошарками (до 1-2 см) алевритистих пісків.

Серед вуглистих глин і пісків виділено своєрідний споро-пилковий спектр [65], основний фон якого складає пилки голонасінних і покритонасінних: *Pinus s/g Diploxylon*, *Pinus s/g Haploxylon*, *Taxodiaceae*, *Muticaceae*, *Alnus sp.*, *Apocardiaceae*, *Ericaceae*, *Ilex sp.*, *Nyssa sp.* та ін. Вказаний споро-пилковий комплекс характеризує верхні горизонти верхнього олігоцену. На території аркуша М-36-XXXIV (Жовті Води) в районі м. Вільногірськ в аналогічних глинах виявлено фауну *Corbula cf. Sokolovi* (Karl.), *Cardium (Cerastoderma) sp.* та ін. Цей комплекс молосків тотожний сірогозькому комплексу Причорноморської западини та сиваському комплексу Дніпровсько-Донецької западини і датується пізнім олігоценом [16]. Згідно з сучасною легендою, відклади верхнього олігоцену виділено в берекську світу полтавської серії.

На сусідній із заходу території (аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка)) аналогічні глини включено до складу межигірської світи [20].

Неогенова система

Неогенова система на території робіт представлена переважно піщанистими мілководно-морськими (товща пісків) і континентальними (новопетрівська світа, товща строкатих глин, товща пісків та глин, товща червоно-бурих глин) відкладами міоцену і пліоцену.

Міоценовий відділ
Новопетрівський регіонарус
Полтавська серія
Новопетрівська світа (N_{1np})

Новопетрівські відклади мають площове поширення, відсутні лише на півдні дослідженої території в районі Бобринецько-Долинського підняття, а також по долинах річок і балок, де вони знищені в четвертинний час (рис. 2.7). Відклади підстеляються берекською світою або іншими, давнішими утвореннями палеогену, а на деяких ділянках залягають безпосередньо на докембрійських породах і їхній корі вивітрянню. Перекриваються товщею пісків, товщею строкатих глин, відкладами пліоцену і четвертинної системи. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 119 до 180 м. Потужність відкладів сягає 20,0 м, у середньому становить 7-8 м.

Складена новопетрівська світа пісками, іноді з поодинокими прошарками глин, пісковиків і вторинних каолінів. Пісок кварцовий, як правило, світло-сірий до білого, тонкозернистий, сипучий, добре відсортований і обкатаний, іноді слюдистий і каолінистий, безкарбонатний, що свідчить про формування в умовах басейну озерного типу. У нижній частині новопетрівського розрізу відмічаються поодинокі зерна глауконіту, які з'явилися за рахунок перемиву харківських відкладів. На верхньому контакті часто зустрічаються шари сірувато-жовтої, світло-сірої, зеленувато-сірої глини, рідше прошарки і лінзи білого вторинного каоліну. Іноді глини по простяганню і за потужністю заміщуються озалізненими, глинистими чи кварцитоподібними "нідроватими" пісковиками. Ймовірно, ці відклади належать до середньої підсвіти новопетрівської світи. Палеонтологічно відклади на дослідженій території не охарактеризовані. Віднесення їх до новопетрівської світи базується на стратиграфічному положенні в розрізі і на зіставленні з аналогічними утвореннями суміжних територій.

На території аркуша М-36-XXXII (Новоукраїнка) нижня піщана, з незначними домішками глауконіту, частина розрізу новопетрівської світи дослідниками включена до складу берекської світи [20].

Товща пісків (N_{1p})

На дослідженій території відклади мають площове поширення. Відсутні у південно-східній і південно-західній частинах аркуша, а також у долинах річок і балок, де були розмиті в пліоценовий та четвертинний часи (рис. 2.8). Абсолютні висоти підосви піщаної товщі змінюються від 142 до 188 м. Потужність товщі непостійна і зазвичай становить 3-7 м, але іноді сягає 24 м. Відклади, як правило, трансгресивно залягають на новопетрівській світі, а на ділянках найвищого гіпсометричного рівня поверхні кристалічної основи – на утвореннях палеогену, докембрію і їхній корі вивітрянню. На найвищих ділянках вододілів товща пісків переходить в товщу строкатих глин, а на решті території перекривається товщею червоно-бурих глин чи відкладами четвертинної системи.

Товща представлена прибережно-мілководною фацією: пісками строкатими, світло-жовтими, сірувато-жовтими, вохристо-жовтими, зеленувато-жовтими, глинистими, вапняковистими, з напівобкатаними зернами

кварцу, дрібними скупченнями гідроксидів марганцю і поодинокими стяжіннями карбонатів у покрівлі товщі. У нижній частині товщі піски часто польовошпат-кварцові, місцями ущільнені до стану пісковика, різнозерністі, іноді з гравійними зернами кварцу. На півдні та південному сході у верхній частині розрізу вони часто вапняковисті, з карбонатними стяжіннями і малопотужними (до 0,7 м) прошарками білого пухкого або окремілого вапняку. Слабка відсортованість матеріалу, ступінь обкатаності зерен, наявність глинистого матеріалу і просякнення гідроксидами заліза і марганцю свідчать про мілководний характер морського басейну і жаркий клімат.

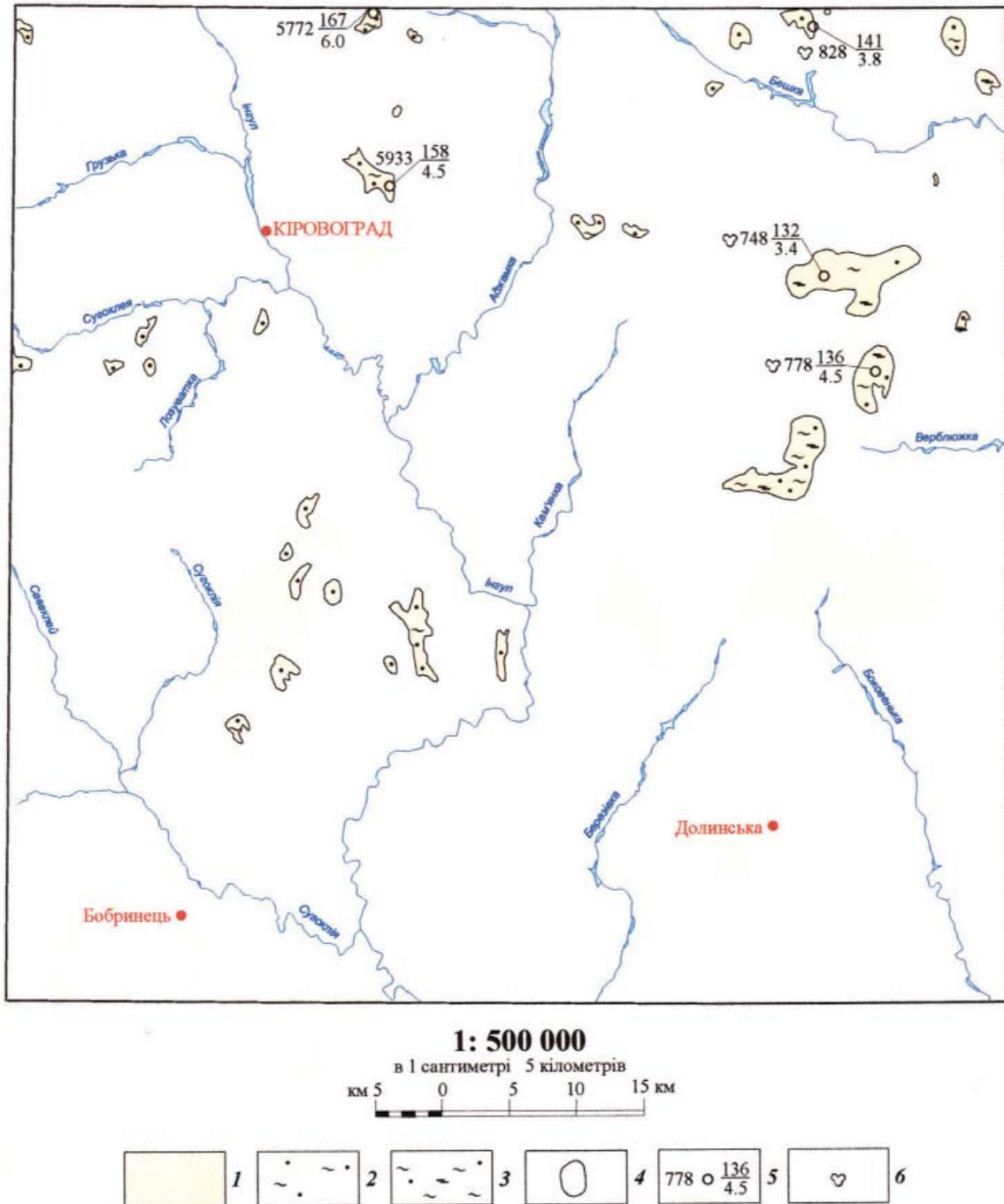
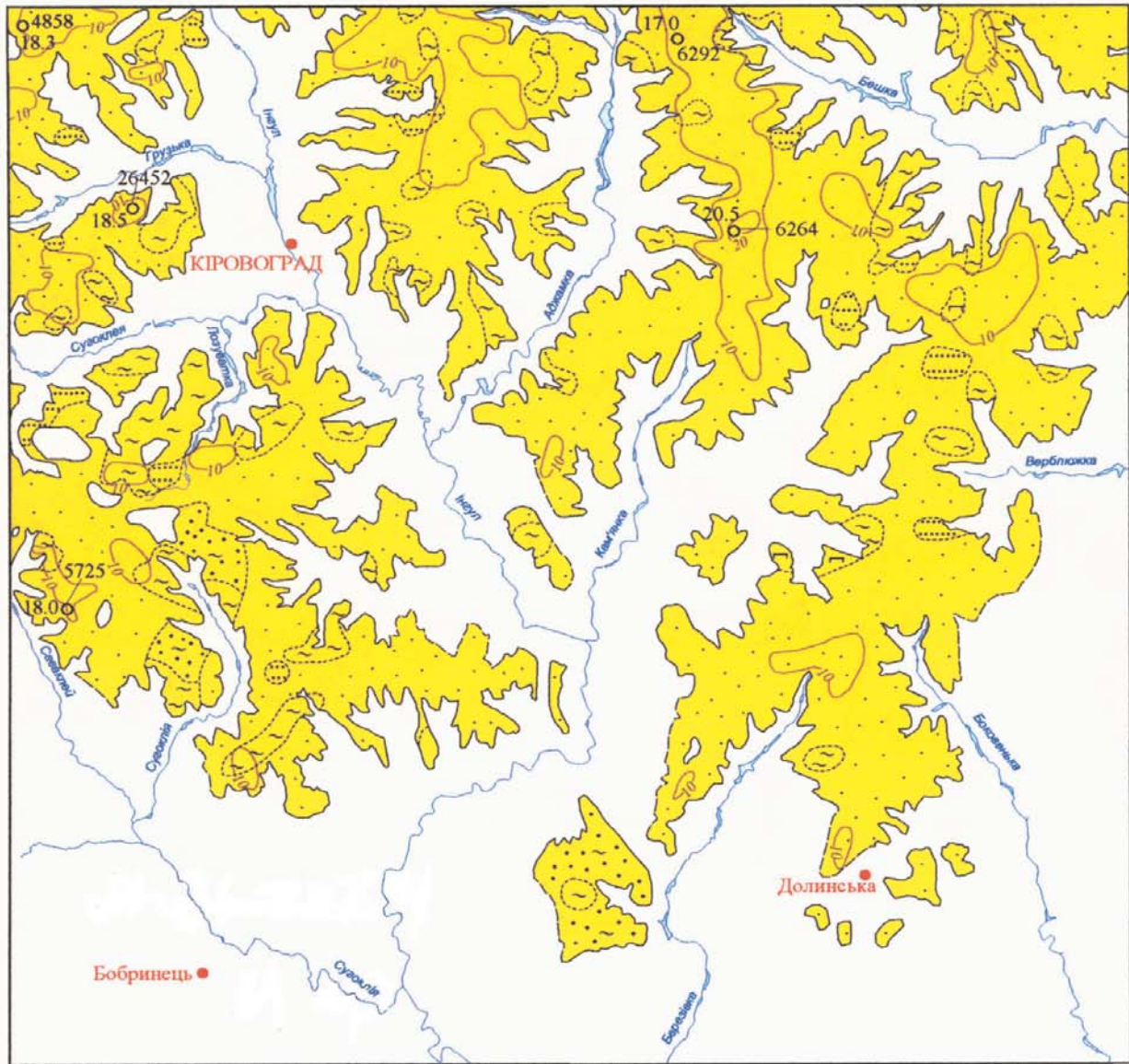


Рис. 2.6. Карта поширення берекської світи (P_{3br})

1 – площа сучасного поширення берекської світи; 2 – глини зеленувато-сірі, піскуваті; 3 – глини буровато-сірі, зеленувато-сірі, місцями вуглисті з малопотужними прошарками кварцових пісків; 4 – границі сучасного розповсюдження відкладів; 5 – свердловина та її номер: в чисельнику – абс. відмітка покрівлі, у знаменнику – потужність відкладів; 6 – місця знайодок викопних решток – спор та пилку.



1: 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів
 км 5 0 5 10 15 км

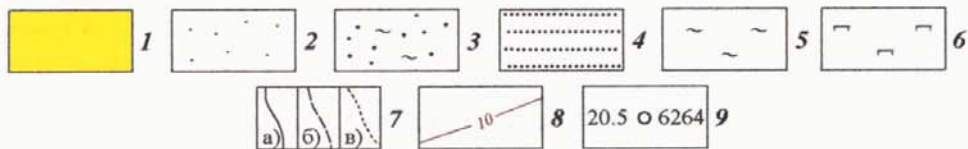


Рис. 2.7. Карта поширення новопетрівської світи (N₁пр)

1 – площа сучасного поширення новопетрівської світи; 2 – піски кварцові, тонко-дрібнозерністі, світло-сірі до білого кольору, місцями каоліністі; 3 – піски кварцові, різнозерністі, переважно середньозерністі, світло-сірі, глиністі; 4 – пісковики глиністі, іноді кварцитоподібні; 5 – глини зеленувато-сірі, каоліністі, записочені; 6 – каоліни вторинні; 7 – границі сучасного розповсюдження відкладів: достовірні (а), ймовірні (б), між літологічними різновидами (в); 8 – ізопахіти відкладів, проведені через 10 м; 9 – свердловина з максимальною потужністю відкладів: зліва – потужність (у метрах), справа – номер свердловини.

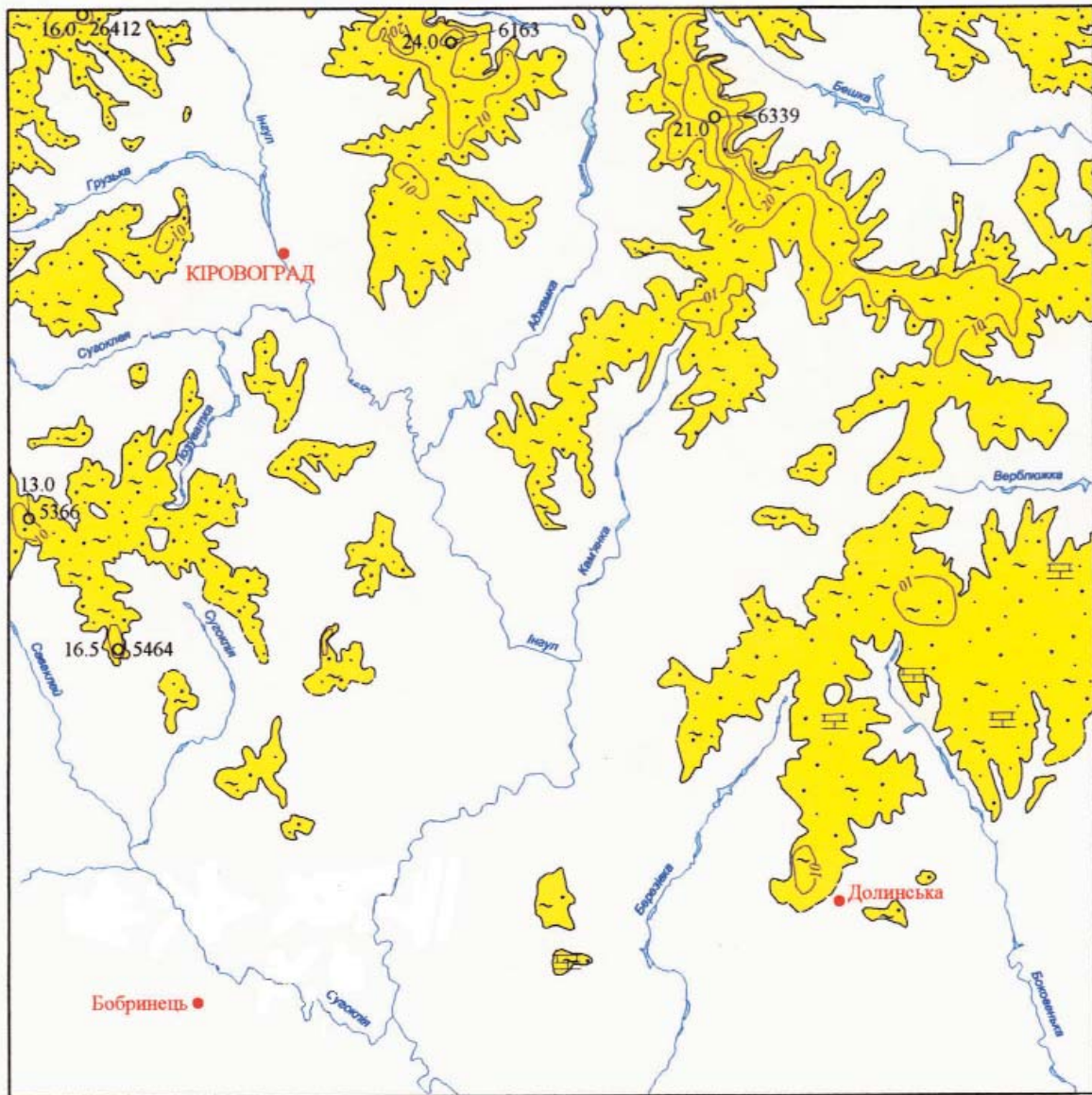


Рис. 2.8. Карта поширення товщі пісків (N_{1p})

1 – площа сучасного поширення товщі пісків; 2 – піски кварцові, строкаті, різнозернисті, глинисті, вапнисті, озалізені; 3 – піски кварцові, різнозернисті, з прошарками білого, пухкого чи окременілого вапняку; 4 – границі сучасного розповсюдження відкладів: достовірні (а), ймовірні (б); 5 – ізопахіти відкладів, проведені через 10 м; 6 – свердловини з мА ксимальною потужністю відкладів: зліва – потужність (у метрах), справа – номер свердловини.

Товща пісків палеонтологічно не визначена. Виділення товщі пісків як самостійного стратону і віднесення його до верхнього міоцену проведено умовно, на підставі літологічного зіставлення зі схожою товщею в районі м. Дніпродзержинськ (аркуш М-36-XXXV), де А. Е. Фурса та інші виявили типову середньосарматську фауну. Крім того, західніше, на території аркуша М-36-XXXI (Первомайськ) відклади нижньої частини середньосарматського розрізу охарактеризовано фауністично, мікрофауністично та палінологічно.

На півдні території аркуша М-36-XXXVII (Знам'янка) піщана товща описана як самостійний стратон, не відкартована [121], а на території аркуша М-36-XXXIV (Жовті Води) ці відклади виділені і відкартовані як два стратони – товща пісків (N_{1p}) і геліксові верстви (N_{1gl}) [21].

Товща строкатих глин (N₁sg)

Розвинута переважно в північній та північно-західній частинах дослідженої території, де зустрічається на вододільних ділянках рельєфу у вигляді окремих островів (рис. 2.9). Строкаті глини залягають на товщі пісків. Перекриваються пліоценовою товщею червоно-бурих глин і відкладами четвертинної системи. Абсолютні відмітки підшови змінюються від 147 до 195 м, потужність – 0,1-16,3 м, у середньому становить 4-5 м.

У літологічному відношенні переважають глини сірі, зеленувато- і жовтувато-сірі, з характерними вохристими, бурими, вишнево-червоними плямами і розводами гідроксидів марганцю і заліза, гніздоподібними включеннями і конкреціями вапняковистої речовини, марганцевими дендритами і бобовинами, а також друзами і кристалами гіпсу. Глини масні, в'язкі, іноді вміщують піщанистий матеріал (до 10-15%). Представлені переважно монтморилонітом з невеликими домішками каолініту, гідрослюди і карбонату кальцію. У деяких свердловинах зустрічаються малопотужні прошарки сірих, яскраво-жовтих дрібнозернистих кварцових пісків, а також відмічається збільшення вмісту піщанистого матеріалу в нижній частині розрізу.

Формування товщі проходило в континентальних умовах, у замкнутих, дуже солоних водоймах (лагунах), що залишилися після відходу середньосарматського моря. Описані глини палеонтологічно не охарактеризовані. За літологічним складом, положенням у розрізі та за аналогією з сусідніми територіями описані утворення віднесено до товщі строкатих глин верхнього міоцену.

На території аркуша М-36-XXXII (Новоукраїнка) описані утворення відкартовані, як дві товщі: глиниста товща (N₁g) і строката піщано-глиниста товща (N₁2pg) [20].

Пліоценовий відділ

Товща пісків та глин (N₂pg)

Відклади поширені локально і тяжіють до долин сучасної гідросітки: рр. Інгул, Березівка, Сугоклія, Боковенька, Кам'янка, Верблюжка (рис. 2.10). Залягають вони переважно на породах кристалічного фундаменту і їх корі вивітрянні, рідко на розмитих відкладах палеогену і неогену. Перекриваються відкладами товщі червоно-бурих глин і четвертинної системи. Абсолютні відмітки покрівлі товщі алювіальних пісків та глин знижуються з північного заходу на південний схід від 141 до 97 м. Крім того, на загальному фоні відмічаються локальні зниження покрівлі відкладів вбік річкових долин і балок. Потужність товщі зазвичай становить 5-17 м, а в осьових частинах депресій часто сягає 20-30 м.

На дослідженій території товща представлена континентальною фацією, серед якої виділяються відклади річкових долин та озер. Відклади річкових долин представлені алювіальними, переважно піщаними утвореннями з поодинокими прошарками пісковиків і зеленувато-сірих глин. Піски світло-зелені, жовтувато-бурувато-сірі, сірувато-білі, польовошпат-кварцові, глинисті, різнозернисті до гравелистих, у підшві шару з кварцовою галькою, горизонтально-косошаруваті. У середньому потужність пісків становить 3-7 м, а іноді сягає 17,5 м. Відклади озер представлені глинами з незначною кількістю малопотужних прошарків дрібнозернистого піску. Залягають глини в покрівлі континентальної товщі і часто до підшови шару переходять у сильно глинисті піски. Глини сірі, зеленувато-сірі, нерідко з плямистими бурими, червонувато-бурими розводами, місцями озалізнені, часто загіпсовані, піскуваті, з карбонатними стяжіннями, пухкими вапнистими включеннями і бобовинами гідроксидів марганцю. За даними термічного аналізу глини складаються з монтморилоніту і каолініту з домішками кальциту. Потужність глин зазвичай становить 4-8 м, а іноді сягає 21,0 м.

При комплексній геолого-гідрогеологічній зйомці масштабу 1:200 000 [124] описувані утворення віднесено до верхньосарматського під'ярусу. Потім, при проведенні геологознімальних робіт масштабу 1:50 000 у 1967-1971 рр. [116, 62, 103], їх було віднесено до континентальних відкладів середньо-верхнього пліоцену.

Палеонтологічно товща на вивченій території не охарактеризована. Аналізи на визначення остракод, спор та пилку не дали результату. Можна лише зазначити, що в мацератах виявлено велику кількість форм, подібних до колоніальних зелених прісноводних водоростей *Palambages*. Однак, враховуючи той факт, що прадолина р. Інгул у північно-західному напрямку простежується на території аркуша М-36-XXVI, де аналогічна піщано-глиниста товща охарактеризована пліоценовим споро-пилковим комплексом [74], а на території аркуша L-36-III, розташованого південніше, ці відклади зі слідами розмиву залягають на фауністично охарактеризованих відкладах меотису і понту [102], час їх утворення можна визначити як післяпонтичний.

Товща червоно-бурих глин (N₂cb)

Ця товща на території аркуша має площовий розвиток. Залягає вона на вододільних ділянках і схилах плато та перекриває усі більш давні відклади (рис. 2.11). У покрівлі товщі з поступовим переходом залягають суглинки четвертинної системи. Абсолютні відмітки підшови змінюються від 113 до 205 м, потужність товщі сягає 18 м, у середньому – 4-6 м.

До неї віднесено червоно-бурі, темно-бурі, зрідка жовтувато- і зеленувато-сірі глини і цегельно-червоні піски, які залягають переважно в нижній частині розрізу. Глини представляють собою важку, щільну, грубогрудкувату, піскувату породу з частими вапняковистими стяжіннями, „журавчиками”, прожилками і гніздами пухкого карбонату і з численними бобовинами, дендритами, нальотами гідроксидів марганцю. Потужність глин складає в середньому 3-4 м, іноді сягає 9,5 м. У нижній частині розрізу глини, як правило, поступово переходять в цегельно-червоні піски. Піски цегельно-червоні, ділянками червоно-бурі, вохристо-бурі, дрібно- і середньозернисті, різною мірою глинисті, інтенсивно озалізнені, часто з гніздами пухкого карбонату, карбонатними стя-

жіннями і марганцевою пунктацією. З породами, які залягають нижче, піски мають чіткий контакт і нерідко в підшві шару містять домішки кварцового гравію. Максимальна потужність пісків становить 11,5 м.

У генетичному плані товща червоно-бурих глин являє собою елювіально-делювіальні відклади, утворені внаслідок вивітрювання порід, що їх підстеляють, в інших випадках – алювіальні, озерні й еолові відклади. На суміжній із заходу території (аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка)) для верхньої частини розрізу червоно-бурих глин (берегівські відклади) був встановлений споро-пилковий комплекс. За даними О. А. Сіренко, цей комплекс добре корелюється зі спектрами верхньопліоценових та еоплейстоценових відкладів, вивчених у межах ДДЗ [20].

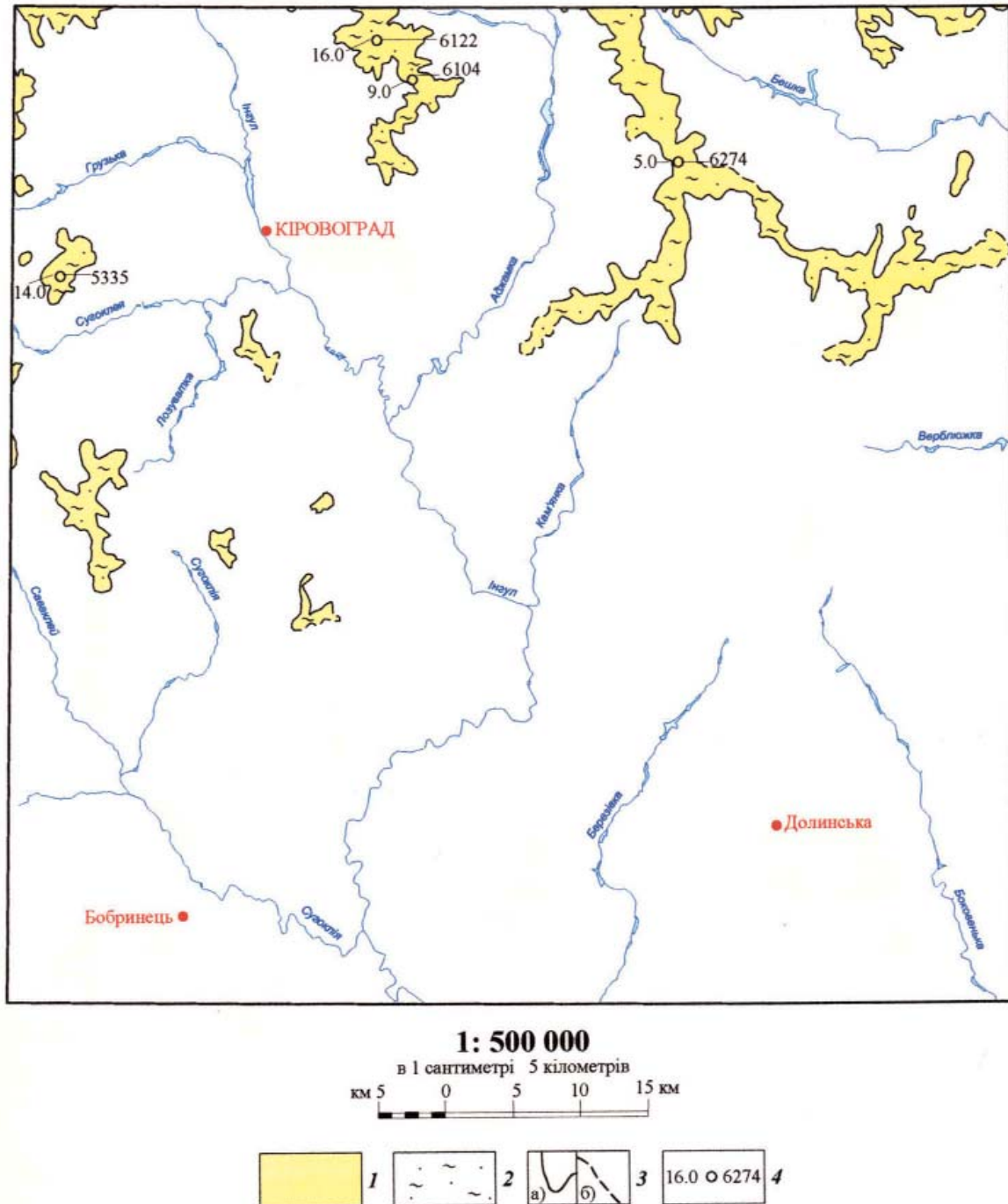


Рис. 2.9. Карта поширення товщі строкатих глин (N_{1sg})

1 – площа сучасного поширення товщі строкатих глин; 2 – глини строкаті, іноді піщаністі; 3 – границі сучасного розповсюдження відкладів: достовірні (а), ймовірні (б); 4 – свердловини з максимальною потужністю відкладів: зліва – потужність (у метрах), справа – номер свердловини.

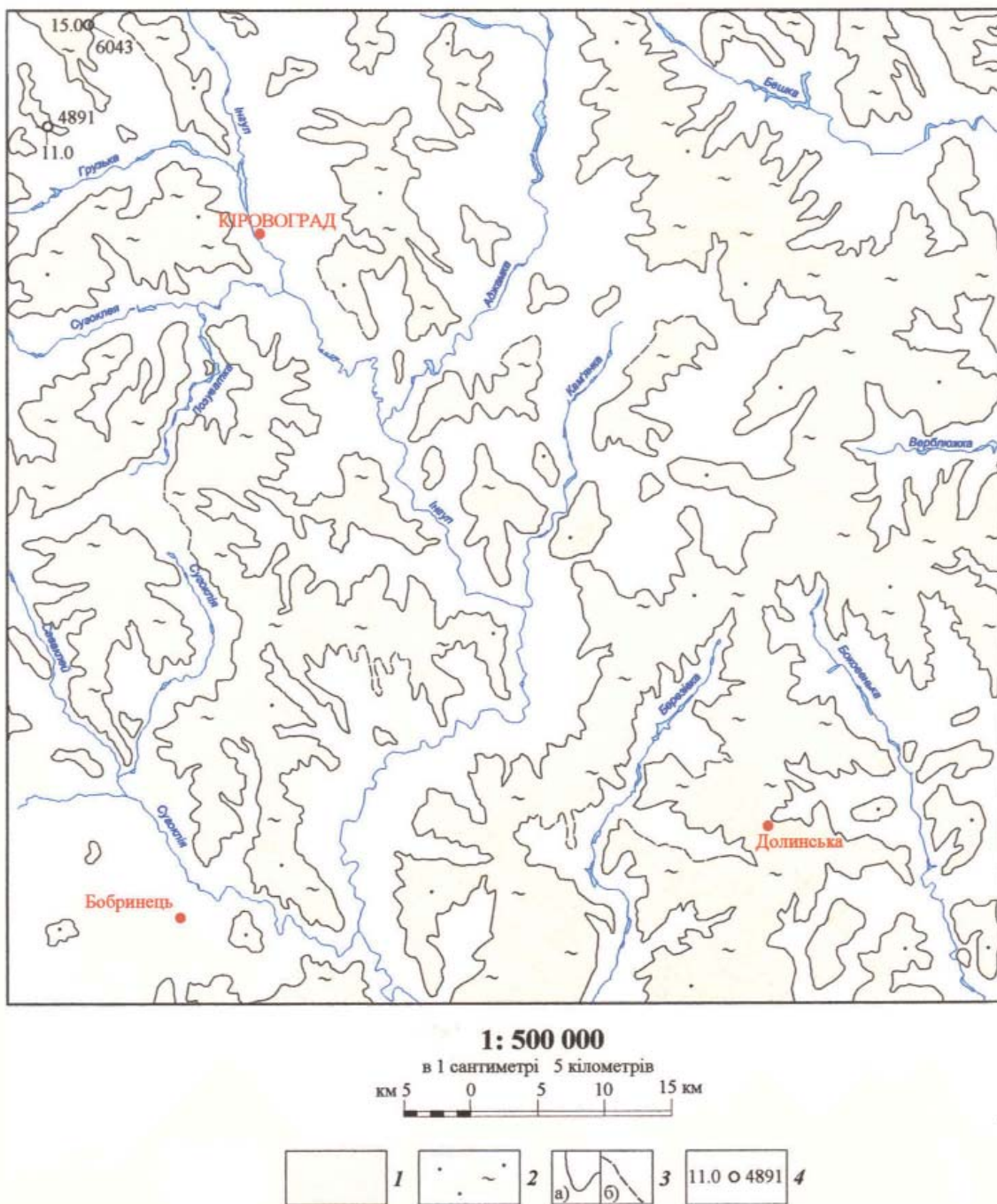


Рис. 2.11. Карта поширення товщі червоно-бурих глин (N₂cb)

1 – площа сучасного поширення товщі червоно-бурих глин; 2 – глини червоно-бурі, місцями піскуваті; 3 – границі сучасного розповсюдження відкладів: достовірні (а), ймовірні (б); 4 – свердловини з максимальною потужністю відкладів: зліва потужність (у метрах), справа – номер свердловини.

Четвертинна система

Відповідно до схеми районування четвертинних відкладів [19], територія аркуша знаходиться в межах Інгулецького району (В-П-13-в) Південноукраїнської лесової підобласті (В-П-13) Центрально- і Південноукраїнської (лесової) області (В-П), які виділяються в межах Української платформної рівнини (В). За особливостями будови четвертинних відкладів, урахуванням їхніх потужностей, геоморфологічних та ландшафтних ознак, на території аркуша автори виділили Північноінгулецький (В-П-13-в₁) та Південноінгулецький (В-П-13-в₂) підрайони.

Для Північноінгулецького підрайону характерна значна потужність плейстоценових відкладів (до 20-25, іноді до 35 м). Розрізи плейстоцену найбільш повні, особливо це стосується верхньонеоплейстоценових від-

кладів, зокрема виділяються відклади бузького кліматоліту. У долинах річок добре розвинуті надзаплавні тераси деснянського, вільшанського та трубізького ступенів. За геологічними даними простежується алювіальний комплекс еоплейстоцен-ранньонеоплейстоценового ступеня.

У межах північної частини (як і на всій ділянці) аркуша досить потужні та великі за площею поширення відклади дофінівського, причорноморського та бузького кліматолітів не спостерігаються, таким чином, вони показуються на карті в складі комплексів (e,vdP_{III}, ed,vdP_{III}).

Південноінгулецький підрайон, порівняно з Північноінгулецьким, характеризується меншою потужністю четвертинних відкладів. Розріз верхньонеоплейстоценових відкладів, як правило, починається з витачівського ґрунту. Надзаплавні тераси деснянського, вільшанського та трубізького ступенів у долинах річок виділяються фрагментарно, русла річок часто меандрують.

На території аркуша розвинуті відклади всіх підрозділів четвертинної системи – від еоплейстоцену до голоцену. Найвищі позначки підшови антропогенових відкладів (понад 180 м) зафіксовано в крайньому північно-західному куті аркуша, а також на північний схід від м. Кіровоград, у привододільній смузі між долинами рр. Аджамка та Бешка, східніше й північно-західніше Інгуло-Кам'янського розлому. До них прилягають ділянки з позначками підшови плейстоцену 160-180 м. У смузі між Кіровоградським та Інгуло-Кам'янським розломами позначки підшови цих відкладів змінюються від 100 до 140, іноді до 160 м, а на крайньому півдні вони становлять 80-100 м і менше.

Результатом виконаних робіт є розчленування четвертинних відкладів до кліматолітів, що відображено на колонках та схемі будови.

На карті четвертинних відкладів масштабу 1:200 000 четвертинні підрозділи через малу потужність відкладів показуються в ранзі ланки та окремих комплексів, тераси – у ранзі ступеня.

Плейстоценовий відділ

Відповідно до стратиграфічного кодексу України [46], у складі плейстоценового відділу виділяються еоплейстоценовий, неоплейстоценовий та голоценовий розділи.

Еоплейстоценовий розділ

Еоплейстоценовий розділ представлений нерозчленованими відкладами нижньо-верхньо-еоплейстоценових ланок та відкладами верхньо-еоплейстоценової ланки.

Нижня-верхня ланки

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади /e,vdE_{I-II}/ досить поширені на пологих схилах вододілів і часто відсутні в долинах річок, у нижніх частинах великих балок. Накопичення проходило в умовах відносного похолодання клімату після більш теплих умов неогену. В еоплейстоцені ґрунтоутворення червоноземне, воно має лише перехідні риси до ґрунтів субтропіків. Цей комплекс містить березанський, крижанівський та іллічівський кліматоліти. Потужність комплексу – до 5 м.

Верхня ланка

Представлена відкладами субаеральних фацій теплої та холодної етапів осадкоутворення.

Крижанівський кліматоліт. Елювіальні відклади /eE_{III}kr/ представлені сукупністю двох-трьох ґрунтів, складених глинами піщанистими, важкими (вміст фракції < 0,01 мм – 75,2-46,8%), червоно-коричневого та коричнево-бурого кольору. Молекулярне відношення SiO₂/Al₂O₃ – 8,1; SiO₂/Fe₂O₃ – 15,5. Потужність відкладів – до 3 м. Найхарактернішою особливістю всіх крижанівських ґрунтів є відносна збагачення їх оксидами заліза, постійне збереження їх глинистого складу. Це свідчить про сприятливу обстановку ґрунтоутворення в умовах теплої перемінно-вологої клімату. Спостерігається пониження абсолютної відмітки підшови товщі з півночі на південь від 157-147 м до 125-112 м. Підстеляються утвореннями палеогену – неогену, а за відсутності останніх, залягають на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту; перекриваються товщею лесовидних глин іллічівського кліматоліту або товщею суглинків нижнього неоплейстоцену, з якими глини крижанівського кліматоліту мають поступові переходи.

Палеомагнітні дані свідчать про обернену намагніченість (*I*^{°n}), що однозначно вказує на формування цих порід у геомагнітну епоху Матуяма.

Іллічівський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади /vdE_{III}il/ представлені глинами лесовидними легкими (вміст фракції < 0,01 мм – 20,32%), карбонатними, сірувато-жовто-бурого кольору. Потужність – до 1,5 м. Іллічівський етап ґрунтоутворення характеризується відносним похолоданням клімату, переважанням степових ландшафтів. Відклади поширені на пологих схилах вододілів. Абсолютні відмітки підшови – 120-170 м. Підстеляються, як правило, відкладами крижанівського кліматоліту, перекриваються – ґрунтовими відкладами нижнього неоплейстоцену. Часто відсутні в долинах великих річок та крупних балок.

Еоплейстоценовий розділ – нижня ланка неоплейстоценового розділу нерозчленовані

В основному представлені субаеральними відкладами, меншою мірою – субквальними.

Алювіальні відклади /aE-P/ виділяються фрагментарно в долинах рр. Інгул, Аджамка і Кам'янка. Цей алювіальний комплекс охоплює кизилджарську, ногайську, будацьку, донецьку, крукеницьку тераси, які відзначаються невеликими розмірами та слабким морфологічним відображенням. Ширина кожної тераси не перевищує 10 м, а висота 0,5-1,5 м. Алювії представлені пісками польовошпат-кварцовими, різнозернистими,

переважно дрібнозернистими, темно-сірими, вохристо-сірими, світло-сірими та супісками. Відзначаються прошарки глин. У базальній частині розрізу алювію піски різнозернисті, гравелісті. Потужність алювію становить 3-10 м. Абсолютні відмітки підоснови – 140-150 м. Підстеляються породами кристалічного фундаменту, іноді – неогеновою товщею червоно-бурих глин. Перекриваються товщею елювіально- та еолово-делювіальних відкладів середнього неоплейстоцену.

Елювіально-делювіальні відклади /edE-P₁/. Цей стратон умовно виділяється в зв'язку з невеликою потужністю окремих стратиграфічних підрозділів (до 1-3 м) еоплейстоцену та нижнього неоплейстоцену. Представлені вони ґрунтовими відкладами крижанівського, широкинського, мартоносського і лубенського кліматолітів загальною потужністю до 10 м. Абсолютні відмітки підоснови комплексу змінюються від 125 до 145 м. Підстеляються утвореннями палеогену – неогену, а за відсутності останніх, залягають на породах кристалічного фундаменту; перекриваються відкладами середнього неоплейстоцену.

Неоплейстоценовий розділ

Відклади неоплейстоценового розділу, порівняно з еоплейстоценовим, мають значно більші площі поширення. Зустрічаються всюди, за винятком окремих ділянок долин річок та їх схилів.

Нижня ланка

На вивченій території поширені відклади всіх кліматолітів нижньонеоплейстоценової ланки, за винятком приазовського, який за матеріалами описів свердловин та відслонень відсутній у розрізі.

Широкинський кліматоліт. Елювіальні відклади /eP₁sh/ представлені викопними ґрунтами звичайно бурувато-коричневого кольору. Складені суглинками важкими, до глини, (вміст фракції <0,01 мм – 72,2%), щільними. Ґрунти помітно озалізовані, а тому мають псевдопіскуватий вигляд, зернисту структуру в зволоженому стані і грудкувату в сухому, з чітко вираженим карбонатним горизонтом. Потужність – до 7,0 м. Хімічний склад характеризується відносно збільшеним вмістом Al₂O₃, CaO, MgO; вміст SiO₂, який розподіляється по профілю ґрунтів рівномірно, сягає 64-66%. Молекулярне відношення SiO₂/Al₂O₃ – 5,3; SiO₂/Fe₂O₃ – 17. Викопні ґрунти сформовані в теплом і вологому кліматі, про що свідчить склад пилку рослин. Переважає пилок деревних рослин (61,4-58,1%), серед якого широко представлені пилкові зерна широколистяних та термофільних рослин: дуба (*Quercus spp.*) – 7,2-8,4%, *Tilia cf. platyphyllos* Scop., *Tilia cf. cordata* Mill.; *Juglans cf. cinerea* L. – 1,8-2,8%, *Moraceae*, поодинокі бука (*Fagus cf. silvatica* L.), в'яза (*Ulmus cf. laevis* Pall.). Пилок листяних рослин помірної зони відноситься до *Betula spp.* (4,5-5,0%), *Alnus spp.* (3,6-2,4%). Для трав'янистих форм характерний пилок родини складноцвітних (*Asteraceae*) – 12,4-11,5% та полину (*Artemisia*) – 7,6-10,5%. Досить різноманітний пилок різнотрав'я представлений домінуючим *Polygonaceae*. Вміст спор папоротей (*Polypodiaceae*) не перевищує 2,4%. У цілому ж, лісостеповий тип комплексу з переважанням у складі спектрів пилку деревних рослин характерний для широкинських відкладів сучасної лісостепової та граничних районів степової зон України [41]. Підстеляються відклади широкинського кліматоліту елювіальними та еолово-делювіальними відкладами еоплейстоцену, у випадку відсутності останніх – давнішими утвореннями палеогену-неогену або породами кристалічного фундаменту. Перекриваються елювіальними відкладами мартоносського кліматоліту. Абсолютні відмітки підоснови відкладів – 130-155 м. Палеомагнітні дані свідчать про виключно обернену намагніченість, що однозначно вказує на формування цих порід в геомагнітну епоху Матуяма.

Широкинський та мартоносський кліматоліти /eP₁sh-mr/. Елювіальні відклади. Цей стратон умовно виділяється в зв'язку з невеликою потужністю окремих стратиграфічних підрозділів (до 0,5-2 м). Потужність відкладів становить 5-7 м. Абсолютні відмітки підоснови змінюються від 90 до 130 м на півдні та від 130 до 160 м на півночі.

Мартоносський кліматоліт. Елювіальні відклади /eP₁mr/ представлені ґрунтовими відкладами (педокомплексом двох-трьох ґрунтів, іноді товщею педокомплексів), складеними суглинками важкими до глин (вміст фракції <0,01 мм – 62,4-68,7%), щільними, з карбонатними псевдоміцеліями, стягненнями та марганцевими включеннями червоно-коричневого кольору. Потужність – до 5 м. Мартоносські ґрунти відзначаються підвищеним вмістом глинистих часток, що обумовлює їх велику в'язкість і набухання у вологому стані та злитість, щільність і тріщинуватість при висиханні. Молекулярні відношення наступні: SiO₂/Al₂O₃ – 5-6, SiO₂/Fe₂O₃ – 16,4-17,7, розподіл SiO₂ (64-66%) по профілю рівномірний. Під час формування мартоносських ґрунтів переважав теплий вологий клімат, про що свідчить високий вміст у складі спектрів пилку деревних рослин (79,4-71,%) як хвойних, так і листяних порід. Переважає пилок сосни, серед якого, крім домінуючого *Pinus sp. sect. Eupitys* Spach., відмічено *Pinus sp. sect. Strobus* Schaw., *Pinus sp. sect. Cembrae* Spach., *Pinus longifoliaformis* Zakl. Типовим є значний вміст та таксономічне різноманіття пилку широколистяних та термофільних рослин: *Quercus cf. petraea* Liebl., *Quercus cf. pubescens* Willd., *Quercus cf. robur* L., *Quercus sp.* (у сумі 6,4-9,4%); *Tilia cf. cordata* Mill., *Tilia cf. platyphyllos* Scop., *Tilia dasystyla* Stev. (у сумі 3,2-4,8%); *Carpinus cf. betulus* L., *Corylus cf. avellana*, *Juglans cf. cinerea* L. (1,6-3,2%), *Moraceae*. Порівняно з широкинським комплексом помітно скоротився вміст пилку трав'янистої зони (до 18,2-21,4%) та листяних рослин помірної зони (4,8-2,4%). Спори (2,4-1,6%) відносяться до родини *Polypodiaceae*. В цілому, встановлений комплекс за таксономічним складом дуже близький до комплексу з мартоносських відкладів розрізу „Слізаветградка” [43]. Відклади мартоносського кліматоліту підстеляються широкинськими елювіальними відкладами, перекриваються еолово-делювіальними суглинками сульського кліматоліту. Абсолютні

відмітки підшви змінюються від 130 до 150 м. Палеомагнітні дослідження вказують на чергування напрямків прямої та оберненої намагніченості I^n у покрівлі, але в середній і нижній частині остання виключно оберненої полярності.

Сульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади $/vdP_1s/$ представлені суглинками лесовидними, середніми (вміст фракції $< 0,01$ мм становить 52-56%), крупнопилуватими, карбонатними, з характерними журавчиками карбонатів, палево-сірувато-бурого кольору. Потужність – 1,5-2,0 м. Молекулярне відношення: $SiO_2/Al_2O_3 - 7,0$; $SiO_2/Fe_2O_3 - 18,7$. Для відкладів сульського кліматоліту характерне підвищення вмісту сидерофільних елементів. На сульському етапі внаслідок похолодання виникла суттєва зміна рослинності. У споро-пилкових спектрах переважає пилок трав'янистих рослин (51,4-58,2%) з домінуванням представників складноцвітих (Asteraceae) – 25,1-31,0% та полину (*Artemisia*) – 8,5-10,4%, збільшилась роль лободових (Chenopodiaceae) до 8,2 – 11,4%. Пилок деревних порід становить 47,4-41,8% і відноситься переважно до хвойних (*Pinus sp. subg. Diploxylon* Koehne.) – 45,0-38,6%, листяних (*Betula cf. verrucosa* Ehrh., *Betula sp.* та *Alnus sp.*) – 2,4-3,2%. Описаний спорово-пилковий комплекс за таксономічним складом та співвідношенням основних груп пилку має багато спільного зі спектрами, які характеризують сульські відклади розривів „Єлизаветградка” та „Коростишів” [42, 43]. Підстеляються відклади сульського кліматоліту суглинками мартоносського кліматоліту, перекриваються суглинками лубенського кліматоліту. Абсолютні відмітки підшви відкладів – 135-160 м. За палеомагнітними даними сульські відклади характеризуються виключно прямою полярністю I^n , що свідчить про формування цих відкладів в епоху Брюнес.

Лубенський кліматоліт. Елювіальні відклади $/eP_1b/$ досить широко розповсюджені на всій території робіт. Представлені, в основному, педокомплексом з двох ґрунтів (Ib_{3b2} , Ib_{3b1}), які складені суглинком середнім до важкого, щільним, карбонатним, бурого, частіше сірувато-бурого кольору. Потужність – до 5 м. Молекулярне відношення: $SiO_2/Al_2O_3 - 5,8-7,7$; $SiO_2/Fe_2O_3 - 15,9-16,3$. Вміст $Al_2O_3 - 9,4\%$, $CaO - 8,4\%$, $Fe_2O_3 - 4,3\%$. За споро-пилковими даними, на території аркуша існувала зона розвитку широколистяно-хвойних лісів з луговими степами. Порівняно з мартоносським часом, відбулося деяке похолодання. Так, у споро-пилкових спектрах простежується помітне зменшення ролі пилку деревних рослин (до 54,2%), а серед цієї групи – пилкових зерен термофільних та широколистяних рослин. Домінують пилкові зерна сосни (*Pinus Diploxylon* Koehne – 42,2%), берези (*Betula sp.* – 5,6%), вільхи (*Alnus sp.* – 1,6%), дуба (*Quercus sp.* – 3,2%), липи (*Tilia cf. cordata* Mill. – 1,6%). Пилок трав'янистих рослин складає 42,6%. Переважають у цій групі представники складноцвітих (Asteraceae – 16,2%) та полину (*Artemisia*); спорових – 3,2%. Склад описаних спектрів свідчить про те, що вони характеризують різні генетичні горизонти ґрунту, у даному випадку – пізнього оптимуму лубенського педокомплексу [40]. Перекриваються лубенські відклади завадівськими ґрунтами, підстеляються – відкладами сульського кліматоліту. Абсолютні відмітки підшви змінюються від 110 м (на півдні) до 165 м на півночі площі. Палеомагнітні дані вказують про близький до сучасного напрямок первинної намагніченості, що свідчить про формування цих порід в епоху прямої полярності Брюнес.

Тилігульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади $/vdP_1t/$ представлені лесовидними суглинками середніми, легкими, дрібногрудкуватими, щільними, з карбонатними стяжіннями сірувато-палевого кольору розміром 1,5-3,0 см, розподіленими по всій масі. Потужність – до 2 м. Тилігульський етап – найбільш холодна фаза нижнього неоплейстоцену, про що свідчить відсутність у флорі деревних порід, її бідний склад у цілому [40]. Відклади перекриваються ґрунтами завадівського кліматоліту, підстеляються – лубенськими ґрунтами. Абсолютні відмітки підшви 130-150 м.

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади $/e,vdP_1/$ характеризуються чергуванням елювіальних відкладів (середньо-важкосуглинистих викопних ґрунтів широкинського, мартоносського, лубенського кліматолітів) та еолово-делювіальних відкладів (лесовидних суглинків сульського та тилігульського кліматолітів). Потужність – до 8 м. Підстеляються породами еоплейстоценового віку, в місцях їх відсутності – більш давніми утвореннями, перекриваються – середньонеоплейстоценовими відкладами. Абсолютні відмітки підшви комплексу – 120-170 м.

Елювіальні відклади $/eP_1/$ представлені товщею викопних ґрунтів широкинського, мартоносського та лубенського кліматолітів. Підстеляються елювіальними та еолово-делювіальними відкладами еоплейстоцену, в місцях їх відсутності – більш давніми утвореннями. Перекриваються відкладами середнього неоплейстоцену. Абсолютні відмітки підшви – 140-160 м; потужність у середньому – 5-6 м, у поодиноких випадках до 15 м.

Нижня-середня ланки

Представлені відкладами субаеральних фацій теплої та холодної етапів осадкоутворення.

Лубенський і завадівський кліматоліти. Елювіальні відклади $/eP_{1-III}b-zv/$ представлені чорноземоподібними ґрунтами важкосуглинистого складу, слабопіскуватими, з бідною пунктацією гідроксидів Mn і Fe, бурувато-коричневого кольору. Потужність – до 5,5 м. Підстеляються елювіальними та еолово-делювіальними відкладами нижнього неоплейстоцену, перекриваються еолово-делювіальними відкладами дніпровського кліматоліту. Виділяються на вододільних плато та їх схилах. Абсолютні відмітки підшви – 140-170 м.

Елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади $/ed,vdP_{1-III}/$ представлені сукупністю елювіально-делювіальних ґрунтових відкладів середнього та нижнього неоплейстоцену з невеликими прошарками лесовидних суглинків сульського і дніпровського кліматолітів. Потужність комплексу – до 6 м. Підстеляють-

ся, як правило, утвореннями палеогену-неогену, у місцях їх відсутності – породами кристалічного фундаменту. Перекриваються елювіально-делювіальними та еолово-делювіальними відкладами верхнього неоплейстоцену. Поширені на схилах долин річок і пологих балок. Абсолютні відмітки підшви 120-110 м.

