



МІНІСТЕРСТВО ЕКОЛОГІЇ ТА ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ
ДЕПАРТАМЕНТ ГЕОЛОГІЇ ТА ВИКОРИСТАННЯ НАДР

ПІВНІЧНЕ ДЕРЖАВНЕ РЕГІОНАЛЬНЕ ГЕОЛОГІЧНЕ ПІДПРИЄМСТВО
«ПІВНІЧГЕОЛОГІЯ»

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

Масштаб 1:200 000

**ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКА СЕРІЯ
АРКУШ М-36-XIII (КИЇВ)**

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Склали	О. Б. Ковальов, Г. Я. Матвеев, В. В. Пастухов, Г. Г. Виноградов, З. П. Охинько
Редактори	В. Ю. Зосимович, П. Ф. Гожик
Експерт НРР	Р. М. Довгань (Правобережна ГЕ ПДРГП «Північгеологія»)

Київ – 2001

Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-36-ХІІІ (Київ). – К.: Міністерство екології та природних ресурсів України, Північне державне регіональне геологічне підприємство “Північгеологія”, 2001.: іл. – 78 с.

Автори:

О. Б. Ковальов, Г. Я. Матвеев, В. В. Пастухов, Г. Г. Виноградов, З. П. Охінько

За загальним керівництвом В. Л. Приходька

Редактори:

П. Ф. Гожик, член-кореспондент НАНУ,
В. Ю. Зосимович, доктор геолого-мінералогічних наук

Експерт НРР

Р. М. Довгань, провідний геолог Правобережної ГЕ ПДРГП “Північгеологія”

У роботі узагальнено геологічний матеріал, в основі якого лежать результати геологічного довивчення площі аркуша М-36-ХІІІ масштабу 1:200 000, виконаного у 1991–1998 рр. В пояснювальній записці подано опис геологічної карти й карти корисних копалин дочетвертинних утворень та геологічної карти й карти корисних копалин четвертинних відкладів. Дано характеристику всього стратиграфічного розрізу району від кристалічної основи до сучасних відкладів, його тектонічної будови, корисних копалин, еколого-геологічної обстановки. Наведено список родовищ та проявів корисних копалин.

ЗМІСТ

	стор.
ПЕРЕДМОВА.....	5
ВСТУП	6
1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ	6
2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	8
Неоархей	11
Мезозой	12
Тріасова система	12
Юрська система	15
Крейдова система	23
Кайнозой	26
Палеогенова система	26
Неогенова система	31
Четвертинна система	32
3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ (ІНТРУЗИВНІ ТА УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ УТВОРЕННЯ)	40
Пізній архей	40
Юр'ївський комплекс	40
Ранній протерозой	41
Звенигородський комплекс	41
Уманський комплекс	43
4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ	45
5. ТЕКТОНІКА	47
6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	53
7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА ПРОЦЕСИ РЕЛЬЄФООУТВОРЕННЯ	57
8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ	60
9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ	60
10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	65
11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА	66
ВИСНОВКИ	69
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	70
Додатки. Список родовищ та проявів корисних копалин	72

ПРИЙНЯТІ СКОРОЧЕННЯ ДО ТЕКСТУ

АЕС	- атомна електростанція
ВЕЗ	- вертикальне електрозондування
ГАЕС	- гідроаккумуляційна електростанція
ГДК	- гранично допустимі концентрації
ГДП-200	- геологічне довивчення площі масштабу 1: 200 000
ГК	- гамма-каротаж
гл.	- глибина
ДДЗ	- Дніпровсько-Донецька западина
ДРЕС	- Державна районна електростанція
Зх.	- захід
ін.	- інше
інт.	- інтервал
КЕП	- комбіноване електричне профілювання
КМЗХ	- кореляційний метод заломлених хвиль
Кодекс	- Стратиграфічний кодекс України 1997 р.
л	- літр
м.	- місто
МВХ	- метод відбитих хвиль
мкр.	- мікрорайон
НСК	- Національний стратиграфічний комітет України
окол.	- околиця
Пд.	- південь
Пн.	- північ
пн. ш	- північна широта
ПО	- позірний опір
р., рр.	- річка, ріки
р-н	- район
рис.	- рисунок
с., сс.	- село, села
св.	- свердловина
сім.	- сімейство
сmt.	- селище міського типу
СПЗ	- сумарний показник забруднення
Сх.	- схід
сх. д	- східна довгота
УМСК	- Український міжвідомчий стратиграфічний комітет
УЩ	- Український щит
ЦЛ	- Центральна лабораторія

ПЕРЕДМОВА

Насамперед слід зазначити, що створені авторами геологічні карти й карти корисних копалин дочетвертинних утворень та четвертинних відкладів цілком відповідають статусу “нове покоління Держгеолкарти-200”, бо відтворена на них геологічна ситуація відображає реально існуючу у природі систему мезокайнозойських відкладів відповідно до сучасного стану їх, вивчення.