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади /e,vdP_{II}z/ представлені сукупністю елювіальних ґрунтових відкладів середнього та нижнього неоплейстоцену з невеликими прошарками еолово-делювіальних відкладів. Потужність комплексу становить 3,5-10 м. Підстеляються відкладами верхнього пліоцену, в місцях їх відсутності породами кристалічного фундаменту. Перекриваються елювіальними та еолово-делювіальними відкладами верхнього неоплейстоцену. Абсолютні відмітки підшви – 160-120 м.

Середня ланка

Середньонеоплейстоценові відклади досить широко розповсюджені на території робіт. На поверхню вони виходять на схилах долин річок, ярів та балок. Підстеляються породами нижнього неоплейстоцену, іноді – утвореннями палеогену та неогену або корою вивітряння порід кристалічного фундаменту. Перекриваються суглинками верхньонеоплейстоценової ланки.

Завадівський кліматоліт. Елювіальні відклади /eP_{II}zv/ широко представлені педокомплексом з 3-4 викопних ґрунтів (*zv_{3b1}*, *zv_{3b2}*, *zv_{3b}*, *zv_{3c}*), складених суглинками середніми до важких (вміст фракції < 0,01 мм – 65-68%), щільними, з грудкуватою окремністю, карбонатними, коричнево-бурого, темно-коричневого з легким червоним відтінком кольору. Потужність – до 5,0 м. Молекулярне відношення: SiO₂/Al₂O₃ – 5,9-6,3; SiO₂/Fe₂O₃ – 13,8-16,6. Вміст CaO – 6,9%, SiO₂ – 63,2 %, Al₂O₃ – 10%. У споро-пилкових спектрах відкладів завадівського кліматоліту переважає пилок деревних рослин (63,5-64,1%), а саме: пилок сосни (*Pinus sp. sect. Eupitys Spash.*, *Pinus sp. sect. Strobus Schaw.* у сумі 51,7-48,0%), дубу (*Quercus sp.*) – 4,6-5,4%, липи (*Tilia cf. cordata Mill.* та *Tilia cf. platyphyllos Scop.*) – 2,8-3,5%, грабу (*Carpinus sp. betulus L.*) – 0,9%, горіхів (*Juglans cf. cinerea L.*) – 3,5-2,7%, лапипи (*Pterocarya sp.*) – 0,9%. Пилок складноцвітих (*Asteraceae*) становить – 9,8-9,1%, пилок злакових (*Poaceae*) – 1,8-2,7%, спори папороті (*Polypodiaceae*) та плаунів (*Lycopodium sp.*) – 3,6-2,7%. Усі наведені вище ознаки свідчать про формування ґрунтів завадівського кліматоліту в умовах теплого та вологого клімату. Слід зазначити, що спектри, подібні до описаних, встановлені для завадівських відкладів розрізу „Єлізаветградка” [43]. За палеомагнітними даними рівень аномальної полярності в середній – нижній частинах завадівського кліматоліту може бути зіставлений з епізодом оберненої полярності Біва III, вік якого оцінюється біля 400 тис. років. Ґрунти завадівського кліматоліту перекриті дніпровськими лесовидними суглинками, підстеляються нижньонеоплейстоценовими відкладами. Абсолютні відмітки підшви змінюються від 110 до 165 м.

Дніпровський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади /vdP_{II}dn/ широко розповсюджені на території робіт і відсутні лише в місцях виходів кристалічних порід фундаменту, або в місцях пізньочетвертинного розмиву. Представлені суглинками лесовидними, легкими до середніх (вміст фракції <0,01 мм становить 32,32-37,08 %), щільними, карбонатними, палево-жовтого з оливковим відтінком кольору. Потужність у середньому – 2,5-6,0 м, іноді до 9 м, у відслоненнях зазвичай 3,0-4,0 м. Молекулярне відношення SiO₂/Al₂O₃ – 8,3; SiO₂/Fe₂O₃ – 18,8. Середній вміст кремнезему – 70,2%, CaO – 5,2%, Al₂O₃ – 8,3%, Fe₂O₃ – 4,1%, MgO – 3,8%. Характерною особливістю споро-пилкового комплексу є помітне збіднення таксономічного складу пилку та спектрів відкладів пилку деревних порід (сосни (*Pinus sylvestris.*), берези (*Betula cf. verrucosa Ehrh.*), вільхи (*Alnaster sp.*), верби (*Salix sp.*) від нижньої частини кліматоліту до спектрів з верхньої (від 31,1-20,7% до 15,3-6,9%); а також різнотрав'я (від 5,0-4,0% до 1,8-0,9%); вміст пилку лободових (*Chenopodiaceae*) змінюється від 13,4-20,1% до 24,2-21,4%, злакових (*Poaceae*) – від 2,4-1,8% до 0,9%. Наведені вище ознаки свідчать, що формування лесового покриву в дніпровський час відбувалося в умовах перигляціальної зони з холодним кліматом, а також дають можливість реконструювати дві стадії розвитку рослинності у дніпровський час – криогіротичну та криоксеротичну [8]. Перекриваються дніпровські відклади відкладами кайдацького або прилучко-витагівського кліматолітів, підстеляються завадівськими відкладами. Виходять на денну поверхню на схилах річкових долин, балок, ярів. Абсолютні відмітки підшви – 120-170 м. За палеомагнітними даними первинна компонента *I₀n* вказує виключно на пряму полярність, що свідчить про формування цих порід в епоху прямої полярності Брюнес.

Кайдацький кліматоліт. Елювіальні відклади /eP_{II}kd/ представлені чорноземовидним ґрунтом, що вміщує два генетичні горизонти – гумусовий (H) та гумусово-перехідний (PH), складені суглинками середніми (вміст фракції < 0,01 мм – 44,12-43,76%), пористими, пилуватими, гумусованими, карбонатними, темно-бурувато-сірого кольору. Потужність – до 1,5 м. Характерним для кайдацького кліматоліту є відносно низький вміст Al₂O₃ – 7,9%. Вміст SiO₂ – 64,5%, CaO – 5,3%, Fe₂O₃ – 4,5%; MgO – 2,5%; відношення SiO₂/Al₂O₃ – 7,6-8,9; SiO₂/Fe₂O₃ – 16,8-15,9. Споро-пилкові спектри переважно лісостепового типу. Вміст пилку деревних рослин становить 42,8-46,7%. Переважає пилок сосни (*Pinus sp. Sect. Eupitys Spash.*). Вміст широколистяних порід, представлених дубом (*Quercus cf. robur L.*, *Quercus cf. pubescens Willd.*), ліщиною (*Corylus cf. avellana*), липою (*Tilia cf. cordata Mill.*), незначний – 0,8-2,7%. Пилок різнотрав'я (*Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Lamiaceae*) становить 14,2-16,0%. Кількість спор не перевищує 1,8%. У складі споро-пилкового комплексу встановлено два підкомплекси, що характеризують різні генетичні горизонти ґрунту кайдацького ґрунтоутворення. Таким чином, на території аркуша в кайдацький час переважали широколистяно-

соснові ліси з луговими степами. Клімат був помірно-континентальним. Слід відзначити, що краще збереглися ґрунти цього горизонту в низинах і на пологих схилах, на вододілах вони часто розмиті. Підстеляються еолово-делювіальними відкладами дніпровського кліматоліту, перекриваються елювіальними відкладами прилуцького кліматоліту. Абсолютні відмітки підшови – 135-165 м. За палеомагнітними даними первинна компонента I_n вказує виключно на пряму полярність, що свідчить про формування цих порід в епоху прямої полярності Брюнес.

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади середнього неоплейстоцену /e,vdP_{II}/. Цей комплекс представлений перешарування ґрунтових і лесових горизонтів середнього неоплейстоцену, з переважанням ґрунтів. Потужність комплексу – до 7,0 м. Поширені на вододільних плато, їх схилах, схилах долин річок, балок. Перекриваються елювіальними та еолово-делювіальними відкладами верхнього неоплейстоцену. Підстеляються елювіальними та еолово-делювіальними відкладами нижнього неоплейстоцену. Абсолютні відмітки підшови комплексу – 125-155 м.

Елювіальні відклади середнього неоплейстоцену /eP_{II}/ виділяються за відсутності в розрізі дніпровського кліматоліту. Загальна потужність таких відкладів – до 3,0 м. Підстеляються елювіальними та еолово-делювіальними відкладами нижнього неоплейстоцену, перекриваються відкладами прилуцького кліматоліту. Абсолютні відмітки підшови комплексу – 125-155 м.

Середня-верхня ланки

Середня-верхня ланки представлені відкладами субаеральних фацій теплого та холодного етапів осадкоутворення, які поширені, головним чином, на схилах долин річок, балок, ярів.

Елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади /ed,vdP_{II-III}/ представлені викопними ґрунтами з прошарками лесовидних суглинків середнього та верхнього неоплейстоцену та включають викопні ґрунти завадівського, кайдацького, прилуцького, витачівського та іноді дофінівського кліматолітів. Розділяють їх еолово-делювіальні відклади дніпровського, удайського, бузького та причорноморського кліматолітів. Потужність комплексу від 2,0 до 11,0 м. Підстеляються елювіально-делювіальними та еолово-делювіальними відкладами нижнього неоплейстоцену, перекриваються сучасними ґрунтами. Абсолютні відмітки підшови таких відкладів змінюються від 120 до 160 м.

Елювіально-делювіальні відклади /edP_{II-III}/ представлені ґрунтовими відкладами середнього та верхнього неоплейстоцену. Як правило, це ґрунти завадівського, кайдацького, прилуцького та витачівського кліматолітів. Потужність комплексу становить 3,0-5,0 м. Розповсюджені на схилах долин річок, балок, ярів. Підстеляються елювіально-делювіальними та еолово-делювіальними відкладами нижнього неоплейстоцену, перекриваються сучасними ґрунтами. Абсолютні відмітки підшови змінюються від 120 до 160 м.

Верхня ланка

У складі верхнього неоплейстоцену виділяються субаквальні та субаеральні фації. Серед субаеральних відкладів найпоширеніші елювіальні та еолово-делювіальні відклади верхнього неоплейстоцену /e,vdP_{III}/. Серед субаквальних – алювіальні відклади першої /a¹P_{III}ds/ та другої /a²P_{III}vI/ терас.

Трубизький ступінь. Алювіальні відклади третьої (трубизької) надзаплавної тераси /a³P_{III}tb/ представлені пісками кварцовими, тонко-дрібнозернистими, косошаруватими, з вмістом поодиноких зерен гравію та уламків кристалічних порід жовтого або жовто-палевого кольору, з прошарками коричнево-сірих глин та жовтого або коричневого суглинку, супісками сірими, макропористими. Пори виповнені карбонатним матеріалом. По масі відзначається шаруватість за рахунок освітлення та затемнення матеріалу. Комплекс алювіальних відкладів третьої надзаплавної тераси виділений фрагментарно в долині р. Інгул. Ширина фрагментів терас коливається від 30 до 80 м, іноді до 150 м. Уступ її до другої надзаплавної тераси нечіткий, замаскований плащем еолово-делювіальних лесовидних суглинків та викопних ґрунтів. Загальна потужність – до 8,5 м. Цоколь тераси представлений породами кристалічного фундаменту, іноді палеогеновими утвореннями та відкладами середньонеоплейстоценового розділу. Перекриваються вони витачівськими викопними ґрунтами та бузькими лесовидними суглинками. Абсолютні відмітки підшови відкладів – 90-110 м.

Трубизький та вільшанський ступені. Алювіальні відклади третьої і другої нерозчленованих надзаплавних терас /a³⁻²P_{III}tb-vI/ представлені пісками кварцовими середньо-дрібнозернистими, іноді з зернами глауконіту, глинистими, з включенням гравійного і галечного матеріалу, сірого кольору. Потужність – до 4,0 м. Розвинуті переважно в нижній частині течії р. Інгул. Тераси в рельєфі виражені досить нечітко. Ширина терас невелика (до 100 м), тому відображаються вони у складі трубизького та вільшанського ступенів. Підстеляються лесовидними суглинками дніпровського кліматоліту, дочетвертинними утвореннями та породами кристалічного фундаменту; перекриваються лесовидними суглинками бузького кліматоліту, які часто перероблені процесами голоценового ґрунтоутворення. Абсолютні відмітки підшови відкладів 90-110 м.

Прилуцький кліматоліт. Елювіальні відклади /eP_{III}pI/ складені одним-двома викопними ґрунтами (pI_{b2}, pI_c), які представлені суглинками середніми (вміст фракції <0,01 мм – 49,9-57,7%), щільними, карбонатними, сірувато-бурого, коричнево-бурого кольору. Потужність – до 3 м. За хімічним складом відклади прилуцького кліматоліту характеризуються досить високим вмістом SiO₂ – 67,6%; середній вміст Al₂O₃ – 8,6%, Fe₂O₃ – 4,0%; молекулярне відношення SiO₂/Al₂O₃ – 7,2-8,3; SiO₂/Fe₂O₃ – 18,0-18,2. У складі споро-пилкового комплексу встановлено два підкомплекси. Перший відповідає ґрунту другого оптіуму прилуцького кліматоліту [8]. Хара-

ктерними особливостями спектрів цього підкомплексу є досить високий відсоток та таксономічне різноманіття пилку широколистяних рослин помірно-теплої зони: *Quercus* – 4,5-3,2%, липи *Tilia cf. cordata* Mill., *Tilia cf. platyphyllos* Scop. – у сумі 0,8-1,7%, грабу звичайного (*Ulmus cf. laevis* Pall.), ліщини (*Corylus spp.*) – 4,0-2,6%, а також пилку різнотрав'я – 18,2-20,1%. Загалом пилко деревних рослин становить 55,8-52,2%. Другий підкомплекс характеризує ґрунт заключної стадії прилуцького ґрунтоутворення і відрізняється зростанням у складі спектрів ролі пилку трав'янистих рослин (до 58,0-61,6%), переважно за рахунок складноцвітних (*Asteraceae*) та полину (*Artemisia*). Усі вищезазначені дані вказують на лісостеповий ландшафт на території аркуша з теплішим помірно-континентальним кліматом, ніж у кайдацький час. Підстеляються відклади прилуцького кліматоліту породами кайдацького та дніпровського кліматолітів, перекриваються – еолово-делювіальними суглинками удайського кліматоліту, у випадку відсутності останнього – елювіальними відкладами витачівського кліматоліту. Абсолютні відмітки підшви відкладів змінюються від 175 до 110 м. За палеомагнітними даними зразки аномальної полярності в середній-нижній частинах прилуцького кліматоліту, у тому числі один рівень чіткої оберненої полярності в його середній частині, можуть бути співвіднесені з епізодом оберненої полярності Блейк (110-130 тис. років), який співвідноситься з ізотопно-кисневою стадією MIS5e епохи Брюнес.

Прилуцький і витачівський кліматоліти. Елювіальні відклади /eP_{III}pl-vt/ представлені викопними ґрунтами середніми, щільними, дрібногрудкуватими, вапняковистими, бурого, темно-бурого з сіруватим відтінком кольору. Потужність – до 4,0 м. Виділяється такий комплекс у випадках, коли відклади удайського кліматоліту є досить сильно переробленими процесами витачівського ґрунтоутворення, а витачівські ґрунти накладаються на прилуцькі, сильно їх видозмінюючи. Підстеляються відклади елювіальними відкладами кайдацького кліматоліту. Перекриваються лесовидними суглинками бузького кліматоліту, на півдні території – відкладами сучасного ґрунтоутворення. Абсолютні відмітки підшви відкладів змінюються від 100 до 150 м.

Удайський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади /vdP_{III}ud/ представлені лесовидними суглинками легкими (вміст фракції < 0,01 мм – 53%), тонкими, карбонатними, сірувато-палевого кольору. Потужність відкладів – до 2 м. За хімічним складом відклади удайського кліматоліту характеризуються вмістом SiO₂ – 63%, Al₂O₃ – 9,4%, Fe₂O₃ – 3,7%, CaO – 7,6%, MgO – 3,2%; молекулярне відношення SiO₂/Al₂O₃ – 6,8; SiO₂/Fe₂O₃ – 17,3. В удайський час на території робіт переважали перигляціальні ландшафти. За даними споро-пилкового аналізу панували трав'янисті асоціації (68,0-69,6%), у яких домінували представники родини складноцвітних (*Asteraceae*) – 26,0-28,1%, полину (*Artemisia spp.*) – 18,2-25,0%, злакових (*Poaceae*) – 2,4-1,8%, лободові (*Chenopodiaceae*) – 9,1-10,4%, мезофільного різнотрав'я – 10,2-6,4% (*Ranunculaceae*, *Polygonaceae*). Група деревних порід (32,0-29,8%) відрізняється досить збідненим складом: сосна (*Pinus sylvestris*), береза (*Betula cf. humilis* Schrank., *Betula sp.*), верба (*Salix sp.*), дуб (*Quercus sp.*). Палеомагнітні дані вказують на виключно пряму полярність порід удайського кліматоліту, що свідчить про формування останніх в епоху Брюнес. Підстеляються лесовидні суглинки удайського кліматоліту прилуцькими ґрунтами; перекриваються – елювіальними відкладами витачівського кліматоліту. Абсолютні відмітки на схилах долин річок 170-145 м, на терасах – 90 м.

Вільшанський ступінь. Алювіальні відклади другої надзаплавної тераси /a²P_{III}vl/ представлені пісками кварцовими, різнозернистими до крупно-грудкозернистих, гравелистих, іноді з напівобкатаною галькою кварцу, каоліністими й глинистими, майже завжди косшаруватими, сірими, світло-сірими, вохристо-жовтими, сіро-бурими до темно-сірих, часто з прошарками потужністю 0,3-1,0 м дрібнозернистих глинистих пісків, піскуватих глин. На окремих ділянках відклади другої надзаплавної тераси складені супіском з прошаками пісків. Зустрічаються на окремих ділянках бортів долин рр. Інгул, Бешка, Аджамка. Потужність алювіальної товщі тераси до 10 м. У рельєфі тиловий шов тераси не виражений або виражений дуже нечітко. Відносні висоти над руслом – 8-10 м. Найдовші тераси вільшанського ступеня зустрічаються в долині р. Інгул – до 10 км при ширині 450 м. Цоколь тераси – кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту чи розмита поверхня товщі неогенового або палеогенового віку. Алювіальна товща відкладів другої надзаплавної тераси перекрита чохлом бурувато-жовтих, жовтих, палево-жовтих суглинків, які відносяться до бузького горизонту. Абсолютні відмітки поверхні – 66-120 м.

Вільшанський і деянянський ступені. Алювіальні відклади другої та першої нерозчленованих надзаплавних терас /a²⁻¹P_{III}vl-ds/ розвинуті переважно в нижній частині долини р. Інгул. Накопичення алювію терас проходило в умовах тривалої міграції русла по дну долини з перевідкладенням раніше нагромадженого матеріалу. Відклади в деяких місцях часто розмиті і мають досить незначні потужності. У масштабі карти показати їх окремими ступенями неможливо, тому доцільним є їх об'єднання. Ширина терас становить 50-150 м. Характеристика відкладів, які складають ці тераси, наводиться у відповідних розділах. Загальна потужність – до 5 м. Цоколь тераси – кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту або розмита поверхня товщі неогенового, палеогенового віку. Абсолютні відмітки підшви – 105-110 м.

Витачівський кліматоліт. Елювіальні відклади /eP_{III}vt/ представлені одним-двома викопними ґрунтами (vt_{b1}, vt_{b2}), які складені суглинками середніми (вміст фракції < 0,01мм – 57-61%), щільними, грудкуватими, карбонатними, бурого кольору. Потужність відкладів – до 3,0 м. За хімічним складом характеризуються вмістом SiO₂ – 62%, Al₂O₃ – 10%, Fe₂O₃ – 3-4%, CaO – 8%, MgO – 3%; молекулярне відношення SiO₂/Al₂O₃ – 6,6; SiO₂/Fe₂O₃ – 15-16. Формування ґрунтів проходило в лісостеповій зоні. У складі споро-пилкового комплексу

встановлено два підкомплекси, що відповідають ґрунтам раннього (vt_{b1}) та пізнього (vt_{b2}) оптимів. Перший підкомплекс відрізняється вищим вмістом пилку деревних рослин (54,1-58,0%) з переважанням *Pinus sect. Eupitys Spash.* та пилку листяних рослин помірної зони. Пилок широколистяних рослин належить *Quercus cf. robur L., Corylus sp.* Характерними особливостями другого підкомплексу є збільшення ролі пилку трав'янистих (48,0-56,5%) та широколистяних рослин помірно теплої зони. Серед трав'янистих рослин переважають представники родин складноцвітних (*Asteraceae*), лободових (*Chenopodiaceae*), злакових (*Poaceae*) та полину (*Artemisia*). Спори (1,8%) відносяться до *Polypodiaceae* та *Bryales*. Встановлений комплекс характерний для витачівських ґрунтів України [31, 40]. Відклади досить широко розповсюджені на всій території аркуша. Підстеляються еолово-делювіальними суглинками удайського кліматоліту, за відсутності останніх – елювіальними відкладами прилуцького кліматоліту. Перекриваються еолово-делювіальними відкладами бузького кліматоліту, у південній частині території – голоценовими утвореннями. Абсолютні відмітки змінюються від 110 до 145 м. За палеомагнітними даними зразки аномальної та оберненої полярності відповідають епізоду Лашамп, вік якого оцінюється біля 40 тис. років, який відноситься до епохи Брунес.

Бузький кліматоліт. *Еолово-делювіальні відклади /vdP₁₁₁bg/* представлені суглинками лесовидними, легкими (гранулометричний вміст фракції < 0,01 мм – 49-52%), з рівномірним розподілом карбонатів по всій товщі, з вертикальною окремістю, світло-жовтого, палевого кольору. Потужність змінюється від 6 м на півночі до перших десятків сантиметрів на півдні. Хімічний склад характеризується вмістом Al_2O_3 – 10%, Fe_2O_3 – 4%, SiO_2 – 58,2%, CaO – 7%. Молекулярне відношення SiO_2/Al_2O_3 – 8; SiO_2/Fe_2O_3 – 14. У період формування відкладів бузького кліматоліту переважав помірно холодний перигляціальний клімат. В еолово-делювіальному лесовидному суглинку бузького кліматоліту виявлено наземну фауну *Zontides nitidus Muller* [125], яка свідчить про перегляціальні умови їх існування. Лесовидні суглинки бузького кліматоліту перекривають усі вищеписані відклади і залягають на вододільних плато, їх схилах, на бортах долин річок, балок, переважно в північній частині території аркуша, входять до складу субаерального комплексу терас. Підстеляються на плато та його схилах верхньонеоплейстоценовими субаеральними відкладами, на терасах – алювіальними відкладами. Перекриваються елювіальними відкладами дофінівського кліматоліту, частіше сучасними ґрунтами. Абсолютні відмітки підосви становлять 206-170 м на вододільних плато, 150-125 м на схилах долин річок і 105-90 м на бортах терас. Палеомагнітні дані свідчать про близький до сучасного напрямок намагніченості, тобто про формування цих порід в епоху прямої полярності Брунес.

Деснянський ступінь. *Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси /a¹P_{III}ds/* представлені сірими, жовтувато-сірими, сірувато-жовтими, бурувато-сірими сипучими кварцовими пісками, іноді з лінзами (5,0x20,0 см) глауконітового піску, дрібнозернистими, середньозернистими, різнозернистими до грубозернистих і гравійних. Часто це тонке перешарування суглинного та піщанистого матеріалу. У підосві шару піски містять грубоуламковий матеріал, каоліністі, глинисті, косошаруваті, іноді з прошарками та лінзами сірих, зеленувато-сірих піщанистих глин та жовтувато-сірих супісків, а також з прошарками бурувато-сірих, світло-бурих, землясто-сірих грудкуватих гумусованих суглинків або супісків, можливо, причорноморського горизонту. Потужність алювіальної товщі – 1,0-4,0 м, іноді до 14,0 м. Як правило, тераси чітко виражені в рельєфі, ширина їх залежить від розміру долини річки і може сягати 500-1000 м (долина р. Інгул). Часто вздовж тилового шва тераси чітко простежується уступ, перевищення якого над високою заплавою у середньому 2,0-2,5 м. Довжина деснянської тераси по р. Інгул становить до 20 км, у долинах інших річок значно менша – до 300 м. Цоколь тераси – кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту, у північній частині площі аркуша – іноді розмита поверхня утворень неогенового або палеогенового часу. Абсолютні відмітки підосви відкладів – 90-110 м.

Дофінівський кліматоліт. *Елювіальні відклади /eP_{III}df/* представлені викопними чорноземоподібними ґрунтами, складеними суглинками легкими, іноді середніми, бурувато-сірого, бурого, коричнево-бурого кольору. Потужність горизонту – до 1,2 м. У дофінівський час у фазі кліматичного оптимуму настало помітне потепління, про що свідчить утворення чорноземоподібних ґрунтів. Підстеляються утворення дофінівського кліматоліту суглинками бузького кліматоліту, з якими мають досить різкий контакт, перекриваються – лесовидними суглинками причорноморського кліматоліту або сучасними ґрунтами. Залягають на вододільних плато та в верхній частині їх пологих схилів на абсолютних відмітках 207-151 м.

Причорноморський кліматоліт. *Еолово-делювіальні відклади /vdP_{III}pč/* завершують розріз субаеральних відкладів верхнього неоплейстоцену. Представлені лесовидними суглинками легкими, іноді середніми, дрібногрудкуватими, світло-бурого кольору, значною мірою переробленими голоценовими процесами ґрунтоутворення. Потужність – до 1,5 м. Це етап останнього похолодання в неоплейстоцені. Спостерігаються відклади причорноморського кліматоліту переважно в північній частині аркуша. Часто перероблені голоценовими процесами ґрунтоутворення. Від бузьких лесів, які залягають нижче, відрізняються темнішим забарвленням. Абсолютні відмітки підосви – 208-157 м.

Елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади верхнього неоплейстоцену /ed, vdP_{III}/ представлені викопними ґрунтами дофінівського (дуже рідко), витачівського та прилуцького кліматолітів, з прошарками лесовидних суглинків причорноморського, бузького та удайського кліматолітів. При цьому потужність викопних ґрунтів більша за потужність лесовидних суглинків. Відклади розповсюджені на пологих схилах

вододільних плато, загальна потужність їх сягає 7,5 м. Абсолютні відмітки підосви змінюються від 165 (північна частина площі аркуша) до 120 м (південна частина).

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади верхнього неоплейстоцену /e, vdP_{III}/ представлені викопними ґрунтами дофінівського, витачівського та прилуцького кліматолітів, які мають легко- та середньосуглинистий склад, з прошарками легких лесовидних суглинків верхнього неоплейстоцену, роль останніх незначна. Загальна потужність змінюється від 1,0 до 8,0 м. Відклади поширені переважно на вододільних плато та їх пологіх схилах. Абсолютні відмітки підосви – 160-180 м.

Делювіально-еолові відклади верхнього неоплейстоцену /dvP_{III}/ локально розповсюджені в межах низьких терас р. Інгул у районі м. Кіровоград, у районі впадіння р. Аджамка в р. Інгул та вниз за течію по р. Інгул. У будові переважають верхньонеоплейстоценові лесовидні суглинки, представлені легкими суглинками до супісків світло-палевого кольору потужністю до 4 м. Перекриваються сучасними викопними ґрунтами, підстилаються витачівськими викопними ґрунтами. Абсолютні відмітки підосви – 120-150 м.

Елювіальні відклади верхнього неоплейстоцену /eP_{III}/ виділяються в розрізі у випадках, коли лесовидні суглинки верхнього неоплейстоцену не спостерігаються. Представлені ґрунтами прилуцького та витачівського кліматолітів середньосуглинкового складу, дуже рідко зустрічаються відклади дофінівського кліматоліту. Загальна потужність відкладів – до 3,5 м. Розповсюджені на вододільних плато, їхніх схилах. Абсолютні відмітки підосви – 128-170 м.

Плейстоценовий-голоценовий відділ

Верхня ланка неоплейстоценового розділу – голоценовий відділ

Делювіальні відклади /dP_{III}-H/ представлені нешаруватою хаотичною масою бурих, палих суглинків з домішками пісків та супісків. Потужність делювіальних відкладів – 0,5-6,0 м. Досить широко розвинуті на схилах ярів, балок та долин річок.

Алювіально-делювіальні відклади /adP_{III}-H/ досить поширені на території робіт. Складають днища численних балок і ярів. Представлені строкатим за складом, невідсортованим, часто грубошаруватим матеріалом, серед якого переважають суглинки середні до легких, сірого, бурувато-сірого кольору, зустрічаються супіски і глинисті піски. Потужність зростає від верхів'я до гирла балок і складає від 0,5 до 7,5 м. За простяганням на схилах алювіально-делювіальні відклади часто фаціально заміщуються делювіальними відкладами /dP_{III}-H/. Підстилаються як різновіковими четвертинними, так і дочетвертинними утвореннями.

Голоценовий відділ

Голоценові відклади представлені утвореннями субаквальних і субаеральних фацій. Розповсюджені на всій території робіт та перекривають усі відклади, які залягають нижче, за винятком порід кристалічного фундаменту, які виходять на денну поверхню.

Алювіально-болотні відклади /abH/ представлені старичними відкладами, які складені мулисто-суглинистим матеріалом темно-сизо-сірого кольору з прошарками світло-сизих пісків. Потужність відкладів – до 1,5 м. Відомі на невеликих площах у заплавах рр. Аджамка, Інгул.

Техногенні відклади /tH/ утворені в результаті господарської діяльності людини, являють собою відвали гірських порід кар'єрів, шахт, полів фільтрації, насипів дамб, курганів. Потужність таких відкладів 0,5-5,0 м.

Алювіальні відклади /aH/ складають заплави рр. Інгул, Аджамка, Кам'янка, Бешка, Сугоклія, Саваклей, Боковенька та ін., а також їхніх приток з постійними водотоками. Літологічний склад порід змінюється залежно від фації. Фації розмиву представлені грубоуламковим матеріалом, піском різнозернистим, переважно крупнозернистим, з домішками гравію і гальки. Для руслової фації характерні піски кварцові, дрібно-середньозернисті, косошаруваті, сірі, жовтувато-сірі. Заплавна фація представлена пісками тонкозернистими, глинистими, горизонтально шаруватими, з прошарками мулисто-глинистих відкладів та супісками сірого кольору. Загальна потужність сучасного алювію – від 1,0 до 5,0 м.

Елювіальні відклади /eH/ представлені ґрунтами чорноземного типу. Потужність коливається від 0,1 до 0,7 м. Присутні повсюдно, за винятком місць виходу на денну поверхню кристалічного фундаменту, в обривистих стінках ярів, вимойн та штучних кар'єрів.

3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

До 45% площі аркуша займають нестратифіковані інтрузивні, ультраметаморфічні та метасоматичні утворення, які формувалися у віковому діапазоні від мезоархею до мезопротерозою. Серед нестратифікованих утворень району, відповідно до легенди Центральноукраїнської серії та Кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію Українського щита 2003 р., виділяються:

Протерозойський еон
Мезопротерозойська ера
Овручій
Дайковий комплекс (PR₂)
Палеопротерозойська ера
Клесовій
Дайковий комплекс (PR₁²)
Корсунь-новомиргородський інтрузивний комплекс (PR₁²kn)
Палеопротерозойська ера
Криворозій
Кіровоградський ультраметаморфічний комплекс (PR₁¹kg)
Новоукраїнський інтрузивний комплекс (PR₁¹nu)
Райнільський інтрузивний комплекс (PR₁¹rp)

Архейський еон
Мезоархейська ера
Дніпровій
Інгулецький ультраметаморфічний комплекс (AR²in)

Архейський еон
Мезоархейська ера
Дніпровій
Інгулецький ультраметаморфічний комплекс (AR₂in)

Породи, віднесені до інгулецького комплексу (плагіограніти, плагіомігматити, мігматити діоритового складу), при попередніх дослідженнях включались до кіровоградсько-житомирського, а з 1992 р. до кіровоградського комплексу, із гранітоїдами якого вони мають тісний просторовий зв'язок. Як уже відмічалось [121], плагіопороди, очевидно, пов'язані з архейською амфіболіт-базитовою основою, значною мірою переробленою на етапі регіональної гранітизації. Роль плагіопорід архею в геологічній будові кристалічного фундаменту значно зростає східніше площі аркуша, в межах Інгулецько-Криворізької структурно-формаційної зони [16].

Породи інгулецького комплексу зустрічаються у вигляді останців неправильної форми розміром від кількох десятків квадратних метрів до кількох квадратних кілометрів (максимально 6 км²) серед гранітів й мігматитів кіровоградського комплексу, рідше в окремих підняттях серед гнейсів інгуло-інгулецької серії.

Найбільші за розмірами (від 0,5 до 6,0 км²) останці складені мігматитами діоритового складу. Вони закартовані нечисленними свердловинами в північно-східній ендоконтактової зоні Бобринецького масиву, в ендоконтактових зонах невеликих гранітних масивів кіровоградського комплексу в північно-східній частині аркуша, в північній частині Боков'янського масиву. Останці плагіогранітів розміром до перших десятків метрів виявлено окремими свердловинами і відслоненнями в північній частині району біля с. Суботці, східніше й південніше смт Нова Прага і в південно-східній частині району, у 6 км на південь від м. Долинська [150]. У деяких пунктах спостережень південніше м. Долинська (св. 1071) у плагіомігматитах виявлено ксеноліти амфіболітів конкської серії [116].

Фізичні поля плагіопорід неоднорідні. В окремих випадках породи комплексу виділяються в невиразних гравітаційному і магнітному полях позитивними гравітаційними аномаліями інтенсивністю до 1,0 мГал (мігматити діоритового складу північної частини району робіт) й додатними високоградієнтними магнітними аномаліями інтенсивністю до 300 нТл (мігматити діоритового складу в ендоконтакті Бобринецького масиву).

Мігматити діоритового складу (δ_m AR₂in) містять: плагіоклаз №27-40 50-60%, кварц 5-20%, темно-коричневий біотит 10-15%, звичайну зелену рогову обманку 5-15%, мікроклін 0-15%, акцесорний – сфен.

Плагіограніти й плагіомігматити (груп AR₂in) представлені лейкократовими й мезократовими різновидами. Лейкократові плагіограніти і плагіомігматити мають такий петрографічний склад: плагіоклаз (олігоклаз-андезин) – 60-70%, кварц – 25-30%, біотит – 5-10%. У мезократових плагіогранітах і плагіомігматитах помітно більше (15-25%) темноколірних мінералів (біотит, звичайна зелена рогова обманка). У зв'язку зі значними коливаннями вмісту кварцу, плагіоклазу, калішпату (значною мірою внаслідок гранітизації) плагіопороди дають цілу гаму переходів у ряду тоналіт – кварцовий монцодіорит – гранодіорит – граніт. Фізичні властивості плагіогранітів: $\sigma = 2,71 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 161 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ Cl}$. Радіологічний вік плагіогранітоїдів району слабо вивчений.

За К-Аг методом вік плагіомігматитів, поширених у північній частині площі аркуша поблизу с. Суботці, становить 1995 млн років [125], що, очевидно, є результатом їх омолодження під впливом ранньпротерозойсь-

кої тектоно-магматичної активізації. На розташованій на схід від району робіт площі аркуша М-36-XXXIV (Жовті Води) віковий діапазон формування плагіогранітоїдів інгулецького комплексу становить 2810-3074 млн.р. [16].

Протерозойський еон Палеопротерозойська ера Криворіжжя

Райпільський інтрузивний комплекс (PR₁¹rp)

Породи райпільського комплексу поширені в східній, північній та західній частинах району. Представлені габро, габро-норитами (vPR₁¹rp), амфіболітами, габро-амфіболітами (amvPR₁¹rp), гіпербазитами (σPR₁¹rp). Вони утворюють тіла розміром у перші метри, перші десятки метрів, іноді до перших кілометрів. Найкрупніші тіла розміром 2,5×0,5 км і 1,2×0,4 км розташовані в 2 км на північ від північно-західної околиці с. Верблюжка і поблизу с. Суботці. Цим тілам відповідають локальні додатні магнітні аномалії амплітудою до 200 нТл. Вмісні породи представлені гнейсами і кристалосланцями спасівської світи, гранітоїдами кіровоградського комплексу.

Габро, габро-норити розкриті свердловинами поблизу с. Верблюжка, смт Нова Прага [65]. Породи складені плагіоклазом №60-98 (60-70%), моноклінним (15-30%) та ромбічним (0-10%) піроксенами, магнетитом (1-6%). Акцесорні: апатит (іноді до 2%), сфен, циркон; рудні: пірит, ільменіт. Широко представлені (20-40%) вторинні мінерали: серицит, скаполіт, карбонат по плагіоклазу, слюдисті мінерали, амфібол, карбонат по піроксенах, а також кварц, мікроклін.

Тіло амфіболітів, габро-амфіболітів потужністю 75 м виявлено в дрібнопорфіробластичних гранітах Кіровоградського масиву в 24 км північніше м. Бобринець (св. 2050, інтервал 205,5-297,8 м) [60].

Гіпербазити (олівінові піроксеніти, амфіболіти, хлорит-амфіболіти, флогопіт-амфіболіти кристалосланці) розкриті св. 6390 та іншими в північній частині району, у 3 км на схід від с. Суботці [125]. Вони простежуються вздовж західного контакту тіла основних порід (амфіболітів, біотитових, біотит-амфіболітових кристалосланців) потужністю до 400 м у вигляді пачки (потужністю 45 м) перешарування з інтервалами 1-8 м власне гіпербазитів, апліто-пегматоїдних гранітів, рівномірнотермічних гранітів і мігматитів, альбіт-мікроклінових метасоматитів, плагіогранітів і плагіомігматитів. Пачка має східне падіння під кутом 70°. Взаємодії між гіпербазитами і основними породами не з'ясовані. На нашу думку, між ними можливі поступові переходи.

У складі олівінових піроксенітів встановлено: моноклінний піроксен (діопсид) – 40-50%, олівін (найчастіше у вигляді псевдоморфоз заміщення серпентином, тальком, з магнетитовими облямівками) – 25-35%, рогова обманка слабо зеленувата, уралітова, з реліктами зерен моноклінного піроксену – 10-20%, флогопіт – 5-10%, магнетит, апатит.

Амфіболіти, флогопіт-амфіболіти, хлорит-амфіболіти кристалосланці (апогіпербазитові) складені переважно (80-90%) безбарвною, зеленуватою роговою обманкою з домішками флогопіту (до 20 %) або хлориту (до 10%).

Біотит-амфіболіти, біотитові кристалосланці (апоамфіболітові) мають такий петрографічний склад: плагіоклаз №40-50 – 40-60%, зелена рогова обманка – 20-35% у біотит-амфіболітових і 5-10% у біотитових кристалосланцях, біотит – 30-40% у біотитових і 5-10% у біотит-амфіболітових кристалосланцях.

У амфіболітах, габро-амфіболітах крім плагіоклазу №34-43 (40%) і зеленої рогової обманки (46%) присутні діопсид (до 10%), біотит (5-10%), кварц (0-5%); акцесорні: апатит, сфен, циркон, ортит; рудні: магнетит, сульфідні (до 3%).

Хімічний склад гіпербазитів відповідає горнблендітам, піроксенітам; габро-амфіболітів (очевидно, дуже окварцованих) – кварцовим діоритам; біотит-амфіболітових кристалосланців – діоритам, габро-діоритам.

Вивчення радіологічного віку порід райпільського комплексу при попередніх роботах виконувалось калій-аргоновим методом. Отримано наступні результати: олівінові піроксеніти – 1880 млн.р., флогопіт-амфіболіти кристалосланці – 2070 млн.р., амфібол-біотитові кристалосланці – 1910 млн.р. [125], що свідчить про значне омолодження віку порід під впливом тектоно-магматичних процесів пізніших етапів.

Новоукраїнський інтрузивний комплекс (PR₁¹nu)

Породи новоукраїнського комплексу розвинуті в західній (Новоукраїнський масив) і східній (Боков'янський, Митрофанівський і Верблюзький масиви) частинах району.

Новоукраїнський масив представлений своєю східною частиною, площею близько 500 км². У будові масиву беруть участь переважно трахітоїдні граніти, меншою мірою монзоніти.

Митрофанівський масив площею близько 90 км² розташований у північно-східній частині району поблизу с. Митрофанівка. Форма його в плані неправильна, дещо витягнута в північно-східному напрямку. У будові масиву беруть участь амфібол-біотитові, піроксен-біотитові рівномірнотермічні, порфіровидні граніти.

Боков'янський масив площею близько 160 км² складений переважно чорнокварцовими порфіровидними гранітами з підпорядкуванням амфібол-біотитових, піроксен-біотитових гранітів, кварцових монзонітів.

У Верблюзькому масиві поширені амфібол-біотитові й піроксен-біотитові граніти.

Два останніх масиви виходять на територію сусіднього зі сходу аркуша М-36-XXXIV. У крайових зонах всіх масивів поширені порфіробластичні граніти й мігматити кіровоградського комплексу. І. Б. Щербаков вважає асоціацію двох типів гранітів (новоукраїнського й кіровоградського) закономірною, а відмінності в їх речовинному складі пояснює різною глибиною формування: більшою (в умовах гранулітової фації) у новоукраїнських гранітоїдів і меншою (в умовах амфіболітової фації) у кіровоградських гранітів і мігматитів [56].

У геофізичних полях гранітоїди новоукраїнського комплексу відображаються по-різному. Новоукраїнський масив характеризується знакозмінним дрібномозаїчним полем $\Delta\alpha$ інтенсивністю від $-1,0$ до $+0,5$ мГал, низькоградієнтним магнітним полем ΔT інтенсивністю від -100 до $+60$ нТл. Локальні додатні аномалії $\Delta\alpha$ інтенсивністю до $1,5$ мГал і ΔT інтенсивністю до 100 нТл пов'язані з тілами монзонітів.

Боков'янському масиву відповідає знакозмінне поле $\Delta\alpha$ інтенсивністю від $-1,0$ до $+0,5$ мГал і позитивне високоградієнтне магнітне поле інтенсивністю до $+400$ нТл.

Для Митрофанівського масиву характерне знакозмінне крупномозаїчне поле $\Delta\alpha$ інтенсивністю від $-1,0$ до $+1,0$ мГал і негативне відносно спокійне поле ΔT інтенсивністю від -90 до -160 нТл з локальними аномаліями амплітудою $40-100$ нТл.

У складі новоукраїнського комплексу виявлені породи середнього й кислого складу, які відносять до мончочарнокіт-гранітової формації [6].

Серед порід середнього складу найпоширеніші кварцові монзоніти, які дають переходи до монзонітів, монцодіоритів, плагіогранітів.

Кварцові монзоніти ($q\mu PR^1_{1mi}$) розкриті свердловинами і відслоненнями в Новоукраїнському масиві поблизу сс. Грузьке [75], Назарівка [103]; у Боков'янському масиві поблизу сс. Іванівка, Дубровіне [116, 118].

Мінеральний склад кварцових монзонітів непостійний, з дуже мінливим вмістом польових шпатів і кварцу. У Боков'янському масиві встановлено таке співвідношення породотворних мінералів: плагіоклаз (олігоклаз-андезин) – $35-60\%$, калішпат (нерешітчастий, рідше решітчастий мікроклін, мікроклін-пертит) – $15-20\%$, темно-коричневий біотит – $5-10\%$, рогова обманка, ортопіроксен – $0-5\%$. Акцесорні: апатит, циркон; рудні: магнетит, пірит. На фоні основної маси з розміром зерен $0,5-2,5$ мм виділяються більш крупні (до $5-6$ мм) індивіди калішпату. Спостерігаються ділянки потужністю в кілька метрів змінених (калішпатизованих, окварцованих) монзонітів, які візуально містять до 40% крупних (до 5 см) порфірових вкрапленників червонуватого калішпату. Мінеральний склад змінених кварцових монзонітів: плагіоклаз (олігоклаз №23-27) – 15% , нерешітчастий мікроклін – 50% , кварц – 30% , біотит – 5% . Порфірову структуру породи під мікроскопом визначають крупні (до 8 м) ксеноморфні кристали калішпату з включеннями кородованих табличок плагіоклазу. Менші за розміром ксеноморфні зерна кварцу (до 5 мм) і неправильно табличчасті кристали плагіоклазу (до 3 мм), часто з антипертитами і вrostками кварцу.

Кварцові монзоніти Новоукраїнського масиву містять [75]: плагіоклаз (олігоклаз, олігоклаз-андезин) – $23-48\%$, решітчастий і нерешітчастий мікроклін, рідше мікроклін-пертит – $10-38\%$, кварц – $8-35\%$, ортопіроксен – $2-10\%$, рогову обманку – $0-3\%$, біотит – $1-3\%$. Акцесорні: апатит, циркон, монацит; рудні: магнетит, льєменіт, пірит.

До цієї групи порід відносяться також ендербітоподібні суттєво плагіоклазові породи з ортопіроксеном, розкриті св. 4900 у 2 км на захід від с. Грузьке [75]. Вмісні породи представлені трахітоїдними гранітами новоукраїнського комплексу. Петрографічний склад: плагіоклаз (олігоклаз №25) – 91% , кварц – $0,5\%$, ортопіроксен – 2% , біотит – 1% , апатит – 1% , рудні (магнетит-титаномангнетит) – 2% , карбонат – 2% . Окремі інтервали (ймовірно, шліри) збагачені ортопіроксеном (до 12%) і гранатом (до 8%). Подібні породи спостерігалися також у відслоненнях по р. Весела Боковенька. Щільність кварцових монзонітів – $2,9$ г/см³; магнітна сприйнятливість – $305 \times 4\pi \times 10^{-6}$ СІ.

Граніти піроксен-біотитові, амфібол-біотитові порфіровидні ($\gamma_1 PR^1_{1mi}$) непостійні за петрографічним складом, можливо, внаслідок переробки (кременево-лужний метасоматоз) монзонітів, кварцових монзонітів, ендербітоподібних порід. При попередніх дослідженнях неодноразово підкреслювалася схожість піроксен-біотитових гранітів і кварцових монзонітів, а деякі дослідники ототожнюють ці граніти з новоукраїнськими монзонітами [92, 133] або відносять частину піроксенових гранітів до чарнокітів [16].

Петрографічний склад піроксен-біотитових гранітів: плагіоклаз №20-38 – $40-50\%$, нерешітчастий, рідше решітчастий мікроклін, мікроклін-мікропертит – $5-40\%$, кварц – $5-30\%$, біотит – $1-25\%$, ортопіроксен – $1-8\%$.

Амфібол-біотитові граніти – це сірі, червонуваті порфіровидні породи з середньозернистою основою масою і порфіровими вкрапленниками мікрокліну розміром $1-5$ см у кількості $10-30\%$ у сірих і до 50% у червонуватих гранітах.

Петрографічний склад сірих гранітів: плагіоклаз №30-40 – $30-32\%$, мікроклін, мікроклін-мікропертит решітчастий і нерешітчастий (виділяється крупнішими індивідами розміром до 4 мм) – $15-25\%$, кварц – $25-30\%$, біотит – $8-20\%$, звичайна зелена рогова обманка – $0-7\%$. Акцесорні: циркон, апатит, гранат, сфен, монацит; рудні: пірит, магнетит.

Петрографічний склад червонуватих гранітів: плагіоклаз №20-25 – 20-30%, мікроклін-пертит решітчастий – 35-50%, кварц – 25-35%, звичайна зелена рогова обманка – 0-5%, біотит – 7-9%. Акцесорні: апатит, циркон, ортит, гранат; рудні: магнетит, пірит.

Граніти порфіровидні чорнокварцові ($\gamma_2 PR_1^1 m$) розкриті відслоненнями в долині р. Весела Боковенька та свердловинами поблизу сс. Олександрівка [116], Братолюбівка [102]. Граніти характеризуються наявністю в основній масі зерен й агрегатів чорного кварцу розміром до 0,5 мм. Порфірові вкрапленики представлені рожевим мікрокліном. У крупнопорфірових гранітах розмір вкраплеників коливається від 0,5×2,0 см до 2,0×6,0 см, кількість їх у породі – 30-40%, у дрібнопорфірових гранітах переважають вкрапленики розміром 0,5-2,0 см, а кількість зменшується до 10-20%. Переходи між крупно- і дрібнопорфіровими гранітами поступові.

Граніти часто містять ксеноліти піроксен-біотитових, амфібол-біотитових гнейсів спасівської світи розміром від кількох сантиметрів до 1 м. Мінеральний склад гранітів: плагіоклаз №23-32, часто з антипертистами – 25-30%, мікроклін-мікропертит, часто у вигляді ксеноморфних кристалів розміром до 1 см із включеннями кородованих зерен кварцу й табличок плагіоклазу – 36-42%, кварц – 23-27%, біотит – 8-12%, звичайна зелена рогова обманка, ортопіроксен – 0-3%. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, монацит, ортит; рудні: магнетит, пірит.

Граніти трахітоїдні ($\gamma PR_1^1 m$) складають більшу частину Новоукраїнського масиву і розкриті численними свердловинами, а також відслоненнями в долинах рр. Грузька, Сугоклея, Саваклей [124, 75, 103]. Серед трахітоїдних гранітів виділяються різні за кольором (червоні, рожеві, сірі) та текстурою (крупно-, середньо- або дрібнопорфірові) різновиди. Колір гранітів залежить від кольору порфірових вкраплеників калішпату. За даними В. Г. Злобенка [75], червоні й рожеві вкрапленики, порівняно з сірими, значно збагачені окисним залізом. Дослідженнями Н. Ф. Піддубного [103] доведено, що різні за кольором і текстурою трахітоїдні граніти мають близький петрографічний склад. Серед темноколірних мінералів переважають біотит і гранат. Основна маса гранітів середньо-крупнозерниста з порфіровими вкраплениками калішпату розміром від 0,4×1,5 см до 1,5×6 см у кількості 35-65%. Мінеральний склад гранітів: плагіоклаз №14-20 – 15-45% (у середньому 23%), решітчастий і нерешітчастий мікроклін, мікроклін-пертит, часто в крупних (до 4 мм) ксеноморфних кристалах, – 25-60% (у середньому 41%), кварц – 20-50% (у середньому 27%), біотит – 5-15% (у середньому 7%), гранат – 1-5% (у середньому 2%). Акцесорні: апатит, циркон, монацит, сфен; рудні: магнетит, ільменіт, пірит.

Граніти апліто-пегматоїдні ($\gamma^{ap} PR_1^1 m$) мають незначне поширення. Окремі жили, а також шліроподібні тіла потужністю від перших десятків сантиметрів до 10-15 метрів трапляються у Новоукраїнському і Боков'янському масивах. Найбільш крупне тіло потужністю до 300 м відслонюється в долині р. Сугоклея поблизу с. Нова Павлівка [103]. Контакти між жильними тілами і гранітами, що їх містять, різкі, а переходи від шліроподібних тіл до гранітів – поступові. Мінеральний склад: мікроклін – 40-45%, плагіоклаз – 20-25%, кварц – 30-35%, темноколірні мінерали (біотит, мусковіт, гранат) – в сумі до 5%. Акцесорні: апатит, циркон, монацит; рудні: пірит, магнетит.

Гранітоїди новоукраїнського комплексу за вмістом кремнекислоти змінюються від кварцових діоритів ($SiO_2 < 64\%$) до лейкогранітів ($SiO_2 > 73\%$), а за вмістом лугів – від нормальних до сублужних гранітів і монцонітів, лужних гранітів, лейкогранітів. Для кварцових монцонітів характерний широкий діапазон коливань показників кремнекислотності при помірній лужності. Вони схожі з кварцовими монцонітами по Делі і відносяться до толейтової серії сублужного ряду. Походження гранітоїдів новоукраїнського комплексу пов'язують з різними факторами: вкоріненням монцодіоритової магми в умовах активної континентальної окраїни [20]; впровадженням базальтоїдної магми з активним синтектичним плавленням субстрату [16]; формуванням магматичного розплаву на нижньо-середньокоровому рівні з активним привносом лугів під впливом базальтової або трахіандезитової магми як теплового джерела [56]. Гранітоїди новоукраїнського комплексу мають позитивну геохімічну спеціалізацію на свинець, хром, олово, церій, лантан і негативну спеціалізацію на нікель, кобальт, берилій.

Вік гранітоїдів новоукраїнського комплексу за різними оцінками [16, 20, 39, 56] становить 1900-2300 млн.р. У сучасній хроностратиграфічній шкалі новоукраїнський комплекс розташований на одному рівні з кіровоградським, на віковому рубежі близько 2050 млн.р. Одні дослідники вважають, що формування новоукраїнського комплексу передувало палеопротерозойському ультраметаморфізму [16, 20], інші [56] припускають молодший вік новоукраїнського комплексу, ніж кіровоградського. Наша точка зору стосовно приблизного часу формування гранітоїдів обох комплексів викладена в роботі [121]. Заключний етап формування комплексів, на нашу думку, супроводжувався потужним фронтом калієвого метасоматозу (проявлений у лужнопольовошпатовому порфіробластезі), який охопив як ділянки максимальної ультраметаморфічної гранітизації, так і орогенні інтрузиви, що пояснює схожість у багатьох випадках гранітоїдів новоукраїнського й кіровоградського типів [20].

Кіровоградський ультраметаморфічний комплекс ($PR_1^1 kg$)

Гранітоїди кіровоградського комплексу дуже поширені на площі аркуша. Вони утворюють крупні масиви в західній (Бобринецький, Кіровоградський, Кондаурівський) та південно-східній (Долинський) части-

нах району, а також значну кількість дрібніших тіл площею від кількох сотень квадратних метрів до 20 км². Гнейсова товща постійно насичена жильними тілами апліто-пегматоїдних, аплітоїдних, пегматоїдних та дрібнозернистих гранітів.

Бобринецький масив площею 385 км² складений переважно порфіробластичними біотитовими гранітами й мігматитами, а в північно-східній частині також і середньозернистими біотитовими, рідше гранат-біотитовими гранітами і мігматитами. Кіровоградський масив порфіробластичних біотитових гранітів і мігматитів (кіровоградських гранітів) видовжений на 50 км уздовж східного контакту Новоукраїнського масиву, а на півдні змикається із Бобринецьким масивом. Деякі дослідники [6, 56, 102] об'єднують Кіровоградський масив із Бобринецьким у єдиний Кіровоградсько-Бобринецький масив.

Кондаурівський масив площею 135 км² належить до південно-західного замикання Єлізаветградського гнейсо-граніт-мігматитового купола [121]. На півдні Кіровоградський розлом відділяє Кондаурівський масив від Кіровоградського. Крім порфіробластичних гранітів і мігматитів, у складі масиву також встановлено окремі тіла рівномірнозернистих гранітів і мігматитів, останці гнейсів чечеліївської світи площею до 4 км².

Долинський масив представлений у межах аркуша своєю північною частиною площею 390 км². У його будові можна виділити відносно компактне основне тіло розміром 25x30 км, дещо витягнуте у північно-західному напрямку, й апофізу потужністю 2-2,5 км, яка простежується від північно-західної частини основного тіла в субмеридіональному напрямку на відстані 25 км. Речовинний склад масиву, на відміну від трьох попередніх, більш складний. Крім біотитових порфіробластичних гранітів і мігматитів, тут поширені (до 20%) амфібол-біотитові порфіробластичні граніти й мігматити. У гранітах часто зустрічаються ксеноліти гнейсів чечеліївської і спасівської світ, а в амфібол-біотитових гранітах, крім того, плагіогранітів інгулецького комплексу й амфіболітів, амфібол-біотитових гнейсів конкської серії. У східній частині масиву окремими свердловинами розкриті монзоніти новоукраїнського комплексу [116].

Специфічним утворенням кіровоградського комплексу є Криничувацький граніт-мігматитовий масив, який відносять до купольних гранітних масивів [56]. У його будові спостерігається зональність: граніти пегматоїдні і пегматити центральної частини масиву в напрямку його контактів з гнейсами чечеліївської світи змінюються гранітами аплітоїдними, двослюдяними, мігматитами середньозернистими плагіоклаз-мікрокліновими рожевими, червонувато-рожевими, мігматитами суттєво плагіоклазовими двослюдяними сірими й рожево-сірими. У породах масиву, особливо в мігматитах і аплітоїдних гранітах, зустрічаються численні ксеноліти амфіболітів, амфібол-біотитових гнейсів конкської серії, гіперстен-біотитових і біотитових гнейсів спасівської і чечеліївської світ.

Геофізичні поля гранітоїдів кіровоградського комплексу неоднорідні. Поле локальних аномалій сили тяжіння Бобринецького, Кіровоградського і Кондаурівського масивів переважно від'ємне інтенсивністю до -0,5 мГал, з локальними підвищеннями до +1,0 мГал і смугою знижень інтенсивністю до -1,5 мГал уздовж східних контактів масивів. Магнітне поле від'ємне слабо градієнтне, інтенсивністю до -120 нТл, з локальними позитивними аномаліями інтенсивністю до +300 нТл, пов'язаними з кварцовими монзонітами новоукраїнського комплексу й мігматитами діоритового складу інгулецького комплексу. Долинський масив характеризується низькоградієнтним переважно додатним полем сили тяжіння інтенсивністю до +0,5 мГал, з локальними підвищеннями і зниженнями амплітудою 0,5-1,0 мГал. Магнітне поле в південній частині масиву додатне інтенсивністю до +200 нТл, іноді до +300 нТл, а в північній частині масиву від'ємне інтенсивністю до -100 нТл, з окремими підвищеннями і зниженнями амплітудою 80-120 нТл. Криничувацький масив чітко виділяється від'ємним полем сили тяжіння інтенсивністю до -1,0 мГал і додатним магнітним полем інтенсивністю до +600 нТл.

Серед ультраметаморфічних і метасоматичних утворень кіровоградського комплексу на площі аркуша виділяються граніти і мігматити біотитові, гранат-біотитові, мусковіт-біотитові рівномірнозернисті, граніти й мігматити біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні, граніти жильні апліто-пегматоїдні, аплітоїдні, пегматоїдні, дрібно-середньозернисті, альбітити, альбіт-мікроклінові, мікроклін-альбітові метасоматити.

Граніти ($\gamma_1 PR_1^1 kg$), *граніти й мігматити нерозчленовані* ($\gamma_1 m PR_1^1 kg$) біотитові, гранат-біотитові, мусковіт-біотитові рівномірнозернисті.

Граніти й мігматити біотитові рівномірнозернисті поширені в Бобринецькому, Криничувацькому масивах, західному й східному ендоконтактах Кондаурівського масиву. Достатньо детально рівномірнозернисті граніти й мігматити вивчалися в Бобринецькому масиві [115]. У північній частині масиву спостерігаються часті поступові переходи між середньо-крупнозернистими гранітами, мігматитами і порфіробластичними гранітами, мігматитами через поступове збільшення кількості порфіробластів калішпату. На окремих ділянках, крім біотиту, присутні гранат і мусковіт. Петрографічний склад: решітчастий мікроклін-пертит – 45%, кварц – 25%, плагіоклаз (олігоклаз) – 20%, біотит – 10%, іноді присутній гранат (до 1%). Біотит часто заміщується мусковітом. Акцесорні: апатит, циркон, монацит; рудні: магнетит. У мігматитах кількість біотиту зростає до 20%.

Граніти й мігматити Криничувацького масиву відрізняються від інших гранітоїдів кіровоградського комплексу неоднорідністю петрографічного складу (суттєво плагіоклазові, плагіоклаз-мікроклінові мігматити, аплітоїдні, пегматоїдні граніти), текстурними особливостями (наявність на окремих ділянках в аплітоїдних гранітах лінійно орієнтованих зерен пластинчастого (лентикулярного) кварцу, видовжених кристалів

польових шпатів), зовнішнім виглядом (сірі, рожевувато-сірі гранітоїди зовнішніх частин куполу змінюються рожевими, червоними гранітами його центральної частини), складом ксенолітів (амфіболіти, амфібол-біотитові гнейси конкської серії, біотитові, піроксен-біотитові гнейси інгуло-інгулецької серії), високою магнітною сприйнятливістю (у амфіболітів, амфібол-біотитових і піроксен-біотитових гнейсів із біотит-магнетитовими прошарками до $20000 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{CI}$, у сірих, рожевувато-сірих мігматитів до $1000 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{CI}$), інтенсивним окварцунням у вигляді кварцових прожилків потужністю 1-10 см і жил потужністю до 2 м. Це дало підстави нашим попередникам [124] порівнювати гранітоїди Криничувацького масиву з архейськими гранітоїдами токівського комплексу Середньопридніпровського мегаблока.

Петрографічний склад сірих мігматитів: плагіоклаз (олігоклаз) – 35%, решітчастий мікроклін – 20%, кварц – 35%, біотит – 10-15%, мусковіт – 1-5%, гранат – 0-1%. Акцесорні: циркон, монацит, апатит; рудні: магнетит, ільменіт, гематит. У рожевих мігматитах порівняно з сірими зменшується до 20% вміст плагіоклазу й кварцу і збільшується до 45% вміст мікрокліну.

Петрографічний склад гранітів: решітчастий мікроклін-пертит – 45-55%, плагіоклаз (олігоклаз-альбіт) – 15-25%, кварц – 25-30%, біотит – 1-5%, мусковіт – 1-5%, гранат (поодинокі зерна). Акцесорні: циркон, монацит; рудні: магнетит, гематит.

Граніти ($\gamma_2 \text{PR}_1^1 \text{kg}$), граніти і мігматити нерозчленовані ($\gamma_2 \text{mPR}_1^1 \text{kg}$) порфіробластичні найпоширеніші серед гранітоїдів кіровоградського комплексу. Розкриті численними свердловинами й відслоненнями. Переважають біотитові граніти й мігматити, амфібол-біотитові різновиди встановлені в Долинському масиві, південній частині Кондаурівського масиву.

Граніти й мігматити порфіробластичні біотитові макроскопічно вирізняються за кольором (сірі, рожеві, залежно від кольору порфіробластів), розміром (дрібно-, крупнопорфіробластичні) та кількістю порфіробластів мікрокліну. Розмір порфіробластів у дрібнопорфіробластичних гранітах і мігматитах – 1-1,5 см, у крупнопорфіробластичних сірих – від 1,5×2 до 2,5×7 см, а в рожевих до 4×9 см. Кількість порфіробластів частіше сягає 20-40%, а на окремих ділянках збільшується до 80%. На контактах гранітів і мігматитів із гнейсовою товщею спостерігаються переходи порфіробластичних мігматитів у рівномірнзернисті [150, 133]. Петрографічний склад: решітчастий мікроклін-пертит – 20-70% (у середньому 40%), плагіоклаз №17-23 – 10-40% (у середньому 30%), кварц – 15-40% (у середньому 22%), біотит – 3-18% (у середньому 8%). У Бобринецькому, Кіровоградському й Кондаурівському масивах зустрічаються гранат і мусковіт, а в Долинському масиві – силіманіт і мусковіт. Акцесорні мінерали: циркон, монацит; рудні: магнетит, гематит. Щільність – $2,65 \text{ г/см}^3$, магнітна сприйнятливість – $5 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{CI}$.

Серед гранітів й мігматитів амфібол-біотитових зустрічаються як крупно, так і дрібнопорфіробластичні породи. Граніти й мігматити амфібол-біотитові дрібнопорфіробластичні містять 30-40% сірих, рожевувато-сірих порфіробластів калішпату розміром до 2,5 см. У крупнопорфіробластичних гранітах і мігматитах у середньозернистій основній масі спостерігаються порфіробласти калішпату розміром від 1×3 до 3×8 см у кількості 30-50%. Петрографічний склад: плагіоклаз №27-30 – 40%, решітчастий мікроклін-мікропертит – 25%, кварц – 25%, біотит – 7% (у мігматитах до 25%), зелена звичайна рогова обманка – 3%. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, ортит; рудні: магнетит, пірит. Щільність – $2,68 \text{ г/см}^3$, магнітна сприйнятливість – $700-3000 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{CI}$.

Граніти апліто-пегматоїдні ($\gamma^{\text{ap}} \text{PR}_1^1 \text{kg}$), аплітоїдні ($\gamma^{\text{a}} \text{PR}_1^1 \text{kg}$), пегматоїдні ($\gamma^{\text{p}} \text{PR}_1^1 \text{kg}$), дрібнозернисті ($\gamma \text{PR}_1^1 \text{kg}$) належать до жильної фації кіровоградського комплексу й поширені на всій площі аркуша, особливо в зонах екзоконтактів Кіровоградського, Бобринецького масивів. Між аплітоїдними й пегматоїдними гранітами постійно спостерігаються поступові переходи, в багатьох жилах вони присутні разом, у деяких жилах переважають аплітоїдні або пегматоїдні різновиди. Зустрічаються зональні жили з пегматоїдними гранітами в центральних частинах і аплітоїдними гранітами в зальбандах [116], але нерідко пегматоїдні відокремлення утворюються в приконтактних зонах апліто-пегматоїдних гранітів. У більшості випадків це жили виповнювання, що мають різкі контакти з вмісними породами. Зазвичай потужність жил становить від перших десятків сантиметрів до десятків метрів, протяжність – від перших десятків метрів до 700 м. Окремі тіла апліто-пегматоїдних гранітів потужністю 0,4-0,8 км і довжиною до 1,5 км закартовано в Бобринецькому, Криничувацькому масивах і в південному об'ямуванні Єлизаветградського купола. За даними гірничо-бурової розвідки Клиничівського родовища золота апліто-пегматоїдні граніти утворюють у гнейсовій товщі куліси жил потужністю від десятків сантиметрів до 170 м, протяжність жил 100-300 м, рідше до 700 м. Потужність жил по падінню невитримана, що зумовлює їх виклинювання й розлізнування на глибинах у перші десятки метрів. Контакти – як узгоджені з елементами залягання вмісних гнейсів, так і січні; переважно різкі, супроводжуються об'ямівками біотитизації шириною від кількох міліметрів до перших десятків сантиметрів, лінійовидно-прожилковою гранітизацією в 10-20-сантиметровій екзоконтактній зоні. Приконтактні зміни гранітів виражені збагаченням зони ендоконтакту (у межах 1 м) лінійовидно-плямистими сегрегаціями біотиту розміром до 10 см по довжині, скупченнями зерен гранату. В ендоконтактах окремих жил, залежно від складу вмісних гнейсів спостерігались: на контактах з кордієрит-біотитовими гнейсами – кордієрит, на контактах з роговообманко-біотитовими гнейсами – рогова обманка й кумінгтоніт. Рідше зустрічаються силіманіт і турмалін.

Петрографічний склад аплітоїдних гранітів: решітчастий мікроклін – 40-45%, кварц – 30-35%, плагіоклаз (альбіт-олігоклаз) – 20-25%, темноколірні мінерали (біотит, мусковіт, гранат) – 2-3%. Акцесорні: циркон, апатит, монацит.

Петрографічний склад пегматоїдних гранітів: решітчастий мікроклін – 50-60%, кварц – 30-40%, плагіоклаз №12-25 (кородується мікрокліном і кварцом) – 0-10%, темноколірні мінерали (біотит, мусковіт, гранат) – 1-3%. У зальбандах жил пегматоїдних гранітів Клишівського родовища місцями суттєво мікроклінові граніти переходять у мікроклін-плагіоклазові до плагіогранітів, які містять 50-60% олігоклазу, 30-40% кварцу, до 10% мікроклін-пертиту, 1-3% гранату й біотиту.

Потужність жил дрібно-середньозернистих гранітів від десятків сантиметрів до десятків метрів, а в окремих структурно-пошукових свердловинах Клишівського опорного профілю на східному крилі Приінгульської синкліналі – понад 100 м. Довжина по простяганню не встановлена. За складом темноколірних мінералів граніти можна розділити на біотитові, двослюдяні, гранат-біотитові, гранат-двослюдяні, силіманіт-біотитові, гранат-силіманіт-кордієрит-біотитові. Петрографічний склад: мікроклін-пертит – 25-40% (у середньому 34%), плагіоклаз (олігоклаз, альбіт-олігоклаз) – 15-50% (у середньому 29%), кварц – 20-45% (у середньому 30%), біотит – 1-15% (у середньому 6%), гранат, силіманіт, кордієрит – 0-5% (у середньому 1%).

Альбітити, альбіт-мікроклінові, мікроклін-альбітові метасоматити (mtPR₁¹kg).

Метасоматичні утворення поширені переважно в західній частині площі аркуша й пов'язані із зоною Кіровоградського розлому й довколишніми розривними порушеннями північно-східного простягання, які простежуються від головної зони вбік Кіровоградського й Новоукраїнського масивів. Окремі тіла метасоматитів виявлено в східній і південно-східній частинах площі аркуша. У зоні Кіровоградського розлому вони супроводжуються смугою протяжністю близько 40 км, шириною до 2 км діафторованих (хлоритизованих, епідотизованих, мусковітизованих) кристалічних порід. Лужні метасоматити детально вивчалися при геологознімальних роботах масштабу 1:50 000 і при спеціалізованих пошукових, пошуково-розвідувальних роботах, що проводилися геологічними організаціями КП "Кіровгеологія". Вони мають зональну будову. Зовнішню зону метасоматичної колонки складають діафторовані, частково метасоматично змінені породи, що зберігають структурно-текстурні особливості материнських порід. За петрографічним складом змінені граніти близькі до граносієнітів, кварцових сієнітів, змінені гнейси відповідають альбітизованим гнейсам. Біотит у гнейсах і гранітах різною мірою хлоритизований, часто асоціює з епідотом, мусковітом, карбонатом. Спостерігаються окремі порфіробласти альбіту й мікрокліну, поодинокі прошарки (хлорит-епідот-альбітові, хлорит-епідот-альбіт-кварцові) більш інтенсивно змінених гнейсів і гранітів.

У проміжній зоні метасоматичної колонки, яка за речовинним складом наближається до сієнітів, десіліційованих порід, основна тканина гнейсу повністю заміщується хлорит-епідот-альбітовим, хлорит-епідот-кварц-альбітовим, рідше хлорит-епідот-альбіт-кварцовим агрегатом. У гранітах провідною є асоціація: альбіт (30-60%), хлорит (10-50%), епідот (20-50%), іноді з кварцом (до 20%) і мікрокліном (до 30%).

Центральну зону метасоматичної колонки складають альбітити, в яких локалізуються промислові поклади урану. Вирізняють альбітити крупнопластинчасті (апогранітні) й цукроподібні (апогнейсові), а за складом темноколірних мінералів – хлоритові, рибекітові, егіринові. Вміст темноколірних мінералів в апогранітних альбітитах – 5-10%, в апогнейсових – 20-50%. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, ортит, монацит; рудні: магнетит, гематит, пірит. Уранові мінерали альбітитів представлені урановою черню, уранофаном, кофінітом, ненадквіттом, настураном, уранінітом, бранеритом, давідитом. Альбітити в багатьох випадках мають ознаки тектонічної переробки. Типовими рудоконтролюючими структурами на родовищах урану є зони об'ємного катаклазу, брекчіювання, тріщинуватості, мілонітові шви.

Крім лужних метасоматитів на площі аркуша поширені інші гідротермально-метасоматично змінені породи: окварцовані, сульфідизовані, карбонатизовані й т. п., а також вторинні кварцити. У зонах Кіровоградського й Інгуло-Кам'янського розломів гідротермально-метасоматично змінені породи мають площове поширення. На Клишівському і Юр'ївському рудних полях золоте зруденіння парагенетично пов'язане з окварцованням, сульфідизацією та залізо-магнезіально-карбонатним метасоматозом. На Клишівській ділянці золото часто зустрічається в жилоподібних тілах діоритовидних порід (скарноїдів) потужністю від кількох сантиметрів до десятків сантиметрів. Петрографічний склад: плагіоклаз двох генерацій від олігоклаз-андезину №27 до андезин-лабрадору №56 20-70% (у середньому 46%), кварц 10-70% (у середньому 37%), клінопіроксен 2-30% (у середньому 14%), звичайна рогова обманка 1-10% (у середньому 2%), карбонат 0-20% (у середньому 3%). Другорядні мінерали: сфен, біотит, кліноцоїзит, графіт, альмандин-гросуляровий гранат, скаполіт, флюорит, воластоніт. Вкраплене золото зустрічається також у біотит-кварцових прожилках і жилах потужністю до 50 см, які містять до 40% шлірів крупнолускуватого біотиту.

Тіло вторинних кварцитів площею 4 км², розташоване в північно-східній частині району, чітко виділяється в магнітному полі додатною аномалією інтенсивністю до 400 нТл. У північному напрямку воно виходить за межі території. Вмісні породи – біотитові гнейси чечеліївської світи. Тіло кварцитовидних порід потужністю не менше 10 м спостерігалось також у порфіробластичних гранітах на північній околиці м. Кіровоград [75]. Петрографічний склад вторинних кварцитів: кварц (80-90%), силіманіт (до 20%), мікроклін (до 5%), слюда, рогова обманка, піроксен (загалом до 5%). Акцесорні: апатит, циркон, рутил, монацит, сфен; рудні:

магнетит, гематит, пірит, марказит, халькопірит. Петрофізичні властивості: середня густина – 2,6 г/см³, магнітна сприйнятливість коливається від 0 до 8410×4π×10⁻⁶ СІ.

За петрохімічними даними гранітоїди кіровоградського комплексу відносяться до лужної (з вмістом лугів 8,5-10,5%, вапна 0,5-1,5%) і вапняно-лужної (з вмістом лугів 6,5-7,5%, вапна 2-3%) гілок. Хімічний склад гранітоїдів найчастіше варіює між гранітами-лейкогранітами та сублужними гранітами-лейкогранітами. Амфібол-біотитові порфіробластичні граніти Долинського масиву і частина мігматитів відхиляються вбік гранодіоритів. У цілому гранітоїди кіровоградського комплексу близькі за хімізмом до докембрійських гранітів по Делі, але більш пересичені глиноземом.

Головні риси геохімічної спеціалізації гранітоїдів кіровоградського комплексу зумовлені підвищеною концентрацією золота, вісмуту, миш'яку, срібла, накопиченням ряду елементів літофільної (олово, вольфрам, цирконій), халькофільної (мідь) і сидерофільної (хром, марганець) груп. Гранітоїди кіровоградського комплексу утворилися переважно по метапелітовому субстрату – гнейсам чечелівської світи, і за петрохімічними особливостями належать (за винятком Долинського масиву й Криничувацького куполу) до апелітового типу [6]. Гранітоїди Долинського масиву й Криничувацького куполу утворилися завдяки ультраметаморфічній переробці складного субстрату, який включає гнейси інгуло-інгулецької серії, а також плагіограніт-мігматитові й базитові комплекси архею, тому їх можна віднести до змішаного апобазит-апелітового типу.

Вік гранітоїдів кіровоградського комплексу району робіт визначався різними радіоізотопними методами. Показники віку: калій-аргоновим методом [54, 62, 65] – 1440-2240 млн.р., уран-торій-свинцевим методом [54] – 1700-2280 млн.р., по цирконах термоізохронним методом – 1900-2100 млн.р. [102]. У сучасній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита вік гранітоїдів комплексу прийнятий 2000 млн.р. Вік лужних метасоматитів дещо молодший – 1800-1900 млн.р. [4].

Клесовій

Корсунь-новомиргородський інтрузивний комплекс (PR₁²kn)

Корсунь-новомиргородський інтрузивний комплекс приймає участь у будові однойменного плутону. На площі аркуша розташована південно-східна частина плутону площею близько 70 км². У 16км на схід і в 8 км на південь від плутону породи комплексу утворюють два штокоподібних тіла площею 8 і 5 км².

Породи комплексу представлені переважно двома провідними формаціями – габро-анортозитовою (габро, габро-норити, габро-анортозити, анортозити) і рапаківгранітною (граніти рапаківі, рапаківіподібні, монзоніти, контаміновані граніти). Окремо виділяються породи сієнітового складу. На думку більшості дослідників [56], основні породи належать до першої фази формування плутону, а граніти – до другої. Пізнішими вважаються сієніти, кварцові сієніти [20, 67]. Породи комплексу розкриті численними картувальними свердловинами та окремими відслоненнями північно-західніше м. Кіровоград. Основні породи плутону фіксуються додатною гравітаційною аномалією інтенсивністю до 3,0 мГал. Гравітаційне поле, спричинене гранітоїдами, – від'ємне інтенсивністю від –0,5 до –1,5 мГал, у зоні південного контакту плутону – додатне інтенсивністю до +0,5 мГал. Магнітне поле в цілому від'ємне низькоградієнтне інтенсивністю до –120 нТл, з окремими високоградієнтними підвищеннями амплітудою 40-60 нТл. При характеристиці комплексу використані матеріали по суміжних територіях (аркуші М-36-XXVI, XXVII, XXXII) [67, 20, 121], де він більш поширений і краще вивчений.

Породи габро-анортозитової формації належать до південно-східної частини Канізького габро-анортозитового масиву. Переважають (до 85%) габро-анортозити, на сході вони змінюються габро, габро-норитами, на північному заході – анортозитами.

Анортозити (ηPR₁²kn) складаються переважно з андезин-лабрадору (92-99%), інші мінерали представлені піроксеном ромбічним (0-4%), піроксеном моноклінним (0-1%), амфіболом (0-2%), олівіном (0-1%). Акцесорні: апатит, циркон; рудні: ільменіт, пірит, халькопірит, магнетит. Поблизу контактів із гранітами спостерігаються калішпат (0,5-8%) і кварц (0,5-3%). Вторинні мінерали: епідот, преніт, цеоліти, карбонат, хлорит.

Габро-анортозити (νηPR₁²kn) мають поступові переходи з анортозитами, але на відміну від останніх темніше забарвлені, що зумовлено більшим вмістом темноколірних мінералів. Мінеральний склад: плагіоклаз (як і у анортозитах, андезин-лабрадор) – 68-90%, піроксен ромбічний – 0-25%, піроксен моноклінний – 0-10%, олівін – 0-9%, рогова обманка – 0-2%. Акцесорні й рудні мінерали аналогічні анортозитах. Вторинні мінерали: карбонат, хлорит і монтморилоніт (по тріщинах).

На контактах із гранітами габро-анортозити часто калішпатизовані (до 10% калішпату) й окварцовані (до 2% кварцу), містять поодинокі лусочки біотиту.

Габро, габро-норити (νPR₁²kn) мають поступові переходи між собою, а також із габро-анортозитами. Мінеральний склад: плагіоклаз (андезин-лабрадор, на контактах з гранітами до олігоклаз-андезину) – 40-65%, піроксен ромбічний (гіперстен) – 1-20%, зрідка до 30%, піроксен моноклінний (діопсид-геденбергіт) – 1-15%, зрідка до 22%, олівін (гортоноліт) – 8-20%, рогова обманка – 1-3%, апатит – 1-5%, зрідка до 10%, ільменіт – 1-7%, зрідка до 15%. Акцесорні: циркон; рудні: пірит, піротин, магнетит; вторинні: кальцит.

На контактах із гранітами спостерігаються калішпат (до 20%), кварц (до 10%), біотит (до 10%).

Середня щільність і магнітна сприйнятливість анортозитів: $\sigma = 2,73 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 40 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ СІ}$, габро, габро-норитів: $\sigma = 3,1-3,7 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 100-1000 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ СІ}$.

У геохімічному відношенні габроїди спеціалізовані на фосфор і титан. Породи габроанортозитової формації внаслідок гідротермально-метасоматичних змін під впливом гранітів рапаківі часто, порівняно з типовим складом [15, 45], містять більше кремнекислоти, лугів, збіднені вапном, а іноді магнієм і залізом. Тому їх хімічні склади відхиляються до сублужних, лужних порід основного й середнього складу.

Породи рапаківігранітної формації поширені в плутоні південніше Канізького габро-анортозитового масиву, а також утворюють два окремих штокоподібних тіла, розташованих на відстані 8 і 16 км на південь і схід від плутону.

Граніти рапаківі ($\gamma \text{PR}_1^2 \text{kn}$), *рапаківіподібні* ($\gamma^p \text{PR}_1^2 \text{kn}$) зовнішньо схожі і близькі за петрографічним складом. Це зеленувато- або рожевувато-сірі різнозернисті біотитові, амфібол-біотитові, іноді піроксенвмісні породи з порфіровими виділеннями (овоїдами) калішпату. Граніти рапаківі містять 20-40% (іноді до 50%) порфірових виділень калішпату розміром 1-2 см, рідше 3-4 см, з олігоклазовими, кварц-олігоклазовими облямівками або без облямівок. Рапаківіподібні граніти більш дрібнозернисті, дрібноовоїдні, кількість овоїдів не перебільшує 10%, іноді вони взагалі безовоїдні. Петрографічний склад: плагіоклаз (андезин у центрі, олігоклаз до альбіт-олігоклазу й альбіту по краях кристалів) – 10-40%, мікроклін-пертит – 20-65%, кварц – 20-35%, рогова обманка – 2-10%, біотит – 1-10%, піроксен, олівін – поодинокі зерна, повністю заміщені ідингситом і грюнеритом. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, флюорит; рудні: ільменіт, титаномagnetит, сульфід.

Монзоніти, контаміновані граніти тяжіють до приконтактних зон масиву гранітів рапаківі з породами Канізького габроанортозитового масиву і „рами”.

Монзоніти ($\mu \text{PR}_1^2 \text{kn}$) – середньо-крупнозернисті, часто порфіровидні породи. Розмір порфірових вкраплеників калішпату – до 2 см. Мінеральний склад: плагіоклаз (андезин) – 20-50%, калішпат – 15-45%, кварц – 1-20%, піроксен (ромбічний і моноклінний) – 2-25%, амфібол – 2-6%, олівін – 0-8%, біотит – 1-6%, апатит – до 2%, рудні (ільменіт, пірит, піротин, магнетит) – 1-4%. Амфібол (гастингсит, рідше грюнеріт) заміщує піроксен, часто спостерігаються псевдоморфози амфіболу, ідингситу по олівіну.

Контаміновані граніти ($\gamma^k \text{PR}_1^2 \text{kn}$) макроскопічно мало відрізняються від монзонітів, з якими, як і з гранітами рапаківі, пов'язані поступовими переходами. Мінеральний склад: плагіоклаз (олігоклаз-андезин) – 10-40%, калішпат – 25-60%, кварц – 10-25%, піроксен (ромбічний і моноклінний) – 0-10%, амфібол – 0-13%, біотит – 1-6%. Акцесорні: апатит, циркон; рудні: ільменіт, пірит, магнетит.

Фізичні властивості гранітів: $\sigma = 2,64 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 87 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ СІ}$; монзонітів: $\sigma = 2,65-2,75 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 100-300$ (до 1000-5000) $\times 4\pi \times 10^{-6} \text{ СІ}$; контамінованих гранітів: $\sigma = 2,65-2,73 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 533 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ СІ}$.

За хімічним складом граніти рапаківі й рапаківіподібні належать переважно до нормальних і сублужних гранітів і лейкогранітів. Монзоніти, контаміновані граніти відносяться до сублужного ряду, сімейства кварцових монзонітів – кварцових діоритів. Порівняно з гранітами вони мають більш високу основність, а порівняно з габроїдами в них зменшується роль фемічних і збільшується роль салічних мінералів.

Сієніти, кварцові сієніти ($\xi \text{PR}_1^2 \text{kn}$) утворюють тіло неправильної форми (Осикувацький масив) на південному контакті плутону з трахітоїдними гранітами новоукраїнського комплексу. Контакти сієнітів супроводжуються калішпатизованими (сієнітизованими) породами корсунь-новомиргородського й новоукраїнського комплексів. За вмістом темноколірних мінералів (амфібол, біотит, піроксен) вирізняють сієніти (10-26%) і лейкосієніти (5-8%) [75]. У лейкосієнітах постійно присутній кварц від 1-2% до 5-10%.

Сієніти – середньозернисті, іноді порфіровидні породи з порфіровими вкрапленнями калішпату розміром до 2,5 см. Петрографічний склад сієнітів: калішпат – 63-77%, плагіоклаз – 8-15%, кварц – 0-3%, піроксен – 0-15%, олівін – 0-10%, амфібол – 0-7%, біотит – 0-10%. Акцесорні: циркон, апатит, флюорит; рудні: ільменіт, пірит, магнетит, гематит. Петрографічний склад лейкосієнітів: калішпат – 70-82%, плагіоклаз – 10-20%, кварц – 1-10%, біотит – 0-5%. Акцесорні: циркон, апатит, монацит, ортит, гранат; рудні: ільменіт.

Відмінності між сієнітами та лейкосієнітами пояснюють їх походженням: лейкосієнітів – за рахунок метасоматичного перетворення трахітоїдних гранітів і гранітів рапаківі, а сієнітів – за рахунок основних порід, монзонітів, контамінованих гранітів корсунь-новомиргородського комплексу [75].

За хімічним складом сієніти належать до сублужних-лужних сієнітів – кварцових сієнітів.

Для гранітоїдів південно-східної частини Корсунь-Новомиргородського плутону характерний підвищений вміст ряду халькофільних (мідь, цинк, молібден, свинець) і літофільних (цирконій, ніобій, церій, лантан) елементів. Сієніти мають рідкіснометально-рідкісноземельну спеціалізацію [67].

Сієніти вважаються наймолодшими породами в складі корсунь-новомиргородського комплексу [67, 75]. Радіологічний вік сієнітів за даними термоемісійного методу по цирконах – 1735 млн.р. [67].

Дайковий комплекс (PR_1^2)

Породи палеопротерозойського дайкового комплексу представлені діабазами, діабазовими порфіритами, габро-діабазами, габро-перидотитами. Найпоширеніші серед них діабазы. Дайки сконцентровані переважно в західній і південній частинах площі аркуша, у зонах розломів північно-західного простягання. Простягання дайок північно-західне, протяжність від кількох сотень метрів до 19 км, потужність від кількох десятків

сантиметрів до десятків метрів, максимальна – 40 м. У більшості випадків дайки круто (65-85°) падають на південь, рідше на північ або мають вертикальне падіння [109, 116]. Вмісними породами є гранітоїди кіровоградського й новоукраїнського комплексів, гнейси інгуло-інгулецької серії. Контакти дайок з вмісними породами чіткі, рівні, місцями тектонічні. Зони катаклазу, мілонітизації потужністю до 1 м спостерігаються як у вмісних породах, так і в діабазі. Дрібно-середньозернисті діабазити на контактах змінюються дрібнозернистими до прихованокристалічних. В екзоконтактах дайок крім тектонічних змін проявляються окварцювання, альбітизація, хлоритизація, епідотизація.

У магнітному полі дайки виділяються лінійно витягнутими високоамплітудними аномаліями ΔT_a інтенсивністю до 120 нТл. Дайки розкриті численними свердловинами й відслоненнями. Особливості речовинного складу та структури дайкових порід висвітлені в роботах [109, 116]. За хімізмом діабазити наближаються до нормальних, рідше сублужних, порід основного складу. Дайки діабазитів мають активні контакти з породами інгуло-інгулецької серії, гранітоїдами кіровоградського та новоукраїнського комплексів. Взаємовідношення з породами корсунь-новомиргородського комплексу не встановлені.

На суміжних із заходу і півночі (аркуші М-36-XXXII, XXVI) площах дайкові породи віднесені до палеопротерозойського дайкового комплексу.

За даними радіологічних досліджень (переважно калій-аргоновим методом) вік діабазитів коливається в межах 1,3-1,9 млрд р. За аналогією до площ суміжних із півночі і заходу аркушів М-36-XXVII, XXXII [20, 121] і згідно з діючою хроностратиграфічною схемою раннього докембрію УЩ вік дайкових порід, пов'язаних із зонами розломів північно-західного простягання, прийнятий нами палеопротерозойським.

Мезопротерозойська ера

Овручій

Дайковий комплекс (PR₂)

Породи мезопротерозойського дайкового комплексу поширені в північній і східній частинах району. Серед порід комплексу виявлені діабазити, габро-діабазити, камптоніти, пікрити, кімберліти. У північній частині району дайки приурочені до зони Суботсько-Мошоринського розлому субширотного простягання, особливо до вузла перетину із зоною Кіровоградського розлому, в східній частині району дайки контролюються субширотними розривними порушеннями (Верблюзьким та ін). Простягання дайок субширотне, північно-західне, протяжність – від кількох сотень метрів до 21 км, потужність – від перших метрів до 30 м, падіння субвертикальне або круте (70-85°) у північному і південному напрямках. Вмісні породи представлені гнейсами інгуло-інгулецької серії, гранітоїдами кіровоградського та новоукраїнського комплексів.

Діабазити (βPR₂), габро-діабазити (βPR₂) за речовинним складом та структурно-текстурними особливостями не відрізняються від аналогічних порід палеопротерозойського дайкового комплексу і охарактеризовані в роботах [62, 65, 103, 124, 125].

Пікрити (ωPR₂) поширені в районі с. Підгайці (північна околиця м. Кіровоград). Вивчалися при ГТК-200 [67] та при загальних пошуках алмазів на Знам'янсько-Устинівському дайковому полі [69]. Довжина дайок коливається від перших десятків метрів до 300 м, потужність – від десятків сантиметрів до 10 м. Пікрити – тонкозернисті породи з порфіровою структурою і мигдалекам'яною текстурою. Порфірові вкрапленики (20-40%) являють собою псевдоморфози серпентину по олівіну. Основна маса заміщена агрегатом вторинних продуктів: хлориту, карбонату, епідоту, актиноліт-тремолітової рогової обманки. Мигдалини розміром 1-5 мм за мінеральним складом поділяються на хлорит-карбонатні, хлоритові, карбонатні. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, рутил; рудні: магнетит, титаномагнетит, пірит, рідко муасаніт, хроміт.

Камптоніти (εPR₂) розкриті св. 7882 біля смт Новгородка [108], зустрінуті також у відслоненнях поблизу м. Кіровоград [67]. Протяжність дайок – до 1,5 км, а західніше смт Новгородка – 10 км, потужність – 2-12 м. Петрографічний склад: діопсид-авгіт, титан-авгіт – 30-45%, бура рогова обманка (керсутит, баркевікіт) – 25-30%, бурувато-коричневий біотит – 5-30%, плагіоклаз (альбіт) – 10-15%. Акцесорні: апатит; рудні: ільменіт, титаномагнетит, магнетит, пірит, халькопірит. Вторинні: карбонат, хлорит, зелена слюда. Зустрічаються також наближені до пікритів олівінвмісні камптоніти наступного петрографічного складу: авгіт – 20-45%, бура рогова обманка – 15-30%, олівін – 20-27%, бурий біотит – 5-10%, плагіоклаз (лабрадор) – 5-10%. Рудні: магнетит, ільменіт, пірит, піротин. За петрографічним складом близькі до камптонітів пікритодіабазити Клишівської ділянки [61], які містять 45-50% темноколірних мінералів (титан-авгіту, баркевікіту, олівіну), 30-35% плагіоклазу, 10-15% магнетиту.

Кімберліти (τPR₂) виявлені в районі м. Кіровоград. Потужність дайок 0,1-8,0 м, протяжність – до 1,0 км. Кімберліти – брекчіївидні породи і містять до 50% уламкового матеріалу. Основна маса кімберлітів дрібно-середньозерниста, порфіровидна, представлена флогопітом (до 50%), олівіном, діопсидом. Акцесорні мінерали: алмаз, гранат, хромшпінеліди, перовскіт, титаномагнетит, муасаніт, корунд, дистен, а також золото, пірит, галеніт. В уламках переважають мангійні породи: дуніти, передотити, рідко зустрічаються альбітити.

За хімізмом камптоніти близькі до лужних, сублужних ультраосновних порід. Пікрити – високомагнетніальні (MgO від 15 до 27%), низькоглиноземисті (Al₂O₃ в межах 6-9%), з підвищеною лужністю (лугів 1-3%)

породи, що наближає їх до порід групи кімберлітів. Кімберліти за вмістом сумарного заліза, CaO, K₂O, Al₂O₃ відповідають типовим кімберлітам.

Радіологічний вік діабазів у районі с. Суботці був визначений калій-аргоновим методом у межах 1130-1708 млн р., що дало І. М. Етінгофу підставу розглядати вік дайок Суботсько-Мошоринської зони в діапазоні мезо-протерозою [125]. В. П. Брянський [67] крім палеопротерозойських діабазів виділяє мезо-протерозойські пікрити і камптоніти. В. А. Захаров [16] вважає діабаз, габро-діабаз дайкових поясів, приурочених до розривів субширотної орієнтації на суміжній зі сходу площі аркуша М-36-XXXIV (Жовті Води), неопротерозойськими. Радіологічний вік кімберлітів визначений як 1800-1815 млн р. (калій-аргоновий метод по слодах) [58]. Геолого-геофізичними дослідженнями в східній частині Інгульського мегаблока встановлено, що дайкові пояси північно-західного простягання січуться субширотними поясами [56]. Таким чином, виходячи з наявних геологічних матеріалів і сучасної хроностратиграфічної схеми, ми вважаємо вік дайкових порід району, пов'язаних із зонами субширотних тектонічних порушень, мезопротерозойським.

4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД

Кора вивітрювання докембрійських порід розвинена практично по всій площі аркуша (90-95%), за виключенням ділянок сучасного розмиву по долинах рр. Аджамка, Бешка, Кам'янка, Верблюжка, Інгул, Березівка, великих балок, а також відносних піднять древнього рельєфу (рис. 4.1).

Поверхня кори вивітрювання являє собою хвилясту денудаційну рівнину. Середні абсолютні відмітки поверхні кори вивітрювання коливаються від 120 до 140 м, максимальні (180 м) спостерігаються в західній частині площі, а мінімальні (40 м) – на північному сході території (св. 2028) [124]. Глибина залягання кори вивітрювання від денної поверхні змінюється від 0,3 до 76 м (св. 6157, 6158) [125].

Потужність кори змінюється від декількох десятків сантиметрів до 100 м (св. 854, 850) [65], у середньому становить 10-20 м і залежить, головним чином, від складу первинних порід, їхньої тектонічної переробки, а також від ступеня подальшого розмиву, палеогеографічних умов у період короутворення та інших факторів. Залежність потужності кори вивітрювання від складу вихідних порід проявляється в тому, що, за всіх інших умов, кора вивітрювання гнейсів набагато потужніша за кору вивітрювання гранітів.

За генетичними ознаками на досліджуваній території виділяються два типи кір вивітрювання: площові, які мають регіональне розповсюдження, та лінійні, що зустрічаються на локальних ділянках. За своєю будовою площові і лінійні кори вивітрювання подібні, але лінійні кори значно потужніші.

Серед лінійного типу можна виділити підтипи лінійно-тріщинуватих та лінійно-контакткових кір. Лінійно-тріщинуваті кори вивітрювання приурочені до тектонічних порушень, зон зминання (св. 11103) [78]. Лінійно-контакткові кори зустрічаються на контактах масивів гранітоїдів з гнейсами (св. 850,824) [65]. Кори вивітрювання переважно перекриваються дочетвертинними утвореннями, а на південному заході і південному сході – четвертинними відкладами.

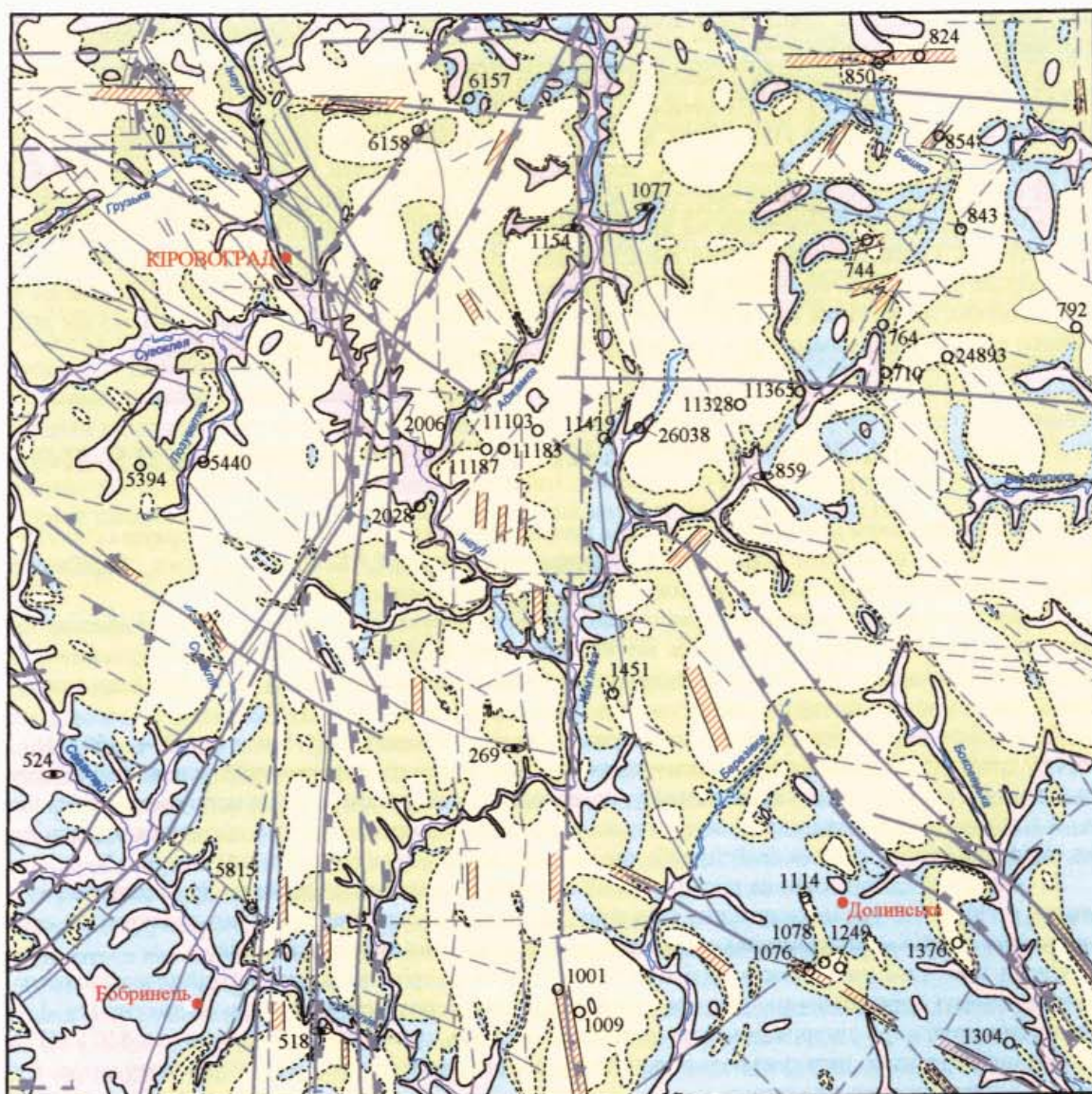
За мінеральними асоціаціями та співвідношенням новоутворених глинистих та реліктових мінералів вихідних порід в профілі кори вивітрювання виділяються наступні зони (знизу доверху) [64]:

1. *Зона початкових продуктів вивітрювання, переважної гідратації силікатів та початку їх вилугування (дезінтеграції)*. Потужність зони дезінтеграції – від десятків сантиметрів до десятків метрів, максимальна потужність пов'язана з тектонічними зонами. Зона дезінтеграції представлена сильно вивітрілими гнейсами зі збереженою структурою, каолінізованою жорсткою гранітоїдів, сильно вивітрілими основними та ультраосновними породами з добре збереженою структурою материнських порід.

Зона дезінтеграції над гнейсами має потужність 10-12 м, а в межах розвитку кір лінійного типу сягає 45 м (св. 854) [66]. Перехід до невивітрілих гнейсів поступовий. Мінеральний склад: кварц – до 40%, гідролуода – до 30%, біотит – до 30%, каолінит – до 25%, польові шпати – до 5%. Польові шпати збереглися у вигляді реліктових зерен. Основна маса польових шпатів переходить у каолін. Повсюдно з'являються хлорит, карбонат, присутні пірит, графіт. В шліхових пробах в зоні дезінтеграції гнейсів знайдені: циркон та рутил – до 0,3 кг/т, монацит – до 0,4 кг/т, силіманіт – до 0,45 кг/т, корунд – до 0,3 кг/т. Вміст ільменіту та лейкоксену коливається від 0,4 до 0,7 кг/т, магнетиту 0,1-0,3 кг/т.

Дезінтегровані граніти зазвичай пухкі породи, склад яких відповідає початковим породам. Потужність зони дезінтеграції гранітів у середньому становить 5-7 м, на окремих ділянках – 13-15 м (св. 1052), а в межах розвитку кір лінійного типу – до 43 м (св. 1376) [116].

Зона дезінтеграції основних порід представлена сильно вивітрілими породами сірого та вохристо-сірого кольору з добре збереженою структурою материнських порід. Мінерали кір вивітрювання представлені монтморилонітом, гідролуодою, галуазитом, поодинокими лусочками хлориту, сидеритом, мусковітом. Зустрічаються також апатит, циркон, корунд, гідрогетит. Потужність кір вивітрювання основних порід – до 19 м (св. 1076) [116].



1: 500 000
в 1 сантиметрі 5 кілометрів
км 5 0 5 10 15 км

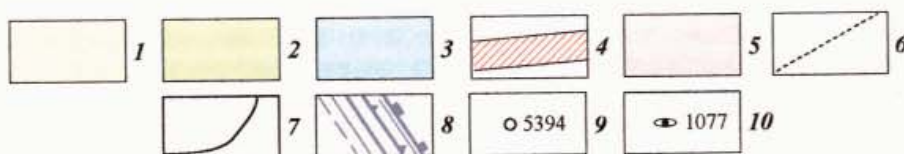


Рис 4.1. Карта кори вивітрювання

Типи кір вивітрювання: площові: 1 – зона кінцевого вилуговування – породи каолінітового складу; 2 – зона проміжного розпаду – породи каолініт-гідрослюдисті, каолініт-монтморилонітові; 3 – зона дезінтеграції і початкового розпаду – зберігаються мінерали і текстурно-структурні особливості материнських порід; лінійні: 4 – площі поширення лінійної кори вивітрювання; незмінені породи фундаменту: 5 – кристалічні; 6 – границі зон кори вивітрювання; 7 – нульова ізопахіта; 8 – тектонічні порушення; 9 – свердловини та їхні номери; 10 – відслонення та їх номери.

Зона дезінтеграції ультраосновних порід (перидотитів, габро-перидотитів) представлена сильно вивітрілими, тріщинуватими, пухкими, масними на дотик, оталькованими породами зеленувато-сірого кольору, з добре збереженою структурою материнських порід. Мінеральний склад: тальк – 34%, гідрослюда – 20%, хлорит – 10%, каолініт – 15%, монтморилоніт – 5%, лейкоксен – 8%, гематит – 6%, сульфід, біотит. У цій зоні збільшується вміст Ni і Co.

2. *Зона проміжного розкладу (вилуговування) продуктів вивітрювання (гідрослюдиисто-каоолінітова або гідрослюдиисто-монтморилоніт-каоолінітова)* характеризується кінцевою гідратацією силікатів, переважним розвитком вилуговування та початком гідролізу.

По гнейсах утворюються гідрослюдиисто-каоолінітові або гідрослюдиисто-монтморилоніт-каоолінітові кори вивітрювання (останні розвинуті по піроксенових та амфіболових гнейсах), складені дисперсним та дрібнолускуватим каоолінітом (45-65%), що заміщує зерна польових шпатів із збереженням їх форми, сіро-зеленою гідрослюдою з лусочками біотиту та монтморилонітом (до 40%), дрібними (до 1 мм) зернами кварцу (10-30%) та поодинокими реліктовими зернами мікрокліну (до 5-8%). Породи цієї зони зеленувато-сірого кольору, масні, інколи шаршаві на дотик. Лінійне розташування слюди підкреслює гнейсову текстуру. Основна маса гідрослюди представлена гідробіотитом. Залежно від складу гнейсів порода вміщує графіт, гранат, кордієрит. З акцесорних мінералів у проміжній зоні по гнейсах присутні циркон, рутил; з рудних – ільменіт і лейкоксен. Потужність зони коливається від 2 до 34 м (св. 1002) [116].

Продукти проміжної зони, розвинутої по гранітах, представлені гідрослюдиисто-каоолінітовою породою зі значним вмістом кварцу і каоолінізованого польового шпату. Колір її сірий, зеленувато-сірий, інколи рожево-сірий. Мінеральний склад: каоолініт – 15-65%, гідрослюди – 10-50%, кварц – 5-30%, польові шпати – до 45%. Польові шпати переходять у гідрослюди і каоолініт. Калієвий польовий шпат зазвичай частково вивітрілий. Слюда має всю гаму переходів від біотиту до гідротизованого біотиту, гідробіотиту і каоолініту. Потужність зони в середньому становить 3-5 м, на окремих ділянках сягає 10-16 м (св. 1451, 1452) [116].

Проміжна зона вивітрювання по основних породах складена каоолінітом та гідрослюдиисто-каоолінітовою породою зеленувато-сірого кольору, тонколускуватої структури. Мінеральний склад: каоолініт (галуазит) – 40-85%, гідрослюди та мінерали групи монтморилоніту – 1-30%, іноді присутній сидерит. Реліктові мінерали складають 5-15% і представлені калієвим польовим шпатом, апатитом та ільменітом. У незначних кількостях зустрічаються лейкоксен, пірит. Гідрослюди та мінерали групи монтморилоніту, розвинуті по темноколірних мінералах, мають зеленувато-бурий колір, а в асоціації з каоолінітом по плагіоклазу – безбарвні.

Проміжна зона вивітрювання по породах ультраосновного складу складена монтморилоніт-гідрослюдиисто-каоолінітовою породою зеленувато-сірого кольору, тонколускуватої структури, масною на дотик. Мінеральний склад: каоолініт – до 60%, гідрослюди – 10%, монтморилоніт – 10%, лейкоксен – 12%, ільменіт, тальк, гідрогематит. Каоолініт представлений у вигляді тонколускуватих агрегатів, гідрослюди – безколірними та бурими різновидами, які розвиваються по темно-кольорових мінералах, монтморилоніт – слабо прозорий. Потужність зони – 5-7 м (св. 764), а в межах розвитку кір лінійного типу – до 25 м (св. 780) [66].

3. *Зона стійких продуктів вивітрювання (каоолінітова)* характеризується кінцевим вилуговуванням, переважним розвитком глинистих мінералів. Кінцева зона вилуговування по гнейсах представлена каоолінітовою білою, світло-сірою породою, масною на дотик, з мікролускуватою структурою. Мінеральний склад: каоолініт – 60-80%, кварц – 15-40% іноді з домішками графіту. Каоолініт, утворений по польових шпатах, спостерігається у вигляді скупчень неправильної форми. Каоолініт, утворений по біотиту, вирізняється більшими розмірами лусок, які інколи проростають дрібними лусочками гідрослюди (св. 1001) [116]. Кварц розподілений у породі більш-менш рівномірно у вигляді ізометричних, іноді витягнутих ксеноморфних кутуватих зерен розміром 0,05-0,5 мм. Витягнутість зерен кварцу обумовлює сланцювату текстуру породи. Потужність каоолінітової зони становить у середньому 7-15 м, в окремих випадках сягає 40 м (св. 1001). У важкій фракції шліхів присутні пірит, сидерит (до 99% фракції), у незначній кількості – рутил, турмалін, інколи рогова обманка, ільменіт, лейкоксен, гідрогетит, епідот, гранат, монацит, циркон, дуже рідко корунд.

Каоолінітова зона по гранітоїдах розвивається повсюдно, але внаслідок розмиву зустрічається фрагментарно, переважно в лінійних корах вивітрювання. У каоолінітовій зоні по гранітах (св. 1078,1114) [116] виділяються: каоолінітова порода з кварцом (у верхній частині розрізу) та каоолінітова порода з кварцом і каоолінізованим польовим шпатом (у нижній частині розрізу), перехід між якими поступовий. Склад: каоолініт – до 80%, кварц – до 10-20%, лусочки гідрослюди – 1-2%. У важкій фракції присутні сидерит, пірит, циркон, рутил, анатаз, силіманіт, дістен, андалузит, ставроліт, апатит, рогова обманка, турмалін, біотит, молібденіт, епідот, піроксен, корунд, ільменіт, лейкоксен, гідрогетит. Потужність зони змінюється від 2 до 20 м (св. 1304, 1376) [116].