До “Геологічної карти й карти корисних копалин дочетвертинних утворень”

Цілком природно, що за 40 років, які розділяють створення попередньої і сучасної геологічних карт дочетвертинних утворень масштабу 1:200 000 аркуша “Київ”, відбулися значні зміни у стратиграфії насамперед третинних відкладів, їх розчленування стало детальнішим, збільшилася кількість стратонів. Усе це знайшло відображення на геологічній карті, причому кожний стратон – це простежене латерально-реальне геологічне тіло з тільки йому притаманними особливостями літологічного складу та палеонтологічної характеристики. Щодо останнього слід зауважити, що автори окрім результатів власних досліджень використали численний опублікований матеріал із палеонтологічного обґрунтування віку палеогенових та неогенових відкладів Київського Подніпров’я, залучили до палеонтологічної характеристики стратонів усі відомі зараз палеонтологічні групи – молюски, форамініфери, коколіти, диноцисти, спікули губок, паліноморфи тощо, що крім обґрунтованості біостратиграфічних висновків надає сучасного вигляду відповідним розділам пояснювальної записки.

Поза сумнівом, заслуговує на увагу цікава авторська розробка – виявлення палеодолини й обґрунтування її віку в межах межириччя Ірпін – Здвиж. Як усе нове, палеодолина викликає багато запитань: чи не помилились автори в інтерпретації бурових матеріалів, чи дійсно існує ця палеодолина, а якщо існує, то вона охоплює тільки межириччя Ірпін – Здвиж чи поширюється і на межириччя Здвиж – Тетерів, чи початок формування палеодолини дійсно відповідає за віком ранньому еоплейстоцену, чи може відноситися до давніших часів, наприклад, початку пізнього міоцену (ранньосарматський денудаційний етап), коли в межах Дніпровсько-Донецької западини та Українського щита формувалась велика кількість палеодолин? Відповіді на ці запитання можна отримати тільки після подальшого детального комплексного вивчення нових матеріалів. А зараз, приймаючи факт існування палеодолини, ми повинні відзначити нове рішення авторів у питанні про геологічну будову території значної частини аркуша “Київ” і відповідно про особливості історії її геологічного розвитку.

До “Геологічної карти й карти корисних копалин четвертинних відкладів”

Прийняття нової межі між неогеном та антропогеном істотно збільшило навантаження на карту, оскільки розширило кількість стратонів, а також привело до заміни традиційних стратиграфічних індексів. Усе це потребувало від виконавців усебічного аналізу наявного матеріалу з огляду на адаптацію до вимог Стратиграфічного кодексу України, а також кореляційних побудов для еоплейстоценового комплексу відкладів. Цілком зрозуміло, що в процесі роботи виникли певні проблеми, які загалом удалося вирішити. Разом із тим у легенді і пояснювальній записці впроваджено деякі зміни стосовно Кодексу та Стратиграфічної схеми.

По-перше, автор легенди цілком слушно показав відповідність ступеня, як одиниці хроностратиграфічного стратона, кліматоліту – одиниці кліматостратиграфічного стратона. Власне таке тлумачення впливає з табл.2 та дод.3 Кодексу, але воно суперечить п. 4.7.2 цього ж Кодексу, в якому ступінь об’єднує відклади повного кліматичного ритму (похолодання й потепління), тобто двох кліматолітів. Цю невідповідність буде усунуто при внесенні змін та доповнень до Кодексу.

Друга зміна стосується першої надзаплавної тераси. У Стратиграфічній схемі її вік визначається часом формування дофінівського і причорноморського горизонтів. Однак, як впливає з аналізу сучасних досліджень абсолютного віку другої половини пізнього неоплейстоцену, останнє зледеніння має вік від 24 до 11 тис. років, тобто воно охоплює бузький лес разом із причорноморським. У такому разі дофінівський і причорноморський горизонти Стратиграфічної схеми мають розглядатись як стадії бузького кліматоліту. Радіовуглецеве датування дофінівських ґрунтів (13–16 тис. років) показало, що формувались вони в межах кількох тисяч років на стадії потепління при відступі останнього льодовика. Цілком зрозуміло, що за такий короткий період циклова тераса не могла сформуватись. У Причорномор’ї відклади, що відповідають за віком дофінівсько-причорноморському етапу, залягають в основі відкладів заплави. Більше того, в межах аркуша в лесовій товщі дофінівський та причорноморський горизонти практично відсутні.