У розрізі кір вивітрювання основних порід переважає каоолінітова зона (св. 4860, 5815) [62, 75], складена агрегатами каоолініту (галуазиту) та мінералів групи монтморилоніту (80-90%), білого та світло-сірого, інколи з буруватим відтінком кольору, що часто зберігають форму крупних таблиць плагіоклазу. Серед агрегатів каоолініту-монтморилоніту спостерігаються скупчення більших вермикулітових лусок, що розвиваються по гідрослюді, яка, в свою чергу, заміщує темноколірні мінерали. У вигляді незначних домішок у каоолініті зустрічається безбарвна гідрослюди та пірит. Реліктові мінерали складають 5-8% і представлені зернами кварцу, лейкоксенізованого ільменіту та апатиту. У верхній частині профілю кори вивітрювання спостерігаються мінерали монтморилонітової групи, які поряд з гідрослюдою та карбонатом заміщують темноколірні мінерали. У них зафіксовано аномальний вміст фосфору та стронцію. У важкій фракції головними мінералами є ільменіт, апатит, циркон та пірит. У незначних кількостях присутні: рутил, лейкоксен, силіманіт, анатаз, сидерит. Ще рідше зустрічаються турмалін, корунд, целестин, гранат, магнетит. Вміст ільменіту в корах вивітрю-

вання габро, норитів та габроноритів сягає промислових значень (Осикувацький та Володимирівський рудопрояви). Вміст апатиту в корках вивітрювання габро та норитів сягає 28 кг/т.

5. ТЕКТОНІКА

У геологічній будові району виділяють два структурних поверхи: нижній – кристалічний фундамент і верхній – осадовий чохол. Нижній поверх утворюють глибоко метаморфізовані породи докембрію, верхній поверх представлений осадовими відкладами мезозой-кайнозою.

Нижній структурний поверх

Згідно зі схемою структурного районування УЩ [24] район робіт входить до складу Інгульського мегаблока з переважним поширенням палеопротерозойських кристалічних порід.

Головними складчастими спорудами мегаблока є Центральне осьове підняття в складі Корсунь-Новомиргородського плутону, Новоукраїнського, Кіровоградського і Бобринецького гранітоїдних масивів і синклінорії, що його облямовують: зі сходу – Інгуло-Інгулецький, із заходу – Братський, у яких, крім гранітоїдів, значну роль відіграють метаморфічні утворення інгуло-інгулецької серії.

Площа аркуша охоплює східну частину Центрального осьового підняття й прилеглу зі сходу частину Інгуло-Інгулецького синклінорію. Межа між ними проходить по зоні Кіровоградського глибинного розлому. У структурно-формаційному відношенні площа аркуша належить до Інгуло-Інгулецької структурно-формаційної зони (СФЗ), а в складі останньої виділяють Кіровоградську та Приінгульську структурно-формаційні підзони (СФПЗ). Інгуло-Інгулецька СФЗ у цілому збігається з Інгульським мегаблоком, а Кіровоградська та Приінгульська СФПЗ – із Центральним осьовим підняттям і Інгуло-Інгулецьким синклінорієм.

Формування структурно-речовинних комплексів (СРК) в Інгуло-Інгулецькому синклінорії проходило в геодинамічній обстановці, наближеній до геодинамічних обстановок континентального шельфу та зовнішніх дуг з утворенням флішоїдної металевроліт-метапісковикової формації (чечеліївська світа), метавулканогенно-осадової кремнисто-сланцевої формації (спасівська світа), метапісковикової сланцево-карбонатної формації (родіонівська світа).

Різновікові СРК Центрального осьового підняття формувалися в різних геодинамічних обстановках. У криворожії переважала геодинамічна обстановка глибинного скупчення пізньої колізії та орогенезу, яка сприяла утворенню граніт-мігматитової формації (кіровоградський комплекс). На окремих ділянках формувалася діорит-монзоніт-гранітова формація (новоукраїнський комплекс), близька до СРК магматичних дуг. Сукупність подібних геодинамічних обстановок у криворожії за участю СРК магматичних дуг (Боков'янський масив), глибинного скупчення пізньої колізії та орогенезу (Долинський масив), характерна також для південно-східної частини площі аркуша. У клесовій площі Центрального осьового підняття була збільшена в північному напрямку за рахунок склепінно-брилового магматогенного підняття у складі Корсунь-Новомиргородського плутону (корсунь-новомиргородський комплекс). До найдавніших у районі належать СРК протоконтинентальної кори у складі амфіболіт-гнейсової формації (конкська серія), переробленої у мезоархейську (інгулецький комплекс) та палеопротерозойську (кіровоградський, новоукраїнський комплекси) тектоно-магматичні епохи. Релікти протокори в основному поширені серед гранітоїдів Долинського масиву та Криничувацького куполу.

У гравітаційному полі центральній частині Інгульського мегаблока відповідає Кіровоградський мінімум сили тяжіння, зумовлений наявністю крупних гранітних мас Корсунь-Новомиргородського плутону, Новоукраїнського, Кіровоградського й Бобринецького масивів. Глибинна будова району відображена в численних геолого-геофізичних моделях [26, 28, 44, 102].

Район робіт розташований над мантийним діапіром і характеризується дещо збільшеною потужністю базальтового і значно зменшеною потужністю діоритового шару. Припускають [26], що діоритовий шар на цій ділянці земної кори активізований, у свою чергу, це сприяло активізації магматичних, гідротермальних метасоматичних процесів та пов'язаного з ними рудоутворення.

На геолого-геофізичних розрізах, побудованих за матеріалами глибинного сейсмічного зондування, у комплексі з наземними геофізичними методами, потужність гранітно-метаморфічного шару становить 10-12 км, що збігається з глибинними геотектонічними побудовами для Європейської платформи [51]. У будові шару беруть участь кристалічні породи палеопротерозою й архею із середньою густиною порід 2,65-2,70 г/см³. Потужність шару закономірно зростає від бортів Інгульського мегаблока до його центральної частини з 4-5 до 15-17 км. За даними І. М. Панкратова [102], у районі м. Бобринець на глибинах від 5 до 15 км зафіксовано проміжний шар "інверсії", який характеризується різким падінням інтенсивності наростання швидкісних і петрофізичних характеристик порід, навіть їх зниженням. Ця тектонічна розшарованість приурочена до зони переходу між різними за густиною, ймовірно, палеопротерозойськими й архейськими утвореннями.

Численні розривні порушення обумовили складчасто-блоковий характер Інгульського мегаблока і площі аркуша в тому числі. Блоками другого рангу є Новоукраїнський (відповідає Центральному осьовому підняттю) і

Верхньоінгульський (відповідає Інгуло-Інгулецькому синклінорію). З урахуванням особливостей внутрішньої будови та формаційного складу порід у межах блоків другого рангу виділені блоки третього рангу: в Новоукраїнському блоці – Корсунь-Новомиргородський, Центральноновоукраїнський, Бобринецький, у Верхньоінгульському блоці – Кондаурівський, Приінгульський, Мошоринський, Боков'янський, Долинський. Блоки третього рангу, у свою чергу, розділені на дрібніші численними різноорієнтованими розривними порушеннями.

Новоукраїнський блок займає західну частину району і простежується в субмеридіональному напрямку на 75 км. З півдня на північ його ширина змінюється від 26 до 17 км. Значна його частина розташована за межами району робіт. У геологічній будові блока беруть участь породи габро-анортозитової й рапаківігранітної формації Корсунь-Новомиргородського плутону, діорит-монзоніт-гранітової формації Новоукраїнського масиву, граніт-мігматитової формації Кіровоградського й Бобринецького масивів, а також породи східного гнейсового облямування (чечелівська світа) цих інтрузивних й ультраметаморфічних споруд. У середині Новоукраїнського блока виділено тектонічні блоки третього рангу, які з півночі на південь представлені в такому порядку: Корсунь-Новомиргородський, Центральноновоукраїнський, Бобринецький. Східною межею цих блоків є зона Кіровоградського глибинного розлому; Корсунь-Новомиргородський і Центральноновоукраїнський блоки розмежовує Суботсько-Мошоринський розлом, а Центральноновоукраїнський і Бобринецький – Софіївсько-Компаніївський розлом.

Корсунь-Новомиргородський блок включає південно-східну частину однойменного плутону. У північній частині блока розвинуті породи габро-анортозитової формації (Канізький габроанортозитовий масив), а в південній частині переважають породи рапаківігранітної формації. За даними сейсмо-гравітаційного моделювання [21] вертикальний розріз південної частини плутону має такий вигляд (згори донизу): граніти рапаківі – понад 0,5 км; основні породи – 0,5 км; гібридні породи з останцями основних порід – 3-4 км; анортозити – 6-7 км. Загальна потужність плутонічних порід – 10-12 км. Канізький масив, в якому анортозити переважають над габро ідами, вважається глибоко еродованим. Граніти, що облямовують масив, занурюються під основні породи під кутом 50°.

За даними В. П. Брянського [67], В. Г. Злобенко [75], контакти плутону з породами "рами" інтрузивні, різкі, часто ускладнені розривними порушеннями. На суміжній із заходу території, за даними В. П. Брянського [67], південний контакт плутону з поверхні до глибини 1,0 км падає під кутом 60° на північ, під плутон, а з глибини 1,0 км під кутом 30° занурюється в зворотному напрямку, під Новоукраїнський масив.

Центральноновоукраїнський блок включає гранітоїди новоукраїнського і кіровоградського комплексів. Гранітоїди насичені прирозломними тілами альбітитів, альбіт-мікроклінових, мікроклін-альбітових метасоматитів. У північній частині Новоукраїнського масиву трахітоїдні граніти прорвані штоком гранітів рапаківі. У південній частині Кіровоградського масиву крім порфіробластичних гранітів і мігматитів поширені гнейси чечелівської світи. У 2 км на захід-північний захід від смт Компаніївка гнейси утворюють Юр'ївську синкліналь, на північно-східному продовженні якої розташоване Юр'ївське родовище золота. Новоукраїнський масив, за даними геофізичного моделювання [21], має алохтонне залягання. Масив однофазний, субгоризонтально розшарований. Верхній шар (0-5 км) складений трахітоїдними гранітами, середній (5-8 км) – піроксеновими гранітами, нижній (8-16 км) – монзонітами та габро-монзонітами. Кіровоградський масив на глибинних геолого-геофізичних розрізах спрогнозований як плитоподібне тіло потужністю перші кілометри, яке підстеляється мігматизованими гнейсами чечелівської світи. З позиції тектоніки плит утворення Новоукраїнського масиву пов'язується [21] із зануренням грануліт-базитових комплексів Волино-Подільського протоконтиненту й нижніх (діоритового та базальтового) шарів земної кори під активну континентальну окраїну Кіровоградської мікроплити з подальшим плавленням основних порід і утворенням інтрузії монцодіоритової магми.

Гранітоїди кіровоградського комплексу виникли в межах гранітного шару земної кори.

Східний контакт Кіровоградського масиву, за даними бурових робіт на Клишківському опорному профілі, круто (80°) нахилений на схід і ускладнений зонами катаклазу, мілонітизації. Масив у цілому має, очевидно, теж східне падіння, узгоджене з орієнтуванням площинних структурних елементів у гранітах, які нахилені на схід та північний схід під кутами 50-75°. Юр'ївська синкліналь розміром 4×12 км має північно-східне простягання. Амплітуда складки, яка перекинута на північний захід, – більше 1 км. Крила падають на південний схід: північно-західне крило – під кутами 45-50°, південно-східне крило – під кутами 80-85°. Структура ускладнена повздовжніми зонами катаклазу, мілонітизації потужністю до 50 м, які падають на південний схід під кутами 45-85°, згідно з падінням крил складки.

Бобринецький блок блиновидної форми дещо витягнутий у північному, північно-східному напрямку. У геологічній будові блока беруть участь переважно (80%) гранітоїди Бобринецького масиву, а в його східній частині поширені також гнейси чечелівської світи.

Серед гранітоїдів домінують порфіробластичні граніти й мігматити кіровоградського комплексу, у східній, відносно піднятій, ендоконтактовій зоні масиву зустрічаються також рівномірнотзернисті граніти й мігматити кіровоградського комплексу, піроксенвімісні граніти новоукраїнського комплексу, мігматити діоритового складу інгулецького комплексу. За даними вимірів у відслоненнях, для внутрішньої структури масиву характерне падіння площинних структурних елементів у східному, південно-східному напрямках (у бік східного контакту масиву) під кутами 50-70°. Західний контакт масиву слабо звивистий і співпадає з площиною

зміщувача Софіївсько-Компаніївського розлому. Східний контакт, за геофізичними даними [102], спочатку, до глибини 5-7 км, відносно похило (40-50°), а потім круто (70-75°) занурюється на схід. Підшва масиву зафіксована геофізичними методами на глибинах до 20 км.

Гнейси чечеліївської світи мають переважно субмеридіональне простягання з падінням на схід під кутами 60-70°, але поблизу звивистого, заливчастого контакту Бобринецького масиву характер залягання гнейсів залежить від конфігурації контакту. Найбільше "затікання" гнейсів у граніти довжиною до 5 км і шириною 0,5-1,5 км спостерігається у південній частині масиву і відноситься до структурних пасток, що сприятливі для локалізації золотого зруденіння. Контакти масиву в значній мірі ускладнені зонами розривних порушень.

Верхньоінгульський блок займає центральну й східну частини площі аркуша. На заході від Новоукраїнського блока його відділяє Кіровоградський розлом, а в інших напрямках він виходить за межі району робіт. Блок складений переважно (до 80%) гнейсами чечеліївської і спасівської світи.

Загальна синклінальна структура гнейсової товщі блока, з лінійною складчастістю і зануренням дзеркала складчастості зі сходу (Боков'янська антикліналь) на захід (Приінгульська синкліналь), ускладнена ультраметаморфічними і тектоно-магматичними підняттями, в будові яких беруть участь гранітоїди кіровоградського (Кондаурівський, Долинський масиви) і новоукраїнського (Боков'янський, Митрофанівський, Верблзький масиви) комплексів.

Гравітаційне поле блока знакозмінне, переважно додатне. Від'ємне магнітне поле західної частини блока в східному напрямку переходить у додатне з поступовим нарощуванням інтенсивності до 500 нТл. Східніше, за межами аркуша, воно зливається з позитивним магнітним полем Інгулецько-Криворізької й Криворізько-Кременчуцької СФЗ [16].

Тектонічні блоки третього рангу, що ускладнюють внутрішню структуру Верхньоінгульського блока, відрізняються речовинним складом кристалічних порід, ступенем їх дислокованості, амплітудою тектонічних рухів. Межею блоків є головні тектонічні порушення меридіонального, північно-східного та північно-західного напрямків. У західній частині Верхньоінгульського блока, між Кіровоградським і Інгуло-Кам'янським розломами, розташовані Приінгульський і Кондаурівський блоки, розмежовані Мар'ївським розломом. Східніше Інгуло-Кам'янського розлому виділені Мошоринський, Боков'янський і Долинський блоки. Мошоринський блок відділений від Боков'янського Шаровсько-Косівським розломом, а межа між Боков'янським і Долинським блоками проходить по Лелеківському та Першотравневому розломах.

Приінгульський блок шириною 12-14 км простежується в меридіональному напрямку практично через всю територію і виклинується на півночі по зоні Мар'ївського розлому. Блок охоплює мульду і східне крило Приінгульської синклінали й на 90% складений гнейсами чечеліївської світи. Породи блока характеризуються густиною. Гравітаційне поле переважно позитивне, інтенсивністю до 2 мГал. За напрямками тектонічних рухів це найбільш опущений тектонічний блок на площі аркуша.

Ядро Приінгульської синклінали утворюють гнейси верхньої підсвіти чечеліївської світи, на крилах поширені породи нижньої підсвіти. Ширина ядра складки – 4-6 км, амплітуда сягає 10 км. Ядро складки простежується на 50 км у меридіональному напрямку вздовж східного висячого крила Кіровоградського глибинного розлому. У геофізичних полях ядро фіксується додатною переривчастою лінійною аномалією сили тяжіння інтенсивністю до 2 мГал. Поблизу м. Кіровоград ширина ядра складки зменшується до 1-2 км, що, ймовірно, пов'язано з інтенсивними блоковими переміщеннями у вузлі перетину Кіровоградського, Мар'ївського та Лелеківського розломів. Західне крило складки нахилене на схід під кутами 60-85°, залягання східного крила місцями наближається до субвертикального. Часто спостерігаються ускладнюючі дисгармонійні складки, складки волочиння, складки сундучного типу розміром від сантиметрів – десятків сантиметрів до перших метрів – десятків метрів.

Кондаурівський блок обмежений Кіровоградським розломом з південного заходу й Мар'ївським розломом із південного сходу. У північному напрямку блок виходить за межі дослідженої території. Серед кристалічних порід блока переважають (до 70%) граніти й мігматити Кондаурівського масиву, у його крайових частинах поширені гнейси чечеліївської світи. До лежачого крила Мар'ївського розлому приурочене штокоподібне тіло гранітів рапаківі, значна частина якого розташована північніше площі аркуша. Кондаурівський блок більш еродований, ніж Приінгульський, і менш еродований, ніж Центральноновоукраїнський. Породи блока переважно немагнітні. Гравітаційне поле мозаїчне, зі значеннями від -1,5 до +1,5 мГал.

Кондаурівський масив є частиною Єлизаветградського гнейс-граніт-мігматитового куполу, розташованого північніше, на площі аркуша М-36-XXVII [121]. Масив складений переважно порфіробластичними гранітами й мігматитами кіровоградського комплексу, а вздовж його південно-західного контакту, у вигляді смуги шириною 2-4,5 км, поширені дрібнозернисті граніти й мігматити кіровоградського комплексу. Цю смугу гранітоїдів геологи КП "Кіровгеологія" розглядають як окремий Завадівський масив, який на південному заході межує з Новоукраїнським масивом. Між контактами Кондаурівського й Завадівського масивів затиснута пачка гнейсів чечеліївської світи, утворюючи Лелеківську синкліналь. З розривними порушеннями пов'язані численні тіла лужних метасоматитів з урановою спеціалізацією і, в тому числі. Северинівське родовище урану.

Детальними дослідженнями геологів КП "Кіровгеологія" [85, 122] встановлено, що залягання тектонічних, урановорудних зон, рудних тіл, структурних елементів Завадівського й Кондаурівського масивів, Леле-

ківської синкліналі в цілому підпорядковано внутрішній структурі зони Кіровоградського розлому, яка має північно-східне падіння. Лелеківська синкліналь простежується на 9 км у північно-західному напрямку. Ширина складки – 1-2 км. Діафторовані гнейси чечеліївської світи круто (70° і більше) падають на північний схід і, можливо, зім'яті в ізоклінальні складки.

Мошоринський блок знаходиться в північно-східній частині площі аркуша. З заходу, сходу і півдня він обмежений відповідно Інгуло-Кам'янським, Шаровсько-Косівським і Лелеківським розломами, а в північному напрямку виходить за межі дослідженої площі. В будові блоку беруть участь переважно гнейси чечеліївської світи, з підпорядкуванням гранітоїдів кіровоградського комплексу. Гравітаційне поле блока мозаїчне, низькоградієнтне, в основному в межах значень від $-0,5$ до $+0,5$ мГал, з окремими локальними зниженнями і підвищеннями від $-1,0$ до $+1,0$ мГал. Магнітне поле блока від'ємне інтенсивністю 100-200 нТл, лише в його північно-східній частині розташована магнітна аномалія інтенсивністю до $+400$ нТл, яку створюють магнетитові кварцити. Головною плікативною структурою блоку є Митрофанівська синкліналь. Простягання осі синкліналі субмеридіональне з відхиленням на північний схід в північно-східній частині блоку. Ширина складки сягає 20 км. Західне крило синкліналі зрізане Інгуло-Кам'янським розломом, а на сході вона відділена серією розривних порушень від Боков'янської антикліналі. Для внутрішньої структури Митрофанівської синкліналі характерна наявність складок більш високого порядку довжиною 5-15 км, розмахом крил 3-5 км. Морфологія складок не вивчена. Не виключено, що складки відносяться (з врахуванням геофізичних моделей) до перекинутих, з падінням осьових площин у східному напрямку.

Боков'янський блок займає східну частину площі аркуша. Із північного заходу він обмежений Шаровсько-Косівським, із південного заходу – Першотравневим головними тектонічними порушеннями. На відміну від інших тектонічних блоків, у Боков'янському значну роль відіграють породи спасівської світи, які утворюють Боков'янську антикліналь. Другою особливістю геологічної будови Боков'янського блоку є наявність тектоно-магматичних піднять, представлених інтрузивами гранітоїдів новоукраїнського комплексу.

Гравітаційне поле блока мозаїчне низькоградієнтне зі значеннями, в основному, від $-0,5$ до $+0,5$ мГал. Окремі локальні позитивні аномалії інтенсивністю до $+1,5$ мГал пов'язані з ділянками найменш гранітизованих гнейсів спасівської світи, а негативні аномалії інтенсивністю до $-1,0$ мГал трапляються серед гранітоїдів Боков'янського й Митрофанівського масивів. Магнітне поле блоку переважно негативне, з переходом до позитивного поблизу східної рамки планшету. Магнітоактивними є гранітоїди Боков'янського масиву й магнетитовмісні гнейси спасівської світи. Роль останніх у розрізі світи поступово зростає з наближенням до магнітоактивних комплексів Інгуло-Криворізької СФЗ. По Шаровсько-Косівському та Першотравневому розломах Боков'янський блок піднятий відносно Мошоринського та Долинського блоків.

Боков'янська антикліналь, судячи з довжини (30-40 км) і ширини (20-30 км), близька до брахіформних структур із можливим прогином осі в західному напрямку. Східніше дослідженої площі складка зрізана Західно-Інгулецьким регіональним розломом субмеридіонального простягання [16]. Ядро складки обмежене з південного й північного заходу також розривними порушеннями. Внутрішня структура антикліналі ускладнена тектоно-магматичними підняттями за участю гранітоїдів новоукраїнського комплексу, крім того, ядро й західне крило складки ускладнені лінійними плікативними дислокаціями другого порядку довжиною 10-35 км, шириною 2-6 км. Судячи по глибинних геолого-геофізичних розрізах, складки достатньо стиснуті, на глибоких горизонтах кілеподібні, із нахиленими на захід осьовими поверхнями, що пов'язують [16] із підсумом крайової частини Середньопридніпровського протоконтиненту під борт Кіровоградської мікроплити. Шарніри складок часто ундулюють, що відображується переважанням гранітів у піднятих і гнейсів у їх занурених замкових частинах. Своєрідною є Боковеньківська грабен-синкліналь довжиною 45 км і шириною до 5 км, що розділяє Долинський і Боков'янський масиви й обмежена з бортів Лелеківським і Першотравневим розривними порушеннями. Складну внутрішню структуру грабен-синкліналі визначають лінійні складки довжиною до 10 км, розмахом крил у межах 1-3 км [116], ймовірно, перекинуті на південний захід, відповідно до залягання площин зміщувачів Лелеківського й Першотравневого розривних порушень.

Боков'янський, Митрофанівський і Верблзький масиви, що беруть участь у будові тектоно-магматичних піднять, просторово пов'язані з головними розривними порушеннями північно-східного, північно-західного і субширотного простягання. Особливістю гранітоїдів тектоно-магматичних піднять є наявність ксенолітів піроксенвмісних гнейсів спасівської світи, що свідчить про значні глибини формування масивів на рівні гранулітового шару земної кори. Граніти Боков'янського масиву містять також тіла мігматитів діоритового складу, які належать до реліктів архейської протокори.

Південно-західний контакт Боков'янського масиву, як і контакти Долинського масиву, має нахил у північно-східному напрямку, що свідчить про формування обох масивів в умовах тиску, ймовірно, збоку Середньопридніпровського протоконтиненту.

Морфологічні особливості Митрофанівського та Верблзького масивів не вивчені. Передбачається їх куполоподібна форма з відцентровим падінням контактів. Але, на нашу думку, не виключений нахил західного і східного контактів Митрофанівського масиву у східному напрямку, згідно із характером складчастості метаморфічної товщі, що вирізняється загальною східною вергентністю.

Долинський блок розташований у південно-східній частині площі аркуша й обмежений із заходу Інгуло-Кам'янським, а з північного сходу Лелеківським головними тектонічними порушеннями. У будові блоку провідну роль відіграє Долинське ультраметаморфічне підняття, представлене порфіробластичними гранітоїдами Долинського масиву, яким належить близько 50% об'єму порід блока. Із заходу й північного заходу масив оточується гнейсами чечелівської світи, а з північного сходу – гнейсами спасівської світи. У південно-західній частині блока розміщується Криничувацький граніт-мігматитовий купол, який також відноситься до ультраметаморфічних піднять. Гравітаційне поле блока знакомінне, низькоградієнтне, з переважанням значень від +0,5 до –0,5 мГал. Північна, центральна та крайня західна частини блока складені немагнітними породами. Магнітоактивними є граніти й мігматити Криничувацького куполу, порфіробластичні граніти й мігматити південної та східної частин Долинського масиву, що можна пояснити значною роллю в складі субстрату на цій ділянці основних порід архею (конкська серія). Долинський блок більш еродований, порівняно з Приінгульським. Найбільш піднятою є його південна частина (південніше Долинського розлому).

Долинський масив являє собою потужне (10–20 км) плитоподібне тіло, західний і східний контакти якого мають східне падіння. У 10 км на північний захід від м. Долинська масив занурюється під гнейси чечелівської світи і на поверхню кристалічного фундаменту виходить лише його апофіза довжиною 25 км і шириною 2–2,5 км, а також локальні тіла гранітів площею від 0,1 до 12 км². При формуванні масиву, ймовірно, значну роль відігравали обмежуючі крупні тектонічні порушення, із заходу – Інгуло-Кам'янське, зі сходу – Першотравневе. Біотитові, амфібол-біотитові порфіробластичні граніти й мігматити Долинського масиву, що містять ксеноліти метаморфічних порід інгуло-інгулецької, конкської серій, а також плагіогранітів інгулецького комплексу, виникли за рахунок неоднорідного за складом субстрату за участю архейських і протерозойських метаморфічних і ультраметаморфічних порід, ймовірно, в межах підняття у крайовій частині палеопротерозойського флішового басейну. Внутрішня структура масиву ускладнена локальними купольними підняттями розміром 2×4 км, 3×6 км, із нахилом площинних структурних елементів під кутами 35–85°.

Криничувацький купол має форму овалу розміром 3–5,5×9 км. Структура витягнута в північно-західному напрямку вздовж південно-західного контакту Долинського масиву. Від останнього купол відділяє смуга гнейсів чечелівської світи потужністю 0,5–1 км на північному заході й до 1,6 км на південному сході. Концентрична структура куполу підтверджена вимірами елементів залягання кристалічних порід у відслоненнях по р. Березівка та по орієнтованому керну свердловин [116]. У ядрі куполу падіння порід більш похиле (25–45°) порівняно з його периферичними частинами (50–70°), при цьому у південній частині куполу воно крутіше. В геофізичних полях купол чітко відображений від'ємною гравітаційною аномалією інтенсивністю до –1,0 мГал і додатною магнітною аномалією інтенсивністю до 600 нТл.

Геологічні особливості куполу: зміна аплітоїдних, апліто-пегматоїдних гранітів ядра двопольовошпатовими, а потім суттєво плагіоклазовими мігматитами його крайових частин, наявність ксенолітів архейських порід, лентиккулярного кварцу, яскраво-бурого біотиту в гранітах, типовий для гранулітів Побужжя вміст мікроелементів (нікелю, кобальту, ванадію, хрому) в амфіболітах – дають підстави розглядати його як структуру, закладену в археї і ремобілізована в ранньому протерозої [56].

Серед плікативних структур західного складчастого облямування Долинського й Криничувацького піднять виділяється Долинська антикліналь довжиною 30 км, шириною 8–10 км. Ядро антикліналі ускладнене дрібнішими складками протяжністю 10–15 км, розмахом крил 1,5–2,0 км. Південніше, в облямуванні Криничувацького куполу, закартована система складок довжиною 10–20 км, розмахом крил 1–2 км, нахилом крил у межах 40–60° [116]. Криничувацький купол і Долинський масив розділяє, ймовірно, перекинута складка з падінням порід на північний схід, убік контакту Долинського масиву.

Розривні порушення в кристалічному фундаменті поділяються на три групи. До першої належить Кіровоградський глибинний розлом, що зумовлює, разом із Звенигородсько-Ганнівським розломом, поділ Інгульського мегаблоку на блоки другого рангу: Братський, Новоукраїнський, Верхньоінгульський. На площі аркуша знаходяться два останні блоки.

Головні розривні порушення другої групи довжиною в десятки кілометрів визначають поділ блоків другого рангу на дрібніші блоки третього рангу, контролюють розміщення гранітоїдних масивів, дайок основних порід.

Третя група представлена різноорієнтованими другорядними розривними порушеннями, що ускладнюють внутрішню структуру блоків, контролюють розміщення дайок основних порід, тіл лужних метасоматитів.

Кіровоградський глибинний розлом простежується через всю площу аркуша. Південний і центральний відрізки розлому від м. Бобринець до м. Кіровоград мають субмеридіональне простягання, а далі на північ розлом відхиляється в північно-західному напрямку вбік Корсунь-Новомиргородського плутону й вздовж східного контакту останнього простежується на площі суміжного з півночі аркуша М-36-XXVII [121]. Потужність зони розлому на різних ділянках змінюється від 2–3 до 8 км.

У геофізичних полях зона Кіровоградського розлому відображається переривчастою смугою негативних аномалій сили тяжіння, а також градієнтами магнітного поля, підвищеною електропровідністю, аномаліями викликані поляризації.

Тісний просторовий зв'язок з крупними тілами інтрузивних та ультраметаморфічних гранітоїдів, інтенсивна гідротермально-метасоматична переробка кристалічних порід дозволяють розглядами Кіровоградський розлом як зону високої проникності з неодноразовою тектоно-магматичною й тектоно-метасоматичною активізацією.

Кіровоградський розлом є скидом із загальним нахилом площини зміщувача в східному напрямку під кутами 70-85° й амплітудою у сотні метрів, а можливо, й у перші кілометри. Зона розлому має складну внутрішню будову. Вона складається із зон підвищеної тріщинуватості, дроблення, катаклазу, мілонізації (тектонічних швів) потужністю від перших метрів до сотень метрів, які розділені блоками слабо дислокованих порід. Буровими роботами на південному фланзі розлому виявлена зона потужністю 1,1 км чергування брекчій, катаклазитів, мілонітів, бластокатаклазитів, бластомілонітів, ультрамілонітів [115]. У центральній частині Кіровоградської зони (10-15 км південніше м. Кіровоград) її внутрішню структуру визначають 15 тектонічних швів потужністю від кількох десятків сантиметрів до 6 м [78].

Зазвичай зони динамометаморфізму супроводжуються регресивним метаморфізмом зеленосланцевої фази з утворенням альбіт-, хлорит-, епідотвміщуючих порід по катаклазованих, мілонізованих гранітах і гнейсах. Протяжність зон гідротермально-метасоматично змінених порід сягає десятків кілометрів, потужність – сотень метрів – перших кілометрів.

Тектоно-фізичними дослідженнями О. Б. Гінтова в зоні Кіровоградського розлому виділено 7 етапів деформації земної кори, які проходили в умовах стиску у віковому діапазоні 2,3-1,8 млрд р. і завершилися формуванням Кіровоградської зони ешелюваних сколів з домінуючим напрямком по азимуту півн. -сх. 3°. Зі сходу до Кіровоградської зони прилягає Клишівсько-Верхньоінгульська тектоно-метасоматична зона сколювання шириною до 4 км, до якої приурочене Клишівське родовище і численні рудопрояви золота.

Основу геохімічної спеціалізації Кіровоградського розлому визначають такі елементи як уран. Другорядними елементами є берилій, цирконій, вольфрам, ітрій.

Активність зони розлому тривала в мезозой-кайнозой. З зоною розлому пов'язана лінійна відносно глибоководна ділянка палеогенового морського басейну, в якій накопичувалися трепели обухівської і мергелі київської світ. На неотектонічному етапі вздовж зони розлому встановлені позитивні вертикальні зрушення Новоукраїнського блока відносно суміжного зі сходу Верхньоінгульського блока. За даними В. Г. Злобенка [75], Г. М. Карпова [78], у зоні розлому спостерігається підвищена потужність (30-35 м) кори вивітрювання порівняно з потужністю (7-10 м) площових кір суміжних ділянок.

Серед наступних за рангом головних розломів виділяються розломи субмеридіонального, північно-західного, північно-східного та субширотного простягання.

До головних розривних порушень субмеридіонального простягання відноситься Інгуло-Кам'янський розлом, розташований на 13 км східніше зони Кіровоградського глибинного розлому, який простежується через усю територію аркуша у вигляді тектонічної зони потужністю 1-2 км, місцями до 6 км. Більш чітко виражений західний крайовий прямолінійний шов розлому, а фрагменти східного шва мають тенденцію до відхилення в південно-східному напрямку від головного субмеридіонального напрямку. Розлом ускладнює замкову частину Долинської антиклінали і є крутоспадним (70-85°) підкидом, по якому східне крило насунуте на західне. До зони розлому приурочено кілька невеликих масивів гранітоїдів кіровоградського комплексу, у тому числі північно-західна апофіза Долинського масиву. Як і інші повздовжні розломи субмеридіонального простягання Інгуло-Інгулецької СФЗ, Інгуло-Кам'янський розлом є скоріше за все конседиментаційним, ймовірно, нижньокорового закладання, з активізацією в орогенну стадію. У складі зони розлому [116] спостерігаються декілька тектонічних швів потужністю від перших метрів до 50 м, переважно згідних із загальним простяганням вмісних порід. У гнейсах вони представлені достатньо витриманими по простяганням зонами мілонітів, ультрамілонітів, у гранітах – переривчастими тілами катаклазитів. Спостерігалися випадки перетинання мілонітів прожилками дрібнозернистого аплітоїдного граніту. З розломом пов'язані протяжні (до 40 км) зони гідротермально-метасоматично змінених кристалічних порід: окварцованих, хлоритизованих, епідотизованих, сульфідизованих, гематитизованих. На окремих ділянках, особливо на південному фланзі, вздовж зони розлому розвинуті лінійні кори вивітрювання потужністю до 100 м. Геохімічну спеціалізацію розлому визначають золото, рідкісноземельні й радіоактивні елементи.

Головні розривні порушення північно-західного простягання представлені Долинським, Лелеківським, Першотравневим розломами. Долинський розлом перетинає площу аркуша із південного сходу у напрямку смт Компаніївка. Як і інші розломи цього напрямку, він контролює розміщення дайок основного складу Знам'янсько-Устинівського дайкового поля (діабазів, габродіабазів, габроперидотитів). Розлом чітко фіксується в магнітному полі низками лінійних максимумів ΔT_a з амплітудою десятки нТл по аеромагнітній і сотні нТл по наземній геомагнітній зйомці, що обумовлено високими магнітними властивостями дайкових порід (для 50% вимірів $k > 1000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ СІ). Ділянкам підвищеної тріщинуватості й дроблення порід у зоні розлому відповідають зони підвищеної електропровідності. Розломи цього напрямку можна інтерпретувати як тріщини відриву, які виникли, ймовірно, у зв'язку з вкоріненням Корсунь-Новомиргородського плутону і служили магмопідвідними каналами для базальтової магми. Долинський розлом є, ймовірно, підкидо-здвигом із піднятим південно-східним крилом, в якому представлені гранітоїди Криничувацького куполу й південної частини

Долинського масиву. Вертикальна амплітуда переміщення по розлому оцінюється як 2-3 км, горизонтальна – перші сотні метрів [116]. На південно-східному фланзі зона розлому супроводжується лінійними корами вивітрювання потужністю до 60 м.

Лелеківський розлом простежується від південно-східного кута планшету (8 км північніше Долинського розлому) у напрямку м. Кіровоград. На південно-східному фланзі він обмежує південно-західний контакт Боков'янського масиву, далі за простяганням маркується окремими дайками діабазів. У геофізичних полях розлом чітко фіксується градієнтами магнітного поля, ділянками підвищеної електропровідності. Місцями із зоною розлому пов'язані лінійні кори вивітрювання. Породи у зоні розлому зазнали катаклазу, мілонітизації, брекчіювання. Встановлено декілька субпаралельних тектонічних розривів з інтенсивним дробленням і мілонітизацією порід потужністю від перших метрів до 45 м. Загальна потужність зони розлому сягає 2 км. За морфологічними ознаками розлом є підкидом із північно-східним падінням площини зміщувача, згідно з напрямком падіння контакту Боков'янського масиву, але відмічається також південно-західне падіння окремих зон катаклазу під кутами 70-85° [116]. Із зоною розлому пов'язані окремі ділянки лінійних кір вивітрювання потужністю перші десятки метрів. Зона розлому характеризується рідкіснометальною спеціалізацією й аномальними концентраціями нікелю, кобальту, хрому, цинку, молібдену, урану.

Першотравневий розлом простежується вздовж північно-східного контакту Долинського масиву. Поблизу смт Новгородка він із півдня примикає до Лелеківського розлому. Між обома розломами розташована Боковеньківська грабен-синкліналь. На південному й центральному відрізках розлом супроводжується зонами катаклазу і мілонітизації, а на північному відрізку – зонами дроблення й тріщинуватості. Уздовж зони розлому спостерігаються окремі ділянки лінійних кір вивітрювання. Південний фланг розлому підкреслюється градієнтами магнітного поля, а для північного флангу характерні зони підвищеної електропровідності. На півдні в зоні розлому виявлені тіла хлорит-альбітових, мікроклін-альбітових метасоматитів, альбітитів. За морфологією розлом, ймовірно, є скидом із падінням площини зміщувача в північно-східному напрямку, згідно із заляганням контакту Долинського масиву. Металогенічну спеціалізацію розлому визначають геохімічні аномалії рідкісних і розсіяних металів.

До головних розломів північно-східного простягання належать Софіївсько-Компаніївський, Мар'ївський і Шаровсько-Косівський. Софіївсько-Компаніївський розлом розмежує Бобринецький масив з Кіровоградським та Новоукраїнським масивами. Він має загальну довжину 50 км, в тому числі 28 км у межах району, і являє собою тектонічну зону потужністю 2-4 км, обмежену тектонічними швами з інтенсивною тектонічною переробкою кристалічних порід. За межами району [20] продовженням Софіївсько-Компаніївського розлому є Компаніївська зона тектоно-метасоматичної активізації. На площі аркуша прояви значної гідротермально-метасоматичної переробки кристалічних порід відмічаються поблизу вузла перетину Софіївсько-Компаніївського розлому з зоною Кіровоградського розлому. У зв'язку з тим, що розлом розмежує близькі за віком гранітоїди Бобринецького, Кіровоградського та Новоукраїнського масивів, він, ймовірно, є малоамплітудним скидом.

Мар'ївський розлом можна розглядати як продовження у північно-східному напрямку Софіївсько-Компаніївського розлому після перетину з зоною Кіровоградського розлому. Не виключено, що ці розломи належать до системи розломів північно-східного простягання, яка пов'язана з мантіїним розломом "Г" за В. Б. Сологубом [44]. Розлом є січним відносно структурного плану Приінгульської синклінали і представляє собою тектонічну зону потужністю 6-7 км, обмежену з північного заходу й південного сходу тектонічними швами. Він продовжується північніше, за межами району. У південній і центральній частинах зони переважають гнейси чечелівської світи, значною мірою гідротермально-метасоматично змінені (окварцовані, сульфідизовані, хлоритизовані). У північній частині зони поширені гранітоїди південної крайової частини Єлизаветградського гнейсо-граніт-мігматитового куполу [121]. Західне крило розлому збігається з південно-східним контактом Кондаурівського масиву. Характерними структурними елементами зони розлому є blastomylonitові шви потужністю до 10 м, а також зони катаклазу і тріщинуватості з супутнім метасоматозом. Найбільшу потужність (до 200 м) мають зони окварцювання; тіла хлорит-епідот-альбітових метасоматитів значно поступаються їм за потужністю. У геофізичних полях зона виявляється не дуже чіткими градієнтами гравімагнітного поля. На окремих ділянках спостерігаються лінійні кори вивітрювання потужністю 40-50 м.

Шаровсько-Косівський розлом простежується на 38 км від смт Новгородка в бік північно-східного кута планшету. Він розділяє Митрофанівську синкліналь і Боков'янську антикліналь. Морфологія розлому не з'ясована. Не виключено, що як і інші розломи цього напрямку, він характеризується нахилом площини зміщувача в південно-східному напрямку. У вузлі перетину Шаровсько-Косівського і Верблюзького розломів розташований Митрофанівський масив, побудований гранітоїдами новоукраїнського і кіровоградського комплексів. У зоні розлому спостерігаються катаклазовані, мілонітизовані кристалічні породи, окремі тіла альбіт-мікроклінових метасоматитів. До зони розлому приурочена палеодолина бучацького часу [65].

Серед головних розломів широтного простягання виділяються Суботсько-Мошоринський і Верблюзький.

Суботсько-Мошоринський розлом виник на субплатформеному етапі розвитку УЩ і простежується і північній частині території окремими фрагментами, які супроводжуються зонами лінійних градієнтів гравімагнітного поля. Розлом обмежує з півдня Корсунь-Новомиргородський плутон і, ймовірно, відіграв значну

роль при становленні плутону, у тому числі сієнітового комплексу. Розривні дислокації представлені зонами катаклазу і тріщинуватості. У зоні розлому виявлені численні дайки діабазів, пікритів, камптонітів, а також ділянки лінійних кір вивітрювання потужністю до 50 м. Деякі дослідники вважають розлом скидом [34], на думку інших – це розсув із здвиговою складовою [20].

Верблзький розлом розташований у північно-східній частині району, у 10 км північніше смт Новгородка. Розлом простежується на схід, за межі району, до зони Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому [16]. У геофізичних полях розлому відповідають маловиразні градієнти гравімагнітного поля. У межах району розлом простежується на 36 км. Картувальними свердловинами в зоні розлому виявлені тріщинуваті, катаклазовані, гідротермально-метасоматично змінені (гематитизовані, хлоритизовані, епідотизовані) кристалічні породи потужністю більше 3 м [65]. Загальна потужність зони дислокованих порід може сягати десятків метрів. Розлом відноситься до магмоконтролюючих і, очевидно, брав участь у формуванні тектономагматичних структур, утворених гранітоїдами Митрофанівського і Верблзького масивів.

Другорядні розломи різних напрямків широко розповсюджені в районі. Вони мають невелику глибину закладання, обмежену сіалічним шаром земної кори, й ускладнюють внутрішню структуру крупних тектонічних блоків. Значну кількість другорядних розломів можна розглядати як оперяючі по відношенню до Кіровоградського глибинного розлому й головних розломів різних напрямків. Протяжність другорядних розломів від перших кілометрів до 20 км, рідше до 30 км, вони часто фіксуються градієнтами гравімагнітного поля, помірно потужними (метри й перші десятки метрів) зонами тріщинуватості, катаклазу, мілонітизації, окремими ділянками лінійних кір вивітрювання. Розломи північно-західного і субширотного простягання контролюють розміщення дайок основних порід. З розломами північно-західного, рідше північно-східного простягання в межах Новоукраїнського, Кіровоградського, Бобринецького масивів просторово пов'язані тіла лужних метасоматитів.

Верхній структурний поверх

Верхній структурний поверх характеризується майже горизонтальним заляганням осадових порід на докембрійському фундаменті, з різко вираженою кутовою і стратиграфічною незгідністю. Представлений осадовими утвореннями мезозою та кайнозою потужністю до 110 м, які нерівномірним плащем перекривають нижній поверх, виповнюючи депресійні пониження у кристалічному фундаменті. Еродована поверхня кристалічного фундаменту має абсолютні відмітки від +60 до +193 м. Мінімальні відмітки спостерігаються в межах давніх річкових долин, а максимальні – у південно-східній та південно-західній частинах території аркуша (в межах Бобринецько-Долинської височини). На ділянках найбільшого підняття верхній структурний поверх або зовсім відсутній, або представлений незначними за площею і малопотужними неогенчетвертинними відкладами.

У фанерозої на дослідженій території епейрогенічні рухи зіграли велику роль. З переважанням рухів позитивного знаку в палеозої і мезозої пов'язана відсутність палеозойських, тріасових та юрських утворень, а з рухами негативного знаку в кінці мезозою і кайнозої – морські трансгресії і накопичення крейдових, палеогенових і неогенових відкладів.

На фоні епейрогенічних рухів інтенсивного розвитку набули блокові переміщення. На межі тектонічних блоків часто спостерігається різке збільшення потужності кори вивітрювання. Вздовж лінійних тектонічно ослаблених зон поверхні докембрійського фундаменту, що зазнавали активізації в ранньокрейдвий та палеоценовий часи, відбувалось закладання палеодолин. Час їх закладення зафіксований за віком відкладів, що їх виповнюють. У палеодепресіях потужності осадових відкладів збільшуються від верхів'їв до устьових частин, а також від бортів до осьових ділянок. Слідами ранньокрейдвої трансгресії моря є останець відкладів бурімської світи, який зберігся в межах Созонівської палеодолини. Потужність світи в осьовій частині палеодолини сягає 26,1 м.

Початок палеоцену відзначився падінням Бовтиського метеориту і, як наслідок, – утворенням райгородської товщі. Прошарки осадових відкладів з валунами кристалічних порід свідчать про те, що формування товщі проходило в умовах мілководної затоки, сполученої по вузьких палеодолинах (Шостаківська, Созонівська) з палеоценовим басейном ДДЗ і супроводжувалось активною тектонічною діяльністю з численними підводними обвалами, зсувами.

Активізація тектонічної діяльності на межі палеоцену та еоцену призвела до відновлення давніх і появи нових розривних порушень та утворення палеодолин в кристалічному фундаменті. Палеодолини приурочені до зони субмеридіонального Кіровоградського глибинного розлому, зони субширотного Суботсько-Мошоринського розлому та до другорядних розломів переважно північно-західного напрямку. Найбільш крупною є Кіровоградсько-Новомиргородська палеодолина, яка простежується в субмеридіональному напрямку вздовж сучасної долини р. Інгул. На окремих ділянках ширина цієї палеодолини сягає 10 км. Ширина інших палеодолин (Новопраська, Червоноярська, Знам'янська, Інгуло-Кам'янська, Зеленівська, Бобринецька), зазвичай, не перевищує 6 км. Відносна глибина цих форм коливається від 10 до 60 м. При аналізі профілів палеодолин у похованому рельєфі корінного ложа були виявлені локальні переаглиблення та виступи.

У геологічній будові еоценових депресій беруть участь континентальні осадки бучацької серії – відклади заплавної, озерно-болотяної та руслової фацій. Складна палеотектонічна обстановка в середньому еоцені визначила складний розріз бучацької серії. На деяких ділянках палеодолин у вуглисто-піщано-глинистій товщі між суміжними вугільними прошарками спостерігається закономірна мікроциклічність. У цих мікроциклах відбувається зміна тонкозернистих відкладів крупнозернистими, а останніх – тонкозернистими. Ритмічність: вугілля – глина – пісок – глина – вугілля спостерігалася в районі сіл Павлівка, Вершино-Мурзинка, Червоний Яр та ін. Крім того, досить часто відмічається ритмічна будова товщі, в якій виділяються 2-6-членні ритми: чергування вугілля і глини або вугілля і піску (район с. Павлівка, смт Нова Прага та ін.). Такий склад бучацьких відкладів, очевидно, пов'язаний з диференційованими рухами окремих блоків. Необхідно підкреслити, що досить потужні вугільні шари приурочені до відносно стабільних у тектонічному відношенні ділянок палеодолин, а в тектонічно-нестабільних умовах формувалась циклічно побудована товща з кількома буровугільними прошарками.

В еоцен-олігоценний час територія дослідження неодноразово зазнавала морських трансгресій з боку ДДЗ. Розподіл фацій у морському басейні київського та обухівського часу тісно пов'язаний з тектонічними рухами локального характеру. Так, відносно глибоководні фації (мергелі, трепели) збереглися в центральній частині площі аркуша, в межах Приінгульського тектонічного блока, і просторово пов'язані з зоною Кіровоградського глибинного розлому. У цій зоні локального занурення виділяється лінійна грабеноподібна форма з клавійно-сходинковим профілем днища. Передрегресивні підняття невеликих блоків у зоні розвитку київських мергелів призвели до розмиву останніх, а наступне швидке опускання в обухівський час призвело до утворення трепелу, який залягає на деяких ділянках безпосередньо на породах кристалічного фундаменту. На інших ділянках поширення обухівської світи контролюється субширотною зоною Суботсько-Мошоринського розлому та Лелеківським розломом північно-західного напрямку. Відклади цієї світи залягають у межах Боков'янського, Кондаурівського, Корсунь-Новомиргородського та північної частини Центральноновоюукраїнського тектонічних блоків третього рангу. Потужність відкладів київської і обухівської світ на більшій частині території аркуша змінюється від 2 до 15 м. Окремі ділянки з потужностями більше 15 м розташовані в зоні Кіровоградського розлому, в межах Кіровоградсько-Новомиргородської палеодолини, південно-східніше смт Компаніївка, а також на окремій ділянці в басейні р. Сугоклея, південніше м. Кіровоград. У північно-східній частині території аркуша, в межах Новопраської палеодолини відмічаються максимальні значення (більше 20 м) потужності відкладів межигірської світи. Проте на більшій частині площі аркуша переважають потужності в межах 3-6 м, а на окремих невеликих ділянках – до 3 м. Аналіз потужності еоцен-олігенових відкладів вказує, що збільшення їх пов'язане із зонами або вузлами перетину розломів. В обухівський, межигірський та берекський часи низхідні рухи продовжують переважати, але з тенденцією до поступового затухання, періодично змінюючись висхідними. Відображенням такого режиму є стратиграфічні неузгодження між відповідними стратонами. Савська фаза альпійського тектогенезу на рубежі олігоцену та міоцену призвело до регресії берекського морського басейну.

У ранньому-середньому міоцені незначне опускання території призвело до виникнення басейнів озерного типу і утворення майже безперервної акумулятивної рівнини, осади якої представлені новопетрівськими відкладами. Підвищення потужності останньої спостерігається в зоні Суботсько-Мошоринського розлому. З кінця середнього міоцену територія досліджень вперше отримала перекіс поверхні фундаменту на південь і була покрита водами середньосарматського моря. Північна границя товщі пісків верхнього міоцену тяжіє до зони субширотної Суботсько-Мошоринського розлому, тобто море вкривало практично всю досліджувану територію. Наприкінці верхнього міоцену внаслідок загального підняття УЩ встановлюються континентальні умови, активізуються ерозійні процеси.

Подальше підняття Українського щита і зміщення лінії головного вододілу на північ визначило в ранньому пліоцені формування річкової мережі. На півдні території у цей час відмічається перебудова заплавної поверхні прарічок Інгул, Березівки, Боковеньки. Ознаками таких перебудов є безперервна зміна гіпсометричних відміток заплави на окремих їх ділянках і обумовлена цим складна картина міграції руслів. Внаслідок цього процесу утворилася товща пісків та глини.

Сумарні амплітуди неотектонічних рухів земної кори за час, що пройшов від формування реперного рівня, представленого відкладами межигірської світи, до голоцену включно, змінюються від 130 до 190 м (рис. 7.1). Середній градієнт швидкості неотектонічних рухів становить $1-4 \times 10^6$ см/км за рік [36]. Протягом цього етапу на території аркуша сформувалася система невеликих блокових структур з різницею в амплітуді від 5 до 25 м. Вони знайшли відображення в особливостях пізньоолігоцен-антропогенного осадконакопичення та геоморфогенезу. Зокрема, за конфігурацією сучасних долин річок Інгул та Березівка на півдні території ми виділяємо кільцеву структуру, яка зазнає відносного підняття. У цілому, впродовж кайнозою проявлялися різнонаправлені диференційовані рухи окремих блоків. Так, аналіз потужностей дочетвертинних відкладів території, що розташована західніше Кіровоградського глибинного розлому, в районі сіл Софіївка, Червоновершка, Назарівка (Центральноновоюукраїнський блок), вказує, що після бучацького часу вона зазнала відносних підняття, потім, з початку олігоцену і до верхнього міоцену – слабкого опускання, а в пліоцені і впродовж четвертинного часу – переривчастих малоамплітудних підняття. Аналогічні переміщення блоків у

кайнозої зі зміною положення підшви окремих горизонтів осадового чохла, їх потужності та літологічного складу характерні й для інших ділянок території аркуша. Занурення одних блоків супроводжувалося підняттями інших. Внаслідок цього спостерігається зміна потужностей всього осадового чохла у межах тектонічних блоків. Так, потужності осадового чохла Бобринецького блоку, як правило, не перевищують 10-25 м. У межах Центральноновоукраїнського блока потужності становлять 20-30 м, збільшуючись у його північній частині (у Шостаківській палеодолині) до 60-80 м та східній частині (у Зеленівській палеодолині) до 50-60 м. У межах Корсунь-Новомиргородського блока вони збільшуються до 80-90 м у палеодолинах кристалічного фундаменту і зменшуються на підвищених ділянках його поверхні до 45-60 м. Приінгульський блок характеризується потужностями осадового чохла на рівні 25-40 м, збільшуючись до 50-60 м у Знам'янській і Кіровоградсько-Новомиргородській палеодолинах. Для Кондаурівського блока потужності осадового чохла становлять 40-70 м. Мошоринський тектонічний блок характеризується збільшенням потужностей осадового чохла в осьових частинах палеодолин (Червоноярська, Ново-Празька) до 90 м і зменшенням до 30-50 м поза їхніми межами. Осадочний чохол Боков'янського блока має потужність 20-40 м, яка в депресійних формах рельєфу кристалічного фундаменту зростає до 80 м. Для Долинського блока характерна відносна витриманість потужностей по площі на рівні 20-30 м. У цілому, на території досліджень відмічається тенденція до збільшення потужностей осадків у північному та північно-східному напрямках.