З цього короткого огляду можна зробити висновок, що запропонований автором варіант – вважати першою терасою борову вітачівсько-бузького віку – цілком виправданий і відповідає не тільки історичності підходу, а й новим матеріалам щодо кліматичних змін наприкінці неоплейстоцену.

Редактор
член-кореспондент НАНУ
Редактор
доктор геолого-мінералогічних наук

П. Гожик
В. Зосимович

ВСТУП

Територія аркуша М-36-ХІІІ (Київ) обмежена координатами $50^{\circ}00' - 50^{\circ}40'$ пн. ш. і $30^{\circ}00' - 31^{\circ}00'$ сх. д. За адміністративним поділом вона входить до складу Київської області, охоплюючи повністю або частково Бориспільський, Бородянський, Броварський, Васильківський, Вишгородський, Кагарлицький, Києво-Святошинський, Макарівський, Фастівський райони. Площа аркуша $5\,276\text{ км}^2$.

Рельєф району – стик трьох орографічних областей: Придніпровської височини, Поліської і Придніпровської низин. Абсолютні (максимальні й мінімальні) відмітки $+212\text{ м}$ на південному заході (с. Велика Снітинка) і $+91\text{ м}$ на південному сході (с. Гребені).

Головна водна магістраль – р. Дніпро, у басейн якого входить уся площа аркуша. Протікаючи у меридіональному напрямку, Дніпро ділить територію на дві нерівні частини: більшу – правобережну й меншу – лівобережну. Найбільші притоки Дніпра у межах аркуша: на лівобережжі – р. Десна, на правобережжі – рр. Ірпінь, Стугна, Бобриця, Красна. Існує два великих водосховища – Київське й Канівське, багато ставків, трапляються озера.

Клімат території помірно-континентальний. Мінімальна середньомісячна температура повітря у січні (-6°C), найвища – у липні ($+19^{\circ}\text{C}$). Середня річна кількість опадів $540\text{--}620\text{ мм}$. Для північної частини території характерні ліси соснові, дубово-соснові, грабово-дубово-соснові з домішками берези, липи, осики, а для південної – дубові, дубово-грабові, дубово-соснові. Залісованість – $1\,036\text{ км}^2$ (20%), площі водосховищ і ставків – 228 км^2 (4%), заболоченість – 340 км^2 (6%), забудованість – $1\,188\text{ км}^2$ (23%), орні землі – $2\,484\text{ км}^2$ (47%).

Найбільші населені пункти на території аркуша М-36-ХІІІ – міста Київ, Бориспіль, Бровари, Обухів, Васильків, Вишгород. Інтенсивно розвинені машинобудування й металообробка, легка, харчова, лісова й целюлозно-паперова промисловість та промисловість будівельних матеріалів. Київ – один з найголовніших транспортних вузлів України. Важливою транспортною магістраллю є Дніпро, судноплавний протягом 9–10 місяців на рік.

Район має розгалужену мережу високовольтних ліній електропередач. Головний постачальник електроенергії – Київська ГАЕС і ряд теплових електростанцій.

У сільськогосподарському виробництві переважає овочівництво, садівництво, тваринництво.

1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ

За результатами робіт, виконаних М. М. Ключніковим, у 1961 р. було написано звіт [21] і в 1965 р. видано “Геологічну карту СРСР масштабу $1:200\,000$, серія Дніпровсько-Донецька, аркуш М-36-ХІІІ”. У 1972 р. видано гідрогеологічну карту цього аркуша, автор В. П. Романовська [31]. Уперше для району було створено комплект взаємодоповнюючих геологічних, гідрогеологічних, інженерно-геологічних, літолого-фаціальних та інших карт. Проте зазначені карти ґрунтуються на обмеженому фактичному матеріалі і не відповідають сучасним вимогам.

Наступний важливий етап у вивченні геологічної будови території аркуша – робота В. М. Соловицького у 1964–1970 рр. [34]. Пізніше, у 1981 р., було видано “Геологічну карту Української РСР масштабу $1:50\,000$, серія Дніпровсько-Донецька, Київський промисловий район, аркуші М-36-49-Б, Г і М-36-50-А, В”. Окрім головних геологічних карт – дочетвертинних і четвертинних відкладів, геоморфологічної, інженерно-геологічної і карти корисних копалин – було складено різноманітні гіпсометричні і літолого-фаціальні карти, карти ізопотужностей, геологічні карти докрейдових і допалеогенових відкладів, карти мінералізації вод різних водоносних горизонтів, геохімічних аномалій для головних стратиграфічних підрозділів і ряд інших допоміжних карт – усього 55 найменувань. Автори вперше для цієї території склали карту кристалічної основи масштабу $1:100\,000$, значною мірою висвітлили геологічну будову, гідрогеологічні та інженерно-геологічні умови й перспективи відкриття нових родовищ корисних копалин. Уперше було виділено пересазьку й корівську товщі, радченківську світу, готерив-баремський ярус, верхньоальбський під’ярус, детально розчленовано батський і келовейський яруси. Уточнено стратиграфічну схему четвертинних відкладів, встановлено завадівський вік давнього алювію, вирішено питання щодо віку й меж дніпровських терас та ін. Зібрано й узагальнено матеріали геофізичних робіт, вперше складено тектонічну схему масштабу $1:100\,000$, карти інженерно-геологічного районування. Визначено глибини залягання перших від поверхні водоносних горизонтів, наведено дані про хімізм і агресивність вод. Встановлено нові прояви різноманітних будматеріалів, бурого вугілля, гелію й радону. Було виявлено наявність золота в діоритах звенигородського комплексу, а також у відкладах байоського ярусу, канівської серії, берекської світи і завадівського горизонту.