В осадовій товщі палеогену, неогену і антропогену встановлені фрагменти розривних порушень, пов'язані з блоковими рухами та часто збігаються з зонами регіональних розломів у кристалічному фундаменті. Ця спадковість пояснюється активізацією давніх розломів у кайнозої. Наприклад, у південному борті кар'єру біля с. Обознівка серед міоценових відкладів спостерігається опущений клиноподібний блок з амплітудою зміщення до 1 м. Це неотектонічне порушення просторово збігається з вузлом перетину розломів у кристалічному фундаменті.

У кінці пліоцену збільшення тектонічної активності призводить до формування річкової мережі, близької до сучасної. На території досліджень спостерігаються прямолінійні ділянки різної орієнтації: субширотної, субдіагональної, субмеридіональної. Так, Кіровоградська зона розломів визначає положення верхів'їв правих притоків р. Інгул на ділянці, яка розташована на південь від смт Компаніївка, напрямки і морфологію долини р. Інгул від устя р. Аджамка на північний захід. З Інгуло-Кам'янським розломом збігаються субмеридіональні відрізки долин рр. Інгул та Аджамка, а також деяких невеликих приток рр. Інгул, Березівка, Кам'янка. Активізація окремих фрагментів тектонічних порушень у середньому-верхньому неоплейстоцені відобразилася в дугоподібних та коліноподібних вигинах річкових долин.

Все вищезазначене дозволяє зробити висновок, що новітній структурний план, який сформувався протягом неотектонічного етапу розвитку та проявлений у сучасному рельєфі, яружно-балковій та річковій мережі, пов'язаний з ослабленими зонами тектонічних порушень і переважно успадковує давніший.

6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

В історії геологічного розвитку району виділяються два етапи: докембрійський, з яким пов'язане формування кристалічного фундаменту, і фанерозойський, протягом якого формувалася кора вивітрювання кристалічних порід і відбувалося накопичення осадових товщ у морських або континентальних умовах.

Докембрійський етап

Відомостей палеоархейського етапу геологічного розвитку в районі не виявлено. Очевидно, в цей час кристалічний фундамент району можна розглядати як фрагмент грануліто-гнейсової основи, поширеної в межах Інгульського мегаблока.

У мезоархеї формувалася вулканогенна товща конкської серії, значною мірою перероблена ультраметаморфічними плагіогранітоїдами інгулецького комплексу. Ксеноліти метаморфічних і ультраметаморфічних порід мезоархею зустрічаються серед інтрузивних й ультраметаморфічних порід палеопротерозою.

Палеопротерозойський тектоно-магматичний цикл почався із закладання флішоїдного басейну, в якому у віковому інтервалі 2300-2100 млн років послідовно накопичувалися вуглецево-карбонатно-теригенна товща родонівської світи, вулканогенно-осадова товща спасівської світи, флішоїдна товща чечелівської світи. Умови формування цих товщ наближались до геодинамічної обстановки континентального шельфу і зовнішніх острівних дуг.

Із закриттям флішоїдного басейну у віковому діапазоні 2100-2000 млн років пов'язані інтенсивні плікативно-розривні тектонічні рухи, закладання зон крупних тектонічних порушень (Кіровоградського розлому та ін.), деформація й регіональний метаморфізм в умовах амфіболітової й гранулітової фацій порід інгуло-інгулецької серії, регіональна гранітизація, становлення колізійних гранітоїдів зон глибинного скупчення (Кіровоградський, Бобринецький, Долинський масиви та ін.), інтрузивних гранітоїдів геодинамічної обстановки магматичних дуг (Новоукраїнський, Боков'янський масиви та ін.) Завершення формування палеопротерозой-

ських гранітоїдних масивів відбувалося за участю збагачених калієм флюїдів. З колізійними гранітоїдами пов'язане гідротермально-метасоматичне перетворення метаморфічних порід, найбільш масштабне в зоні Кіровоградського глибинного розлому, із супутньою золоторудною мінералізацією.

Заключна фаза формування колізійних гранітоїдів протягом 2000-1900 млн.р. супроводжувалася тектоно-метасоматичною активізацією уздовж зон розривних порушень, які контролювали формування низькотемпературних лужних альбіт-мікроклінових, мікроклін-альбітових метасоматитів та альбітитів з урановою спеціалізацією. Найбільш значні урановорудні концентрації пов'язані з зоною Кіровоградського глибинного розлому. Цими процесами завершується кратонізація Інгульського мегаблока, й у подальшій історії він розвивається як платформа.

Наступна потужна тектоно-магматична активізація відбувалася в клесовії на рубежі 1750 млн.р. Результатом її стало формування складного Корсунь-Новомиргородського плутону у геодинамічній обстановці склепінно-брилових магматогенних піднять. Докембрійський магматизм завершився двома стадіями вкорінення дайок основних порід: в клесовії по розломах північно-західного простягання, в овручії – по субширотних розломах.

Фанерозойський етап

Починаючи з палеозою, протягом тривалого часу (до крейди) територія аркуша являла собою суходіл, на якому відбувалися інтенсивні процеси денудації і формування потужної кори вивітрювання кристалічних порід. Найбільш інтенсивно ці процеси проявилися в умовах аридного клімату мезозойської ери. У ранньокрейдову епоху активізація тектонічних коливань на ділянках депресій субмеридіонального, північно-східного простягання призвела до закладання крупних грабеноподібних долин. На межі альбської і сеноманської епох, у зв'язку з незначним опусканням УЩ, морський басейн з боку ДДЗ проник по Кіровоградсько-Новомиргородській палеодолині на північно-західну частину території робіт, де ширина затоки сягала 15 км. Свідченням цієї локальної трансгресії є останець буріської світи в районі сіл Созонівка, Бережинка. На решті території крейдові відклади були знищені процесами денудації в післякрейдовий період. Виходячи із загальної концепції розвитку рельєфу досліджуваної і суміжної з півночі території можна припустити, що в цілому річкова мережа була орієнтована в північному напрямку.

На межі крейди і палеогену суміжна з півночі територія аркуша М-36-XXVII зазнала метеоритних ударів, внаслідок чого виникли Бовтиська і Зеленогайська котловини. В північно-західній частині території робіт, що знаходиться в безпосередній близькості до Бовтиської котловини, сформувалась райгородська товща. Ця товща представляє собою брекчієвидні породи, які виникли в результаті закратерного викиду астроблеми. Прошарки і уламки осадових порід з рештками мушлів всередині брекчієвидної товщі свідчать про розмив і перевідкладення крейдових відкладів. Формування цієї товщі, очевидно, проходило в умовах мілководної затоки, що сполучалася періодично по вузьких долинах з палеоцеановим басейном ДДЗ і супроводжувалось активною тектонічною діяльністю з численними підводними обвалами, зсувами. Протягом палеоцену в цілому зберігався структурний план крейдового часу. На території робіт існували відносні підвищені денудаційні і денудаційно-аккумулятивні рівнини, розчленовані численними річковими прадолинами.

У бучацький час продовжували існувати континентальні умови осадконакопичення, які характеризувалися поширенням буйної субтропічної і тропічної рослинності.

Особливості розрізу бучацьких відкладів свідчать про існування складної системи крупних, різного ступеня заболочення, річкових палеодолин. У південній частині території, в межах головного вододілу (Бобринецько-Долинська височина), що розділяє басейни ДДЗ і Причорноморської западини, бучацькі відклади повністю відсутні.

На початку київського часу трансгресія моря глибокими затоками вторгалася вглиб Українського щита. У цей період відкладались глауконіт-кварцові і польвошпат-кварцові різнозерністі піски, а в області локального опускання, пов'язаного з зоною Кіровоградського глибинного розлому – мергелі. Можна припустити, що вихідним матеріалом, який сприяв утворенню мергелю, були карбонатні породи буріської світи, що змивались з ближніх північних ділянок трансгресуючим київським морем. На користь невеликих глибин свідчить присутність у мергелях залишків водоростей, наземної рослинності, а також бентосних форамініфер родів: *Asterigerina*, *Lobotula*, *Reussella*, *Tubulogenerina*. Наприкінці київського часу відбулася короткочасна регресія морського басейну, що призвело до розмиву відкладів київської світи.

В обухівський час розпочалась нова трансгресія моря зі сторони ДДЗ. В умовах відносного мілководдя і похолодання клімату відбувалося накопичення глауконіт-кварцових пісків, вміщуючих прошарки алевритів, глин, пісковиків та трепелів. Трепели трансгресивно залягають на породах кристалічного фундаменту, на розмитій поверхні київських пісків, з поступовим переходом на товщі мергелів київської світи. Вірогідно, коли відбувалася досить швидка трансгресія обухівського моря в глибоких затоках ще залишалось київське море. Берегова лінія моря була звивиста і проходила по лінії Бобринець-Долинська. Присутність акритарх та зелених водоростей свідчить про те, що це був період розпріснення морського басейну та поступового зменшення його глибини. На рубежі еоцену та олігоцену відбулася значна регресія морського басейну. В умовах

суходолу еоценові відклади частково розмивалися, що фіксується в розрізах наявністю нечітко виражених базальних горизонтів та озалізненням контактних зон.

Наступна трансгресія моря пройшла на початку олігоцену. У цей час, в умовах мілкого моря, проходило накопичення товщі глауконіт-кварцових пісків межигірської світи. На регресуючому етапі виникли лагуни й озера, в яких сформувались вуглисто-піщано-глинисті відклади берекської світи.

З початком міоценового етапу осадконакопичення проходило в континентальних умовах. Структурний план території в нижньо-середньоміоценовий час дещо змінився. На фоні слабо піднятої ДДЗ річкової палеодолини часто змінювали суцільну планову конфігурацію з численними варіантами перебудови їх сітки. У межах цих долин формувались шаруваті піски, які в подальшому на деяких ділянках були зцементовані до стану пісковиків. З опусканням території виникли великі басейни озерного типу. У цих водоймах відбувалось накопичення товщі дрібно-тонкозернистих кварцових пісків з ліззовидними прошарками каолінистих глин. Заключний етап розвитку рельєфу в нижньо-середньоміоценовий час характеризується загальним вирівнюванням, при якому процеси акумуляції поширювалися на схили межиріч. Внаслідок цього на більшій частині території, за винятком Бобринецько-Долинського підвищення, утворилася майже безперервна єдина акумулятивна рівнина, відклади якої представлені новопетрівською світою.

У середньому сарматі досліджувана територія отримала перекус на південь і нова трансгресія моря з боку Причорноморської западини захопила всю площу. В умовах гранично мілкого моря, з островами, що неодноразово виникали, формувалася товща дрібно-середньозернистих пісків з включеннями пухкої вапнистої речовини.

Трансгресія сарматського моря була останньою в історії геологічного розвитку району. На етапі регресії моря утворилися великі водойми, де в кінці меотису – на початку понтичного часу сформувалась товща строкатих глин.

Подальше підняття УЩ і зміщення лінії головного вододілу на північ визначило в ранньому пліоцені формування річкової мережі. У цей час існував переважно денудаційний рельєф з розвинутими ерозійними долинами прарічок Інгула, Березівка, Боковенька. У південній частині території ці долини розширилися і, зливаючись між собою, утворювали широкі озерно-алювіальні рівнини. В алювіально-озерних гідроморфних умовах формувалась товща пісків та глин. На початку циклу в депресіях і річкових палеодолинах проходило накопичення піщаних відкладів, а пізніше – переважно глин. До кінця пліоцену клімат був жаркий, вологий. У цей час проходило інтенсивне ґрунтоутворення і формування субаеральної товщі червоно-бурих глин. У кінці пліоцену посилення тектонічної активності призвело до корінної перебудови річкової мережі, з'явилися і почали розвиватися сучасні річкові долини.

Протягом еоплейстоцену відбувалася подальша аридизація клімату і зниження базису ерозії. Матеріал з високих вододілів перевідкладався на понижені ділянки і брав участь у формуванні плащеподібного покрову плейстоцену. Глинисті утворення еоплейстоцену заклали основу рельєфу Придніпровської височини. Клімат на крижанівському етапі ґрунтоутворення був помірно теплим. Широколистяно-хвойні ліси займали значні площі. Відбувалося утворення червоно-коричневих глинистих ґрунтів. Іллічівський час характеризувався відносним похолоданням клімату з переважанням степових ландшафтів. Відбувалося накопичення лесовидних глин.

Початок плейстоцену характеризувався посиленням ритмічності та контрастності клімату. Помірно-теплий перемінно-вологий клімат теплих етапів змінювався холодним, перигляціальним. За рахунок привнесення пилу нагромаджувались лесовидні суглинки, з потеплінням клімату утворювались ґрунти. Велику роль відігравали процеси лінійної та бічної ерозії, які призвели до поглиблення річкових долин та утворення яружно-балкової сітки.

7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

Згідно зі схемою геоморфологічного районування [37], територія аркуша М-36-XXXIII розташована в межах Східно-Європейської полігенної рівнини, в області Придніпровсько-Приазовських пластово-денудаційних цокольних височин та низовин, підобласті Південно-Придніпровської акумулятивно-денудаційної рівнини та належить до району Кіровоградської акумулятивно-денудаційної хвилястої слабо-розчленованої низовинної рівнини. За сучасним морфоструктурним районуванням територія аркуша розташована в межах Кіровоградської морфоструктури II рангу та Інгуло-Інгулецької морфоструктури III рангу, які є частиною Центральноукраїнської рівнинно-платформної морфоструктури I рангу. У межах території дослідження за сумарними амплітудами неотектонічних (післяолігоценових) рухів земної кори виділяються 3 морфоструктури IV рангу. Так, спостерігаються дві ділянки суттєвого підвищення фонових амплітуд неотектонічних рухів земної кори. Одна з них розташована західніше Кіровоградського розлому, в районі Бобринецького масиву (Новоукраїнська морфоструктура). Друга – у південно-східній частині території, між Інгуло-Кам'янським та південно-східною частиною Лелеківського розлому, в районі Долинського масиву (Долинська морфоструктура). У межах першої ділянки максимальні показники амплітуд (175-180 м) спостерігаються в районах

сіл Софіївка, Безводня, Чарівне. В межах другої ділянки максимальні значення сумарних амплітуд (155-170 м) простежуються в невеликих локальних (4-6 км) замкнених контурах у районах сіл Широка Балка, Новоолександрівка. Значення показників сумарних амплітуд неотектонічних рухів на решті тери торії змінюється від 140 до 155 м (Верхньоінгульська морфоструктура) (рис. 7.1), за матеріалами інституту географії НАН України).

Таким чином, протягом неотектонічного етапу на території аркуша сформувалася система невеликих блокових структур з різницею у середніх показниках сумарних амплітуд неотектонічних рухів від 5 до 20 м. Вони знайшли відображення в особливостях пізньоолігоцен-антропогенового осадконакопичення та геоморфогенезу. Зокрема, в конфігурації річкової мережі спостерігаються прямолінійні ділянки різної орієнтації: субширотної, субмеридіональної, субдіагональної. Кіровоградська зона розломів, активізація якої проходить упродовж всього неотектонічного періоду, визначає положення верхів'їв правих приток р. Інгул на ділянці, яка розташована на південь від смт Компаніївка, напрямки і морфологію долини р. Інгул від устя р. Аджамка на північний захід. З Інгуло-Кам'янським розломом збігаються субмеридіальні відрізки рр. Інгул та Аджамка, а також деяких невеликих приток рр. Інгул, Березівка, Кам'янка.

Рельєф території на більшій частині характеризується абсолютними висотами 80-180 м. Збільшення абсолютних відміток до 200-240 м спостерігається в західній частині території на межиріччі рр. Сугоклія – Саваклей, у північній частині – на межиріччі рр. Інгул - Аджамка та Аджамка – Бешка, північніше широти Кіровограда та Нової Праги. Суттєве зменшення висоти (до 120 м) спостерігається у південній частині площі аркуша на межиріччі рік Інгул та Березівка. Відмічається загальний нахил денної поверхні з півночі та заходу на південь і південний схід.

Загальні первинні форми рельєфу району досліджень сформувались до початку антропогену і відіграли свою роль у формуванні сучасного рельєфу території аркуша. Так, акумулятивно-денудаційний тип рельєфу території аркуша формувався на різних стратиграфічних зрізах.

На описуваній території в межах морфоструктур рівнинних областей виділяються такі генетичні типи рельєфу: акумулятивно-денудаційний, денудаційно-ерозійний (яружно-балковий), флювіальний, біогенний.

Акумулятивно-денудаційний рельєф. За характером рельєфу та процесами морфолітогенезу на досліджуваній території виділяються два типи акумулятивно-денудаційної (лесової) рівнини.

Акумулятивно-денудаційна (лесова) рівнина, сформована переважно на докембрійських породах та міоценових відкладах займає більшу частину території. Розташована в межах майже всієї північної, центральної та західної її частин. Рельєф розчленований долинно-балковою мережею, а вирівняні платоподібні вододіли звивистої конфігурації мають, у цілому, субмеридіальний напрямок та характеризуються абсолютними відмітками 160-200 м, на південному сході – 120-160 м. Вони мають досить незначні ухили денної поверхні (30', інколи до 2°).

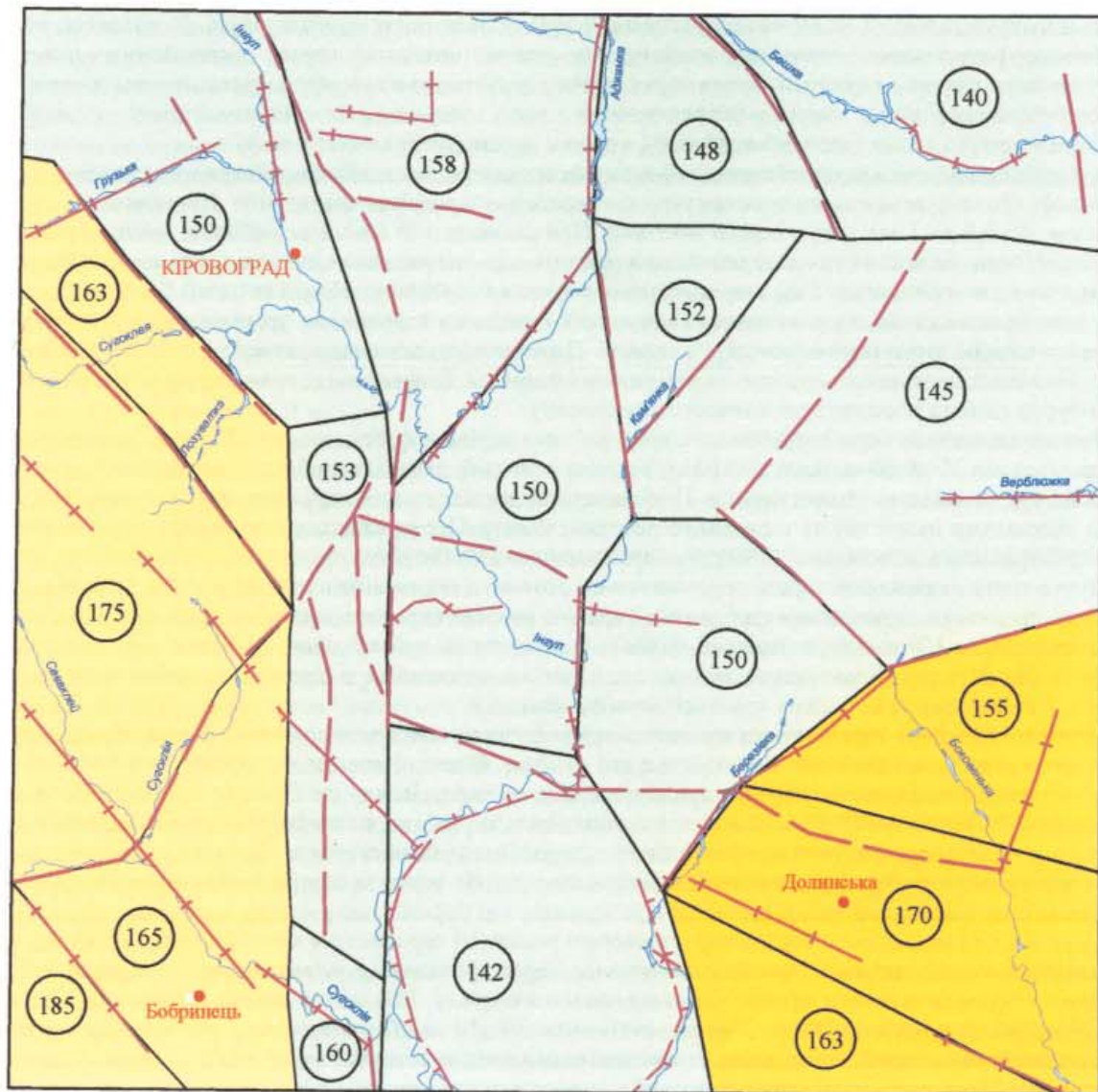
Акумулятивно-денудаційна (лесова) рівнина, сформована переважно на докембрійських породах та відкладах міоцену і пліоцену. У південній частині аркуша, на межиріччі рр. Інгул і Березівка та на частині вододілу між рр. Сугоклія і Інгул (у межах дослідженої території), у геологічних розрізах фіксується товща пісків та глин верхнього неогену, яка перекривається товщею червоно-бурих глин. Площа розповсюдження товщі сягає 30 км². У межах території аркуша поверхня її досить сильно розчленована балками системи р. Інгул та її притоками. Ймовірно, на цій ділянці в кінці неогену відбулося підняття, обмежене Інгуло-Кам'янською та Кіровоградською зонами розломів, що спричинило міграцію русел рр. Інгул та Березівка. За зміною конфігурації річкової мережі виділяється позитивна кільцева морфоструктура.

У басейнах рр. Сугоклія та Боковенька на вододілах антропогенові відклади та товща червоно-бурих глин залягають безпосередньо на породах докембрію. При формуванні сучасного рельєфу осадові породи палеогену та значна частина неогенових відкладів були повністю денудовані або їх седиментація тут не відбувалась зовсім.

До акумулятивно-денудаційного рельєфу належать пологі схили вододілів, сформовані внаслідок площинного змиву в умовах розвитку пухких четвертинних відкладів. Вік їх визначається як нижньонеоплейстоценовий-голоценовий. Серед них домінують опуклі схили, прямолінійні та ввігнуті займають мінімальні площі.

Денудаційно-ерозійний рельєф представлений різновіковими схилами річкових долин, балок та ярів. Схили з кутами нахилу від 2° до 5° на території аркуша займають приблизно 25% басейну р. Інгул та 15% басейну р. Інгулець. Вік їх визначається як середньонеоплейстоценовий-голоценовий. Знизу схили, як правило, прилягають до днищ річкових долин, іноді до схилів з кутами нахилу більше 5°. Останні займають досить невеликі площі, розташовуються лінійно вздовж днищ річкових долин та прилягають до днищ балок. Вік їх визначається як верхньонеоплейстоценовий-голоценовий. Дуже відлогі схили з кутами нахилу до 2° розташовані, як правило, вздовж невеликих балок. Вік їх нижньонеоплейстоценовий-голоценовий.

Флювіальний рельєф на території аркуша представлений річковими долинами з заплавою та надзаплавними терасами. Найбільшою є долина р. Інгул. Вона простягається через всю територію аркуша з півночі на південь у меридіональному або субмеридіональному напрямку. У північній частині площі аркуша (до м. Кіровоград) верхів'я її майже не врізані або слабо врізані в поверхню кристалічного фундаменту. Виходи кристалічних порід мають локальне розповсюдження. Більш широкі ділянки долини чергуються з вузькими. Розширені ділянки, як правило, терасовані. Ширина долини р. Інгул у північній частині – до 400 м.



1: 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів
 км 5 0 5 10 15 км

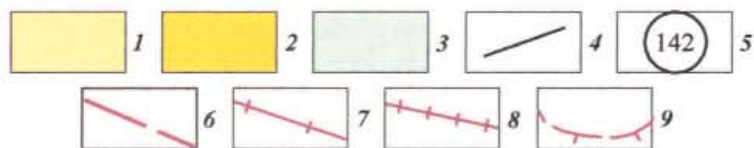


Рис. 7.1. Неотектонічна схема

(складена за матеріалами інститута географії НАН України)

Морфоструктури: I рангу – Центральноукраїнська рівнинно-платформна; II рангу – Кіровоградська; III рангу – Інгуло-Інгулецька; IV рангу: 1 – Новоукраїнська, 2 – Долинська, 3 – Верхньоінгульська; 4 – межі неотектонічно активних блоків; 5 – середні значення сумарних амплітуд неотектонічних рухів земної кори, м. Прояви неотектоніки: 6 – ймовірні неотектонічні порушення, виділені за морфометричними та геоморфологічними даними; 7 – лінеаменти, що ідентифікуються як розривні порушення за зміною конфігурації річкової мережі та МАКЗ; 8 – лінеаменти, що ідентифікуються як розривні порушення за зміною терасового комплексу та МАКЗ; 9 – локальна неотектонічна позитивна напівкільцева морфоструктура, виділена за зміною конфігурації річкової мережі та МАКЗ.

Схили пологі, русло часто меандрує. У центральній частині території долина глибоко врізається у породи кристалічного фундаменту і має близький до каньйоноподібного поперечний профіль. У долині р. Інгул за геолого-геоморфологічними ознаками виділяються давня похована тераса еоплейстоцен-ранньонеоплейстоценового віку та ряд надзаплавних терас: третя (трубізького віку), друга-третя нерозчленовані (вільшансько-трубізького віку), друга (вільшанського віку), перша-друга нерозчленовані (деснянсько-вільшанського віку) і перша (деснянського віку), а також заплава (голоценового віку).

Еоплейстоцен-ранньонеоплейстоценова давня похована тераса в долині р. Інгул не виражена в сучасному рельєфі. Вона фрагментарно простежується в геологічних розрізах свердловин. Ширина її, як правило, коливається від 1,5 до 3 км, уступ тераси нечіткий. Цей алловіальний комплекс охоплює декілька різночасових ступенів, його вік може бути датований від крижанівсько-іллічівського до широкинсько-приазовського і навіть мартоносько-сульського. Так, ширина кожної тераси не перевищує 10 м, а висота 0,5-1,5 м. У геологічному розрізі тераси в складі алювію переважають піски і супіски з глинистими прошарками. У базальній частині розрізу алювію піски різнозернисті, гравелісті. Перекриваються нижньочетвертинними та середньочетвертинними відкладами лесово-грунтової субаеральної формації. Залігають, як правило, на розмитій поверхні червоно-бурих глин та породах кристалічного фундаменту.

Третя надзаплавна тераса (трубізького віку) р. Інгул виділена фрагментарно. Ширина фрагментів тераси коливається від 30 до 80 м, іноді до 150 м. Уступ її нечіткий, замаскований плащем еолово-делловіальних лесовидних суглинків та викопних ґрунтів. Цоколь тераси представлений породами кристалічного фундаменту, іноді відкладами палеогену та середнього неоплейстоцену. Перекривається тераса верхньонеоплейстоценовими субаеральними відкладами. Поверхня тераси має нахил у бік річки.

Друга-третя надзаплавні тераси нерозчленовані розвинуті переважно в нижній частині долини р. Інгул. Вік їх визначається як вільшансько-трубізький. Тераси в рельєфі виражені досить нечітко. Ширина їх у комплексі становить до 150 м. Уступ нечіткий, замаскований плащем субаеральних суглинків верхньонеоплейстоценового віку. Відклади терас підстилаються лесовидними суглинками дніпровського кліматоліту, дочетвертинними утвореннями та породами кристалічного фундаменту.

Друга надзаплавна тераса (вільшанського віку) р. Інгул не має суцільного поширення. У рельєфі тиловий шов тераси не виражений або виражений дуже нечітко. Відносні висоти над руслом – 6-8 м. Найдовші фрагменти тераси вільшанського ступеня зустрічаються в долині р. Інгул – до 10 км при ширині 450 м. Абсолютні відмітки поверхні – 125-70 м. Поверхня тераси рівна, зі слабким нахилом у бік річки. Відклади другої надзаплавної тераси перекриті чохлом лесовидних суглинків, що відносяться до бузького горизонту. Цоколь тераси – кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту або розмита поверхня неогенових та палеогенових порід.

Перша-друга надзаплавні тераси нерозчленовані розвинуті переважно в нижній частині долини р. Інгул. Вік – деснянсько-вільшанський. Накопичення алювію терас проходило в умовах тривалої міграції русла по дну долини з перевідкладенням раніше нагромадженого матеріалу. Відклади в деяких місцях часто розмиті і мають незначні потужності. Ширина терас становить 50-150 м. Підстилаються, як правило, середньо-верхньонеоплейстоценовими відкладами, утвореннями палеоген-неогенового часу або породами кристалічного фундаменту. Перекриваються верхньонеоплейстоценовими лесовидними суглинками.

Перша надзаплавна тераса (деснянського віку) також не має суцільного поширення. Вона досить добре розвинута на лівому березі р. Інгул до широти м. Кіровоград. Ширина її зростає в напрямку до м. Кіровоград від 100 до 300 м (в районі міста до 800 м), висота над руслом річки – 4-5 м. Поверхня рівна, трохи горбиста. У центральній частині території аркуша перша надзаплавна тераса фрагментарно простежується на обох берегах р. Інгул у розширених ділянках долини. Тераса складена піщаним та піщано-глинистим алювієм. У південній частині району перша надзаплавна тераса має фрагментарне поширення, висота її над руслом річки – 3-4 м, ширина – від перших десятків метрів до 100 м. Цоколь тераси, як правило представлений корою вивітрювання порід кристалічного фундаменту, а в північній частині району – також відкладами неогенового або палеогенового часу.

Заплава має повсюдний розвиток і добре виражена в рельєфі. Поверхня її досить рівна, слабогорбиста, тиловий шов виражений нечітко. Піднімається над меженим рівнем річки до 1-2 м. Ширина становить переважно 100-300 м, місцями сягає 500 м. Складена піщано-мулистим та гравійно-піщаним алювієм. Поверхня заплавної тераси ускладнена відмерлими річковими меандрами, старицями.

Найбільші праві притоки р. Інгулу – рр. Сугоклея і Сугоклія із своїми притоками Саваклей і Лозуватка розробили долини, які є однотипними в геоморфологічному відношенні. Це неширокі (30-50 м) долини, іноді до 100 м, з досить крутими схилами і погано вираженою заплавою висотою над руслом 0,5-1,0 м. У нижній течії р. Сугоклія фрагментарно виділяється перша надзаплавна тераса деснянського віку. Висота уступу становить до 4 м. Ширина майданчика – до 100 м. Найбільш крупні ліві притоки р. Інгул – рр. Аджамка, Кам'янка та Березівка. У будові їхніх долин, крім заплави, виділяються перша та друга надзаплавні тераси. А в долинах рр. Аджамка і Кам'янка фрагментарно виділяється нерозчленована еоплейстоцен-ранньонеоплейстоценова тераса. Геологічний розріз останньої аналогічний еоплейстоцен-ранньонеоплейстоценовій терасі р. Інгул. Долина р. Аджамка в своїй верхній течії має круті схили. Дно долини нешироке. За-

плавна тераса виражена слабо. Нижче за течією долина стає ширшою, схили пологішими, має коритоподібну форму. Русло часто меандрує. Виходи кристалічного фундаменту мають локальне розповсюдження. В нижній частині долини р. Аджамка в рельєфі досить чітко простежується перша надзаплавна тераса деснянського віку. Висота її уступу до 4,0 м. Ширина майданчика до 20,0 м. Долина р. Кам'янка в верхній своїй течії мало чим відрізняється від балки. Нижче виділяється досить широка заплавна тераса з висотою уступу до 1,5 м. Схили долини переважно відлогі. Русло утворює ряд меандр. Річка Березівка в верхній своїй течії перетинає депресію середньоєоценового віку. Долина її тут на вигляд нагадує балку з пологими схилами. Водотік навіть не завжди простежується. У долині річки на окремих ділянках фрагментарно простежується перша надзаплавна тераса шириною 150-200 м.

До басейну р. Інгулець в межах аркуша належать рр. Бешка, Верблюжка та Боковенька. Річка Бешка має заплаву висотою до 1,5 м і шириною 200-300 м, першу і другу надзаплавні тераси. Схили долини переважно відлогі. Русло річки часто меандрує. Русло річки Боковенька (у межах аркуша) разом із заплавою має ширину від 50 до 300 м. Схили долини пологі, з частими виходами кристалічних порід. Місцями спостерігаються фрагменти першої надзаплавної тераси. На правому схилі річки часто зустрічаються звивисті вимойни глибиною 1-5 м і шириною 5-20 м.

Біогенний рельєф. На дослідженій території простежуються невеликі заболочені ділянки річкових долин та днищ балок (верхня течія долини рр. Аджамка, Сугоклея та ін.). Вік голоценовий.

На території робіт виділяються наступні форми рельєфу: акумулятивний, ерозійний, денудаційний, гравітаційний, суфозійно-просадковий та техногенний.

Акумулятивні форми рельєфу представлені конусами виносу, що спостерігаються в пригірлових частинах ярів та балок. Поверхня їх слабо хвиляста.

Ерозійні форми рельєфу представлені схилами берегів руслів річок, ярами з крутими стінками, утвореними в лесових породах, та руслами тимчасових водотоків. Найбільш уражена процесами яроутворення територія басейну р. Сугоклія та верхів'я р. Боковенька. Ріст балок і ярів відбувається від гирла до верхів'я, тому гирлові частини балок більш давні і вміщують більше балочного алювію.

Денудаційні форми рельєфу пов'язані з препаруванням виходів кристалічних порід. Спостерігаються, головним чином, вздовж берегів середньої течії р. Інгул, та рр. Сугоклія та Саваклей. З такими формами пов'язані геоморфологічні пам'ятки, розташовані по обидва береги рр. Сугоклея та Саваклей.

Гравітаційні форми рельєфу на території робіт представлені зсувами фронтального типу. Середня довжина зсувних тіл – 30 м, ширина – 100 м. Зсувні зміщення проходять в товщі лесовидних суглинків.

Суфозійно-просадкові форми рельєфу. Поширені на північному сході території, як правило, на вододілах. Серед них домінують малі форми – 30-200 м у діаметрі, 0,3-0,7 м глибиною, інколи до 1 м. Днища слабо ввігнуті, схили дуже пологі.

Техногенні форми рельєфу на дослідженій території представлені кар'єрами, відвалами кар'єрів, насипами, греблями, тощо.

Родовища корисних копалин, утворені в четвертинний час, досить тісно пов'язані з рельєфом. Родовища цегельно-черепичної сировини приурочені до схилів вододілів та долин річок. Родовища пісків, як правило, приурочені до алювіальних відкладів вільшанського та деснянського ступенів.

8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Територія аркуша характеризується складними гідрогеологічними умовами. У гідрогеологічному відношенні вона належить до області тріщинних вод Українського щита [63]. Особливості геологічної будови, геоморфології і клімату обумовили відмінності в умовах живлення, циркуляції, розвантаження, положення рівнів, глибин залягання, ресурсах, хімічного складу і мінералізації підземних вод району досліджень.

Підземні води присутні практично у всіх розвинутих на території стратиграфічних підрозділах докембрію та мезо-кайнозою. У зв'язку з забрудненістю поверхневих (річкових) вод, підземні води є основним джерелом питного водопостачання. Ресурси прісних підземних вод, як в розрізі, так і по площі, розповсюджені вкрай нерівномірно, що, з одного боку, пов'язано з колекторними властивостями (літологічним складом) водомісних порід, а з другого – формуванням цих ресурсів в умовах нестійкого зволоження.

У цілому, значні запаси підземних вод на території досліджень відсутні. Найменш забезпеченими ресурсами підземних вод, придатних для водопостачання, є ділянки кристалічного фундаменту з відсутністю водоносних осадових відкладів.

За особливостями гідрогеологічних умов на території аркуша виділено дев'ять водоносних горизонтів (рис. 8.1), які відрізняються складом порід, що їх вміщують, ступенем їх водозбагаченості, умовами живлення і розвантаження, а також якісним та кількісним складом пов'язаних з ними підземних вод.



1: 500 000
в 1 сантиметрі 5 кілометрів
км 5 0 5 10 15 км

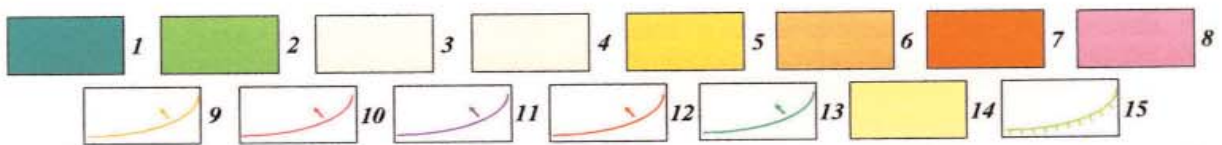


Рис. 8.1. Гідрогеологічна карта

I Поширення перших від поверхні водоносних горизонтів. Водоносні горизонти: 1 – у сучасних алювіальних відкладах (аН); 2 – в алювіальних відкладах першої і другої верхньонеоплейстоценових надзаплавних терас (аР_{III}); 3 – у нижньо-, середньо-, і верхньонеоплейстоценових алювіальних та солово-делювіальних відкладах (e.vdP_{I-III}); 4 – у берекських, новопетрівських відкладах та в товщі пісків (P_{3br}+N_{1np}+N_{1p}); 5 – у київських, обухівських та межигірських відкладах (P_{2kv}+P_{2ob}+P_{3mz}); 6 – у райгородських та бучацьких відкладах (P_{1rg}+P_{2bc}); 7 – у тріщинуватій зоні кристалічних порід та їх кір вивітрювання (AR₂-PR₁). **II** Контури розповсюдження водоносних горизонтів: 8 – у товщі пісків та глин (N_{2pg}); 9 – у берекських, новопетрівських відкладах та в товщі пісків (P_{3br}+N_{1np}+N_{1p}); 10 – у київських, обухівських та межигірських відкладах (P_{2kv}+P_{2ob}+P_{3mz}); 11 – у райгородських та бучацьких відкладах (P_{1rg}+P_{2bc}); 12 – у бурімських відкладах (K_{1-br}). **III** Водотривкі породи – строкаті та червоно-бурі глини (N_{1sg}-N_{2cb}): 13 – площа поширення; 14 – границя розповсюдження.

1. Водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах (аН).
2. Водоносний горизонт в алювіальних відкладах першої і другої верхньонеоплейстоценових надзаплавних терас (аР_{III}).
3. Водоносний горизонт у нижньо-, середньо- і верхньонеоплейстоценових алювіальних та еолово-делювіальних відкладах (e, vdP_{I-III}).
4. Водоносний горизонт у товщі пісків та глин нижнього пліоцену (N₂pg).
5. Водоносний горизонт у берекських, новопетрівських відкладах та в товщі пісків верхнього міоцену (P₃br+N₁np+N₁p).
6. Водоносний горизонт у київських, обухівських та межигірських відкладах еоцену та нижнього олігоцену (P₂kv+P₂ob+P₂mz).
7. Водоносний горизонт в райгородських та бучацьких відкладах (P₁rg+P₂bc).
8. Водоносний горизонт в бурімських відкладах (K₁₋₂br).
9. Водоносний горизонт у тріщинуватій зоні кристалічних порід та їхній корі вивітрювання.

1. *Водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах (аН)* поширений у заплавах долин річок і балок, ширина яких змінюється від 100 до 300 м (у балках), до 1 км (у долинах річок). Водовмісні породи – тонко-, дрібно-, та різнозернисті піски, супіски, суглинки. Здебільшого горизонт залягає безпосередньо на обводнених породах кристалічного фундаменту, іноді на водовмісних породах бучацької серії та породах райгородської товщі. Як правило, між цим водоносним горизонтом та тими, що залягають нижче, існує прямий гідравлічний зв'язок. Він має вільне дзеркало ґрунтових вод, рівень якого коливається від 0 до 4 м. За хімічним складом води сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві. Величина мінералізації – від 300 до 600 мг/дм³, загальна жорсткість – від 6,6 до 22,9 мг-екв/дм³. Реакція вод слабо лужна, нейтральна (рН = 7,0-7,5), а в межах м. Кіровоград – лужна (рН = 8,7). Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації поверхневих вод та перетікання з водоносних горизонтів, що залягають нижче. Водоносний горизонт використовується для локального водопостачання за допомогою шахтних колодязів.

2. *Водоносний горизонт в алювіальних відкладах другої і першої верхньонеоплейстоценових надзаплавних терас (аР_{III})* розповсюджений у долинах рр. Інгул та Грузька (II і I надзаплавні тераси), Аджамка та Бешка (I надзаплавна тераса). Водовмісні породи – різнозернисті піски, іноді супіски та суглинки, потужність яких у середньому становить 6-8 м, іноді до 14 м (Лелеківський водозабір). Водоносний горизонт має вільне дзеркало ґрунтових вод, підстеляється кристалічними породами докембрію та продуктами їх вивітрювання і лише в північно-західній та північно-східній частинах аркуша – бучацькими відкладами. Хімічний склад – гідрокарбонатно-сульфатний кальцієвий та натрієвий, меншою мірою – хлоридно-гідрокарбонатний кальцієвий. Мінералізація змінюється від 500 до 900 мг/дм³, води жорсткі та дуже жорсткі (загальна жорсткість – 4,8-33 мг-екв/дм³); рН=6,9-7,5, а біля м. Кіровоград – 7,8-8,9. Води горизонту незахищені, мають тісний зв'язок з поверхневими водами, тому спостерігається підвищений вміст оксиду азоту та багатьох мікрокомпонентів. Дебіт свердловин сягає 5-10 дм³/сек. Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, переливу підземних вод з горизонтів, що залягають нижче, та підтоку напірних вод кристалічного фундаменту по зонах розуцільнення. Водоносний горизонт разом з водоносним горизонтом бучацьких відкладів широко використовується населенням долин рр. Інгул та Грузька за допомогою шахтних колодязів та свердловин. На решті території він практичного значення не має. На горизонт слід орієнтуватися як на потенційний об'єкт буріння свердловин на воду на вузьких, вкрай обмежених ділянках. Позитивним моментом є його неглибоке (до 10-14 м) залягання, несприятливим – слабка природна захищеність від забруднення.

3. *Водоносний горизонт у нижньо-, середньо- і верхньонеоплейстоценових алювіальних та еолово-делювіальних відкладах (e, vdP_{I-III})* поширений на вододільних ділянках та їх схилах. Характерна наявність у підшві горизонту водотриву – товщі червоно-бурих та строкатих глин. Породи, що містять воду, – лесовидні суглинки. Постійний водоносний горизонт утворюється в нижній частині товщі суглинків потужністю від 1 до 10 м (у середньому 2-3 м). Іноді на локальних водотривах, у верхній частині товщі лесовидних суглинків, утворюються тимчасові водоносні горизонти типу верховодки. Описуваний горизонт вміщує типові ґрунтові води, глибина залягання дзеркала яких змінюється від 0,5 до 25 м. Потік вод має нахил у напрямку долин водотоків.

За хімічним складом ґрунтові води горизонту гідрокарбонатні, кальцієво-магнієві і магнієві. У центральній та південній частинах площі аркуша зростає вміст сульфатів та хлоридів, завдяки чому тип ґрунтових вод змінюється на гідрокарбонатно-сульфатний та гідрокарбонатно-хлоридний. Усі типи вод мають змінний катіонний склад. Поряд з прісними і слабо солонуватими водами з сухим залишком 1-2 г/дм³, зустрічаються солоні води з сухим залишком до 4 г/дм³. Найвища мінералізація зустрічається в південній частині території. Води жорсткі та сильно жорсткі (6-28 мг-екв/дм³). Реакція вод слабо лужна, лужна (рН = 7,1-8,9), іноді нейтральна (рН = 7,0). Водозбагаченість горизонту незначна, він може експлуатуватися лише за допомогою шахтних колодязів з максимальним дебітом 0,1-0,3 дм³/сек, при цьому добовий водозабір як правило не перевищує 2 м³. Живлення здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. Річна амплітуда коливання рівнів дзеркала води – 1-2 м. Води горизонту широко використовуються в сільській місцевості за допомогою шахтних колодязів, але через площинне забруднення нітратами та слабку водозбагаченість не рекомендуються для централізованого питного водопостачання.

4. *Водонесний горизонт у товщі пісків та глин (N₂pg)* має локальне розповсюдження в південній частині території аркуша. Водовмісні породи – різнозернисті до гравелистих, глинисті, косошаруваті піски з лінами зеленувато-сірих, іноді піщанистих, загіпсованих, вапнистих глин. Потужність водовмісних порід коливається в межах 3-30 м. Залягають вони, як правило, на корах вивітрювання кристалічних порід, іноді на київських, обухівських, межигірських, новопетрівських відкладах; перекриваються пліоценовими та нижньонеоплейстоценовими відкладами. Води горизонту солонуваті, практично не використовуються. Мінералізація змінюється від 1000 до 4200 мг/дм³. За хімічним складом води хлоридно-гідрокарбонатно-сульфатні магнієво-натрієво-кальцієві. Загальна жорсткість – від 9 до 40 мг-екв/дм³. Реакція вод слабо лужна, рН коливається в межах 7,3-7,8. Підземні води не відповідають вимогам ДСТ 2874-82 2.

5. *Водонесний горизонт у берекських, новопетрівських відкладах та в товщі пісків (P₃br+N₁np+N₁p)* поширений майже на всій території досліджень, за винятком її південної частини та долин великих балок і річок. Водовмісні породи – дрібно-тонкозернисті піски з прошарками глин малої потужності та пісковиків, що до покрівлі поступово переходять у піски дрібно-середньозернисті. Іноді верхнім водотривом є червонобурі та строкаті глини. За відсутності товщі слабопроникних порід, зазначений водонесний горизонт має гідравлічний зв'язок з водонесними горизонтами, що залягають вище. Неоднорідність літологічного складу як у вертикальному розрізі, так і по простяганню, чергування водовмісних відкладів з водотривами обумовлюють утворення декількох малопотужних водонесних горизонтів, які мають гідравлічний зв'язок і утворюють єдину гідравлічну систему.

Потужність водовмісних порід коливається в межах 0,5-44 м. Залягають вони на олігоценних та еоценових відкладах, а на ділянках розмиву останніх – на кристалічних породах та їхніх корах вивітрювання. Глибина залягання водонесного горизонту коливається від 2-3 м на схилах до 25-40 м на вододілах. У деяких місцях водонесний горизонт дрениється яружно-балковою мережею, що дає початок численним джерелам. Описуваний водонесний горизонт вміщує типові ґрунтові води. Він безнапірний, але при наявності в його покрівлі червоно-бурих глин може бути з місцевим напором.

За хімічним складом води водонесного горизонту відносяться до гідрокарбонатних, гідрокарбонатно-сульфатних, рідко – сульфатно-гідрокарбонатних. За катіонним складом води переважно кальцієво-магнієві, кальцієво-натрієві і натрієво-магнієві. Мінералізація змінюється від 200 до 1600 мг/дм³. Поряд з помірно жорсткими водами зустрічаються жорсткі та дуже жорсткі. Жорсткість вод змінюється від 2,3 мг-екв/дм³ на півночі до 35,2 мг-екв/дм³ на півдні території. рН становить 7,0-8,0. Дебіт свердловин, які експлуатують води цього комплексу, змінюється від 0,01 до 1,2 дм³/сек, дебіт джерел коливається від 0,05 дм³/сек (с. Менерове) до 0,6 дм³/сек (с. Мошорино). Живлення водонесного комплексу відбувається за рахунок інфільтрації вод з водонесних горизонтів, що розміщуються вище по розрізу, та атмосферних опадів. Води описуваного водонесного горизонту досить широко використовуються для питного водозабезпечення за допомогою поодиноких свердловин та шахтних колодязів, але через низьку водозбагаченість горизонт не може використовуватися для крупного централізованого водопостачання.

6. *Водонесний горизонт у київських, обухівських і межигірських відкладах (P₂kv+P₂ob+P₃mz)* поширений майже на всій території досліджень, за винятком його південної частини та долин великих балок і річок. Водовмісні породи (потужністю від 6 до 40 м.), представлені пісками межигірської світи: дрібно- та тонкозернистими, глауконіт-кварцовими, глинистими, у нижній частині розрізу іноді різнозернистими до грубозернистими, пісками обухівської світи: різнозернистими, в підшві трепелами; мергелями піскуватими та пісками різнозернистими мергелистими київської світи. На окремих ділянках роль верхнього водотриву відіграють глинисті відклади межигірської світи, нижнього – глинисті відклади київської світи, бучацької серії та кора вивітрювання кристалічного фундаменту. Водотривкі горизонти поширені на локальних ділянках, внаслідок чого водонесний горизонт у київських, обухівських та межигірських відкладах має гідравлічний зв'язок з горизонтами, що залягають нижче та вище. Сумісне розповсюдження відкладів обухівської, межигірської та київської світ, близькість літологічного складу і відсутність водотриву між ними дозволяє об'єднати ці відклади в єдиний водонесний горизонт. Глибина залягання водонесного горизонту коливається від 2 до 38 м. За хімічним складом води гідрокарбонатно-сульфатні і сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві і кальцієво-магнієві. Води прісні, рідко слабо солонуваті. Мінералізація змінюється від 400 до 1600 мг/дм³, загальна жорсткість – від 5 до 14 мг-екв/дм³. Реакція вод нейтральна та слабо лужна, рН коливається в межах 6,8-7,5. Дебіти свердловин не перевищують 2,2 дм³/сек. Дебіти джерел коливаються від 0,005 до 0,5 дм³/сек. Живлення водонесного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації вод водонесних горизонтів, що розміщуються вище по розрізу, та атмосферних опадів. Водонесний горизонт не має практичного значення як джерело водопостачання населених пунктів.

7. *Водонесний горизонт у райгородських та бучацьких відкладах (P₁rg+P₂bc)* поширений локально в межах депресій у кристалічному фундаменті. Водовмісні породи представлені пісками кварцовими, різнозернистими, вуглистими, які підстеляються галечниками, бурим вугіллям, глинами вуглистими, вторинними колінами, пісковиками. Відклади горизонту залягають на породах докембрію і їхній корі вивітрювання, перекриваються київськими, обухівськими та межигірськими відкладами, а в місцях їх розмиву – неогеновими і четвертинними осадовими відкладами, з підземними водами яких він має гідравлічний зв'язок. Глибина його

залигання – 9-50 м, потужність водовмісних порід коливається від кількох метрів до 70 м, зазвичай не перевищує 20-30 м. Горизонт напірний, величина напору – від 2-3 до 60 м, глибина положення рівня вод – 17-30 м. Дебіти свердловин нерідко досягають 3-5 $\text{дм}^3/\text{сек}$, а питомий дебіт 1-3 $\text{дм}^3/\text{сек}$. Найбільш водозбагаченими є свердловини Лелеківського водозабору, дебіт яких досягає 27 $\text{дм}^3/\text{сек}$. За фізичними властивостями води безбарвні, прозорі, без смаку та запаху. Мінералізація змінюється від 500 до 1100 $\text{мг}/\text{дм}^3$, іноді зростає до 3000 $\text{мг}/\text{дм}^3$. Загальна жорсткість не перевищує 7-10 $\text{мг-екв}/\text{дм}^3$ і лише іноді досягає 19,9 $\text{мг-екв}/\text{дм}^3$. За хімічним складом води гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві і натрієво-кальцієві, іноді натрієво-магнієві. Реакція вод слабо лужна та нейтральна, рН коливається в межах 6,8-8,5. Живлення водоносного горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів у долинах рік і балок, у межах плато – за рахунок горизонтів, що залягають вище по розрізу, а при заляганні даних відкладів у пониженнях кристалічного фундаменту – за рахунок підтоку вод тріщинуватої зони кристалічних порід. Рух підземних вод спрямований до річкових долин та балок, де відбувається розвантаження водоносного горизонту через джерела. На більшій частині свого поширення водоносний горизонт достатньо надійно захищений від забруднення з денної поверхні і є важливим джерелом водопостачання. За його рахунок здійснюється водопостачання м. Кіровоград (водозабори: "Холодні ключі", "Лелеківський", "Обознівський" та ін.). На решті території водоносний горизонт можна рекомендувати для водопостачання невеликих об'єктів за допомогою артезіанських свердловин. Артезіанські свердловини (з метою економії витрат на буріння) по можливості слід закладати ближче до річкової мережі, де глибина залягання горизонту зменшується.

8. *Водоносний горизонт у бурімських відкладах (K_{1-2br})* поширений обмежено, зустрічається тільки в межах Созонівської палеодолини. Гідрогеологічними свердловинами не охарактеризований. Ширина ділянки поширення горизонту контролюється шириною палеодолини і змінюється від 200 до 1500 м. Водовмісні породи представлені пісками глауконіт-кварцовими та кварц-глауконітовими різнозернистими, які залягають у верхній частині бурімської світи. Вони підстеляються трепелами, опоками, органічними вапняками бурімської світи; перекриваються відкладами райгородської товщі, бучацької серії, київської і обухівської світ. Потужність водовмісних пісків – 1,2-3,0 м. На денну поверхню водовмісні породи не виходять. Глибина залягання їх змінюється від 55 до 58 м. Водоносний горизонт напірний, водозбагаченість його в цілому незначна. Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок горизонтів, що залягають вище по розрізу, та підтоку вод тріщинуватої зони на схилах депресій докембрійського фундаменту [79]. У зв'язку з тим, що водоносний горизонт бурімської світи на території аркуша не вивчався, характеристика його наводиться за матеріалами по території сусіднього аркуша М-36-XXIV [84], де він вивчений гідрогеологічними свердловинами. У межах смт Новомиргород запаси підземних вод по цьому горизонту затверджені в кількості 3200 $\text{м}^3/\text{добу}$. Дебіт свердловин, які експлуатують води горизонту, змінюється від 0,4 до 8,8 $\text{дм}^3/\text{сек}$, середній коефіцієнт фільтрації – 28,6 $\text{м}/\text{добу}$. Води прісні, за хімічним складом гідрокарбонатні, гідрокарбонатно-сульфатні. За катіонним складом води кальцієві, кальцієво-натрієві, кальцієво-магнієві. Мінералізація змінюється від 772 до 1398 $\text{мг}/\text{дм}^3$, величина рН=7,0-8,3, загальна жорсткість коливається в межах 4,1-17,6 $\text{мг-екв}/\text{дм}^3$.