У 1974–1977 рр. Д. Д. Агапова й О. Г. Пашенко, а в 1976–1977 рр. О. В. Кульчицький та А. В. Титаренко виконали гідрогеологічну та інженерно-геологічну зйомки масштабу $1:50\,000$ для цілей меліорації, що охопили площу $1\,631\text{ км}^2$ території аркуша переважно у південній його частині. В результаті цих робіт виконано гідрогеологічне та інженерно-геологічне районування території, видано рекомендації стосовно питань мелі-

орації. Для детального розчленування товщі четвертинних відкладів на площі робіт уперше було використано схему М. Ф. Веклича.

Інженерно-геологічну зйомку масштабу 1:200 000 центральної частини Київської області у 1984–1990 рр. виконав В. В. Кулінський. Вона охопила повністю й аркуш М-36-ХІІІ. Було вивчено геологічний розріз до глибини 200 м і виділено придатні або умовно придатні товщі порід для розташування в них природно-господарських об'єктів. За результатами цих робіт рекомендовано детальні інженерно-геологічні дослідження.

Слід згадати про численні свердловини, пробурені на території аркуша: при пошукових роботах на різні види мінеральної сировини (фосфорити, глини, піски), гідрогеологічні свердловини, свердловини "Метробуду".

У 1991–1998 рр. було виконано роботи з геологічного довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-36-ХІІІ (Київ) і складено звіт "Геологічна будова і корисні копалини Київського Придніпров'я" [23]. У результаті робіт розчленовано і закартовано породи фундаменту й осадового чохла згідно з чинними стратиграфічними схемами; уточнено межі поширення усіх стратиграфічних підрозділів осадового чохла; на основі геологічної й геофізичної інформації, отриманої за останні 38 років, побудовано геологічну карту кристалічного фундаменту; на тектонічній схемі уточнено місцезнаходження Дніпровської зони розривних порушень; закартовано розломи і блоки різних порядків, встановлено етапи їх активізації; вивчено еоплейстоценовий вік нерозчленованих товщ глини і пісків, що залягають у межиріччі Здвиж – Ірпінь, які раніше стратифікувались як палеоген-неогенові; виділено потужну (до 45 м) льодовиково-повеневу післядніпровську безморенну третю надзаплавну терасу р. Ірпінь; проведено оцінку перспективи території на будівельні матеріали і підземні води; на всю площу аркуша складено карти залишкових аномалій сили тяжіння, ізодинам ΔT_a , комплексної інтерпретації геофізичних матеріалів масштабу 1:200 000, які використано як геофізичну основу при побудові геологічної карти кристалічної основи масштабу 1:200 000; побудовані геолого-геофізичні розрізи за профілями гравімагнітних спостережень дали змогу простежити на глибини до 4 км особливості геологічних структур і окремих тіл. Було видано рекомендації щодо подальшого спрямування геологорозвідувальних робіт, висловлено пропозиції до методики виконання робіт з ГДП-200.

Щодо вивченості геофізичними методами площа аркуша є однією з найменш досліджених у межах Українського щита.

Планомірне вивчення району почалось у шістдесяті роки. У 1959–1960 рр. уся територія була покрита гравіметричною зйомкою масштабу 1:200 000 [30], у результаті якої було отримано обґрунтовані дані про розподіл гравітаційного поля у межах аркуша.

Середньомасштабні геофізичні дослідження почали здійснювати у середині шістдесятих років. У 1968–1973 рр. північна частина аркуша була перекрита гравіметричною зйомкою масштабу 1:50 000 [12]. Уся територія була також покрита аеромагнітною зйомкою масштабів 1:50 000 – 1:200 000 [35]. За матеріалами гравімагнітних досліджень отримано нові дані про структурно-тектонічні особливості району, виділено основні петрофізичні класи порід. На їх основі побудовано геологічну карту кристалічного фундаменту масштабу 1:50 000 території аркушів М-36-49-Б, Г і М-36-50-А, В. У 1962–1970 рр. на північній частині площі на окремих ділянках в обмеженому обсязі виконувались електророзвідувальні роботи ВЕЗ, КЕП [15] з метою пошуку підземних вод. За даними електророзвідки виділено ділянки поширення порід із різними фільтраційними властивостями. У 1984–1990 рр. на всій площі виконано електророзвідку ВЕЗ (5х2 км) як допоміжну до спеціалізованої інженерно-геологічної зйомки масштабу 1:200 000 [24]. У 1987 р. виконано аеромагнітною зйомкою того ж масштабу [33]. У результаті виконаних робіт встановлено площі поширення основних петромагнітних різновидів кристалічних утворень, отримано інформацію про розривні порушення, простежено поведінку геологічних структур або окремих тіл на різних глибинах.

Таким чином, на час видання Держгеокарти-200 аркуша М-36-ХІІІ (Київ) наявні такі геофізичні матеріали:

1. Карта локальних аномалій сили тяжіння масштабу 1:200 000, складена за матеріалами гравіметричної зйомки масштабу 1:50 000 для північної частини площі й масштабу 1:200 000 для південної її частини.

2. Карта ізодинам ΔT_a масштабу 1:200 000, яка складена за матеріалами аеромагнітної зйомки масштабу 1:25 000.

3. Карта ізогіпс поверхні кристалічного фундаменту масштабу 1:200 000, складена за даними спостережень ВЕЗ (5х1 км).

Слід зазначити, що наявний геолого-геофізичний матеріал має певні недоліки. Виконані гравіметричні роботи характеризуються недостатньою точністю. Незважаючи на велику кількість свердловин, пробурених на території (понад 6000), незмінених породи фундаменту досягла порівняно невелика їх частина і зосереджені вони переважно у межах аркушів М-36-49-Б, Г; -50-В. Саме тому петрофізичні властивості кристалічних порід території вивчено недостатньо, а це ускладнює інтерпретацію геофізичних матеріалів.

Систематичне екологічне вивчення площі почалось у 1982 р. Здійснювалося спостереження за режимом і умовами поверхневої й підземної міграції радіонуклідів Чорнобильської АЕС [29]. Проби відбирались за сіткою 8х8 км. У результаті робіт було охарактеризовано радіоактивне забруднення ґрунтів, донних відкладів,

біомаси, встановлено високі концентрації стабільних хімічних елементів, складено відповідні карти масштабу 1:200 000.

У 1985 р. завершено роботи з геохімічного вивчення порід зони аерації і ґрунтових вод з метою визначення ступеня забруднення на території Києва і прилеглих районів [26]. У результаті виконаних досліджень побудовано ряд карт масштабів 1:100 000 і 1:25 000, що характеризують ступінь забруднення на різних геологічних зрізах. Виділено ділянки з максимальним забрудненням. Установлено рівень забруднення водоймищ і водотоків. У 1986–1990 рр. тим же автором здійснено комплексне вивчення виявлених зон забруднення і режимні спостереження у межах житлово-промислової агломерації м. Києва і прилеглих районів із густотою сітки 1х1 км.

У 1992 р. здійснювались еколого-геохімічні дослідження масштабу 1:100 000 території Бориспільського району [18]. У результаті виконано ландшафтно-функціональне районування за антропогенним впливом, дано оцінку забруднення важкими металами й радіонуклідами, визначено біохімічний стан сільськогосподарської продукції і води. Складено моноелементні карти, карту СПЗ, карти забруднення цезієм-137 і 134.

У 1988 р. на території аркуша було виконано аерогамма-спектрометричну зйомку масштабу 1:200 000, складено карту забруднення цезієм-137.

У 1988–1991 рр. різні організації на території аркуша вивчали забруднення населених пунктів цезієм-137. Узагальнив роботи Гідрометцентр.

У 1997 р. на території аркуша виконано аерогамма-спектрометричну та наземну гамма-спектрометричну зйомку масштабу 1:50 000, відбір проб ґрунтів [16]. За результатами обробки матеріалів побудовано карти масштабу 1:200 000 значень активності цезію-137, карти вмісту у ґрунтах урану, торію і калію-40.

У 1991–1998 рр. під час робіт з ГДП-200 [23] на всій площі аркуша було виконано опробування за сіткою 4х4 км (деталізація забруднених ділянок 2х2 км), проби відбирались із ґрунтів і зони аерації на радіонукліди і важкі метали. Крім того, детально були опробувані води водоймищ і водотоків, а також їх донні осадки. За матеріалами цих досліджень побудовано ряд карт, одну з яких – узагальнюючу “Схематичну карту екологічного стану геологічного середовища” наведено в розділі “Еколого-геологічна обстановка”.