У цілому, на дослідженій території водоносні горизонти в осадових відкладах не мають суцільного поширення, відсутній регіональний водотрив, широко розвинута річкова та яружно-балочна мережі, що сприяє інтенсивному водообміну між різними водоносними горизонтами. За результатами гідрохімічного опробування, виконаного КП "Кіровогеологія" по колодязях та джерелах, загальна мінералізація вод, аніонний і катіонний склад, водневий показник рН, загальна жорсткість води, вміст фтору та миш'яку визначались хімічним аналізом. Вміст радіоактивних елементів (уран, радон, радій) визначались спеціальними радіохімічними та радіометричними методами. Вміст мікроелементів (Be, Pb, Zn, Ba, Cr, W, Nb, Ni, Mo, Li, Cu, Sr, Co, Mn, V) визначався спектральним аналізом сухого залишку водних проб з урахуванням загальної мінералізації.

Реакція підземних вод нейтральна, слабо лужна та лужна, рН найчастіше змінюється від 6 до 9 (рівень ГДК) і тільки південніше м. Кіровоград вона дещо зменшена (5,4-7,0), а південніше м. Долинська та у верхів'ї р. Сугоклея дещо збільшена (9,0-10,4). Майже на всій території підземні води жорсткі та сильно жорсткі (загальна жорсткість – 7-21 $\text{мг-екв}/\text{дм}^3$). У районах смт Нова Прага, Долинська, на північ від м. Бобринець та на півдні території робіт в басейні р. Інгул загальна жорсткість підземних вод збільшується до 21-35 $\text{мг-екв}/\text{дм}^3$. Максимальна загальна жорсткість дорівнює 46,8 $\text{мг-екв}/\text{дм}^3$. На захід від м. Кіровоград загальна жорсткість підземних вод не перевищує 7 $\text{мг-екв}/\text{дм}^3$ (рівень ГДК). Сухий залишок підземних вод на двох третинах території перевищує 1000 $\text{г}/\text{дм}^3$ і доходить до 5000 $\text{мг}/\text{дм}^3$ південніше м. Долинська та с. Орлова Балка. Максимальна величина сухого залишку дорівнює 6400 $\text{мг}/\text{дм}^3$. За даними спектрального аналізу (по 230 пробах) підземні води вміщують мікроелементи в таких кількостях (одиниця виміру $\text{мг}/\text{дм}^3$): берилій до 0,004 (ГДК=0,0002); свинець до 0,063 (ГДК=0,03); цинк до 4,01 (ГДК=1); барій до 2,19 (ГДК=0,1); хром до 0,321 (ГДК=0,5); вольфрам до 0,321 (ГДК=0,05); ніобій до 0,027 (ГДК=0,01); нікель до 0,557 (ГДК=0,1); молібден до 0,0252 (ГДК=0,25); літій до 0,195 (ГДК=0,03); мідь до 2,938 (ГДК=1); стронцій до 50 (ГДК=7); кобальт до 0,028 (ГДК=0,1); марганець до 4,11 (ГДК=0,1); ванадій до 0,120 (ГДК=0,1). Вміст фтору та миш'яку визначався хімічним аналізом. Вміст фтору по 134 пробах – 0,1-125 $\text{мг}/\text{дм}^3$ (ГДК=1,5), вміст миш'яку по 77 пробах не перевищує 0,02 $\text{мг}/\text{дм}^3$ (ГДК=0,01).

Концентрації радю, хрому, молібдену, кобальту, що перевищують ГДК, не виявлено. Концентрації свинцю, вольфраму, міді та ванадію, що перевищують ГДК, виявлено тільки по 1-3 точках. До елементів, концентрації яких часто перевищують ГДК, відносяться фтор, барій та марганець, рідше миш'як, берилій, цинк, ніобій та літій. Максимальний вміст у підземних водах (у мг/дм³): Na⁺ – 3307 (ГДК=120), Ca⁺⁺ – 529 (ГДК=180), Mg⁺⁺ – 382 (ГДК=50), Cl⁻ – 961 (ГДК=350), SO₄ⁿ⁻ – 2661 (ГДК=500), NO₃⁻ – 1075 (ГДК=45).

9. *Водонесний горизонт в тріщинуватій зоні кристалічних порід та їхній корі вивітрювання (AR₂-PR₁, MZ-KZ)* поширений повсюдно на території робіт. Водовмісними породами є гнейси, різноманітні інтрузивні і ультраметаморфічні породи та їхні кори вивітрювання. Води горизонту приурочені до тектонічних порушень в кристалічних породах і до зони вивітрювання останніх, де утворюють єдину гідравлічно зв'язану систему. Водонесна зона тріщинуватості кристалічних порід перекрита відкладами мезо-кайнозою загальною потужністю на вододілах до 80-90 м і більше. У долинах річок і балок вона близько підходить до денної поверхні або розкривається ерозійною мережею. Води її безнапірні і напірні з величиною напору до 50-65 м, що зменшується в сторону річкової мережі. Глибина положення їх рівня 0-80 м.

Водозбагаченість кристалічних порід залежить від ступеня тріщинуватості, обумовленого багатьма факторами, насамперед тектонічними процесами. Тріщини вивітрювання, що служать головним колектором підземних вод, є успадкованими, і їх напрямком збігається з напрямком основних тектонічних порушень. Глибина зони екзогенної тріщинуватості докембрійських порід змінюється від 10 до 120 м, але здебільшого не перевищує 40-50 м, потужність її тісно залежить від рельєфу місцевості і кристалічного фундаменту, а також від близькості до денної поверхні. Максимальна потужність зони тріщинуватості спостерігається в місцях виходу докембрійських порід на денну поверхню. Водозбагаченість кір вивітрювання незначна.

Водозбагаченість свердловин, що випробували зону тріщинуватості кристалічних порід, коливається в широких межах – від практично безводних до обводнених з дебітом до 25 дм³/сек (м. Долинська) і питомим дебітом до 0,7-4,4 дм³/сек (м. Долинська). Більшість свердловин з підвищеним дебітом і питомим дебітом знаходяться в придолинних ділянках, де завдяки близькості кристалічних порід до денної поверхні створюються сприятливі умови до вивітрювання кристалічних порід, живлення і циркуляції підземних вод. Водозбагаченість кристалічних порід різко зростає в зонах тектонічних порушень з відкритою тріщинуватістю. Хімічний склад вод різноманітний: у межах північної половини досліджуваної площі переважають води гідрокарбонатно-сульфатні і сульфатно-гідрокарбонатні змішаного катіонного складу; у центрі (с. Інгуло-Кам'янка) – хлоридно-сульфатні; у південно-східному напрямку води поступово стають сульфатно-хлоридними, хлоридно-сульфатними, натрій-кальцієвими. Мінералізація змінюється від 400 до 6000 мг/дм³ (с. Інгуло-Кам'янка). Води жорсткі і дуже жорсткі. Загальна жорсткість коливається в межах 10-15 мг-екв/дм³, максимальна – до 48,8 мг-екв/дм³ – спостерігається у водах з мінералізацією, що перевищує 1000 мг/дм³. Реакція вод нейтральна та сублужна, рН змінюється від 7,0 до 8,9. Підземні води тріщинуватої зони кристалічних порід на всій території робіт є основним, а іноді і єдиним джерелом водопостачання. При визначенні місць закладення артезіанських свердловин мають вирішуватися питання виявлення зон підвищеної тріщинуватості. По можливості, артезіанські свердловини слід бурити в придолинних ділянках і в річних долинах, положення яких, як правило, контролюється розломами; у зонах і поблизу зон розломів, особливо на їх перетині, що звичайно помітно по різкій зміні напрямку русла річки або її приток; у місцях впадіння приток у головну гідромережу. В оптимальному варіанті доцільним є перебудування свердловинами не всієї тріщинуватої зони, а лише зони ефективної тріщинуватості глибиною не більше 40-50 м. Очікуваний дебіт однієї свердловини – 1-2 дм³/сек. Води тріщинуватої зони мають слабку природну захищеність від забруднення (див. розділ «Екологія»), на що слід звертати увагу при виборі місць закладення свердловин. Також слід звернути увагу на те, що на території аркуша води тріщинуватої зони містять радон.

9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХНЬОГО РОЗМІЩЕННЯ

Більшість родовищ та проявів корисних копалин верхньої течії р. Інгул пов'язана з утвореннями докембрійського кристалічного фундаменту. У цілому на території аркуша в породах кристалічного фундаменту виявлено 46 родовищ і проявів корисних копалин, які відносяться до гідротермально-метасоматичного (золото, уран, плавиковий шпат), магматогенного, залишкового (цирконій), гіпергенного (первинний каолін), метаморфогенного та ультраметаморфогенного (граніт, гнейс) генетичних типів.

Металогенічні риси району визначаються наявністю родовищ урану, золота, проявів золота, цирконію та флюориту.

Відповідно до схеми металогенічного районування Українського щита територія робіт знаходиться в межах Кіровоградської металогенічної субпровінції металогенічної провінції Українського щита [22]. Переважна більшість рудних об'єктів, які формують металогенічну спеціалізацію території, локалізується в межах Кіровоградської структурно-металогенічної зони (СМЗ). Кіровоградська СМЗ розташована в східній частині

Інгульського мегаблока. Рудні об'єкти промислового значення тяжіють до зони Кіровоградського глибинного розлому й утворюють однойменний рудний район.

Геологоструктурна позиція Кіровоградського рудного району визначається його розташуванням у зоні зчленування Центрального осьового підняття Інгульського мегаблока, в ядрі якого знаходяться Новоукраїнський, Кіровоградський і Бобринецький масиви гранітоїдів, та його східного облямування, представленого утвореннями флішоїдої метатеригенної формації (чечеліївська світа інгуло-інгулецької серії), які виповнюють Іnguло-Іnguлецький синклінорій. Переважна більшість родовищ і проявів пов'язана зі складчастим метаморфічним комплексом Іnguло-Іnguлецького синклінорію, а також з метасоматитами в зоні Кіровоградського глибинного розлому.

Кіровоградський рудний район включає Клицивсько-Конівську, Надєждівсько-Юр'ївську (Компаніївську) та Іnguло-Кам'янську металогенічні зони, спеціалізовані на золото та уран, ресурси яких сконцентровані в межах Клицивського, Северинівського, Мічуринського та Компаніївського рудних полів. Кольорові, рідкісні та рідкісноземельні метали, флюорит, графіт мають другорядне значення.

Крайня північно-західна частина території робіт відноситься до Новомиргородської металогенічної зони Корсунь-Новомиргородської СМЗ і включає Осиковацьке рудоносне поле з ніобій-рідкісноземельно-цирконієвою мінералізацією.

До провідних рудоконтрольних факторів на території аркуша відносяться: розломна тектоніка, метаморфізм та метасоматоз. Характеристика закономірностей розміщення корисних копалин подана нижче.

Із відкладами мезокайнозойського осадового чохла на території аркуша пов'язані родовища бурого вугілля, цегельно-черепичної сировини, титан-цирконієві розсипи.

Горючі корисні копалини

Тверді горючі копалини

Буре вугілля

Родовища і прояви бурого вугілля відносяться до Кіровоградського та Олександрійського буровугільних районів Дніпровського буровугільного басейну. Основна промислова вугленосність басейну пов'язана з континентальними відкладами бучацької серії, які виповнюють палеодолини палеогенового віку в кристалічному фундаменті.

Глибина залягання покладів бурого вугілля в основному залежить від сучасного рельєфу і змінюється від 10-30 м у пониженнях його частинах до 100-150 м і більше на вододілах. Площа окремих родовищ коливається в широких межах: від декількох квадратних кілометрів до 50-60 км². Вугілля басейну відноситься до низькометаморфізованого.

Поклади бурого вугілля зазвичай характеризуються складною будовою. Пласти залягають практично горизонтально і відносяться до групи невитриманих, рідко – відносно витриманих, ще рідше – витриманих.

По простяганню вугільні пачки часто заміщуються бурими вуглистими глинами або пісками. Потужність промислових вугільних пластів коливається від 1 до 15 м. Найпотужніші пласти приурочені переважно до максимально понижених ділянок крупних депресій. Вугілля високозольне. Найякісніше (зольність 10-30%) спостерігається в центральних частинах пластів.

До Кіровоградського буровугільного району відносяться родовища: Новомихайлівське /І-1-1/, Северинівське /І-1-3/, Балашівське /І-1-8/, Червоноярське /І-3-13/, Гаєво-Веселівське /ІІ-2-23/, Зеленівське /ІІІ-2-36/ та вуглепрояви: Трудолюбівський /ІІІ-1-32/, Попівський /ІІІ-1-33/, Куцівський /ІІІ-3-39/; до Олександрійського – Морозівське /І-4-14/, Семенівсько-Олександрійське /І-4-15/, Мошоріно-Світлопільське /І-4-16/, Південно-Празьке /І-4-17/ родовища.

Розробляються Морозівське та Семенівсько-Олександрійське родовища.

Металічні корисні копалини

Металічні корисні копалини на площі аркуша представлені родовищами урану та золота, проявами золота та цирконію.

Рідкісні метали

Цирконій

Перспективна цирконієва мінералізація на Українському щиті пов'язана з сублужними гранітоїдами субплатформного та платформного етапів, у тому числі корсунь-новомиргородського комплексу з середнім вмістом цирконію 400 г/т при середньозваженому для Українського щита 194 г/т [6].

На території аркуша відомі два прояви цирконієвих руд: Осиковацький (корінні і залишкові руди) та Володимирівський (залишкові руди). Обидва прояви знаходяться в крайній північно-західній частині території аркуша, в межах Осиковацького рудного поля.

Осиковацький прояв /І-1-69/ приурочений до однойменного масиву сієнітів підковоподібної форми розміром 6×2,5 км, розміщеного в південно-східній ендоконтактової частині плутону. Сієніти характеризуються стійкою ніобій-рідкісноземельно-цирконієвою спеціалізацією. Вміст двооксиду цирконію коливається від 0,2 до 0,5%, максимальна концентрація становить 1%. Цирконієве зруденіння простежене до глибини 100 м.

В асоціації з цирконієм встановлені ніобій (до 0,07%), ітрії (до 0,1%), лантан, церій (до 0,1%). Головним мінералом-концентратом ніобію є ільменіт, який вміщує до 0,4% Nb₂O₅; з власних мінералів ніобію виявлено поодинокі зерна колумбіту. Основними концентраторами лантанодів є ортит, монацит, а рідкісних земель церієвої групи – ортит і чевкініт, значно рідше зустрічається бастнезит.

Залишкові руди прояву пов'язані з продуктивною корою вивітрювання сієнітів і облугованих гранітів, що їх облямовують. Середня потужність кори становить 18,1 м. Середньозважений вміст циркону в корі вивітрювання – 8,08 кг/м³, максимальна концентрація цирконію становить 1%. В асоціації з цирконієм встановлені ніобій – до 0,7%, ітрії – до 0,1%, лантан, церій – до 0,1%.

Володимирівський прояв /I-1-68/ знаходиться в південній ендоконтактовій частині Корсунь-Новомиргородського плутону і просторово збігається з масивом цирконвмісних сієнітів і гранітів, що їх облямовують. Практичний інтерес представляє кора вивітрювання сієнітів, яка досить витриманим шаром залягає на глибинах до 50 м. Площа рудоносної кори вивітрювання – близько 2 км². Вміст циркону в корі змінюється від 1,84 до 9,57 кг/т (максимальний вміст зафіксований західніше території аркуша М-36-XXXIII). В асоціації з цирконом встановлений підвищений вміст ільменіту – 16,4кг/т. За даними спектрального аналізу в корі вивітрювання сієнітів вміст цирконію складає 0,1-0,5%, ніобію 0,02-0,07%, суми рідкісних земель – 0,06-0,17%.

Благородні метали

Золото

На території робіт налічується два родовища та 11 проявів золота. Всі вони відносяться до золото-кварцової малосульфідної рудної формації. Золоте зруденіння локалізується в основному в межах Клинецьсько-Конівської, Надеждівсько-Юр'ївської та Ингуло-Кам'янської металогенічних зон (рис. 9.1).

Клинецьсько-Конівська металогенічна зона має довжину близько 80 км. Зруденіння міститься в метаморфічних породах східного облямування Кіровоградського і Бобринецького гранітоїдних масивів, у зоні впливу Кіровоградського глибинного розлому. Найбільш значні золоторудні об'єкти пов'язані з верхньою частиною флішної метаалевроліт-метапісковикової формації (чечеліївська світа), у розрізі якої поряд з біотитовими гранат- та графітвмісними гнейсами присутні пачки роговообманко-біотитових і кумінгтоніт-біотитових гнейсів, які зазнали метасоматичної переробки різної інтенсивності. Високотемпературний залізо-магнезійно-кальцієвий та залізо-магнезійний метасоматоз ми вважаємо визначальним фактором локалізації золотого зруденіння в межах Клинецьсько-Конівської металогенічної зони. Він проявився переважно формуванням в товщі біотитових гнейсів і кристалічних сланців меланократових біотитових, флогопітових, амфібол-біотитових, слюдястих порід, слюдитів (біотититів) та турмалінітів. Амфіболи належать переважно до кумінгтоніт-грюнеритового ряду, рідше зустрічаються тремоліт, актиноліт. Просторово і, очевидно, генетично з залізо-магнезійно-кальцієвим метасоматозом пов'язані інтенсивне прожилкове окварцування й сульфідизація.

У межах Клинецьсько-Конівської металогенічної зони знаходяться Клинецьське рудне поле, Гаївський, Калинівський та Лозувацький прояви. Клинецьське рудне поле розташоване на півночі Клинецьсько-Конівської металогенічної зони, в блоці, обмеженому з півночі і з півдня розломами субширотного простягання. Рудне поле витягнуте в субмеридіональному напрямку, має довжину 14,8 км при ширині близько 2 км. Внутрішня будова кулісподібна, відстань між кулісами – від 0,8 до 1,2 км. Рудне поле містить у собі Клинецьське родовище, Західно-Клинецьський і Губівський прояви.

Клинецьське родовище /II-2-29/ приурочене до однієї з гілок Кіровоградського глибинного розлому. Порооди, що вміщують зруденіння, представлені гнейсами верхньої підсвіти чечеліївської світи з субзгідними жилами пегматоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів потужністю від перших сантиметрів до 20-25 м. Рудна зона потужністю 15-120 м, у середньому 42 м, простежується на відстані 3,0 км. Видимих ознак виклинювання зруденіння з глибиною не відмічається. Падіння рудної зони круте західне, під кутами 75-80°, рідше вертикальне. Як і структури вмісних порід, рудна зона орієнтована в меридіональному напрямку (4-6°), характеризується сильним окварцуванням, сульфідизацією, амфіболізацією, біотитизацією, слабкою каолінізацією, серицитизацією. Окварцування розвивається у вигляді лінзовидно-прожилкових відокремлень потужністю від перших міліметрів до десятків сантиметрів, зрідка – до 1-2 м. Ступінь збагачення породи золотом знаходиться в прямій залежності від насиченості її жильним кварцовим матеріалом. Якщо в межах Клинецьсько-Конівської металогенічної зони в цілому вміст жильного матеріалу не перевищує 3-5%, то в рудних тілах Клинецьського родовища він досягає 10-15, а іноді й 50-70%. Серед сульфідів переважають пірит, арсенопірит, піротин, льолінгіт, у зростках з іншими сульфідами відмічаються дрібні поодинокі зерна халькопіриту. Спостерігається площева зараженість золотом (більше 0,005 г/т) та аномальні вмісти миш'яку (до 1%), вісмуту (до 0,001%), іноді вольфраму та міді. У межах рудної зони виявлені шість рудних тіл, в яких локалізоване основне золото родовища. Потужність рудних тіл коливається від 0,2 до 13,0 м, при бортовому вмісті золота 1 г/т. Розподіл золота, як по простяганню, так і по падінню, дуже нерівномірний. Золотини приурочені, головним чином, до залікованих мікротріщин у жильному кварці й інтенсивно прокварцованих гнейсах. Іноді дрібні ізометричні і ледве видовжені золотини відмічаються в зернах кварцу, польового шпату і біотиту. Дрібні зерна золота (0,005-0,007 мм) встановлені у вигляді включень у арсенопіриті. Руди Клинецьського родовища

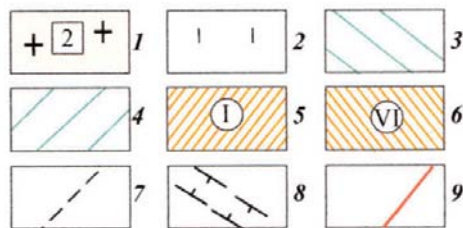
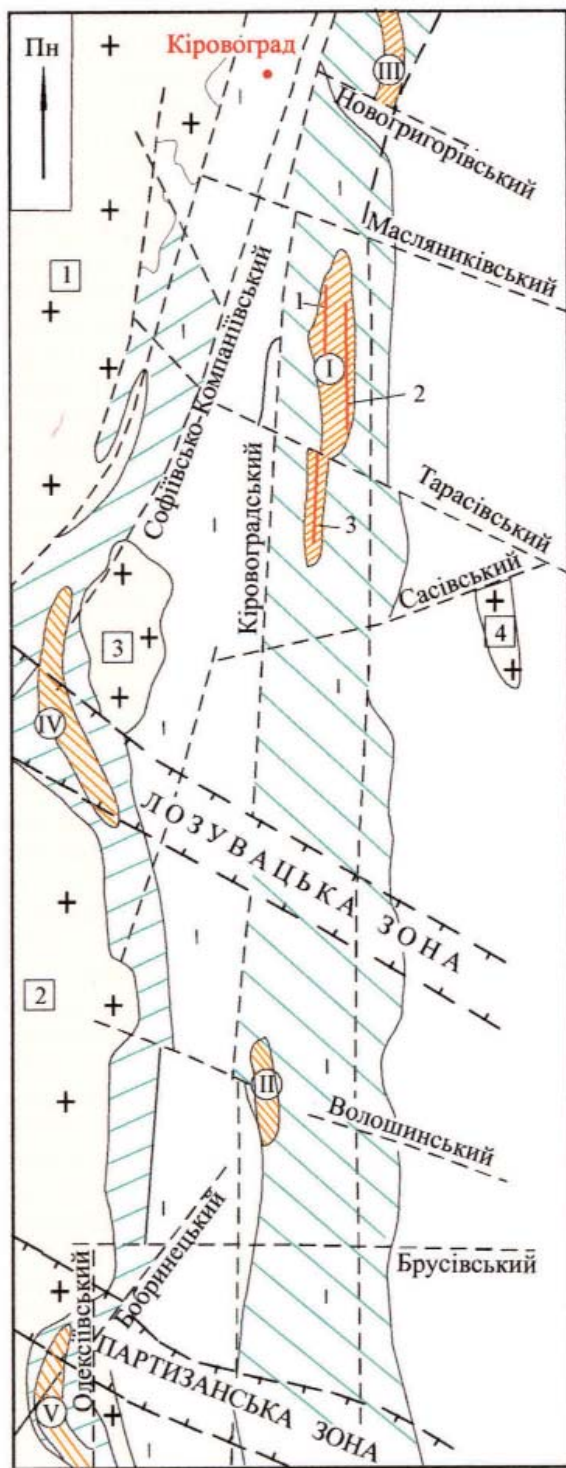


Рис. 9.1. Схема золоторудних структур Кіровоградського рудного району
(Складена за матеріалами А. Марченко, 2001 р. з уточненнями авторів)

1 – гранітова формація (кіровоградський комплекс), у квадратах – номери масивів: 1 – Новоукраїнський, 2 – Бобринецький, 3 – Спаськівський, 4 – Губівський; 2 – флішова метаграувакова формація (чечелівська світа); 3 – Клицивсько-Конівська металогенічна зона; 4 – Надеждівсько-Юр'ївська металогенічна зона; 5 – рудні поля Клицивсько-Конівської металогенічної зони, номери в кружках: I – Клицивське, II – Волошківське (Лозувацьке), III – Гаївське; 6 – рудні поля Надеждівсько-Юр'ївської металогенічної зони, номери в кружках: IV – Юр'ївське, V – Надеждівське (Олександрівське); 7 – розломи; 8 – зони прояву дайкового магматизму; 9 – рудні зони Клицивського рудного поля: 1 – Західно-Клицивська, 2 – Клицивська, 3 – Губівська.

відносяться до убогосульфідного типу золото-кварцової формації з крупним золотом (крупніше 0,15 мм – близько 80%), з високими показниками збагачуваності і вилучення металу. Золото високопробне (900-999). За результатами вивчення мінералого-технологічних проб чітко виділилися дві групи рудних утворень: з вмістами золота менше 2,0 г/т („бідні руди“) і більше 2,0 г/т („багаті руди“). Середній вміст золота по родовищу становить 4,89 г/т. За результатами гірничо-бурової розвідки запаси золота Клицивського родовища оцінені за категорією С₂, а перспективні ресурси – за категоріями Р₁ та Р₂ [91]. Родовище не експлуатується.

Губівський прояв ПІ-2-75/ розташований на південному фланзі Клицивського рудного поля. За своїми показниками (геолого-структурна позиція, тип і характер зруденіння, мінеральний склад, технологічні властивості руди та ін.) є аналогом Клицивського родовища. Промислові концентрації золота приурочені до мінералізованих зон тектонічної переробки гнейсової товщі, помірно насиченої субзгідними жилоподібними тілами апліто-пегматоїдних гранітів. Простягання зон субмеридіональне, падіння субвертикальне. Серед гнейсів переважають біотитові, амфібол-біотитові, рідше гранат-біотитові різновиди. Рудна зона характеризується окварцуванням, амфіболізацією, сульфідизацією, біотитизацією, слабкою хлоритизацією, каолінізацією.

На відміну від Клицивського родовища, де кварцові

прожилки і жили майже завжди згідні або субзгідні з гнейсуватістю, на Губівському прояві 40-50% жил мають січний характер. Зруденіння простежене по простяганню на 2500 м.

Рудна зона фіксується за суцільним зараженням золотом на рівні $p \times 0,01$ г/т, з частими значеннями $p \times 0,1$ г/т. У межах рудної зони виділяються рудні тіла з вмістом золота від перших грамів до 13,4 г/т. У цілому, вміст золота понад 1,0 г/т безперервно простежений по простяганню на 1250 м у центральній частині прояву. Перспективні ресурси золота оцінені за категорією Р₂ [120].

Західно-Клицивський прояв ПІ-2-28/ знаходиться на 600 м західніше Клицивського родовища. Золоте зруденіння локалізоване в біотитових, рідше амфібол-біотитових гнейсах, супроводжується окварцуванням і

сульфідизацією і, в основному, схоже з Клинівським родовищем. Від останнього відрізняється наявністю дайок лампрофірів, а також висококонтрастних аномалій вольфраму (до 1,5%), локалізованих у скарноїдах, рідше в прожилках гранітів. Слід також відмітити, що в межах Західно-Клинівського прояву породи зазнали інтенсивного дроблення. Зруденіння простежується на відстань 2260 м. Ширина рудної зони, виділеної по ореолу майже суцільного зараження золотом на рівні $n \times 0,003 - n \times 0,1$ г/т, становить 100-280 м, у середньому близько 150 м. Максимальний вміст золота у рудній зоні – 15 г/т. Перспективні ресурси золота оцінені за категорією P₂ [120].

Гайвський прояв /П-2-73/ знаходиться в північно-східній частині Клинівсько-Конівської металогенічної зони, у центральній частині однойменної перспективної площі. Прояв знаходиться в східному крилі Приінгульської синклінали, складеному метаморфічними утвореннями нижньої підсвіти чечеліївської світи. Породи мають меридіональне простягання й західне падіння під кутом 60-70°. Породи нижньої підсвіти чечеліївської світи представлені гнейсами біотитовими, гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, графіт-біотитовими з прошарками гнейсів амфібол-піроксенових. До 20% розрізу складають граніти гранат-біотитові, середньо-крупнозернисті, масивні. Рудна зона протяжністю 2,3 км і шириною 180-300 м виділена за стійким вмістом золота на рівні 0,1 г/т і більше, має субмеридіональне простягання, характеризується наявністю середньо-висококонтрастних аномалій миш'яку, срібла, міді, вольфраму. Породи зони характеризуються інтенсивною тектонічною переробкою, метасоматично змінені, окварцовані. Сульфідні представлені піритом і піротином, приурочені переважно до прошарків амфібол-піроксенових гнейсів. Максимальний вміст золота – 3,0 г/т. По Гайвському прояву перспективні ресурси золота оцінено за категорією P₂ [114].

Калинівський прояв /П-2-74/ знаходиться в центральній частині однойменної перспективної площі, що примикає з південного заходу до Клинівського рудного поля. Прояв складений переважно біотитовими гнейсами, які перешаровуються з піроксен-, кордієрит-, гранат- та графітвмісними різновидами. Простягання гнейсів змінюється від північно-східного (20°) до субмеридіонального (2-4°), падіння південно-східне та східне під кутами 50-70°. Гнейси містять значну кількість протяжних та відносно потужних жил порфіробластичних та рівномірнозернистих гранітів. Аномальні концентрації золота локалізовані в екзоконтакті Кіровоградського гранітного масиву, у смугі шириною близько 100 м і протяжністю близько 1200 м, яка ускладнена досить потужними тектонічними швами Кіровоградської зони розломів, представленими катаклазитами і мілонітами з проявами лужного метасоматозу. Золоте зруденіння простежене до глибини 317 м. Найкращий рудний перетин, 2,9 г/т на 1,0 м, приурочений до товщі біотитових та гранат-кордієрит-біотитових гнейсів в екзоконтакті Кіровоградського масиву – окварцованих, хлоритизованих, карбонатизованих, катаклазованих, із вкрапленістю піриту та арсенопіриту. Елементами-супутниками золотого зруденіння є миш'як (0,1-0,2%), вольфрам (0,15-0,7%), вісмут (до 0,02%), мідь (до 0,05%), срібло (0,15-0,7г/т), молібден (до 0,0015%).

Лозувацький прояв /П-2-49/ знаходиться в південній частині Клинівсько-Конівської металогенічної зони, в межах однойменної перспективної площі. За сукупністю металогенічних факторів та пошукових ознак (наявність у розрізі верхньої підсвіти чечеліївської світи амфібол-біотитових гнейсів, інтенсивна тектонічна переробка порід, окварцування, сульфідизація) Лозувацький прояв має багато спільного з іншими золоторудними об'єктами Клинівського рудного поля. Високий вміст золота (від 3 до 12 г/т) виявлений у дроблених гнейсах у природних відслоненнях по р. Інгул. Зруденіння відноситься до прожилково-лінійного типу. Самородне золото в рудних тілах асоціює з піритом та арсенопіритом. У північній частині Лозувацького прояву шліховим опробуванням оконтурений ореол золота з вмістом в окремих пробах більше 1 г/м³ і в електромагнітній фракції до 1 г/т. Прогнозні ресурси Лозувацького прояву оцінені за категорією P₃ [110].

Надеждівсько-Юр'ївська металогенічна зона шириною 2,5-3,5 км простежується в гнейсовій товщі на відстані близько 70 км уздовж контактів Кіровоградського і Бобринецького гранітоїдних масивів. Особливого значення в процесі локалізації золотого зруденіння в Надеждівсько-Юр'ївській металогенічній зоні набуває структурний фактор. Простягання гнейсової товщі переважно субмеридіональне, вздовж контактів Кіровоградського і Бобринецького гранітоїдних масивів ускладнене наявністю структур обтікання. Різка зміна простягання гнейсової товщі сприяє розушльненню порід, проникненню й розвантаженню рудних флюїдів. Контакти масивів, як правило, супроводжуються зонами тектонічних порушень з інтенсивною тектонічною переробкою порід гнейсової товщі аж до бластокатаклазитів і бластомілонітів. У межах Надеждівсько-Юр'ївської металогенічної зони знаходяться Компаніївське (Юр'ївське) рудне поле, Бережинківська та Олексіївська перспективні площі.

Компаніївське рудне поле знаходиться в північній частині Надеждівсько-Юр'ївської металогенічної зони. Його геологоструктурне положення визначається розташуванням на перетині субмеридіональної Кіровоградської та північно-східної Софіївсько-Компаніївської тектонічних зон. Його природними межами є гранітні масиви: Кіровоградський – на півночі та заході, Бобринецький – на півдні, Сасівський – на сході. Така ізолювана, майже замкнена система створює сприятливі умови для процесів рудоутворення: мобілізації, перерозподілу, рудоконцентрації (тому що певною мірою запобігає виносу первинної рудної речовини за межі рудного поля). У структурних пастках концентруються найбагатші руди (30-40 г/т й більше) Юр'ївського родовища. У геологічній будові рудного поля беруть участь гнейси чечеліївської світи: біотитові, графіт-, гранат- та кордієритвмісні, часто мікроклінізовані, окварцовані та сульфідизовані, гранітизовані, в окремих ділянках геологічного розрізу насичені жильним гранітним матеріалом. У гнейсовій товщі часто зустрічаються прошарки амфібол- та піроксенвмісних різновидів. Ультраметаморфічні утворення представлені порфіробла-

стичними, пегматоїдними, середньозернистими, рідше аплітоїдними гранітами кіровоградського комплексу. Компаніївське рудне поле має яскраво виражену золото-уранову спеціалізацію. У його межах розташовані Юр'ївське родовище, Західно-Юр'ївський та Сасівський прояви золота.

Юр'ївське родовище /III-2-79, 80/ розташоване в товщі біотитових дрібнозернистих гнейсів північно-східного простягання з падінням на південний схід під кутами 65-70° з невеликою кількістю прошарків та лінз графіт-біотитових, гранат-біотитових та амфібол-піроксенових різновидів. Простежена протяжність родовища становить 4,8 км при середньому горизонтальному розмаху ореолів з аномальними (0,01-0,1 г/т) вмістами золота 1,0 км. Рудоносні зони й рудні тіла приурочені до зон тектонічної переробки та калій-кремнієвого метасоматозу з підвищеною сульфідною мінералізацією. У структурному плані родовище має блокову будову, обумовлену розривними тектонічними порушеннями широтного та північно-західного простягання. Виділяються три блоки: Південний (1,8 км), Центральний (2,0 км) та Північний (2,2 км).

Південний блок Юр'ївського родовища /III-2-80/ займає його крайню південно-західну частину і являє собою клиноподібну структуру, обмежену з висячого і лежачого боків тектонічними зонами, представленими мілонітами, катаклазитами, всередині якої виділяються пачки відносно витриманих по падінню та простягання біотит-графітових піротинвмісних гнейсів потужністю від перших метрів до 40-50 м і протяжністю 600-700 м. Рудовмісна товща гнейсів насичена субзгідними тілами пегматоїдних гранітів, потужністю від перших метрів до 70-80 м, субзгідними до шаруватості гнейсів. Усього в межах Південного блока виділено 21 рудну зону, достатньо витримані по простягання і падінню. Розподіл золота в межах рудних зон нерівномірний. Вміст його змінюється від 0,8 до 1000 г/т. Середній вміст становить 6,2 г/т. Золото асоціює з окварцованими по масі гнейсами, а також з кварц-польовошпатовими та кварцовими прожилками, часто тяжіє до контактів пегматоїдних тіл. Продуктивна мінеральна асоціація включає кварц, калішпат, серицит, хлорит, карбонат, золото, піротин, халькопірит, арсенопірит, пірит, сфалерит, самородний вісмут. Кількість сульфідів місцями досягає 5-7%. У цілому, за складом компонентів руди достатньо однорідні й відносяться до золото-кварцового малосульфідного мінерального типу. Золото переважно знаходиться у вільному стані. Переважає дрібне золото, пробність 930. По Південному блоці Юр'ївського родовища оцінено перспективні ресурси за категоріями P_1 та P_2 та прогнозні ресурси за категорією P_3 [123].

Центральний блок родовища являє собою кулісоподібне продовження Південного блока й відділяється від нього та від Північного блока тектонічними порушеннями північно-західного (300-330°) простягання, іноді вивпненими дайками діабазів. Північно-східна межа блоку досить умовна й при поглибленому вивченні не виключене його об'єднання з Північним блоком.

Північний блок /III-2-79/ є продовженням Центрального й займає вузьку (0,4-0,7 км) гнейсову смугу протяжністю понад 2,5 км, затиснуту між контактами Кіровоградського та Сасівського гранітних масивів. Геологоструктурну позицію блока визначають згідні з гнейсуватістю жилиподібні апофізи масивів, представлені порфіробластичними, крупно-середньозернистими та пегматоїдними гранітами в поєднанні з тектонічними швами Кіровоградської зони, як згідними з гнейсуватістю, так і січними по відношенню до неї. У будові товщі беруть участь всі різновиди гнейсів чечеліївської світи. Значну частину її об'єму займають графіт-, гранат- і кордієритвмісні гнейси. Вміст золота досягає 1,0-11,7 г/т. Інтервали аномального вмісту золота супроводжуються потужними ореолами елементів-супутників – срібла, цинку, миш'яку. Перспективні ресурси Північного блока оцінено за категорією P_2 [97].

Західно-Юр'ївський прояв /III-1-77/ розташований у північно-західному напрямку від Юр'ївського родовища золота, у безпосередній близькості до контакту гнейсової товщі з гранітоїдами Кіровоградського масиву. Потужні рудоконтролюючі розломи, вивпнені бластокатаклазитами та бластомілонітами, створюють структурний каркас прояву. По зонах розломів розвиваються процеси окварцування, серицитизації, епідотизації, хлоритизації, карбонатизації та сульфідизації. Сульфідна мінералізація представлена халькопіритом, піротином, піритом, іноді сфалеритом, але найбільш поширений арсенопірит, який є показником золоторудного процесу. Золото у високоаномальних та рудних концентраціях тяжіє до ділянок інтенсивної сульфідизації з вмістом арсенопіриту до 10% та майже суцільного окварцування. Максимальні зафіксовані концентрації золота сягають 10,0-18,8 г/т. На окремих ділянках спостерігаються висококонтрастні аномалії та рудні концентрації золота в екзоконтактах гранітів. По Західно-Юр'ївському прояву виконана оцінка перспективних ресурсів золота за категорією P_2 [97].

Сасівський прояв /III-2-81/ знаходиться в південній частині Компаніївського рудного поля, у зоні перетину Софіївсько-Компаніївського розлому північно-східного простягання та Долинського розлому північно-західного простягання, в екзоконтактовій зоні Сасівського гранітоїдного масиву. Породами, що вміщують зруденіння, є дроблені, катаклазовані, окварцовані, сульфідизовані біотитові гнейси чечеліївської світи з мало-потужними прошарками шеєлітвмісних клінопіроксенових гнейсів. Гнейси містять до 30-40% жил та трожилків апліто-пегматоїдних та пегматоїдних гранітів. Характерний прояв процесів діафорезу (хлоритизація, серицитизація, епідотизація). Сульфідні представлені піритом, арсенопіритом, рідше піротином, молібденітом і складають у сукупності 1-2%. Мінералізована зона в центральній частині прояву має протяжність до 1 км. Ореоли аномального вмісту золота та можливі потенційно рудоносні зони мають переривчастий характер, який визначається ступенем гранітизації та сульфідизації гнейсів. Високоаномальні концентрації золота

тяжкують безпосередньо до контактів гранітних жил або й самих гранітів, сягаючи іноді рудних концентрацій 1,0-2,0 г/т при потужностях 0,7-1,5 м. Ореоли золота супроводжуються ореолами срібла ($0,2 \cdot 10^{-4}\%$ і більше), цинку ($10 \cdot 10^{-3}\%$) та міді. На схід від центральної мінералізованої зони в екзоконтакті Сасівського гранітного масиву виявлено іншу потенційно рудоносну ділянку. Гнейсова товща в цій частині прояву має нормальну лінійно-складчасту будову з крутим падінням крил складок у північно-східному та південно-західному напрямках. Ореоли аномального вмісту золота широко охоплюють крила складчастої структури. У південному замиканні структури отриманий найкращий перетин Сасівського прояву – 18,4 г/т на 2,0 м. По Сасівському прояву виконано оцінку перспективних ресурсів золота за категорією P_2 [97].

У північній частині Надеждівсько-Юр'ївської металогенічної зони, між Северинівським та Мічурінським урановорудними полями, частково заходячи в їх межі, знаходиться *Бережинківська перспективна площа*. У структурному відношенні територія приурочена до східного екзоконтакту Кіровоградського гранітоїдного масиву, контролюється Софіївсько-Компаніївським розломом. Рудовмісними породами є тектонічно перероблені, метасоматично змінені гнейси чечеліївської світи та, частково, граніти кіровоградського комплексу. Гнейсова товща представлена перешаруванням гнейсів біотитових, гранат-біотитових, кордієрит-біотитових з прошарками піроксенових гнейсів та жилами апліто-пегматоїдних гранітів. До 10% об'єму породи становлять польовошпатово-кварцові та гранітні прожилки. Гнейси діафторовані (альбітизовані, хлоритизовані, епідотизовані, мусковітизовані). Ревізійними та пошуковими роботами, проведеними експедицією № 37 КП "Кіровгеологія" у кінці 80-х – на початку 90-х років, у межах Бережинківської перспективної площі виявлені Дачний, Окружний (відповідно до останніх досліджень, розглядаються як єдиний), Кущівський та Мічурінський прояви золота [122].

Дачний прояв Л-2-70/ простягається на відстань близько 2,0 км і має ширину розкиду окремих перетинів близько 600 м у проекції на горизонтальну площину. Максимальна протяжність рудної зони – 500 м при ширині до 100 м. Простягання північно-західне ($330-340^\circ$), падіння північно-східне (60°). Породи, що вміщують зруденіння, представлені гнейсами графіт-біотитовими, амфіболовими, діопсидовими. У них відмічаються прожилки кварцу, нерівномірна сульфідизація. Вміст сульфідів змінюється від 0 до 1-4%, досягаючи 7-10%. Серед сульфідів переважає пірит, у меншій кількості, але постійно присутній халькопірит. В асоціації з ними відмічається і самородне золото. Максимальний вміст золота в корі вивітрянні кристалічних порід становить 3,0 г/т на 1,0 м, у корінних породах – 13,8 г/т на 0,4 м.

Кущівський прояв Л-2-71/ складають інтенсивно гранітизовані біотитові гнейси та їх кордієрит- і графітвмісні різновиди, насичені жилами рівномірнозернистих та пегматоїдних гранітів із зонами окварцування в екзоконтактах та тектонічними швами вздовж контактів. Зони окварцування містять сульфідну мінералізацію (піротин, пірит, галеніт, сфалерит). Максимальний вміст золота – 2,6 г/т на 4,8 м. Ореол Кущівського прояву відкритий як на північ, у бік Дачного прояву, так і на південь, у напрямку Мічурінського прояву, і супроводжується потужним ореолом срібла, аномальний фон якого становить 1,0-8,0 г/т, у 10% випадків вміст срібла становить понад 20 г/т, що майже відповідає промисловим вимогам.

Мічурінський прояв ЛІ-2-25/ знаходиться в південному екзоконтакті Завадівського масиву, де мінералізовані золотоносні зони, складені біотитовими та амфібол-біотитовими гнейсами, насиченими кварцовими та польовошпат-кварцовими прожилками та гніздами з сульфідною мінералізацією, простежені на сотні метрів. Потужність золоторудних зон – 10-30 м, концентрація золота досягає в окремих штуфах 3,6-5,9 г/т.

Прогнозні ресурси Бережинківської перспективної площі оцінені за категорією P_3 [111].

Олексіївська перспективна площа знаходиться в південній частині Надеждівсько-Юр'ївської металогенічної зони. У центральній частині перспективної площі знаходиться *Надеждівський прояв ЛІІ-2-51/*, приурочений до східного контакту Бобринецького гранітоїдного масиву. Рудовмісними породами є біотитові гнейси нижньої підсвіти чечеліївської світи. В гнейсах зустрічаються переважно узгоджені жили та прожилки пегматоїдних та аплітоїдних гранітів кіровоградського комплексу. Простягання гнейсів змінюється від північно-західного до північно-східного, відповідно до зміни напрямку контакту Бобринецького масиву. Різка зміна простягання рудної товщі сприяє розущільненню порід і створює сприятливі умови для розвантаження рудних розчинів. У приконтактних зонах гранітоїдів спостерігається інтенсивна тектонічна переробка у вигляді потужних зон дроблення, тріщинуватості, катаклазу. Мінералізована зона північно-західного простягання з підвищеним вмістом золота та його елементів-супутників має протяжність 6,5 км. Потужність її становить у південній частині ділянки 300 м, на північ вона поступово розширюється до 600 м. Мінералізована зона характеризується інтенсивною тектоно-метасоматичною переробкою. До 15% породи складають кварцові й польовошпат-кварцові прожилки потужністю від перших міліметрів до 10-15 см. Загальний вміст сульфідів (пірит, піротин, рідше арсенопірит і молібденіт) становить 1-5%. Характерним є прояв низькотемпературного метасоматозу, що відповідає стадії регресивного динамометаморфізму й виражається в хлоритизації, епідотизації, карбонатизації гнейсів. Вміст золота в мінералізованій зоні зазвичай становить 0,01-0,1 г/т, максимальний – 1,2 г/т. Елементами-супутниками золотого зруденіння є молібден, миш'як, мідь [115]. Прогнозні ресурси Олексіївської перспективної площі оцінено за категорією P_3 [111].

Ігуло-Кам'янська металогенічна зона знаходиться у східній частині Кіровоградської СМЗ, в структурному плані приурочена до східної, прибортової, частини Приінгульської синкліналі. Складена на 50% гней-

сами чечеліївської і спасівської світ інгуло-інгулецької серії. Центральну частину зони займають порфіробластичні біотитові та амфібол-біотитові граніти Волинського масиву. Основною тектонічною структурою площі є зона бластомілонітів Інгуло-Кам'янського розлому шириною біля 2 км, меридіонального простягання, яка проходить вздовж західного контакту масиву гранітів. Гнейси переважно біотитові з гранатом, графітом і сульфідами, дроблені, брекчіювані, гідротермально змінені (окварцовані, хлоритизовані, серицитизовані, карбонатизовані, сульфідизовані). Сульфіди представлені переважно піритом та піротином. Граніти гнейсоподібні двослюдяні, з гранатом та апліто-пегматоїдні, також метасоматично змінені. У приконтактових частинах гранітів відмічаються підвищені концентрації золота в асоціації з миш'яком, вісмутом, барієм, хромом, марганцем. Середньо- та висококонтрасні аномалії золота приурочені переважно до гнейсів чечеліївської світи. Максимальний вміст золота – 0,3-1,0 г/т – зафіксовано в корі вивітрювання окварцованих біотитових гнейсів і інтенсивно тріщинуватих гранітів. В елювії кристалічних порід виявлені знаки самородного золота.

Рідкісноземельні метали

Рідкісноземельна мінералізація на території ГДП-200 пов'язана з гранітоїдами новоукраїнського та кіровоградського комплексів.

Рідкісноземельне зруденіння на північному заході території робіт (Осикувацьке рудоносне поле) пов'язане з трахітоїдними гранітами новоукраїнського та порфіробластичними гранітами кіровоградського комплексів, які ін'єційовані дайкоподібними тілами дрібнозернистих гранітів, та їх корою вивітрювання.

Апатит-ксенотимова мінералізація приурочена до зон біотитизації та натрієвого метасоматозу. Вміст ітрію досягає 1%, ітербію – 0,0005%, церію – 0,5%, лантану – 0,3%, літію – 0,015%, гафнію – 0,01%, цирконію – 0,5%, у підвищених концентраціях відмічаються ніобій, берилій, торій, фосфор та свинець.

Радіоактивні метали

Уран

Територія робіт входить до складу Центральноукраїнської ураноносною області. Об'єкти уранової мінералізації знаходяться в межах Кіровоградської урановорудної зони, яка містить три урановорудні поля: Северинівське (Лелеківське), Мічуринське та Компаніївське (Юр'ївське), де на даний час виявлено біля 50-ти родовищ та проявів, значну кількість пунктів мінералізації та аномалій урану (рис. 9.2).

Кіровоградський урановорудний район знаходиться в центральній частині однойменної зони розломів. Морфологічно зона представлена серією розгалужених розривних порушень, розміщених у смузі шириною від 2-3 до 8 км. В середині зони розломи з'єднуються між собою діагональними опіряючими гілками, від яких відходять розривні порушення вищих порядків. Кожна з гілок зони характеризується різними масштабами прояву процесів діафторезу й натрієвого метасоматозу.

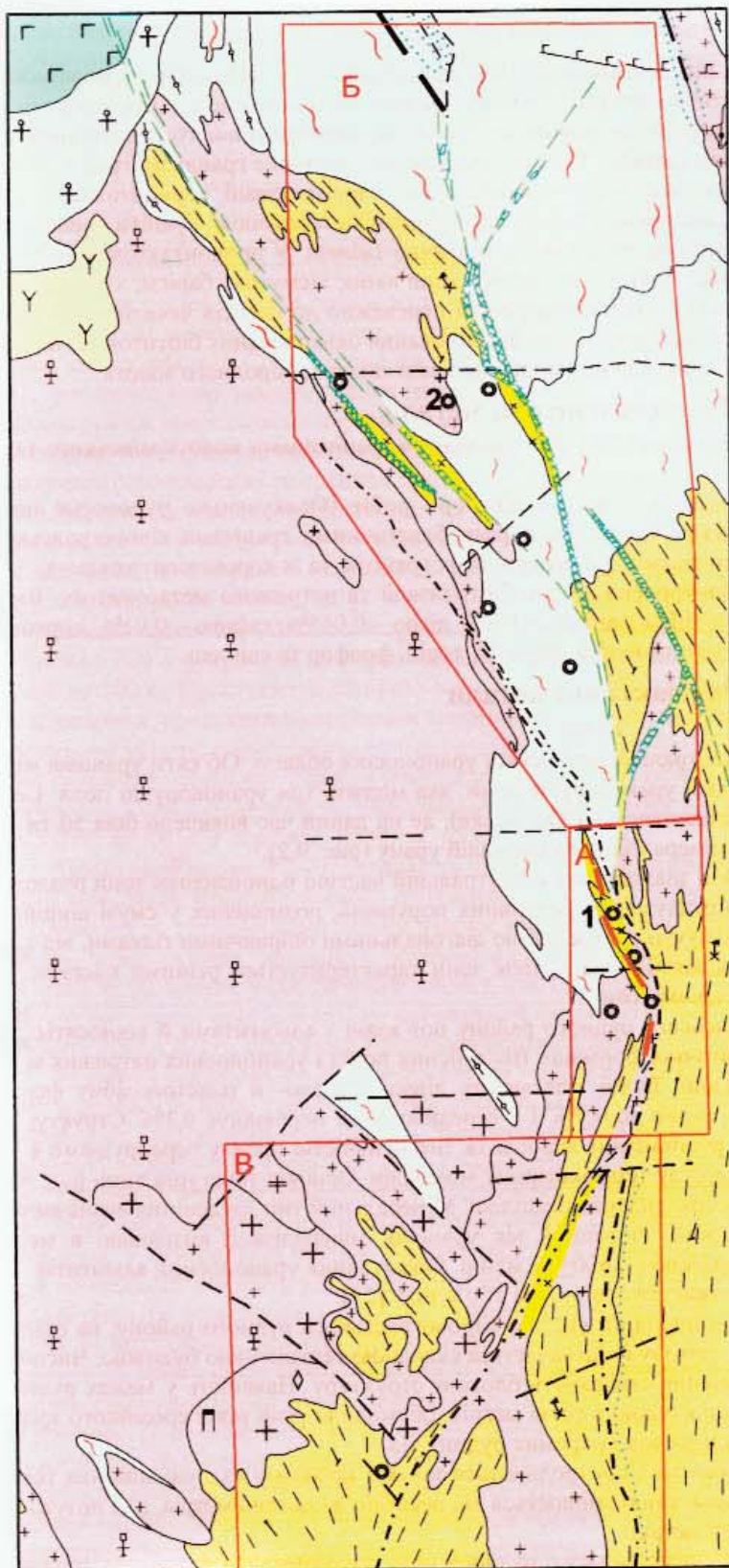
Всі урановорудні об'єкти Кіровоградського рудного району пов'язані з альбітитами й відносяться до ураново-натрієвої гідротермально-метасоматичної формації. Вік вмісних порід і ураноносних натрієвих метасоматитів (альбітитів) ранньопротерозойський. Рудні тіла мають лінзо-, стовпо- й пластоподібну форму. Вміст урану в рудах становить 0,03-0,24%, рідко до 0,9%, і в середньому не перевищує 0,1%. Структури й текстури руд визначаються особливостями рудовмісних альбітитів, інтенсивністю прояву передрудного катаклазу, формою виділення й характером розподілу темноколірних мінералів. Основні текстурні типи руд: тонковкраплені, дрібногніздововкраплені, тонкопрожилкововкраплені. Мінеральний тип зруденіння визначається як уранофан-болтвудит-кофініт-ураночернієвий. Ізотопний вік уранової мінералізації визначено в межах 1540-1820 млн.р., а за уран-свинцевою ізохроною – 1800±30 млн.р. Формування ураноносних альбітитів відбувалося в період 1900-2000 млн.р. і випереджає зруденіння на 150 млн.р. [23].

Северинівське рудне поле розміщене в північній частині Кіровоградського рудного району, на південний схід від Корсунь-Новомиргородського плутону і відзначається складною тектонічною будовою. Численні діагональні та субширотні тектонічні порушення створюють блокову структуру. Наявність у межах рудного поля вертикальних пострудних зміщень з амплітудою в сотні метрів, обумовило різні рівні ерозійного зрізу і, як наслідок, різну збереженість родовищ, рудних зон і окремих рудних тіл.

Усі рудні поклади приурочені до альбітитів і контролюються зонами катаклазу вздовж лінійних тектонічних порушень. Довжина покладів по простягання змінюється від десятків до сотень метрів, а їх потужності коливаються від перших метрів до десятків метрів.