2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

У геологічній будові території аркуша М-36-ХІІІ (Київ) беруть участь докембрійські кристалічні утворення і потужна товща осадових відкладів. У складі останньої встановлено відклади тріасової, юрської, крейдової, палеогенової, неогенової й четвертинної систем.

Стратиграфічне розчленування утворень, поширених на території аркуша, виконано згідно зі Стратиграфічним кодексом України, затвердженим Національним стратиграфічним комітетом України 2 квітня 1997 р., Кореляційними стратиграфічними схемами, затвердженими 25 травня 1993 р. Українським міжвідомчим стратиграфічним комітетом, і Кореляційною стратиграфічною схемою докембрійських утворень Українського щита, затвердженою Національним стратиграфічним комітетом України 22 червня 2000 р.

Стратиграфічна схема докембрійських та фанерозойських утворень території

Фанерозойська еонотема

Кайнозойська ератема

Четвертинна система

Голоцен

- | | | |
|------------|---|---|
| aH | – | Алювіальні відклади заплав та балок – піски, супіски, суглинки. |
| bH | – | Біогенні утворення – торф. |
| lbH | – | Озерно-болотні відклади субаеральних заболочених западин – мул, болотний мергель. |
| tH | – | Техногенні утворення. |

Неоплейстоцен

Верхньонеоплейстоценова ланка

- | | | |
|--------------------------------------|---|--|
| v P_{III}-H | – | Еолові відклади вододілів – лесовидні суглинки та супіски. |
| dv P_{III}-H | – | Делювіально-еолові покривні відклади надзаплавних терас – піски, супіски з лінзами суглинків. |
| edv P_{III}-H | – | Елювіально-делювіально-еолові відклади надзаплавних терас – піски, супіски з лінзами суглинків. |
| a¹ P_{III} | – | Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси – кварцові піски з лінзами та проверстками суглинків. |

- a² P_{III}** – Алювіальні відклади другої надзапальної тераси – кварцові піски з лінзами та про-
верстками суглинків.
- e, dv P_{III}** – Елювіальні та еолово-делювіальні відклади – викопні ґрунти, лесовидні суглинки.
- Середньонеоплейстоценова ланка**
- edv P_{II-H}** – Елювіально-делювіально-еолові відклади “Київського Полісся” – кварцові піски, су-
піски, викопні ґрунти.
- a³ P_{II}** – Алювіальні відклади третьої надзапальної тераси – кварцові піски з поодинокими лін-
зами суглинків.
- e, dv P_{II} kd-ts** – Елювіальні та еолово-делювіальні відклади кайдацького – тясминського кліматолітів
– викопні ґрунти, лесовидні суглинки.
- f, l P_{II} dn** – Комплекс відкладів дніпровського льодовика – озерно-льодовикові та водно-льодови-
кові суглинки, супіски, піски.
- g P_{II} dn** – Моренні відклади дніпровського льодовика – супіски, суглинки з включеннями валу-
нів та гальки кристалічних порід.
- e P_{II} zv** – Елювіальні утворення завадівського кліматоліту – викопні ґрунти з проверстками ле-
сів.

Нижньонеоплейстоценова ланка

- la P_{I-II}** – Озерно-алювіальні відклади похованих палеодолин – піски, супіски, суглинки.
- e, dv P_I** – Елювіальні та еолово-делювіальні відклади – викопні ґрунти, лесовидні суглинки.

Еоплейстоцен

- e, dv E** – Елювіальні та еолово-делювіальні відклади – викопні ґрунти, глини з проверстками
пісків.
- la E** – Озерно-алювіальні відклади похованих палеодолин – піски з проверстками суглинків.

Неогенова система

Пліоцен

- N₂ cb** – Товща червоно-бурих глин.

Нижній пліоцен – верхній міоцен

- N₁₋₂ sg** – Товща строкатих глин.

Середній – нижній міоцен

Новопетрівський регіонарус

Полтавська серія

- N₁ np** – *Новопетрівська світа. Нижня – верхня підсвіти.* Піски і пісковики світло-сірі, квар-
цові, каоліністі, маршаліти, буре вугілля.

Палеогенова система

Верхній олігоцен

Берекський регіонарус

Полтавська серія

- P₃ br** – *Берекська світа.* Піски і алеврити зеленувато-сірі, кварцові, глини бурувато-сірі до
чорних.

Нижній олігоцен

Межигірський регіонарус

Харківська серія

- P₃ mz** – *Межигірська світа.* Піски і алеврити зеленувато-сірі, глауконіто-кварцові.

Верхній еоцен

Обухівський регіонарус

Харківська серія

- P₂ ob** – *Обухівська світа.* Алеврити світло-зеленуваті, блакитно-сірі, безкарбонатні.

Середній еоцен

Київський регіонарус

- P₂ kv** – *Київська світа.* Глини безкарбонатні, мергелі світло-сірі, піски карбонатні з фосфори-
тами.

Бучацький регіонарус

Бучацька серія

- P₂ bc** – Піски зеленувато-сірі, глауконіто-кварцові з лінзами пісковиків.

Нижній еоцен

Канівський регіонарус

- P₂ kn** – *Канівська світа.* Піски зеленувато-сірі, глауконіто-кварцові, алеврити і глини.

Мезозойська ератема

Крейдова система

Верхній відділ

Туронський і коньякський яруси

- K₂ k** – Товща крейди. Крейда біла, писальна, мергель світло-сірий.

Сеноманський ярус

Середньо-верхньосеноманський під'ярус

- K₂ km** – Товща писальної крейди і мергелів. Крейда писальна, мергелі записочені з крем'янистими стяжіннями.

Нижньосеноманський під'ярус

- K₂ br₂** – Буромська світа. Верхня підсвіта. Піски, пісковики зеленувато-сірі, крем'яністі.

Нижній відділ

Альбський ярус

Верхньоальбський під'ярус

- K₁ br₁** – Буромська світа. Нижня підсвіта. Піски сірі та сірувато-зелені з глауконітом, крем'яністі.

Готеривський і баремський яруси нерозчленовані

- K₁ zg-zr** – Загорівська і журавинська світи нерозчленовані. Глини темно-сірі, алевроїти, піски різнозерністі.

Юрська система

Верхній відділ

Оксфордський ярус

- J₃ iv₂** – Іваницька світа. Верхня підсвіта. Вапняки сірі, алевроїти, алевроліти, мергелі різною мірою окременілі.

Середній відділ

Келовейський ярус

- J₂ iv₁** – Іваницька світа. Нижня підсвіта. Алевроїти зеленувато-сірі з прошарками вапняків, алевролітів.

- J₂ ic** – Ічнянська світа. Глини і алевроїти сірі, бурувато-сірі, вапнисті.

Батський ярус

- J₂ nz** – Ніжинська світа. Глини щільні, тонковерстовуваті, темно-сірі.

Батський – Байоський яруси

- J₂ pd** – Підлужна світа. Глини і алевроїти коричнювато-сірі, з поодинокими прошарками сидеритів.

Байоський ярус

- J₂ or -** – Орельська світа. Піски сірі з верствами глин, алевроїтів сірих, пісковиків, лінзами каолінів і бурого вугілля.

Тріасова система

Нижній відділ

Оленьокський ярус

- T₁ sr₁** – Серебрянська світа. Нижня (радченківська) підсвіта. Глини щільні, пластичні, строкаті з прошарками пісковиків і пісків.

Індський ярус

- T₁ dr₂** – Дронівська світа. Верхня (коренівська) підсвіта. Піски світло-сірі та зеленувато-сірі з прошарками пісковиків і глин.

- T₁ dr₁** – Дронівська світа. Нижня (пересазька) підсвіта. Строкаті глини, алевроліти, пісковики та піски цегляно-червоні.

Архейська акротема

Неоархей

Росинсько-тікицька серія

- AR₃ rt** – Гнейси біотитові та амфібол-біотитові.

Неоархей

Росинсько-тікицька серія AR₃г

Породи росинсько-тікицької серії є найдавніші на площі аркуша і розбурені численними свердловинами, однак значні за площею тіла зустрічаються рідко. Як правило, вони складають малопотужні (до 1–2 м) лінійно-витягнуті лінзовидні ксеноліти і дрібні рестити серед гранітоїдів звенигородського й уманського комплексів. Розміри тіл невеликі, що ускладнює їх картування у даному масштабі. Петрографічний склад серії доволі одноманітний. Це – плагіогнейси амфібол-біотитові та біотитові, а також у незначній кількості кристалічні сланці та амфіболіти.

Породи росинсько-тікицької серії характеризуються середнім значенням щільності від 2,67 г/см³ для біотитових різновидів до 2,81 г/см³ для амфібол-біотитових. Середнє значення магнітної сприйнятливості для цієї сукупності порід $187 \times 4\pi \times 10^{-6}$ СІ. У гравітаційному полі з ними просторово пов'язані лінійні позитивні аномалії сили тяжіння інтенсивністю до 2,5 мГал, що часто просторово співпадають із магнітними максимумами амплітудою до 200–300 нТл. Простягання аномалій здебільшого північно-західне.