Головним урановорудним об'єктом Северинівського рудного поля є однойменне родовище, розташоване в північній його частині.

Северинівське родовище /І-1-5/ приурочене до масиву дрібно-середньозернистих гранітів і мігматитів. Рудоконтролюючий структурний фактор родовища – розгалуження Кіровоградського розлому в його північній частині. Структура родовища визначається системою сполучених діагональних і меридіональних розломів, які обумовлюють розміщення тіл натрієвих метасоматитів і приурочених до них ураноносних зон. Найпоширенішими на родовищі є рудоконтролюючі структури об'ємного катаклазу та окремі малопотужні мілонітові шви, які вміщують основну масу вкраплених руд. Другорядне значення мають штокверкоподібні зони лінійної мікротектоніки, а також контактний тип структур з прожилковими й вкрапленими рудами.



1: 200 000
сантиметрів до кілометрів

км 2 0 2 4 6

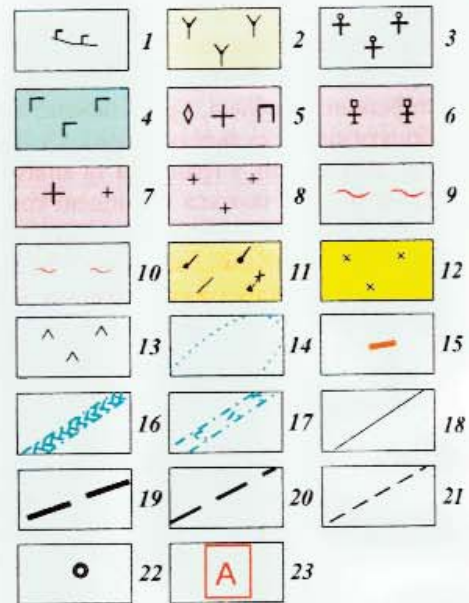


Рис. 9.2. Геолого-структурна схема Кіровоградської урановорудної зони (складена за матеріалами КП "Кіровогеологія", з уточненнями авторів)

1 – породи дайкового комплексу; 2 – сієніти, сієніт-апліти; 3 – граніти рапаківі; 4 – габро-норити, габро, норити, габро-перидотити, лабрадорити; 5 – граніти амфіболіди, пегматити, апліти; 6 – граніти трахітоїдні; 7 – граніти порфіровидні; 8 – граніти рівномірнозерністі; 9 – мігматити середньо-крупнозерністі, гігантопорфіробластичні; 10 – мігматити середньо-крупнозерністі, середньопорфіробластичні; 11 – гнейси біотитові, гранат-, кордієрит-, піроксен-біотитові, амфібол-піроксенові; 12 – альбіти апогранітові, апомігматитові і апогнейсові; 13 – десиліційовані, частково альбітизовані сієнітоподібні породи; 14 – зони розвитку діагенезу (хлоритизація, епідотизація); 15 – уранове зруденіння; 16 – зони дроблення інтенсивної тріщинуватості та катаклазу; 17 – зони брекчій; 18 – контакти порід; 19 – основні розломи; 20 – вторинні порушення; 21 – розривні порушення; 22 – рудопрояви і родовища (1 – Мічуринське, - Северинівське) урану; 23 – Рудні поля: А - Мічуринське, Б - Северинівське, В - Компанівське.

Основна частина родовища приурочена до лежачого боку Завадівського гранітного масиву, а його східна ділянка – до висячого боку. Рудні тіла локалізуються в рудоносних зонах північно-західного простягання і північно-східного (55-65°) падіння протяжністю до 1 км і більше. Потужність рудних зон змінюється від перших десятків до

сотень метрів. Рудні тіла приурочені до альбітитів у товщі чергування гранітів і мігматитів, простежені по падінню від поверхні кристалічного фундаменту більше ніж на 1 км. Довжина їх по простяганню змінюється від десятків до сотень метрів. Положення рудних тіл контролюється розміщенням зон катаклазу, що розвиваються вздовж тектонічних порушень. Форма рудних тіл пластова, лінзо- або стовпоподібна. Родовище законсервоване.

Мічурінське рудне поле знаходиться в центральній частині Кіровоградського рудного району і примикає з півдня до Северинівського рудного поля. Північна частина рудного поля складена гнейсами, мігматитами й гранітами, по яких у вузьких тріщинно катакластичних зонах розвинуті різноманітні за мінеральним складом і структурно-текстурними особливостями тектоніти, діафорити й сублужні метасоматити.

До пострудних утворень відносяться породи дайкового комплексу, тектонічна глинка тертя й „сухі” зони дроблення.

Мічурінське родовище ПІ-2-24/ розташоване в центральній частині рудного поля. Основною рудоконтролюючою структурою родовища є фрагмент Кіровоградського розлому субмеридіонального простягання (350-355°) і східного падіння під кутами 60-80°, який представлений потужним бластомілонітовим (20-25 м) швом і простежується майже на 1,5 км. В лежачому боці розлому й знаходиться Мічурінське родовище. Протяжність зруденіння за простяганням становить більше 1 км, найбільша ширина досягає 100 м.

Родовище складене біотитовими гнейсами, здебільшого хлоритизованими, та гранітоїдами. Гранітоїди представлені дрібнопорфіробластичними гранітами, а також очковими й смугастими середньопорфіробластичними мігматитами. Широко поширені жилоподібні тіла пегматитів.

Структурний контроль зруденіння виражається в чіткій приуроченості уранової мінералізації до зон прояву дорудного катаклазу й мілонізації альбітитів. При цьому інтенсивність зруденіння альбітитів знаходиться в прямій залежності від ступеня їх катаклазу.

Рудовмісні альбітити – цукроподібні й пластинчасті, хлоритові, рідше егірин-рибекітові. За мінеральним типом руди відносяться до ненадквіт-бранерит-уранофан-кофініт-ураночернієво-настуранового типу з тонковкрапленим, дрібногніздовим та прожилково-вкрапленим зруденінням. Руди значною мірою окислені. Основні уранові мінерали: вторинні – уранова чернь, уранофан (до 53%), первинні силікати – кофініт, ненадквіт (майже 32%), первинні оксиди – настуран, уранініт (майже 11%). Зрідка зустрічаються титанати урану. Родовище розробляється.

Компаніївське (Юр'ївське) рудне поле знаходиться в південній частині Кіровоградського рудного району.

Складене мігматизованими гнейсами чечелівської світи й біотитовими гранітоїдами кіровоградського комплексу.

Розривні тектонічні структури Компаніївського рудного поля представлені зіскладчастими та сингратизаційними розломами Кіровоградської зони, окремими швами північного флангу Софіївсько-Компаніївської зони розломів північно-східного простягання та серією дугоподібних розломів сполучення цих основних тектонічних зон.

Геолого-структурну позицію рудного поля визначає тектоно-метасоматичний вузол, утворений сполученням тектонічних швів Кіровоградської та Софіївсько-Компаніївської тектонічних зон, включаючи серію дугоподібних розломів.

Головне виповнення всіх тектонічних зон складають катаклазити та мілоніти з епідотом і хлоритом, які контролюють просторове розміщення діафоритів та лужних метасоматитів. Останні представлені альбітитами, переважно з рибекітом, потужністю до 100-120 м по поверхні кристалічного фундаменту та протяжністю у широтному напрямку до 900 м.

Неметалічні корисні копалини

Сировина нерудна для металургії

Сировина вогнетривка

Каоліни

На території аркуша відомі одне родовище первинного (Верболозівське) та три – вторинного каоліну (Обознівське, Кіровоградське та Балашівське).

Первинний каолін

Верболозівське родовище А-4-72/ Каолін родовища є продуктом вивітрювання порфіровидних гранітів новоукраїнського комплексу. Придатний для виробництва напівкислих вогнетривких виробів. Родовище готується до розробки.

Вторинний каолін

Обознівське родовище А-1-4/ Продуктивна товща представлена вторинними каолінами бучацької серії світло-сірого і сірого забарвлення, які є кондиційною вогнетривкою сировиною. Загальна потужність порід продуктивної товщі коливається від 8-10 до 30-45 м, середня глибина залягання – 37 м. Родовище розробляється.

Родовище розвідане комплексно. Попутні корисні копалини – піски новопетрівської світи та бучацької серії і четвертинні суглинки.

Кіровоградське родовище /I-1-6/. Вторинні каоліни залягають серед буцацьких відкладів у вигляді двох пластоподібних тіл. Перший надвугільний поклад у промисловому відношенні не представляє інтересу. Другий, основний, залягає під бурим вугіллям і є об'єктом промислового видобутку. Потужність вогнетривких глин в середньому по родовищу 5,9 м. Серед глин зустрічаються невеликі проверстки і лінзи піску. Потужність розкривних порід від 3,0 до 49,0 м, в середньому 20,85 м. Родовище законсервоване.

Балашівське родовище /I-1-7/ розташоване на відстані 6 км від Обознівського родовища й за якістю вторинних каолінів аналогічне останньому - вторинні каоліни Балашівського родовища представлені тонковідмученою породою світло-сірого, сірого і темно-сірого кольорів і придатні для виробництва вогнетривкої цегли та шамоту.

Поклад розділений підняттям кристалічного фундаменту на західну і східну частини. Середня потужність корисної копалини по родовищу 6,2-6,5 м, потужність розкривних порід 46,9-53,7 м. Родовище не розробляється.

Сировина флюсова

Плавиківий шпат

Флюоритова рудна формація на території аркуша представлена двома проявами: Бобринецьким і Коржовим.

Бобринецький прояв /IV-1-47/ приурочений до західного флангу Кіровоградської зони розломів. З великою кількістю розривних порушень, які неодноразово оновлювалися, пов'язане значне поширення тектонітів, представлених бластомілонітами, мілонітами, катаклазитами, бластокатаклазитами. Виникнення флюоритових жил у гранітах Бобринецького масиву є результатом циркуляції вздовж ослаблених тектонічних зон флюїдів, насичених фтором, і пов'язане, вочевидь, з тектоно-метасоматичною активізацією. Таким чином, провідними факторами, які контролюють розміщення флюоритової мінералізації на території робіт, є тектонічний та метасоматичний.

Прояв включає дві рудні зони: довжиною 3921 м і потужністю 50-70 м та довжиною 2100 м і середньою потужністю 18 м. Рудні зони містять збагачені флюоритом рудні тіла з вмістом CaF_2 від 1 до 24%. Флюоритове зруденіння спостерігається переважно у вигляді тонких (до 1 см) прожилків темно-фіолетового або зеленого флюориту, а також заповнення флюоритом пустот вилуговування й тріщин. Прожилки орієнтовані переважно вздовж трахітоїдності порід, проте зустрічаються також поперечні або розгалужені в місцях з'єднання різноорієнтованих тріщин.

Флюоритова мінералізація супроводжується підвищенням вмісту свинцю (0,08%), олова (0,07%), сурми (0,02%), золота (0,2г/т), а також незначним підвищенням вмісту міді, молібдену та рідкісних земель ітрієвої групи.

Прояв Коржове /IV-1-45/ також пов'язаний з зоною Кіровоградського глибинного розлому. Породами, які вміщують зруденіння, є порфіробластичні біотитові, часто гранатвмісні граніти кіровоградського комплексу, в значній мірі катаклазовані й мілонітизовані. Крім тектонічних перетворень, породи ділянки зазнали метасоматичної переробки, яка викликала деанортитизацію плагіоклазу (до альбіту) і виникнення амфіболу, хлориту, гематиту та флюориту.

Вміст фтору в корях вивітрювання і кристалічних породах дуже нерівномірний: від 0,02 до 0,4% CaF_2 . Аномалії фтору супроводжуються висококонтрастними аномаліями сурми, свинцю, олова, золота.

Гірничорудна сировина

Сировина для облицювальних матеріалів

Граніт

На території робіт виявлено одне родовище облицювального каменю – *Крупське-2 /II-1-20/*. Корисною копалиною є граніт біотитовий середньо-крупнозернистий кіровоградського комплексу. Порода використовується як сировина для облицювальних робіт, а також як бутовий камінь. Родовище розробляється.

Сировина будівельна

Сировина цементна

Трепел, мергель

На площі аркуша розвідано два родовища трепелу та мергелю: Коноплянське і Первозванівське.

Коноплянське родовище трепелу і мергелю /II-2-27/. Корисна копалина – трепел обухівської і мергель київської світ. Трепел неоднорідний за щільністю і кольором. Це пухка порода переважно з окремими щільнішими прошарками. Колір білий, світло-жовтий, зеленувато-сірий і сірий. Потужність – 3,7-10,5 м. Безпосередньо під трепелом залягає мергель потужністю 8,5-16 м. Потужність розкривних порід – від 0,9 до 22,8 м. Родовище розробляється.

Трепел придатний для виготовлення легковагової цегли і блоків, як термоізоляційна засипка для внутрішніх перегородок, а також як активна гідралічна домішка при виробництві цементу.

Мергель придатний для виготовлення нестандартних стінових блоків. Вміст CaCO_3 (55,9%) дозволяє використовувати його повністю без відходів для виробництва низькосортного цементу.

Первозванівське родовище трепелу /II-2-26/. Продуктивна товща представлена пластоподібним покладом трепелу обухівської світи середньої потужності 13 м, що горизонтально залягає на мергелях київської світи. Потужність розкривних порід – 1,35-22,1 м. Родовище не розробляється.

Сировина для будового каменю

Граніт, гнейс

На території ГДП-200 родовища кам'яних будівельних матеріалів представлені переважно гранітами, рідше гнейсами. 22 родовища гранітів і гнейсів враховані балансом запасів корисних копалин. Породи придатні для виробництва будівельного щебеню, щебеню для бетонів, будового каменю.

Коротка характеристика родовищ кам'яних будівельних матеріалів наведена в *додатку А*. Нижче подана детальніша характеристика деяких родовищ.

Верхньоінгульське родовище гнейсів /IV-2-50/. Корисна копалина – гнейси чечелівської світи біотитові, іноді гранат-біотитові і кордіерит-біотитові, міцні, щільні, масивні. Середня потужність корисної копалини – 38 м, середня потужність розкривних порід – 6,1 м. Свіжий гнейс придатний для отримання будового каменю, а також будівельного щебеню і заповнювача для важкого бетону. Слабо вивітрілий гнейс придатний лише для отримання будівельного щебеню. Родовище не розробляється.

Тирлівське родовище граніту і гнейсу /III-3-41/. Корисною копалиною є свіжі і слабо вивітрілі гнейси чечелівської світи і граніти кіровоградського комплексу середньою пройденою потужністю 29,8 м. Гнейс біотитовий, темно-сірий, дрібнозернистий, у верхній частині слабо вивітрілий. Граніт світло-сірий, крупнозернистий, у верхній частині слабо вивітрілий. Середня потужність розкривних порід – 9,2 м. Родовище не розробляється.

Живанівське (Новоархангельське) /III-1-34/, Кіровоградське (Сугокліівське) /II-1-19/, Марфівське /IV-4-54/, Суботцівське (Знам'янське) родовище граніту /I-3-9/. Корисною копалиною всіх родовищ є граніт кіровоградського комплексу: біотитовий рожево-сірий, середньозернистий, від дрібно- до крупнопорфіробластичного, іноді трахітоїдний (Живанівське родовище). Потужність розкривних порід, як правило, не перевищує 10 м. Свіжі граніти і гнейси використовуються як будовий камінь і щебінь для будівельних робіт, заповнювач для важкого і дорожнього бетону; вивітрілі граніти – для дорожньо-будівельних робіт. Не розробляється.

Сировина піщано-гравійна

Пісок

Будівельні піски зустрічаються на території аркуша всюди. Площове поширення мають піски новопетрівської світи та товща пісків верхнього міоцену, а в долинах рр. Інгул, Аджамка – алювіальні піски вільшанського та деснянського ступенів. У районі розвідано 5 родовищ будівельного піску, врахованих балансом запасів корисних копалин: *Іванівське /III-4-42/, Колмаківське /II-2-30/, Червоноярське /I-3-12/, Обознівське /I-1-4/, Підгайцівське /I-1-55/.* Чотири з них – родовища континентальних пісків новопетрівської світи, одне, Підгайцівське, – алювіальних річкових відкладів долини р. Інгул. Нижче наводиться коротка характеристика родовищ піску, характерних для кожного типу.

Колмаківське родовище /II-2-30/. Піски новопетрівської світи кварцові, сіруваті, жовтуваті. Чергуються невитриманої потужності верстви (від 0,2 до 1,0 м) різної зернистості: зверху тонко-дрібнозернисті, знизу – крупно- і середньозернисті. Розкривні породи – четвертинні відклади (грунтовий шар, суглинок і глина) потужністю 4,4 м. Відношення потужності розкривних порід до потужності корисної копалини 1:1,47. Піски можуть використовуватися для виготовлення бетону. Родовище не розробляється.

Підгайцівське родовище /I-1-55/. Корисною копалиною є всі різновиди алювіальних пісків вільшанського ступеня пізньонеоплейстоценового віку, придатні для будівельних робіт, потужністю від 3,25 до 16,75 м. Середня потужність по родовищу – 9,75 м. Пісок не має органічних домішок. Родовище не розробляється.

Сировина цегельно-черепична

Суглинки

Практично на всій площі аркуша зустрічаються четвертинні лесовидні суглинки, які використовуються як сировина для виробництва цегли і черепиці. Суглинки жовті, палево-жовті, бурувато-жовті потужністю, в основному, до 5 м, рідко до 14 м. Всього на території аркуша розвідано 13 родовищ четвертинного суглинку, враховані балансом запасів корисних копалин [12].

Води

Підземні води

Вода мінеральна

Новгородківське родовище /II-3-76/, св.123. Вода мінеральна столова, сульфатно-хлоридна, кальцієво-натрієво-магнієва, з мінералізацією 3,75 г/л.

Води родовища приурочені до зон тріщинуватості біотитових гнейсів чечелівської світи, що простежуються на глибину 50-60 м від поверхні кристалічних порід. Статичний рівень води – 39 м. Потужність водоносного горизонту – 49 м. Дебіт – 2,9 л/сек при пониженні рівня на 5 м. За висновками Одеського науково-дослідного інституту, вода Новгородківського родовища за складом основних компонентів може використовуватись у лікувальних цілях. Зараз на базі свердловини створений Новгородківський завод мінеральних вод.

Вода прісна

На території Кіровоградської області для централізованого водопостачання міст, селищ, промислових і сільськогосподарських підприємств використовуються різні водоносні горизонти і їх комплекси. Основними водоносними горизонтами є тріщинні води кристалічних порід докембрію, піски бучацької серії, алювіальні відклади пліоцену.

На території аркуша діє три родовища із затвердженими запасами підземних вод (Кіровоградське, Компаніївське, Волинське), які використовуються для централізованого водопостачання однойменних населених пунктів.

Кіровоградське родовище /I-1-2/ включає два водоносні горизонти: пліоценовий і бучацький. Водоносні пліоценові відклади представлені пісками від дрібно- до крупнозернистих. Потужність їх у середньому становить 6-8 м, а в межах дільниць "Лелеківська -1,2" і "Інгульська" (м. Кіровоград) досягає 20 м. Водозабезпеченість алювіальних пісків змінюється від 1-2 до 17,2 л/сек. Води прісні, сульфатно-гідрокарбонатно-кальцієві.

Водоносний горизонт у відкладах бучацької серії поширений обмежено і простежується в районі сіл Обознівка та Грузьке Кіровоградського району, м. Кіровоград.

Компаніївське /III-1-78/ та Долинське /IV-4-53/ родовища представлені тріщинними водами кристалічних порід докембрію, які розповсюджені всюди і є джерелом водопостачання м. Долинська, смт Компаніївка. Водотримуючими породами є гнейси чечелівської і спасівської світ, граніти і мігматити кіровоградського комплексу. Тріщинні води напірні. Максимальна висота напору досягає 75 м, а питоми дебіти свердловин становлять 0,1-4,4 л/сек. На території Кіровоградської області переважають сульфатно-гідрокарбонатні та гідрокарбонатно-сульфатні води.

10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Оцінка перспектив району виконана на основі всебічного аналізу закономірностей розміщення корисних копалин, з врахуванням металогенічних факторів, прямих і опосередкованих пошукових ознак, ступеня геологічної та пошукової вивченості об'єктів. Перспективність району визначається наявністю родовищ, проявів, а для рудних корисних копалин також пунктів мінералізації, перспективних геохімічних аномалій та шліхових ореолів. На основі перспективної оцінки складено рекомендації щодо подальших напрямків геологорозвідувальних робіт.

Ступінь перспективності території оцінено за чотирибальною системою:

- високоперспективні, добре вивчені площі (А);
- перспективні, з високою ймовірністю виявлення зруденіння (Б);
- перспективні, з меншою ймовірністю виявлення зруденіння (В);
- недостатньо вивчені, із неясними перспективами (Г).

Основні перспективи району пов'язані з золотом і ураном. Так, із шести родовищ золота, відомих на УЩ, два знаходяться на території ГДП-200: Клишівське та Юр'ївське.

Родовища і перспективні прояви золота й урану зосереджені в межах Кіровоградського рудного району, який включає Клишівсько-Конівську, Надєждівсько-Юр'ївську (Компаніївську) та Інгуло-Кам'янську металогенічні зони, спеціалізовані на золоту та уранову мінералізацію. У межах Клишівсько-Конівської металогенічної зони, спеціалізованої на золоте зруденіння, знаходяться Клишівське рудне поле, Березинківська, Гаївська та Лозувацька перспективні площі. Надєждівсько-Юр'ївська металогенічна зона включає рудні поля: Юр'ївське (золото та уран), Северинівське (уран), Мічуринське (уран) та Калинівську й Олексіївську перспективні площі (золото). Названі рудні поля й площі виділяються як високоперспективні та перспективні, з високою ймовірністю виявлення золотого зруденіння. Рекомендації щодо проведення подальших робіт ґрунтуються на різних ступенях пошукової вивченості об'єктів.

До високоперспективних (А) ми відносимо Клишівське (А₁) та Юр'ївське (південний блок) (А₂) родовища золота. Названі площі знаходяться в сприятливій структурно-тектонічній обстановці, де відмічається високий вміст рудних компонентів. Проведено пошукові і частково пошуково-оцінювальні чи розвідувальні роботи. Перспективні ресурси оцінено за категоріями Р₁ та Р₂. На Клишівському родовищі запаси оцінено за категорією С₂. На цих площах рекомендується проведення розвідувальних робіт.

До перспективних площ з високою ймовірністю виявлення золотого зруденіння (Б) ми відносимо:

- Клишівське рудне поле (Б₁), до якого, крім Клишівського родовища, входять Західно-Клишівський та Губівський прояви;
- Юр'ївське рудне поле (Б₂), крім південного блоку Юр'ївського родовища, що включає північний блок Юр'ївського родовища, Західно-Юр'ївський та Сасівський прояви;
- Гаївську перспективну площу (Б₃).

На цих площах проведено пошукові роботи (Клинцівське й Юр'ївське рудні поля) або ГТК масштабу 1:50 000 із загальними пошуками (Гаївська перспективна площа). Перспективні ресурси оцінено за категорією P₂. На названих площах рекомендується проведення пошуково-оцінювальних робіт.

До перспективних площ з меншою ймовірністю виявлення зруденіння (В) відносяться: Бережківська (В₁), Калинівська (В₂), Лозувацька (В₃), та Олексіївська (В₄), перспективні площі, в межах яких знаходяться прояви та численні перспективні геохімічні аномалії золота. За результатами ГМК-200 прогнозні ресурси золота оцінено за категорією P₃. Рекомендується проведення пошукових робіт.

На ділянках Клинцівсько-Конівської та Надеждівсько-Юр'ївської металогенічних зон, які знаходяться за межами рудних полів та перспективних площ, перспективи виявлення золоторудних об'єктів дещо зменшуються. Однак вважати цю територію безперспективною немає підстав, оскільки там також виявлено перспективні геохімічні аномалії та шліхові ореоли золота та елементів (мінералів)-супутників, а геолого-структурна обстановка не виключає можливості виявлення нових золоторудних об'єктів. Відсутність проявів золота ми пояснюємо недостатньою пошуковою вивченістю території. Враховуючи зазначене, ці площі ми вважаємо недостатньо вивченими, з неясними перспективами (Г), й рекомендуємо провести на них геолого-прогнозне картування масштабу 1:50 000 (територія аркушів М-36-125-А,Б,Г; М-36-137). До цієї ж категорії ми відносимо в цілому перспективну, але недостатньо вивчену Інгуло-Кам'янську зону, де також пропонуємо провести геолого-прогнозне картування на території аркушів М-36-138-А-а, в та М-36-138-В-а, в.

Прогнозна оцінка уранової мінералізації на території аркуша виконується КП „Кіровогеологія”. Зазначимо тільки, що, на нашу думку, багатостадійність тектоно-метасоматичної переробки порід у Кіровоградському рудному районі і, відповідно, багатоетапність рудовідкладення створює сприятливі умови для утворення регенерованих родовищ з рудами, багатшими, ніж власне в натрієвих метасоматитах.

Окрім золота та урану, в докембрійських утвореннях існують перспективи виявлення комплексного ніобій-рідкісноземельно-цирконієвого зруденіння в сієнітах Осичувацького масиву та їх корі вивітрювання, де розташовані перспективні, але недостатньо вивчені Осичувацький та Володимирівський комплексні прояви. По Осичувацькому прояву при проведенні ГТК-200 прогнозні ресурси оцінено за категорією P₃, а ресурси Володимирівського прояву не оцінювалися взагалі. Середній вміст цирконію в корінних та залишкових рудах Осичувацького та Володимирівського проявів досить високий, а кількість оцінених прогнозних ресурсів цирконію Осичувацького прояву відповідає середньому родовищу. Оскільки територія південно-східної частини Корсунь-Новомиргородського плутону є недостатньо вивченою, з неясними перспективами, рекомендуємо на площі аркуша М-36-125-А при проведенні геолого-прогнозного картування на золото оцінити також ніобій-рідкісноземельно-цирконієву мінералізацію.

Щодо нерудних корисних копалин, автори не заперечують можливості виявлення в тектонічно перероблених та метасоматично змінених гранітоїдах Бобринецького масиву, де розташовані прояви флюориту Бобринецький і Коржове, ресурси яких оцінені за категоріями P₂ і P₃, родовищ плавикового шпату і рекомендують на площі аркуша М-36-137-В при проведенні геолого-прогнозного картування в межах Софіївсько-Компаніївської зони розломів вивчити також флюоритову мінералізацію.

На території аркуша в межах Олександрійського і Кіровоградського буровугільних районів знаходиться 13 родовищ та проявів бурого вугілля. Видобуток вугілля здійснюється тільки на Морозівському та Семінівсько-Олександрійському родовищах. Виявлення нових вугленосних площ і промислових буровугільних покладів, враховуючи детальну геологічну вивченість території, мало вірогідне. Запаси на родовищах не вичерпані, і їх поповнення можливе за рахунок встановлених прогнозних і перспективних ресурсів.

Територія робіт багата на будівельні матеріали. У долинах рр. Інгул, Сугоклея, Боковенька, Кам'янка розташовані численні відслонення гранітів, які є джерелом будівельного каміння. Піщані відклади, що використовуються в різних видах будівельних робіт, представлені переважно алювіальними пісками в долинах рр. Інгул, Аджамка, Бешка тощо. Майже всюди розвинуті четвертинні лесовидні суглинки, які є сировиною для виробництва цегли та черепиці. Ресурси кристалічних порід, піску, суглинку далеко не вичерпані.

На всій території аркуша у відкладах межигірської світи виділяються окремі ділянки кварц-глауконітових пісків, де вміст глауконіту сягає 50-60%. У даний час глауконіт як мінеральна сировина викликає велику зацікавленість агропрому. Він може бути використаний як мінеральне добриво і підкормка у тваринництві.

Основним потенційним джерелом водопостачання на території робіт є тріщинні води кристалічних порід докембрію, води алювіальних відкладів бучацької серії та алювіальних пліоцен-еоплейстоценових відкладів долини р. Інгул. Нарощування запасів можливе за рахунок відкриття нових родовищ та нових ділянок на діючих родовищах питної води.

11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА

Особливості фізико-географічних умов території аркуша, велика кількість промислових підприємств, у т. ч. з небезпечними виробництвами, значна кількість комунікацій, стан виробничого, житлово-комунального фонду та водопровідно-каналізаційного господарства створюють складну техногенно-екологічну обстановку.

Оцінка рівня забруднення ґрунтів і донних відкладів. За даними Кіровоградського головного управління земельних ресурсів за 2004 р. біологічного та хімічного забруднення ґрунтів не виявлено. Кількість пестицидів у ґрунті становить 0,02-0,06 мг/кг ґрунту, що не перевищує гранично допустимого рівня. Солі важких металів виявлено в усіх зразках ґрунтів на рівні фонового забруднення. Забруднення ґрунтів хімічними елементами в м. Кіровоград та прилеглих районах, за оцінкою В. Клоса [81], визначається як допустиме. Основними елементами-забруднювачами є: ртуть, срібло, свинець, цинк, хром, кадмій [81]. Забруднення характеризується допустимими (СПЗ=8-16 од.) і помірно небезпечними (СПЗ=16-32 од.) рівнями. Зустрічаються одиничні проби з небезпечним рівнем забруднення (СПЗ=32-128 од.), приурочені до основних промислових підприємств, залізничного вузла, міського сміттєзвалища м. Кіровоград.

Оцінка екологічного стану донних відкладів річок проведена КП "Кіровгеологія". Небезпечний рівень забруднення донних відкладів у басейні р. Інгул простежується протягом 22 км від м. Кіровоград до с. Губівка. Забруднення зумовлене контрастними аномаліями Pb, Ni, Zn, Mo, меншою мірою Cd, As, Ba, P, Hg, Se, має чітко виражену техногенну природу. У районі смт Новгородка в лівому притоці р. Кам'янка виявлено забруднення донних відкладів Mo, Se, Hg небезпечного рівня, природа якого не визначена. Донні відклади малих річок формуються в основному за рахунок площинного змиву рослинного шару ґрунтів паводками та змивними потоками і тому характеризуються мінеральним складом, близьким до ґрунтів суміжних територій [81, 113]. Таким чином, за вмістом у донних відкладах металів I, II та III класів небезпеки територія аркуша відноситься до припустимого рівня забруднення ґрунтів.

Техногенне радіоактивне забруднення. Територія аркуша щодо забруднення радіонуклідами (цезієм-137, стронцієм-90, плутонієм-238) належить до територій, які вважаються "чистими" після аварії на Чорнобильській АЕС. Максимальна щільність забруднення ґрунтів цезієм-137 сягає 0,5 Ку/км² при середній щільності забруднення 0,07-0,08 Ку/км². Мінімальний вміст забруднення донних відкладів (0,03-0,1×10⁻⁸ Ку/кг) відмічається на південному сході території. У її центральній частині з'являються ділянки з вмістом Cs-137 до 0,5×10⁻⁸ Ку/кг, а на північному заході та північному сході – 0,06-0,05×10⁻⁸ Ку/кг. Дані про вміст Cs-137 у донних відкладах на площі аркуша наведено за станом на 01.01.1993 р. (КП "Кіровгеологія").

Природна радіоактивність. На Мічуринському родовищі (південна околиця м. Кіровоград) розмішені відвали радіоактивних порід шахти „Інгульська”. Радіаційний фон на Мічуринському рудному полі становить 5,5-9,5 мкр/год, нижня аномальна межа – 14 мкр/год. Найбільша радіоактивність ґрунту, від 50 до 56 мкр/год, виявлена навколо відвалів, які є джерелом радіоактивного пилу. Аномалії радіоактивності простежуються уздовж залізниці, по якій уранова руда вивозиться на гірничо-збагачувальний комбінат, а також уздовж асфальтового шосе, яке з'єднує рудник з центром м. Кіровоград. Ці аномалії можна пояснити запиленістю території за рахунок просипання дрібних фракцій руди з вагонів, а також незначним переносом пилу автотранспортом з території рудника до центру міста. Відвали шахти "Інгульська" слугують джерелом радіоактивного забруднення довкілля, у т.ч. селітебної території м. Кіровоград, але ступінь небезпеки цього забруднення нез'ясований, хоча, на думку деяких дослідників, дисперсний пил містить дуже мало урану і є безпечним, а більша частина урану надходить у повітря в складі крупніших часток [53]. Радіаційна обстановка м. Кіровоград ускладнюється й тим, що в будівництві використовували місцеві будівельні матеріали та промислові відходи з великим вмістом природних радіонуклідів уран-торієвого ряду. У різні часи Інститутом ядерних досліджень, Інститутом проблем природокористування і екології (м. Дніпропетровськ), ГРЕ-37 КП "Кіровгеологія" та НТЦ "КОРО" (м. Жовті Води) проводилися дослідження радіологічного стану території міста. На багатьох ділянках, включаючи житлову забудову, відмічається підвищений гама-фон і значний вміст радону та продуктів його розпаду в повітрі окремих приміщень і підвалів (до 20 000-50 000 Бк/м³), який на кілька порядків перевищує допустимі норми. Порова концентрація радону в ґрунті по місту висока, 9 000-107 000 Бк/м³. Таким чином, радіаційну обстановку в м. Кіровоград і прилеглих районах можна оцінити як небезпечну.

За ефективною питомою активністю природних радіонуклідів родовища району поділяються на чотири групи [90]. До особливо небезпечних (вище третьої групи) відноситься Суботцівське (Знам'янське) родовище. Величина ефективної питомої активності в окремих блоках гірських порід родовища сягає 2 801 Бк/кг, а потужність експозиційної дози гамма-випромінювання – 160-190 мкр/год. До третьої групи відносяться родовища (Кіровоградське, Крупське-II), в яких ефективна питома активність природних радіонуклідів складає 1100-1350 Бк/кг, а потужність експозиційної дози гамма-випромінювання не більше 70 мкр/год. У родовищах другої-першої груп (Бобринецьке, Живанівське та ін.) величина ефективної питомої активності складає 370-590 Бк/кг, а потужність експозиційної дози гамма-випромінювання не перевищує 20-30 мкр/год.

Роботами КП "Кіровгеологія" вивчався рівень забруднення ґрунтових вод у колодязях і джерелах ураном, радієм та радоном. Забруднення радієм не відмічається. Уранове забруднення ґрунтових вод спостерігається в районі смт Нова Прага та в долинах рр. Аджамка, Березівка, Боковенька. Цю воду не можна

використовувати ні для пиття, ні для поливу. Забруднення ґрунтових вод радоном спостерігається біля с. Суботці, східніше м. Кіровоград, біля с. Гаївка та у верхів'ї лівого притоку р. Верблюжка. Радон має період напіврозпаду 2,5 доби, тому населенню, що проживає в цій місцевості та вживає воду, пропонуємо робити аерацію, тобто наливати воду у відкриті ємності та витримувати 3 доби.

Враховуючи вищесказане, територію робіт можна віднести, згідно з "Тимчасовими вимогами" [114] до територій, де рівень забруднення ґрунтів та донних відкладів важкими металами і радіонуклідами оцінюється як "припустимий", "помірно небезпечний" і „небезпечний”.

Оцінка рівня забруднення підземних та поверхневих вод. Для оцінки використано результати гідрохімічного опробування КП "Кіровогеологія". Крім того, проаналізовано гідрогеологічні та гідрохімічні показники водопунктів [63]. За оцінкою рівня захищеності підземних вод територія робіт належить до незахищеної й умовно захищеної [79].

Вміст нітратів у ґрунтових водах змінюється від 1-3 ГДК до 5-10 ГДК, за винятком окремих площ. Вміст сульфат-іону, хлор-іону, кальцій-іону, натрій-іону та магній-іону в ґрунтових водах також перевищує ГДК майже на всій території. Як правило, нітратне забруднення ґрунтових вод супроводжується підвищенням їх мінералізації та загальної жорсткості. На ділянках з підвищеною жорсткістю води в межах населених пунктів також спостерігається підвищена концентрація хлору.

Значне забруднення ґрунтових вод мікроелементами I класу (фтор, миш'як, свинець, цинк) виявлено на трьох ділянках: помірно небезпечне – від с. Дмитрове на південний захід на відстані 20 км; небезпечне – південніше м. Кіровоград; дуже небезпечне – північно-західніше м. Бобринець на площі приблизно 25 км².

Забруднення ґрунтових вод елементами II класу безпеки (Cr, Ni, Mo, Li, Cu, Sr, Co, W, Nb) оцінюється як припустиме. Площа забруднення ґрунтових вод бар'єром збігається з площею підвищеної мінералізації цієї території.

Забруднення ґрунтових вод елементами III класу безпеки представлене двома елементами – Mn, V. Вміст ванадію не перевищує ГДК на всій території, а вміст марганцю перевищує ГДК на 1/3 території (помірно небезпечний рівень забруднення та небезпечний рівень забруднення біля м. Бобринець, північніше с. Дмитрове, та на півночі території, у басейні лівої притоки р. Бешка).

Відповідно до „Тимчасових вимог...” [113], рівень забруднення ґрунтових вод території можна віднести до припустимого, помірно небезпечного та дуже небезпечного.

Вміст нітратів у водах тріщинуватої зони по всій території не перевищує ГДК.

Основною водною артерією території геологознімальних робіт є р. Інгул з притоками Грузька, Аджамка, Кам'янка, Сугоклея. Спостерігається певна закономірність у розподілі типів поверхневих вод за мінералогічним складом та мінералізацією.

У північній частині аркуша (граніца зміни лісостепових ландшафтів на степові) поверхневі води переважно гідрокарбонатні та сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві з мінералізацією до 1 г/дм³. На південний схід відмічається ріст мінералізації до 3 г/дм³, води переважно сульфатно-гідрокарбонатні на заході, магнієво-натрієві в центрі аркуша та змішаного трьохкомпонентного складу на сході. У басейні річки Березівка у її верхів'ї води сульфатні на південь змінюються на води хлоридно-сульфатні магнієво-натрієві. Ореол хлоридно-сульфатних вод відмічається також в середній течії р. Інгул в контурі м. Кіровоград.

За показником реакції середовища поверхневі води в основному слабо лужні ($7,5 < \text{pH} < 8,5$) з ореолами нейтральних ($6,5 < \text{pH} < 7,5$) в басейні р. Боковенька та в середній течії р. Інгул. Поверхневі води відносяться в основному до категорії забруднених за рахунок аномального вмісту Cu, Cr, Mn, Hg. За вмістом решти елементів поверхневі води, за винятком окремих площ, відносяться до класу чистих. Основний ореол брудних та дуже брудних вод виявлено в басейнах рр. Інгул, Аджамка, Кам'янка, Сугоклея. Ореол простежується на відстані 45 км від м. Кіровоград на північний захід до гирла р. Кам'янка. Ширина його – 5-15 км. Води характеризуються аномальним вмістом марганцю, хрому, нікелю, рідше ртуті. Брудні води виявлено також по річках, що перетинають населені пункти Нова Прага, Новгородка, Компаніївка, Бобринець.

Оцінка ураженості території небезпечними геологічними процесами та явищами. Екзогенні процеси, які відбуваються на дослідженій території, можна поділити на такі групи: глибинна ерозія та площинний змив; гравітаційні зсуви, обвали і осипи; вітрова ерозія; зміна водно-сольового режиму ґрунтів та ін.

Глибинна ерозія. Ураженість глибинною ерозією території змінюється від 10% до 25-50% на лівобережжі р. Інгул [84]. Площинний змив проявляється майже всюди і приурочений до схилів яружно-балкової мережі, позбавлених рослинності. Ураженість площинною ерозією коливається від 10 до 20% [84].

Гравітаційні зсуви, обвали та осипи. Зсуви мають спорадичне поширення в північній частині території. Обвали зустрічаються зрідка. Осипи зустрічаються там, де на схилах порушується природний кут скосу порід. Обвальо-осипний тип схилів сформувався в каньйоноподібних ділянках долини р. Аджамка.

Вітрова ерозія. Серед несприятливих екзогенних процесів території робіт треба відмітити вітрову ерозію (видування верхнього шару ґрунтів), яка особливо інтенсивно відбувається навесні. Актуальність вивчення процесів вітрової ерозії (дефляції) у даний час пов'язана зі збільшенням в останні роки повторюваності і сили пилових бур. Так, загальна площа території, яка піддавалася вітрової ерозії в межах Кіровоградської області, в 1969 р. складала

132,9 тис. га, а в 1989 р. площа сільськогосподарських угідь, які зазнали дефляції, склала 1414,2 тис. га. На південь питома вага сільськогосподарських угідь, які піддаються процесам вітрової ерозії, збільшується до 97% [3].

Зміна водно-сольового режиму ґрунтів. Ділянки боліт і заболочених земель складають 0,55% від усієї площі робіт. Осушення боліт являється економічно недоцільним, оскільки вони територіально роз'єднані.

Процеси просідання приурочені до лесовидних ґрунтів і проявлені на 10% території аркуша [84].

Суттєвий вплив на характер прояву і інтенсивність екзогенних процесів має антропогенна діяльність.

За загальним ступенем ураженості небезпечними ЕГП територія робіт, згідно „Тимчасових вимог...” [114], належить до територій помірного розвитку окремих ЕГП та явищ (3-10% сумарної ураженості території) і середнього ступеню ураженості небезпечними ЕГП і явищами (1-25%) (рис. 11.1).

Ендогенні фактори впливу на екологічний стан території не мають.

Екологічний стан геологічного середовища території робіт. Таким чином, враховуючи вищесказане, можна дати інтегральну оцінку екологічного стану геологічного середовища території робіт через сумарну оцінку екологічного стану (забруднення) окремих його компонентів (ґрунтів, донних відкладів, підземних вод) та небезпечних геологічних процесів. За допомогою інформаційної матриці (табл. 1) можна виділити чотири градації екологічного стану: задовільний, помірно напружений, напружений і дуже напружений.

Таблиця 1

Екологічний стан геологічного середовища території робіт

Екологічний стан геологічного середовища	Рівні забруднення			Ступінь ураженості території небезпечними геологічними процесами
	ґрунтів та донних відкладів		підземних вод	
	важкими металами	радіо-нуклідами		
дуже напружений	–	–	дуже небезпечний	–
напружений	–	небезпечний	небезпечний	–
помірно напружений	–	помірно небезпечний	помірно небезпечний	середній
задовільний	припустимий	припустимий	припустимий	помірний

Аналіз проведених еколого-геологічних досліджень дозволяє зробити висновок, що дуже напружений екологічний стан геологічного середовища території робіт складає 5%, напружений – 45%, помірно напружений – 30% і задовільний – 20%.

Зони дуже напруженого стану розповсюджені локально і виділені за наявністю забруднення ґрунтових вод мікроелементами I класу небезпеки (ділянка забруднення біля м. Бобринець), а також за підвищенням їх загальної жорсткості (ділянка вздовж р. Березівка на півдні аркуша та ділянка біля м. Долинська).

Зони напруженого екологічного стану мають площинний характер на півдні та локальний у центрі і на сході аркуша. Вони також виділялися за наявністю забруднення ґрунтових вод елементами I, II та III класів небезпеки та за їх підвищеною загальною жорсткістю. Локальне забруднення ґрунтів важкими металами (СПЗ > 32) спостерігається у м. Кіровоград, а забруднення донних відкладів – на відстані 25 км по р. Інгул на південь від м. Кіровоград. Радіаційна обстановка в м. Кіровоград і прилеглих районах оцінюється як небезпечна.

Зони помірно напруженого рівня екологічного стану мають в основному площинний характер у долах р. Інгул біля м. Кіровоград та р. Бешка біля смт Новгородка. Вони характеризуються загальною мінералізацією ґрунтових вод (по сухому залишку) на рівні 1-1,5 г/дм³, забрудненням важкими металами I, II та III класів небезпеки, забрудненням донних відкладів важкими металами (СПЗ – 16-32), сумарною ураженістю території небезпечними ЕГП 10-25 %.

Зони задовільного екологічного стану мають площинний характер на північному заході аркуша та локальний у північній та південно-східній частинах території. Вони виділені при наявності загальної мінералізації ґрунтових вод менше 1 г/дм³, забруднення ґрунтів та донних відкладів важкими металами менше 16, цезієм-137 – менше 1 Ки/км², сумарної ураженості території – 3-10%.

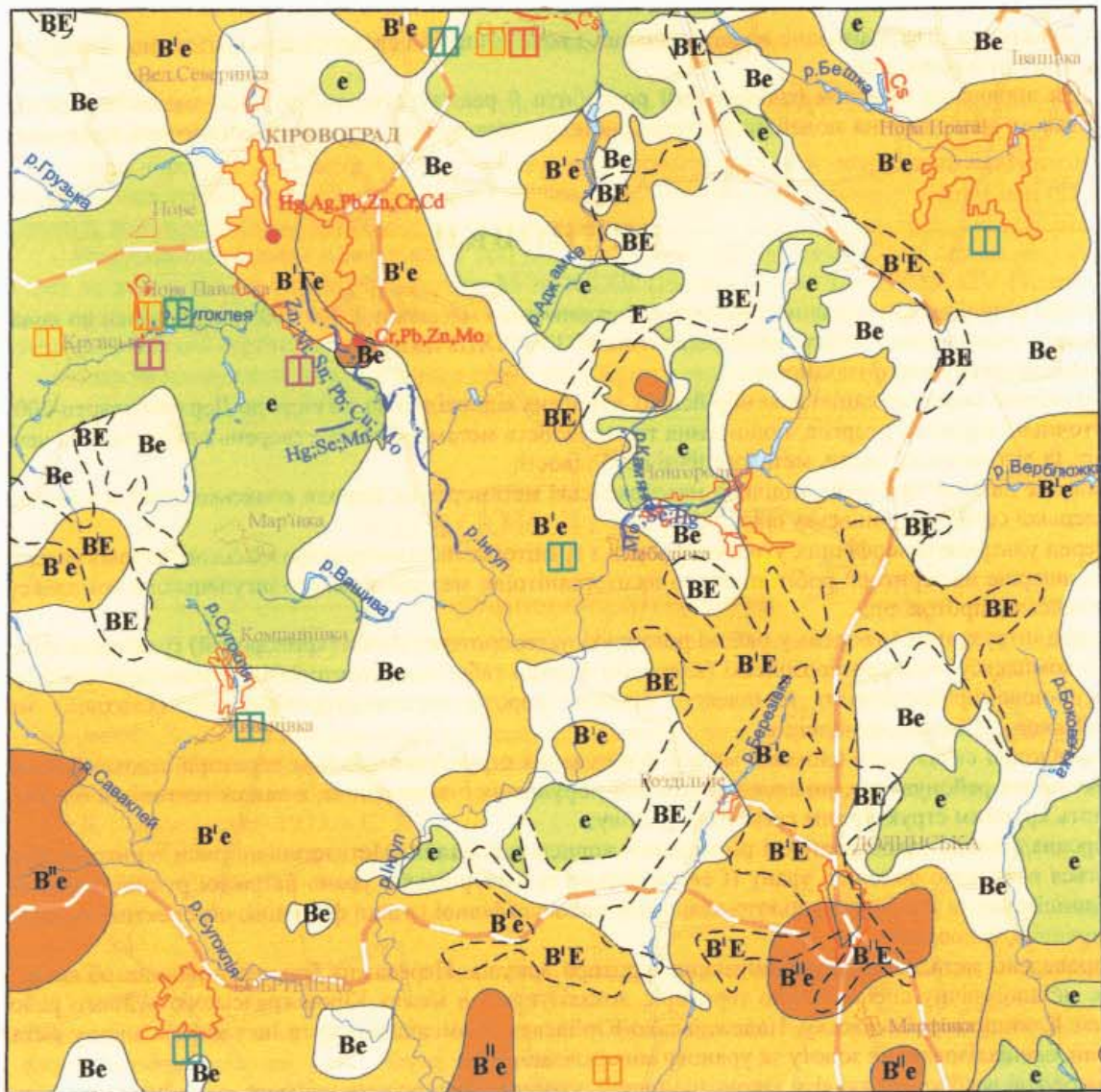
Проведене районування території дозволяє охарактеризувати екологічний стан навколишнього природного середовища як напружений і помірно напружений, меншою мірою задовільний, лише на деяких ділянках дуже напружений. Площі, на яких екологічний стан задовільний, можуть бути рекомендовані для виробництва чистої сільськогосподарської продукції для дитячого харчування, на площах помірно напруженого стану – чистої продукції для масового споживання.

Для стабілізації екологічного стану геологічного середовища рекомендується:

1. З метою попередження розвитку лінійної ерозії в ярах і великих промоїнах круті схили не розорювати, а терасувати, засаджувати кущами і деревами, верхів'я ярів обваловувати.

2. Вирішити питання утилізації, захоронення невідомих, заборонених та непридатних для використання пестицидів та агрохімікатів, що зберігаються на території робіт.

3. Для поліпшення стану поверхневих водних ресурсів здійснити реконструкцію очисних споруд у містах, створити біологічні ставки та інші заходи з цього напрямку.



1 : 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів

КМ 5 0 5 10 15 КМ

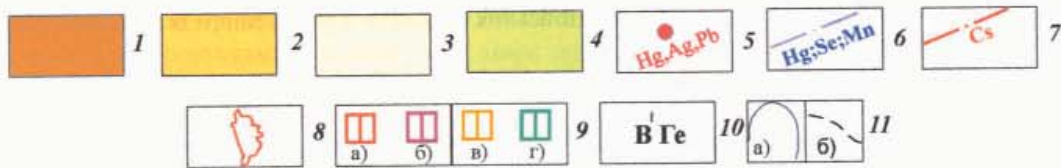


Рис. 11.1. Схематична еколого-геологічна карта

Екологічний стан геологічного середовища: 1 – дуже напружений; 2 – напружений; 3 – помірно напружений; 4 – задовільний. Площі забруднення шкідливими речовинами: 5 – локальне забруднення ґрунтів важкими металами (СПЗ>32); 6 – донних відкладів важкими металами (СПЗ=32-128); 7 – донних відкладів радіонуклідами ($0,5-1,0 \times 10^4 \text{ Ки/кг}$); 8 – контур територій промислових агломерацій, районних адміністративних центрів, селищ міського типу; 9 – Групи родовищ гірничодобувної промисловості та будівельних матеріалів за ступенем радіоактивності: а) особливо небезпечні, б) небезпечні, в) потенційно небезпечні, г) безпечні; 10 – оцінка екологічного стану геологічного середовища за псевдоформулою з індексами: В^I – небезпечний рівень забруднення підземних вод; В^{II} – дуже небезпечний рівень забруднення підземних вод; Г – помірно небезпечний рівень забруднення ґрунтів та донних відкладів; Е – середній ступінь ураженості небезпечними ЕПІ; е – помірний ступінь ураженості небезпечними ЕПІ; 11 – границі геологічного середовища: а) територій з різною інтегральною оцінкою стану, б) ділянок з різним екологічним станом окремих компонентів.

4. У зв'язку з площинним нітратним забрудненням ґрунтових вод, наявністю їх підвищеної загальної мінералізації (більше 3000 мг/дм^3) та забрудненням важкими металами, розробити заходи щодо переведення

населених пунктів на централізоване водопостачання з водоймищ або свердловин з системами захисту водозаборів та очистки питних вод.

5. Для вирішення проблем радіоекології розробити й реалізувати заходи щодо зменшення радону в місцях тривалого знаходження людей, налагодити систему спостережень на радононебезпечних територіях.

ВИСНОВКИ

Основні результати виконаного геологічного довивчення масштабу 1:200 000 та підготовки до видання комплексу карт геологічного змісту території аркуша М-36-XXXIII такі.

Щодо кристалічного фундаменту:

- проведено переіндексацію докембрійських утворень відповідно до легенди до Держгеолкарти-200;
- уточнено характер розривів, поширення та потужність метаморфічних утворень спасівської та чечелівської світ, їх літологічний склад, металогенічні особливості;
- вперше на території робіт виділено мезоархейські метаморфічні породи конкської серії, а в складі інгуло-інгулецької серії – родіонівську світу;
- серед ультраметаморфічних утворень, поряд з гранітоїдами палеопротерозойського кіровоградського комплексу, вперше на території робіт виділено плагіогранітоїди мезоархейського інгулецького комплексу як релікти архейської протокори;
- серед інтрузивних утворень у районі розвинуті палеопротерозойські (криворожій) гранітоїди новоукраїнського комплексу, палеопротерозойські (клесовій) породи габро-анортозитової і рапаківігранітної формації корсунь-новомиргородського комплексу, основні породи палеопротерозойського (клесовій) мезопротерозойського дайкових комплексів;
- на підставі складчасто-блокової моделі формування структурного плану території в докембрії виконано її тектонічне районування, виділено тектонічні порушення різних рангів, а також тектонічні блоки, що відповідають крупним структурним елементам району;
- проаналізовано закономірності розміщення корисних копалин. Металогенічні риси території аркуша визначаються наявністю родовищ урану (Северинівське та Мічуринське) урано-натрієвої рудної формації та золота (Клинцівське та Юр'ївське) золото-кварцової малосульфідної рудної формації, перспективних проявів золота, цирконію, флюориту;
- проведено металогенічне районування території аркуша. Переважна більшість рудних об'єктів, які формують металогенічну спеціалізацію території, локалізуються в межах Кіровоградського рудного району, що включає Клинцівсько-Конівську, Надєждівсько-Юр'ївську (Компаніївську) та Інгуло-Кам'янську металогенічні зони, спеціалізовані на золоту та уранову мінералізацію;
- на основі всебічного аналізу закономірностей розміщення корисних копалин, з урахуванням металогенічних факторів, прямих і опосередкованих пошукових ознак, оцінено перспективи району на різні види корисних копалин;
- на підставі оцінки перспективності території, з урахуванням різних ступенів пошукової вивченості висловлено рекомендації щодо проведення подальших робіт.

2. Щодо платформного чохла:

- проведено довивчення мезозойських та кайнозойських відкладів з уточненням їх літологічного складу, потужності і меж поширення;
- полтавську серію розчленовано на новопетрівську світу нижнього-середнього міоцену та берекську світу верхнього олігоцену;
- харківську серію розчленовано на межигірську світу нижнього олігоцену та обухівську світу верхнього еоцену;
- верхньопліоцен-нижньочетвертинні відклади розчленовано на еоплейстоценові та товщу червонобурих глин верхньопліоценового віку;
- окремі викопні ґрунти розчленовано до рівня підґрунту;
- на підставі аналізу геолого-геофізичних матеріалів і дешифрування МАКЗ довивчено тектонічну будову фанерозойського чохла, проведено морфоструктурний аналіз території, проаналізовано вираженість структур кристалічного фундаменту в сучасному рельєфі.

Проаналізовано *еколого-геологічні умови* району робіт, охарактеризовано основні джерела забруднення геологічного середовища.

Деякі питання геологічної будови району залишаються *дискусійними*:

- не з'ясовано взаємозв'язки гранітоїдів кіровоградського і новоукраїнського комплексів, порід дайкового комплексу і Корсунь-Новомиргородського плутону;
- не з'ясоване питання щодо вікової належності гіперстен-біотитових мігматитів, які асоціюють з гнейсами спасівської світи поблизу с. Інгуло-Кам'янка, і гіперстен-біотитових мігматитів, виявлених у грані-

тоїдах Бобринецького масиву. Умовно ці утворення віднесено до новоукраїнського комплексу, але не виключається їх давніший, архейський вік;

– потребує додаткового обґрунтування приналежності до архею амфіболітів і амфібол-біотитових гнейсів конкської серії, плагіогранітоїдів інгулецького комплексу;

– щодо відкладів осадового чохла в цілому, додаткового вивчення потребують палеонтологічно німі товщі: піски межигірської та новопетрівської світ, товща пісків верхнього міоцену, алювіальні піски верхнього пліоцену та еоплейстоцену-нижнього неоплейстоцену;

– дискусійним залишається питання про доцільність виділення товщі пісків середнього сармату, яка виділена за аналогією до територій аркушів М-36-XXXII (Новоукраїнка) і М-36-XXXIV (Жовті Води). Не виключено, що відклади цієї товщі відносяться до верхнього горизонту новопетрівської світи, як це доведено на суміжній з півночі території аркуша М-36-XXVII (Знам'янка);

– ділянки напруженого екологічного стану потребують екологічного довивчення й локального моніторингу.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Опублікована література

1. *Белевцев Я. Н.* О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита / Я. Н. Белевцев и др. // Геол. журн. – 1971. – Т. 31, вып. 2. – С. 119-134.
2. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. – М.: Мир, 1969. – 248 с.
3. *Гавриленко Е. П.* Ландшафтно-экологическое обоснование территориальных схем и проектов природопользования. Монография. – К.: Фитосоцицентр, 2003. – 188 с.
4. *Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины* / Я. Н. Белевцев и др. – К.: Наук. думка, 1995. – С. 392.
5. *Глевасский Е. Б.* Тектоника докембрия Украинского щита / Е. Б. Глевасский, Г. И. Каляев // Минер. журн., 2000. – Т. 22, № 2-3. – С. 77-91.
6. *Гранитоидные формации Украинского щита* / И. Б. Щербаков, К. Е. Есипчук и др. – К.: Наук. думка, 1985. – 226 с.
7. *Гранитоиды Украинского щита.* Петрохимия, геохимия, рудоносность: Справочник. – К.: Наук. думка, 1993. – 229 с.
8. *Гричук В. П.* Гляциальные флоры Русской равнины. Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. – М.: Наука, 1996. – С. 189-196.
9. *Державний баланс запасів корисних копалин України на 01.01.2000 р.* Камінь будівельний. Кіровоградська обл. – К., 2000. – 35 с.
10. *Державний баланс запасів корисних копалин України на 01.01.2000 р.* Каоліни. – К., 2002. – С. 38-41.
11. *Державний баланс запасів корисних копалин України на 01.01.2000 р.* Кіровоградська обл. Пісок будівельний. – К., 2000. – 17 с.
12. *Державний баланс запасів корисних копалин України на 01.01.2000 р.* Сировина цегельно-черепична. Кіровоградська обл. – К., 2000. – 29 с.
13. *Днепровский буроугольный бассейн.* – К.: Наук. думка, 1987. – 328 с.
14. *Добрецов Н. Л.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений / Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев и др. – М.: Недра, 1972. – 288 с.
15. *Заварицкий А. Н.* Пересчет химических анализов изверженных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 156 с.
16. *Захаров В. В.* Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія Центральноукраїнська. М-36-XXXIV, L-36-IV: Пояснювальна записка. – К., 2001. – 101 с.
17. *ДСТУ 4068-2002.* Звіт про геологічне вивчення надр. Інструкція.
18. *Каляев Г. И.* Тектоника Украинского щита / Г. И. Каляев, З. О. Крутиховська, Г. П. Жуков та ін. – К.: Наук. думка, 1972. – 300 с.
19. *Карта четвертинных відкладів України масштабу 1:1 000 000* / Б. Д. Возгрін та ін. – К., 2000.
20. *Клочков В. М.* Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія Центральноукраїнська. М-36-XXXII (Новоукраїнка): Пояснювальна записка. – К., 2001. – 119 с.
21. *Клочков В. М.* Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія Центральноукраїнська. М-36-XXXI (Первомайськ): Пояснювальна записка. – К., 2004. – 173 с.
22. *Комплексна металогенічна карта України.* Масштаб 1:500 000 / А. С. Войновський та ін. – К., 2003.
23. *Комлев Л. В.* Возрастные соотношения уранового оруденения, метасоматитов и вмещающих пород в докембрии в Центральной Украине по изотопным данным. Материалы по геологии урановых месторождений // Информационный сборник. – 1981. – № 68.

24. *Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка).* – К. : НСК України, Укр ДДГРІ, 2004. – 30 с.
25. *Коры выветривания на территории УССР. Часть I-II.* – К.: Наук. думка, 1971. – С. 228, 262.
26. *Красовський С. С.* Питання взаємозв'язку глибинної і приповерхневої будови Кіровоградського мегаблока Українського щита / С. С. Красовський, К. І. Свешніков // 36. наук. праць УкрДДГРІ. – К. : Укр ДДГРІ, 2004. – С. 99-107.
27. *Крутихівська З. А.* Магнітна модель і структура земної кори УЩ / З. А. Крутихівська та ін. – К. : Наук. думка, 1982. – 218 с.
28. *Крюченко В.А.* Геологическое истолкование результатов комплексной интерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ Бабанка-Пятихатки // Геол. журн., – 1981. – Т. 41, вып. 4. – С. 51-60.
29. *Кутас Р. І.* Моделювання теплового поля континентальної літосфери. – К. : Наук. думка, 1982. – 192 с.
30. *Легенда геологической карты Украины. Масштаб 1:200 000. Серия Центральноукраинская / Я. П. Бильнская, Б. Д. Возгрин, В. М. Клочков и др.* – К., 1996.
31. *Лукашев К. И.* Геология четвертичного периода. – Минск : Высшая школа, 1971. – С. 380.
32. *Макаренко М. М.* Оцінка природних і техногенних факторів забруднення підземних і поверхневих вод природними радіонуклідами навколо уранових родовищ України // Інформаційний бюлетень про стан геологічного середовища України у 1998 році. – К., 2000. – С. 102-111.
33. *КНД 41-000326-26-00-309-98. Натисання та оформлення геологічних звітів на магнітних носіях.* Інструкція.
34. *КНД 41-000326-26-00-322-99. Організація та проведення геологічного довивчення раніше закартованих площ масштабу 1:200 000, складання та підготовка до видання Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000.* Інструкція.
35. *Оронецький Ю. П.* Кіровоградська область глибинного магматичного діаліризму // Геол. журн. – 1983. – Вип. 43, №5. – С. 13-20.
36. *Палиєнко В. П.* Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. – К. : Наук. думка, 1992. – 115 с.
37. *Палиєнко В. П.* Загальне геоморфологічне районування території України / В. П. Палиєнко, М. Є. Барщевський, С. Ю. Бортник // Український географ. журн., – 2004. – № 1. – С. 3-11.
38. *Петрографічний кодекс України.* – К. : НАН України, 1999.
39. *Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Под ред. И. Б. Щербакова.* – К. : Наук. думка, 1990. – 236 с.
40. *Сиренко Н. А.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н. А. Сиренко, С. И. Турло – К. : Наук. думка, 1986. – 187 с.
41. *Сиренко О.А.* Паліостратиграфія нижньонеоплейстоценових відкладів зон лісостепу та змішаних лісів України // Аспекти геологічної науки на рубежі тисячоліть. – К. : ІГН, 2001. – С. 26-34.
42. *Сиренко О. А.* Зміни рослинного покриву Житомирського Полісся протягом раннього та середнього неоплейстоцену (за палінологічними даними) // Палентол. зб. – 2002. – №34. – С.104-111.
43. *Сиренко Е. А.* Палинологические исследования для стратиграфии нижне-среднеоплейстоценовых отложений Украинского щита // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. – К. : ІГН, 2005. – С.292-298.
44. *Сологуб В. Б.* Литосфера Украины. – К. : Наук. думка, 1986. – 184 с.
45. *Соловьев С. П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. – Л. : Наука, 1970. – 312 с.
46. *Стратиграфічний кодекс України.* – К. : НСК України, 1997.
47. *Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины.* – К. : Наук. думка, 1987. – С. 21-106.
48. *Строительные материалы Украины. Кировоградская область.* – К. : Будівельник, 1973. – 460 с.
49. *Типовые условные обозначения для карт разного геологического содержания.* – К. : ГК Украины, 1995. – 120 с.
50. *Типові умовні позначення. Геологічне картування.* – К. : Держгеокооприродресурсів України, 2004. – 104 с.
51. *Хашин В. Е.* Общая геотектоника. – М. : „Недра”, 1973. – 512 с.
52. *Чекунов А. В.* Дніпровсько-Донецький палеорифт. Український щит – південні Карпати / А. В. Чекунов та ін. // Геофіз. журнал. – 1990. – Т 12, № 6. – С. 3-32.
53. *Шумлянський В. О.* Техногенне забруднення радіоактивними елементами на родовищах корисних копалин / В. О. Шумлянський та ін. – К. : Знання України, 2003. – 132 с.
54. *Щербак Н. П.* Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н. П. Щербак, В. Г. Злобенко, Г. В. Жуков и др. – К. : Наук. думка, 1978. – 224 с.
55. *Щербак Н. П.* Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита / Н. П. Щербак и др. // Геохимия и рудообразование. – 1995. – №21. – С. 3-23.
56. *Щербаков И. Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1975. – 280 с.
57. *Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. – Львів : ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
58. *Яценко Г. М.* Алмазонасные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г. М. Яценко, Д. С. Гурский, Е. М. Сливко и др. – К. : УкрДДГРІ, 2002. – 331 с.

Фондова література

59. *Бабынин А. К.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на золото на территории центральной и северо-западной частей УЩ за 1983-1986 гг. – К., 1986. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
60. *Бабынин А.К.* и др. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 территории листов М-36-XXXII (ц. ч.), XXXIII (ц. ч.). Отчет геологического отряда № 20 за 1985-89 гг. Листы М-36-123-В, Г; 124-В, Г; 125-В, Г; 135-А, Б; 136-А, Б; 137-А, Б. – К., 1989. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
61. *Бабынин А. К. и др.* Отчет о поисках золотого оруденения на Клинцовском участке. – 1994. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
62. *Байдак В. В.* и др. Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории планшетов М-36-137-В, Г. Отчет геологической партии № 7 Южно-Украинской геологической экспедиции за 1968-1970 гг. – 1970. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
63. *Барыбина З. С., Санин В. Т.* Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Центральноукраинская. Лист М-36-XXXIII. – К., 1976. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
64. *Бильнская Я. П.* и др. Отчет по теме „Металлогеническая прогнозная карта центральной части Украинского щита (карта коры выветривания)” и о результатах структурно-профильного бурения 1967-1968 гг. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
65. *Брянский В. П.* и др. Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории планшетов М-36-126-Б, Г. Отчет геологической партии № 13 Южно-Украинской геологической экспедиции за 1969-1972 гг. – 1972. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
66. *Брянский В. П.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории листов М-36-103-В (ю. п.), 114-Г, 115-А, В. Отчет геологической партии №13 за 1973-76 гг. – 1976. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
67. *Брянский В. П.* Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1:200 000 южной части Корсунь-Новомиргородского плутона территории листов М-36-XXVI, XXVII, XXXII, XXXIII, М-36-111-А, Б, В, Г; 112-А, Б, В, Г; 113-А, В; 123-А, Б; 124-А, Б; 125-А за 1981-1986 гг. – 1986. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
68. *Войновский А. С.* Составление прогнозных и металлогенических карт в масштаба 1:200 000 по центральной части Украинского щита за 1974-77 гг. – К., 1977. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
69. *Воробей А. И. и др.* Отчет о результатах общих поисков алмазов на Знаменско-Устиновском дайковом поле в центральной части Украинского щита за 1977-1979 гг. – 1979. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
70. *Галецький Л. С.* Металогенічна карта західної і центральної частини УЩ. Звіт. – 1968. – УТГФ.
71. *Дусяцкий В. А.* Отчет по теме “Составление прогнозных структурно-геологических карт в связи с глубинным изучением Кировоградского блока. – К., 1974. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
72. *Дусяцкий В.А.* Отчет по теме: “Составление прогнозных и металлогенических карт в м-бе 1:200 000 по Кировоградскому блоку I-й этап 1972-74 гг. – К., 1974. Фонди ДП “Центрукргеологія”.
73. *Злобенко И. Ф.* Текст и описание к отчету о поисковых работах на титано-циркониевые руды в Кировоградской и Черкасской областях, проведенных в 1959-1960 гг. – 1960. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
74. *Злобенко В. Г.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории листов М-36-112-А, Б, В, Г. Отчет геологосъемочной партии за 1962 г. – 1962. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
75. *Злобенко В. Г.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории листов М-36-113-А (ю. п.), М-36-113-В, М-36-124-А, Б и М-36-125-А. Отчет геологосъемочной партии за 1962-1966 гг. – 1966. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
76. *Кананькин В. Г.* Поисково-оценочные работы на буроугольных месторождениях в районе Александрийского комплекса. Отчет Александровской партии о геологоразведочных работах в Кировоградской и Черкасской областях за 1985-1988 гг. – 1988. – Фонди ОГРП ДП “Центрукргеологія”.
77. *Кармазенко В. Г.* Подсчет прогнозных ресурсов бурых углей в центральной и северо-западной частях Днепровского бассейна (по состоянию на 1.01.1996 г.). – Фонди ОГРП ДП “Центрукргеологія”.
78. *Картов Г. М., Комар В. А.* и др. Комплексная геологическая карта масштаба 1:50 000. Центральная часть Украинского щита, листы М-36-125-Г и М-36-126-В. Отчет геологической партии № 11 и гидрогеологической партии Южно-Украинской геологической экспедиции за 1965-1967 гг. – 1968. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
79. *Карта* естественной защищенности подземных вод Украинской ССР. Масштаб 1:20000. Кировоградская область. – 1990. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
80. *Кирьянов Н. Н.* и др. Геолого-прогнозная карта на уран Бобринецкого массива и южного обрамления Чигиринского массива масштаба 1:50 000. – 1988. – Фонди КП „Кіровгеологія”.
81. *Клюс В. Р.* Результаты эколого-гидрохимических и радиологических исследований в пределах жилищно-промышленных агломераций г. Кировограда и прилегающих районов. – К., 1991-1994. – Фонди ПДРГП „Північгеологія”.

82. *Коломиец Г. Д.* Отчет по теме "Анализ и оценка выявленных ранее рудопроявлений и аномалий по Кировоградскому блоку за 1980-1982 гг. – 1982. – Фонды ДП "Центрукргеология".
83. *Коломиец Г. Д.* Геологическое строение и металлогения докембрия Кировоградского блока Украинского щита. Отчет по теме "Составление прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:200 000 кристаллического основания Кировоградского блока УЩ". Отчет о результатах работ по МНПП "Полигон" за 1986-1990 гг. – 1990. – Фонды ДП "Центрукргеология".
84. *Колот Э. И.* Сводная карта условий развития экзогенных процессов масштаба 1:500 000. – К., 1988. – Фонды ДП "Центрукргеология".
85. *Комар В. А., Закревский А. П.* Отчет о предварительной и детальной разведках Новомиргородского месторождения подземных вод, проведенных в 1975-1977 гг. для централизованного водоснабжения г. Новомиргород Кировоградской области (на 20.09.1977 г.). – Фонды ДП "Центрукргеология".
86. *Корниенко А. И.* Отчет о прогнозно-геологических работах на золото масштаба 1:100 000 в пределах Приингульской, Дмитровской и Захаровской структур на площади 7 000 км² на территории планшетов М-36-114; 115-А, В; М-36-125; 126-А, Б, В; М-36-137; 138-А, В; L-36-5; 6-А, В (по геологическому заданию 37-37 за 1989-2001 гг.). – Кировоград, 2002. – Фонды КП "Кировгеология".
87. *Ластовка Ф. М.* Отчет о детальной разведке вторичных каолинов (огнеупорных глин) Обозновского месторождения в Кировоградской области УССР за 1983-1987 гг. – 1987. – Фонды ДП "Центрукргеология".
88. *Летигов Г. Д., Борисенко С. Т.* та ін. Складання геолого-прогнозних карт північно-західної та центральної частин УЩ масштабу 1:200 000 на титан, апатит, золото за 1978-1982 рр. Звіт. – 1982. – УТГФ.
89. *Летигов Г. Д.* Оценка перспектив рудоносности северо-западной и центральной частей УЩ на W, Mo и благородные металлы. 1985-87 гг. – К., 1987. – Фонды ДП "Центрукргеология".
90. *Летилин О. М.* Радиационно-гигиеническая характеристика месторождений сырья для производства строительных материалов на территории деятельности ГПП "Севукргеология", 1992-1994 гг. – К., 1994. – Фонды ПДРГП "Північгеология".
91. *Марченко А. Г.* и др. Отчет по горно-буровой разведке центральной части зоны № 1 Клиновского месторождения золота 1991-1996 гг. – Черкассы, 2001. – Фонды ДП "Центрукргеология".
92. *Матвеев И. М.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на бурый уголь, проведенных в 1958-1959 гг. и ранее в пределах Кировоградско-Знаменской площади. – К., 1960. – Фонды ОГРП ДП "Центрукргеология".
93. *Міхневич В. М.* Звіт по вивченню сучасних екзогенних геологічних процесів Черкаської і Кіровоградської областей за 1998-2001 рр. – Фонды ДП "Центрукргеология".
94. *Музыка В. Н.* Подсчет прогнозных ресурсов бурых углей в центральной и северо-западной частях Днепровского бассейна. Фонды ДП "Центрукргеология".
95. *Музыка В. М.* Геолого-економічна оцінка стану сировинної бази вугільної промисловості в в центральній та північно-західній частинах Дніпровського басейну в 2002-2004 рр. – 2005. – Фонды ДП "Центр-укргеология".
96. *Нечасенко О. М.* Звіт про регіональне вивчення території України. Геологічна будова та корисні копалини верхньої течії р. Інгул. Звіт про геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території М-36-XXXIII (Кіровоград). – Черкаси, 2005. – Фонды ДП "Центрукргеология".
97. *Ніколаєнко М. А.* Пошуки родовищ золота масштабів 1:25 000-1:10 000 у західній частині Приінгульської синкліналі в Лелеківсько-Мічуринському і Компаніївському рудних полях та Олексіївській ділянці на загальній площі 50 000 км² у межах аркушів М-36-125-Б,Г; -137-А, Б, Г; L-36-5-Б, з виявленням перспективних ресурсів категорії Р₂ (Геологічне завдання 37-47, 1992-2002). – Кіровоград, 2002. – Фонды КП "Кировгеология".
98. *Оксенчук Р. М.* Анализ перспектив угленосности Александровского бурого угольного района. Отчет по теме 608/90 за 1990-1993 гг. – 1993. – Фонды ПДРГП "Північгеология".
99. *Оксенчук Р. М.* Отчет по теме "Прогнозная оценка малоизученных месторождений и углепроявлений северо-западной и центральной частей Днепробасса" за 1993-1996 гг. – 1996. – Фонды ПДРГП "Північгеология".
100. *Павлюк П. С.* Отчет по теме "Составление геологической карты кристаллического основания Кировоградского блока масштаба 1:200 000 за 1983-85 гг. – 1985. – Фонды ДП "Центрукргеология".
101. *Павлюченко В. Г.* Звіт з вивчення режиму підземних вод на території Черкаської та Кіровоградської областей за 1997-2000 рр. – Фонды ДП "Центрукргеология".
102. *Панкратов И. Н.* Результаты глубинного геологического картирования масштаба 1:200 000 листов М-36-XXXIII, L-36-III. – Кировгеология, 1995. – Фонды КП "Кировгеология".
103. *Поддубный Н. Ф.* и др. Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории планшетов М-36-125-В, М-36-137-А и Б. Отчет геологической партии № 7 Южно-Украинской геологической экспедиции за 1966-1969 гг. – 1969. – Фонды ДП "Центрукргеология".
104. *Потехина Г. И.* Геологический отчет о результатах поисковых работ на бурый уголь, проведенных в Кременчугском горнорудном районе в 1964-65 гг., – К., 1966 г. – Укрдержгеолфонд.
105. *Почтаренко В. І., Санина І. В., Лjuta Н. Г.* Тимчасові вимоги щодо складання карти екологічного стану геологічного середовища масштабу 1:200 000 як складової частини робіт з ГДП 200. – К., 2002. – Фонды УкрДРП

105. *Почтаренко В. І., Саніна І. В., Люта Н. Г.* Тимчасові вимоги щодо складання карти екологічного стану геологічного середовища масштабу 1:200 000 як складової частини робіт з ГДП 200. – К., 2002. – Фонди УкрДПРІ.
106. *Прудкий В. І.* Звіт з ведення Державного обліку використання підземних вод і Державного водного кадастру території Черкаської та Кіровоградської областей за 1999-2001 рр. – Черкаси, 2001. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
107. *Ростов В. Г.* Отчет Украинского участка МОМГЭ о результатах работ по составлению геохимической основы прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:200 000 территории листов М-36-XXVII, XXII, XXXIII, проведенных по договору № 28-89 с УТКГУ Укргеология. – М., 1989. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
108. *Славутский М. Б.* Отчет никелевой партии ЮУГЭ о результатах поисковых работ, проведенных на территории Кировоградской и Черкасской обл. в 1960-64 гг. – 1964. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
109. *Славутский М. Б.* Отчет о результатах поисков силикатных никелевых руд в центральной части УЩ. – 1975. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
110. *Соболевская М. Ф.* Поисково-оценочные работы на Балашевском, Панчевском и других участках вторичных каолинов Кировоградской и Черкасской областей. Отчет Черкасской геологоразведочной экспедиции о результатах поисково-оценочных работ за 1988-1990 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.1990 г. – 1990. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
111. *Сторожук О. П.* Геолого-минералогическое картирование масштаба 1:200 000 Центрально-Украинской зоны линейных элементов. – К., 1997. – Фонди Укрдержгеолфонд.
112. *Строев В. М.* Отчет по составлению аэрофотогеологических карт масштаба 1:200 000 центральной части УЩ по территории листов М-36-XX, М-36-XXVI, XXVII, XXXII, XXXIII. Отчет опытно-методической аэрокосмогеологической партии за 1981-84 гг. – 1984. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
113. *Тарасов А. Н., Анисимов В. А.* Отчет по гидролитохимической съемке масштаба 1:500 000 территории центральной Украины на площади 285 тыс. кв. км. – К., 2001. – Фонди КП “Кировгеологія”.
114. *Тимчасові вимоги* щодо складання карти екологічного стану геологічного середовища масштабу 1:200 000 як складової частини робіт з ГДП-200. – 2002. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
115. *Ткаченко Е. А.* Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1:50 000 территории листов М-36-125-Г, 137-Б, Г. – К., 1998. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
116. *Труцько Ф. В.* и др. Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории планшетов М-36-138-А, В и Г. Отчет геологосъемочной партии № 12 Южно-Украинской геологической экспедиции за 1968-1971 гг. – 1971. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
117. *Фалькович А. Л.* Отчет о поисковых работах на Бобринецком проявлении плавикового шпата в Кировоградской области. – 1988. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
118. *Федюшин С. Е.* Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 территории планшетов М-36-138-Б, М-36-139-А (ю. п.), -Б (з. п.), В, L-36-6-Б, Г за 1965-1971 гг. – К., 1971. – Фонди Укрдержгеолфонд.
119. *Флоре Б. А.* Отчет о результатах поисковых работ на флангах Бобринецкого проявления плавикового шпата в Кировоградской области за 1989-1991 гг. – 1991. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
120. *Флоре Н. В.* Переоцінка перспективних та прогнозних ресурсів провідних типів корисних копалин, виявлених на території діяльності підприємства в результаті проведення геологозйомочних та пошукових робіт станом на 01.01.2001 року на площі М-36-XX, XXV, XXI, XXVII, XXXII, XXXIII та в межах центральної і північно-західної частин Дніпровського буровугільного басейну. – Черкаси, 2005. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
121. *Шабанова Л. В.* Звіт про регіональне вивчення території України. Геологічна будова та корисні копалини басейну р. Тясмін. Звіт про геологічне довивчення масштабу 1:20 000 території М-36-XXVII (Знам'янка). – Черкаси, 2002. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
122. *Шестаков Ю. В.* и др. Ревизионные и поисковые работы на уран и золото в масштабе 1:25 000-1:10 000 в пределах восточного экзоконтакта Новоукраинско-Кировоградского гранитного массива (листы М-36-125-Б-в,г; М-36-125-Г-а,б,в; М-36-137-А-б,г; М-36-137-Б-а,в) на общей площади 90 км² с выявлением прогнозных ресурсов категории P₂ и P₁. Геологическое задание 37-35. – Кировоград, 1993. – Фонди КП “Кировгеологія”.
123. *Шестаков Ю.В.* Юрьевское месторождение золота на Украинском щите. Отчет о разведке с подсчетом ресурсов по состоянию на 1.12.2000 г. Геологическое задание 37-57. – Кировоград, 2000. – Фонди КП “Кировгеологія”.
124. *Этингоф И. М.* и др. Отчет геологосъемочной партии № 18 и гидрогеологической партии Южно-Украинской экспедиции о комплексной геолого-гидрогеологической съемке территории листа М-36-XXXIII (Кировоград) масштаба 1:200 000 за 1958-1960 гг. – 1960. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.
125. *Этингоф И. М.* и др. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:50 000. Планшеты М-36-125-Б и М-36-126-А (по работам геологосъемочной партии № 41 и гидрогеологической партии Южно-Украинской геологической экспедиции за 1966-1969 гг.). – 1969. – Фонди ДП “Центрукргеологія”.

Список
родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-36-XXXIII
„Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень”
масштабу 1:200 000

Індекс квадрата та № на карті	Назва об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело)
1	2	3	4	5
Горючі копалини				
Тверді горючі копалини				
Буре вугілля				
I-1-1	Новомихайлівське, 15 км на півн. зах. від м. Кіровоград	Родовище не розробляється	Пластові поклади	[98]
I-1-3	Северинівське, 2,5 км на зах. від с. Велика Северинка	-/-	-/-	[76, 119]
I-1-8	Балашівське, 2 км на півн. зах. від м. Кіровоград	-/-	-/-	[13, 119]
I-3-13	Червоноярське, 20 км на півн. сх. від м. Кіровоград	-/-	-/-	[76, 119]
I-4-14	Морозівське, 3 км на півн. зах. від с. Лозуватка	Родовище розробляється	-/-	[94]
I-4-15	Семенівсько-Олександрійське, 4 км на півд. зах. від с. Лозуватка	-/-	-/-	-/-
I-4-16	Мошорино-Світлопольське, півн. околиця с. Світлопіль	Родовище не розробляється	-/-	[76]
I-4-17	Південно-Празьке, зах. околиця с. Нова Прага	-/-	-/-	-/-
II-2-23	Гаєво-Веселівське, 12 км на сх. від м. Кіровоград	-/-	Пластові поклади	[76, 119]
III-1-32	Трудолюбівський, с. Трудолюбівка	Прояв не розробляється	-/-	[97, 119]
III-1-33	Попівський, 2,5 км на півд. зах. від с. Зелене	Прояв не розробляється	Пластові поклади	[76, 119]
III-2-36	Зеленівське, 25 км на півд. від м. Кіровоград	Родовище не розробляється	-/-	-/-
III-3-39	Куцівський, с. Білозерне	Прояв не розробляється	-/-	-/-
Металічні корисні копалини				
Благородні метали				
Золото				
II-2-25	Мічуринський, півд. околиця м. Кіровоград	Прояв. Три мінералізовані золотоносні зони, складені біотитовими та амфібол-біотитовими гнейсами чечелівської світи. Концентрація золота в окремих пробах – 3,6-5,9 г/т. Мало вивчений	Золото-сульфідний малокварцовий	[101, 110]
II-2-28	Західно-Клинцівський, східніше с. Калинівка	Прояв. Зруденіння локалізоване в біотитових, рідше амфібол-біотитових гнейсах чечелівської світи, супроводжується окварцунням і сульфідизацією. Середній вміст золота по прояву – 3,1 г/т	-/-	[119]

1	2	3	4	5
II-2-29	Клинцівське, півд.-сх. околиця с. Клинці	Родовище не розробляється. Рудовмісні породи – метасоматично змінені гнейси чечелівської світи з жилами пегматоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів. Середній вміст золота – 4,89 г/т	--/	[90]
III-2, IV-2-49	Лозувацький, 2 км на півд. с. Лозуватка	Прояв. Рудовмісні породи – гнейси біотитові, амфібол-біотитові чечелівської світи, інтенсивно тектонічно перероблені, окварцовані, сульфідизовані. Максимальний вміст золота в кристалічних породах – 12 г/т	Золото-сульфідний малокварцовий	[101, 110]
IV-2-51	Надеждівський, с. Олексіївка	Прояв. Рудовмісні породи – гнейси чечелівської світи, переважно біотитові, з лінзами й прошарками піроксенових гнейсів спасівської світи та скарноїдів. Вміст золота – 1,0-1,2 г/т	--/	[114, 96]
Радіоактивні метали				
Уран				
I-1-5	Северинівське, 4 км на півн. від м. Кіровоград	Родовище законсервоване. Уранове зруденіння вміщують тіла натрієвих метасоматитів кіровоградського комплексу	Ураново-натрієвий	[4]
II-2-24	Мічуринське, м. Кіровоград	Родовище експлуатується. Уранова мінералізація приурочена до зон прояву дорудного катаклазу й мілонітизації альбітитів кіровоградського комплексу	--/	--/
Неметалічні корисні копалини				
Сировина нерудна для металургії				
Сировина вогнетривка				
Каолін вторинний				
I-1-4	Обознівське, с. Обознівка	Родовище комплексне, розробляється відкритим способом	Осадний	[10]
I-1-6	Кіровоградське, 12 км на півн. зах. від м. Кіровоград	Родовище законсервоване	--/	--/
I-1-7	Балашівське, м. Кіровоград	Родовище. Завершена детальна розвідка	--/	[109]
Сировина флюсова				
Плавииковий шпат				
IV-1-45	Коржове, 3 км на півд. сх. від с. Полум'яне	Прояв. Вміст фтору в корах і кристалічних породах кіровоградського комплексу – 0,02-0,4%	Флюоритовий	[118, 119]
IV-1-47	Бобринецький, 5 км на півд. зах. від м. Бобринець	Прояв. Представлений двома рудними зонами з вмістом флюориту від 1 до 24 %.	--/	--/
Гірничорудна сировина				
Сировина для облицювальних матеріалів				
Граніт				
II-1-20	Крупське-2, 2 км на півн. сх. від с. Крупське	Родовище комплексне, розробляється	ультраметаморфогенний	[9]
Сировина будівельна				
Сировина цементна				
II-2-26	Трепел. Первозванівське, 8 км на півд. від м. Кіровоград	Родовище не розробляється	Осадний	[48]

1	2	3	4	5
П-2-27	Трепел, мергель. Коноплянське, 10 км на півд. від м. Кіровоград	Родовище комплексне, розробляється	Осадовий	[48]
Сировина для бугового каменю				
I-3-9	Граніт. Суботцівське (Знам'янське), с. Суботці	Родовище розробляється	Ультраметаморфогенний	[9]
I-3-10	Гнейс. Суботцівське, с. Суботці	-//-	Метаморфогенний	-//-
I-3-11	Граніт, гнейс. Суботцівське (півд. ділянка), с. Суботці	Родовище законсервоване	Ультраметаморфогенний, метаморфогенний	-//-
I-4-18	Граніт. Новопраське-3, 7 км на півд. зах. від смт Нова Прага	Родовище не розробляється	Ультраметаморфогенний	-//-
П-1-19	Граніт. Кіровоградське (Сугоклівське), м. Кіровоград	Родовище розробляється	Магматогенний	-//-
П-1-20	Граніт. Крупське-2, 2 км на півн. сх. від с. Крупське	Родовище комплексне, розробляється	-//-	-//-
П-1-21	Граніт. Крупське, 3 км на зах. від с. Крупське	Родовище не розробляється	-//-	-//-
П-1-22	Граніт. Назарівське, 1 км на півн. від с. Назарівка	-//-	-//-	-//-
П-3-31	Гнейс, граніт. Новofедорівське, 1,5 км на зах. від смт Новгородка	-//-	Ультраметаморфогенний, метаморфогенний	-//-
Ш-1-34	Граніт. Живанівське (Новоархангельське), с. Живанівка	Родовище розробляється	Ультраметаморфогенний	-//-
Ш-1-35	Граніт. Живанівське (Південне), 2,5 км на південний захід від с. Живанівка	Родовище не розробляється	-//-	-//-
Ш-2-37	Граніт. Лозувацьке, 0,7 км на півн. від с. Лозуватка	Родовище не розробляється	Ультраметаморфогенний	[9]
Ш-3-38	Граніт. Новгородківське, 8 км на півн. зах. від с. Куцівка	Родовище розробляється	-//-	-//-
Ш-3-40	Мігматит. Новомиколаївське, 1,8 км на півд. сх. від с. Новомиколаївка	Родовище не розробляється	-//-	-//-
Ш-3-41	Граніт, гнейс. Тирлівське, 20 км на півн. зах. від ст. Долинська	-//-	-//-	-//-
Ш-4-43	Монцоніт. Іванівське, с. Іванівка	Родовище розробляється	Магматогенний	-//-
IV-1-44	Граніт. Полум'янське, 8 км на півн. зах. від ст. Бобринець	Родовище не розробляється	Ультраметаморфогенний	-//-
IV-1-46	Граніт. Олексіївське, 2,5 км на півн. зах. від с. Олексіївка	-//-	Магматогенний	-//-
IV-1-48	Граніт, мігматит. Бобринецьке, м. Бобринець	Родовище законсервоване	Ультраметаморфогенний	-//-
IV-2-50	Гнейс. Верхньоінгульське, 3 км півд. с. Верхньоінгульське	Родовище не розробляється	Метаморфогенний	-//-
IV-2-52	Граніт. Веселокутське (Степанівське), с. Степанівка	-//-	-//-	-//-
IV-4-54	Граніт. Марфівське, с. Марфівка	Родовище розробляється	-//-	-//-
Сировина піщано-гравійна				
I-1-4	Пісок будівельний. Обознівське, 2 км на півн. від с. Обознівка	Родовище комплексне, розробляється	Осадовий	11

1	2	3	4	5
I-3-12	Пісок для бетону. Червоноярське, 17 км на півн. сх. від с. Черв. Яр	Родовище розробляється	-//-	-//-
П-2-30	Пісок для бетону. Колмаківське, 19 км на півд. від м. Кіровоград	Родовище не розробляється	-//-	-//-
Ш-4-42	Пісок для бетону. Іванівське, с. Іванівка	Родовище не розробляється	Осадний	[11]
Води Підземні води Прісні води				
I-1-2	Вода питна. Кіровоградське	Родовище розробляється	Тріщинний	[105]
IV-4-53	Вода питна. Долинське родовище, 3 км на півн. сх. від м. Долинська	-//-	-//-	-//-

ДОДАТОК Б.

Список

**родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-36-XXXIII
„Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів”
масштабу 1:200 000**

Індекс квадрата та № на карті	Назва об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело)
1	2	3	4	5
Неметалічні корисні копалини Сировина будівельна Сировина піщано-гравійна				
I-1-55	Пісок для будівельних розчинів. Підгайцівське, с. Підгайці	Родовище не розробляється	Осадний	[11]
Сировина цегельно-черепична				
I-1-4	Суглинок. Обознівське, 1 км на півн. від с. Обознівка	Родовище комплексне, розробляється	Осадний	[12]
I-2-56	Суглинок. Веселівське, с. Веселівка	Родовище розробляється	-//-	-//-
I-3-57	Суглинок та глина. с. Аджамка	Родовище готується до розробки	-//-	-//-
I-4-58	Суглинок. Новопраське	Родовище не розробляється	-//-	-//-
I-4-59	Суглинок. Новопраське, 3,2 км на півд. сх. від смт Нова Прага	-//-	-//-	-//-
П-1-60	Суглинок. Соколівське, 1,5 км на півн. від с. Соколівське	-//-	-//-	-//-
П-1-61	Суглинок. Соколівське-1	Родовище розробляється	-//-	-//-
П-3-62	Суглинок. Новгородківське-2, смт Новгородка	-//-	-//-	-//-
Ш-1-63	Суглинок. Комишувацьке, смт Компаніївка	Родовище не розробляється	-//-	-//-
Ш-1-64	Суглинок. Живанівське, зах. околиця с. Живанівка	-//-	-//-	-//-
IV-1-65	Суглинок. Бобринецьке,	Родовище розробляється	Осадний	[12]
IV-1-66	Суглинок. Шляхівське, 1,5 км півн. с. Шляхове	Родовище не розробляється	-//-	-//-
IV-4-67	Суглинок. Долинське	Родовище розробляється	-//-	-//-

Список
родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-36-XXXIII
„Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту”
масштабу 1:200 000

Індекс квadrата та № на карті	Назва об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого- промисловий тип	Примітка (джерело)
1	2	3	4	5
Металічні корисні копалини				
Рідкісні метали				
Цирконій				
I-1-68	Володимирівський, 3 км на півд. від с. Володимирівка	Прояв. Середньозважений вміст циркону в корі вивітрювання сієнітів корсунь-новомир- городського комплексу і облужованих грани- тах, що їх облямовують, – 3,11 кг/т	Залишковий	[66]
I-1-69	Осикувацький, півд.-сх. околиця с. Осикувате	Прояв. Рудовмісні – сієніти корсунь-ново- миргородського комплексу. Вміст двооксиду цирконію – від 0,2 до 0,5%, у середньому – 0,3%. У корі вивітрювання середній вміст циркону – 3,11 кг/т	Рідкісноземельно- рідкіснометально- цирконієвий	-//-
Благородні метали				
Золото				
I-2-70	Дачний, сх. околиця м. Кіровоград	Прояв. Рудовмісні породи – гнейси графіт- біотитові, амфіболові, діопсидові чечелівсь- кої світи. Максимальний вміст золота у корі вивітрювання кристалічних порід – 3 г/т на 1 м, у корінних породах – 13,8 г/т на 0,4 м	Золото- сульфідний ма- локварцовий	[123, 110]
I-2-71	Кущівський, півн.- сх. околиця м. Кіро- воград	Прояв. Рудовмісні породи – кварц-польово- шпат-серицитові метасоматити кіровоградсь- кого комплексу та інтенсивно змінені гнейси чечелівської світи. Вміст золота – 1,6-3,6 г/т	-//-	[85, 110]
II-2-25	Мічуринський, півд. околиця м. Кірово- град	Прояв. Три мінералізовані золотоносні зони складені біотитовими та амфібол-біотитови- ми гнейсами чечелівської світи потужністю 10-30 м; концентрація золота в окремих про- бах – 3,6-5,9г/т	-//-	-//-
II-2-73	Гаївський, с. Новогригорівка	Прояв. Рудна зона – окварцовані, тектонічно перероблені гнейси чечелівської світи. Се- редній вміст золота по прояву 5,8 г/т	Золото- сульфідний ма- локварцовий	[114]
II-2-28	Західно- Клинцівський, на сх. від с. Калинівка	Прояв. Зруденіння локалізоване в біотитових, рідше амфібол-біотитових гнейсах чечелівсь- кої світи. Середній вміст золота – 3,1 г/т. Про- ведено пошукові роботи	-//-	[119]
II-2-29	Клинцівське, півд.-сх. околиця с. Клинці	Родовище не розробляється. Рудовмісні – метасоматично змінені гнейси чечелівської світи. Середній вміст золота – 4,89 г/т. Про- ведено гірничо-бурову розвідку	-//-	[90]
II-2-74	Калинівський, півд.- зах. с. Калинівка	Прояв. Складений переважно біотитовими гнейсами чечелівської світи з прошарками піроксенових. Максимальний вміст золота – 2,9 г/т на 1 м. Проведено ревізійні та пошу- кові роботи	-//-	[121, 101, 114]
II-2-75	Губівський, 0,7 км на півн. від с. Губівка	Прояв. За своїми показниками є аналогом Клинцівського родовища. Середній вміст золота – 3,3г/т. Проведено пошукові роботи	-//-	[119]

1	2	3	4	5
III-1-77	Західно-Юр'івський, 2 км на півд. від с. Мар'ївка	Прояв. Середній вміст золота – 3,0 г/т. Проведено пошукові роботи м-бів 1:25 000-1:10 000	-//-	[96]
III-2-79	Юр'івське, Північний блок. На півн. від с. Тернова Балка	Родовище не розробляється. Приурочене до товщі гнейсів чечелівської світи переважно біотитових, з прошарками та лінзами графіт-біотитових, гранат-біотитових та амфібол-піроксенових різновидів. На родовищі виділені два блоки: Північний і Південний. Вміст золота в Північному блоці – від перших грамів до 7,6 г/т. Середній вміст – 5,7 г/т. На родовищі проведено бурову розвідку	-//-	-//-
III-2-80	Юр'івське, Південний блок. На півн. від с. Тернова Балка	Родовище не розробляється. Південний блок займає крайню півд.-зах. частину родовища. Вміст золота в рудних зонах змінюється від 0,8 до 1000 г/т. Середній вміст – 6,2 г/т. Проведено бурову розвідку	Золото-сульфідний малокварцовий	[122]
III-2-81	Сасівський, 4 км на півд. зах. від с. Сасівка	Прояв. Рудовмісні породи – гнейси біотитові чечелівської світи, окварцовані, сульфідизовані, з малопотужними прошарками шееліт-вмісних скарноідів. Вміст золота в окремих пробах сягає 18,4 г/т, середній – 4,8 г/т. Проведено пошукові роботи м-бів 1:25 000-1:10 000	-//-	[96]
IV-2-49	Лозувацький, 2 км на півд. від с. Лозуватка	Прояв. Рудовмісні породи – гнейси біотитові, амфібол-біотитові чечелівської світи, інтенсивно тектонічно перероблені, окварцовані, сульфідизовані. Максимальний вміст золота у кристалічних породах – 12 г/т	-//-	[101, 110, 114]
V-2-51	Надеждівський, південніше с. Олексіївка	Прояв. Рудовмісні породи – гнейси чечелівської світи, переважно біотитові, з лінзами й прошарками піроксенових гнейсів спасівської світи та скарноідів. Вміст золота – 1,0-1,2 г/т. Проведено пошукові роботи м-бів 1:25 000 – 1:10 000	-//-	[114, 96]
Радіоактивні метали				
Уран				
I-1-5	Северинівське, 4 км на півн. від м. Кіровоград	Родовище законсервоване. Уранове зручення вміщують тіла натрієвих метасоматитів, простежене до глибини понад 2 км. На родовищі проведена розвідка.	Ураново-натрієвий	[4]
II-2-24	Мічуринське, м. Кіровоград	Родовище розробляється. Уранова мінералізація приурочена до зон прояву дорудного катаклазу й мілонітизації альбітитів кіровоградського комплексу. На родовищі проведено розвідку	Ураново-натрієвий	-//-
Неметалічні корисні копалини				
Сировина нерудна для металургії				
Сировина вогнетривка				
Каолін первинний				
I-4-72	Верболозівське, с. Дмитрове	Готується до розробки	Кора вивітрювання	[10]
Сировина флюсова				
Плавиківий шпат				
IV-1-45	Коржове, 3 км на півд. сх. від с. Полум'яне	Прояв. Вміст фтору в корах і кристалічних породах – 0,02-0,4%	Флюоритовий	[118, 119]
IV-1-47	Бобринецький, 5 км півд.-зах. м. Бобринець	Прояв. Представлений двома рудними зонами з вмістом флюориту від 1 до 24 %	-//-	[116, 118]

1	2	3	4	5
Гірничорудна сировина				
Сировина для облицювальних матеріалів				
П-1-20	Граніт. Крупське-2, 2 км на півн. сх. від с. Крупське	Родовище комплексне, розробляється	Магматогенний	[9]
Сировина будівельна				
Сировина для бутового каменю				
I-3-9	Граніт. Суботцівське (Знам'янське), с. Суботці	Родовище розробляється	Ультраметаморфогенний	---
I-3-10	Гнейс. Суботцівське, с. Суботці	---	Метаморфогенний	---
I-3-11	Граніт, гнейс. Суботцівське, (Південна ділянка), с. Суботці	Родовище законсервоване	Метаморфогенний, ультратраметаморфогенний	---
I-4-18	Граніт. Новопразьке-3, 7 км на півд. зах. від смт Нова Прага.	Родовище не розробляється	Ультратраметаморфогенний	---
П-1-19	Граніт. Кіровоградське (Сугоклівське), м. Кіровоград	Родовище розробляється	Магматогенний	---
П-1-20	Граніт. Крупське-2, 2 км на півн. сх. від с. Крупське	Родовище комплексне, розробляється	---	---
П-1-21	Граніт. Крупське, 3 км на зах. від с. Крупське	Родовище не розробляється	---	---
П-1-22	Граніт. Назарівське, 1 км на півн. від с. Назарівка	---	---	---
П-3-31	Граніт, гнейс. Новофедорівське, смт. Новгородка	---	Метаморфогенний, ультратраметаморфогенний	---
Ш-1-34	Граніт. Живанівське (Новоархангельське), с. Живанівка	Родовище розробляється	Ультратраметаморфогенний	[9]
Ш-1-35	Граніт. Живанівське (Південне), 2,5 км на півд. зах. від с. Живанівка	Родовище не розробляється	---	---
Ш-2-37	Граніт. Лозувацьке, 0,7 км на півн. від с. Лозуватка	---	---	---
Ш-3-38	Граніт. Новгородківське, 8 км на півн. зах. від с. Куцівка	Родовище розробляється	---	---
Ш-3-40	Мігматит. Новомиколаївське, 1,8 км на півд. сх. від с. Новомиколаївка	Родовище не розробляється	---	---
Ш-3-41	Граніт, гнейс. Тирлівське, 20 км на півн. зах. від ст. Долинська	---	Метаморфогенний, ультратраметаморфогенний	---
Ш-4-43	Монцоніт. Іванівське, с. Іванівка	Родовище розробляється	Магматогенний	---
IV-1-44	Граніт. Полум'янське, 8 км на північний захід від ст. Бобринець	Родовище не розробляється	Ультратраметаморфогенний	---
IV-1-46	Граніт. Олексіївське, 2,5 км на північний захід від с. Олексіївка.	---	---	---
IV-1-48	Граніт, мігматит. Бобринецьке, м. Бобринець	Родовище законсервоване	---	---
IV-2-50	Гнейс. Верхньоінгульське, 3 км південніше с. Верхньоінгульське	Родовище не розробляється	Метаморфогенний	---
IV-2-52	Граніт. Веселокутське (Степанівське), с. Степанівка	Родовище законсервоване	Ультратраметаморфогенний	---
IV-4-54	Граніт. Марфівське, с. Марфівка	Розробляється	---	---
Підземні води				
Вода мінеральна				
П-3-76	Новгородківське, смт. Новгородка	Розробляється	Сульфатно-хлоридний.	[77]
Прісні води				
Вода питна				
IV-4-53	Долинське, 3 км на північний схід від м. Долинська	Родовище розробляється	Трициний	[105]
Ш-1-78	Вода питна. Компаніївське, смт Компаніївка	---	---	---

Каталог геологічних пам'яток
Вперше рекомендовані геологічні пам'ятки

№ на карті	Місцезнаходження	Коротка характеристика
1	2	3
1	с. Обознівка Кіровоградського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Стратиграфічна пам'ятка.</i> Робочий кар'єр з видобутку вогнетривких глин. Відслонення утворень бучацької серії (P_2bc), новопетрівської світи (N_1np), товщі пісків верхнього міоцену (N_1p) та антропогенових відкладів. Геологічна пам'ятка має наукове значення
2	с. Суботці Кіровоградського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Петрологічна та тектонічна пам'ятка.</i> Робочий кар'єр Знам'янського щебневого заводу. Спостерігається співвідношення між кристалічними породами різних комплексів. Розкриті мігматити ($\gamma_1mPR_1^1kg$), які розсічені жилами пегматоїдних гранітів ($\gamma^pPR_1^1kg$). З ними пов'язані інтенсивні метасоматичні процеси, які повністю перетворюють мігматити на альбітити та альбіт-мікроклінові метасоматити ($mtPR_1^1kg$). У південній частині кар'єру серед тріщинуватих мігматитів зустрічаються діабазидайкового комплексу мезопротерозойського віку (βPR_1^2). Геологічна пам'ятка має наукове значення
3	с. Васине Знам'янського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Палеонтологічна пам'ятка.</i> У покинутому кар'єрі відслонюються піски алевритисті обухівської світи (P_2ob) з численними скупченнями відбитків та ядер моллюсків верхньо-еоценового віку. Геологічна пам'ятка має наукове значення.
4	с. Шевченкове Кіровоградського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Геоморфологічна пам'ятка.</i> Природне відслонення трахітоїдних гранітів новоукраїнського комплексу ($\gamma^1PR_1^1nu$) вздовж обох берегів р. Сугокля. Виходи гранітів зустрічаються у вигляді невисоких скель та сгладжених бриль
5	с. Соколівське Кіровоградського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Петрологічна пам'ятка.</i> Робочий кар'єр. Граніти кіровоградського комплексу палеопротерозойського віку (γPR_1^1kg). Граніти цього кар'єру є петротипом кіровоградських гранітів
6	с. Первозванівка Кіровоградського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Стратиграфічна пам'ятка.</i> Робочий кар'єр з видобутку мергелю та трепела. Єдине відслонення мергелю з фауною середньо-еоценового віку (P_2kv) у центральній частині УЩ. Мергель кийвської світи (P_2kv) перекривається трепелом обухівської світи (P_2ob)
7	с. Покровське Кіровоградського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Петрологічна пам'ятка.</i> У покинутому кар'єрі відслонюються граніти аплітоїдні альбітизовані, епідотизовані, рожево-сірі, які поступово переходять у сіруваті альбітити. Серед змінених гранітів зустрінуті ксеноліти метасоматично змінених гнейсів, ділянками перехідних у хлорит-альбітові метасоматити ($mtPR_1^1kg$). У південно-західній частині кар'єру розвинуті граніти апліто-пегматоїдні ($\gamma^{sp}PR_1^1kg$), серед яких зустрічаються ксеноліти гнейсів чечеліївської світи ($PR_1^1\check{c}$). Геологічна пам'ятка має наукове значення.
8	с. Митрофанівка Новгородського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Петрологічна пам'ятка.</i> В невисоких скелях та сгладжених брилах по обидва береги р. Кам'янка відслонюються граніти новоукраїнського комплексу палеопротерозойського віку ($\gamma_2PR_1^1nu$). Єдине місце, де відслонюються граніти, які в геологічній літературі мають назву митрофанівських, складають однойменний масив.
9	с. Верблюжка Новгородського району Кіровоградської області	<i>Палеонтологічна пам'ятка.</i> В природному відслоненні на правому березі р. Верблюжка відслонюється пісковик глауконіт кварцовий обухівської світи (P_2ob) з численними відбитками та ядрами фауни верхньо-еоценових моллюсків так званих "інгулецьких". Геологічна пам'ятка має наукове значення.
10	с. Голубиевичі Компаніївського р-ну Кіровоградської обл.	<i>Петрологічна та геоморфологічна пам'ятка.</i> По обидва береги р. Саваклей у природних скельних виходах спостерігається характер співвідношення гранітів рожево-червоних, трахітоїдних гранатвмісних ($\gamma^1PR_1^1nu$) і гранітів сірих порфіробластичних ($\gamma_1PR_1^1nu$).
11	с. Голубиевичі Компаніївського р-ну Кірово-	<i>Петрологічна пам'ятка.</i> У природних виходах серед гранітів рожевих трахітоїдних ($\gamma^1PR_1^1nu$) на площі 2000 км ² спостерігаються виходи гра-

Печаснюк Олександр Миколайович
Недомолкін Віктор Федорович
Нікітченко Ірина Миколаївна
Ткаченко Катерина Олексіївна
Василига Ірина Іванівна
Скобельська Алла Костянтинівна
Мокієць Валентин Олександрович
Мархай Валентина Миколаївна

Державна геологічна карта України
Масштаб 1:200 000

Центральноукраїнська серія
Аркуші: М-36-XXX (Кіровоград)

Редактор видання *Охницько З. П.*
Комп'ютерна верстка *Лакейчук Е. В., Нікітченко І. І.*
Комп'ютерна графіка *Лакейчук Е. В., Стахова Н. А., Лакейчук В. О.*
Коректор *Кольцова А. В.*

Видано відповідно до рішення Науково-редакційної ради Державної геологічної служби
Міністерства охорони навколишнього природного середовища України від 26 жовтня 2006 р.
(протокол №179).

Підписано до видання 28.08.2007р.
Формат 60x84 1/8. Папір типовий. Тираж примірників 100. Замовлення 3/07.

Видання та друк Центр регіональних геологічних досліджень ПДРГП "Північгеологія".
02088, м. Київ, пров. Геофізиків, 10. Тел. 564-87-26, т/ф. 564-84-62,
E-mail: ngeology@ukrpack.net