Плагіогнейси біотитові та амфібол-біотитові. Це темно-сірі породи, іноді із зеленуватим відтінком, як правило, дрібнозернисті, однорідні. Текстура порід масивна, рідше смугаста, сланцювата. Структура гранобластова, лепідогранобластова, з реліктами діабазової в амфіболових різновидах.

Мінералогічний склад гнейсів такий: плагіоклаз (30–40%), кварц (25–30%), біотит (5–15%), рогова обманка (0–10%). З акцесорних мінералів присутні найчастіше апатит і сфен. Вторинні мінерали представлені серицитом, глинистою речовиною, карбонатами.

Плагіоклаз представлений таблитчастими зернами розміром до 1 мм, що часто мають зональну будову. Спостерігається полісинтетичне двійникування. Часто зерна плагіоклазів уміщують дрібні включення сфену й апатиту. Іноді вони кородовані і в них зустрічаються врослення кварцу й біотиту. Практично весь плагіоклаз зазнав деанортизації. Центральна частина зональних плагіоклазів, як правило, сосюритизована, а периферія чиста і більш кисла, за складом відповідає альбіт-олігоклазу. По тріщинах, в окремих зернах, спостерігаються гідроокисли заліза і глиниста речовина.

Кварц розподілений у породі нерівномірно, збагачуючи окремі ділянки вкраплениками і прожилками. Спостерігається заміщення плагіоклазу кварцом.

Рогова обманка збереглася в окремих зернах, які частково замінені зернами біотиту, що утворює видовжені луски субпаралельного орієнтування. По площинах спайності у ньому розвивається хлорит, гідроокисли заліза й карбонат, рідше епідот. Іноді у біотиті зустрічаються включення апатиту.

За хімічним складом (табл. 2.1) гнейси ненасичені кремнекислотою і мають дещо підвищений вміст лугів. Значна частина цих порід утворилась по вулканітах основного та середнього складу, біотитові різновиди – можливо, по псамітових теригенних відкладах в умовах амфіболітової фації метаморфізму.

Таблиця 2.1

Хімічний склад порід росинсько-тікицької серії

Назва породи та місце відбору проб	Вміст, %												
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O	Σ
Плагіогнейс біотитовий св. 39 гл. 369 м	52,2	17,95	8,02	0,84	0,11	6,83	4,79	-	2,40	3,69	-	1,06	97,89
Плагіогнейс амфібол-біотитовий св. 35 гл. 426,6 м	53,67	15,07	7,71	0,68	0,13	8,0	6,41	-	2,78	3,13	-	0,51	98,09

Мезозой

Тріасова система

Стратиграфічне розчленування відкладів тріасу здійснюється згідно зі Стратиграфічною схемою тріасових відкладів південно-західного крила ДДЗ, затвердженою УМСК 25 травня 1993 р.

У межах території вивчення до тріасової системи віднесено товщу глинисто-піщаних порід, що залягає безпосередньо на поверхні кристалічного фундаменту. Згідно із зазначеною схемою, виділяються осадки нижньодронівської (пересазької), верхньодронівської (коренівської), нижньосеребрянської (радченківської) підсвіти нижнього тріасу. Сучасні межі поширення зазначених стратиграфічних підрозділів мають спільне північно-західне – південно-східне орієнтування і контролюються Дніпровською зоною розломів. Конфігурація цих меж, їх звивистий, місцями ламаний характер свідчать про те, що формувались вони під значним впливом ерозійно-тектонічних факторів (рис. 2.1).

Нижній відділ **Індський ярус** **Дронівська світа T_{1dr}**

Охоплює нижню, переважно піщану частину нижньотріасової товщі. Поширена у північно-східній частині аркуша. Глибини залягання відкладів світи в межах площі змінюються від 120 м (с. Тарасівка) на півдні до 502,4 м (с. Велика Димерка) на північному сході. Покрівля дронівської світи закономірно занурюється в бік ДДЗ, значення абсолютних відміток становить від -125,1 м (с. Тарасівка) до -394,1 м (с. Велика Димерка). У цьому напрямку відбувається також збільшення потужності. У розрізах нижнього тріасу нижня і верхня межі світи встановлюються досить певно, виняток становлять площі, де відсутні строкаті відклади нижньосеребрянської підсвіти і виникають питання стратифікації єдиної піщаної товщі тріас-середньоярського віку.

Дронівська світа поділяється на дві підсвіти – нижню й верхню. Межа між підсвітами не однозначна і на різних ділянках території аркуша проводиться неоднаково. Ця неоднозначність зумовлена змінами літофаціального складу осадків нижньої підсвіти у напрямку від південно-західного борту ДДЗ у бік УЩ. У північно-східній частині аркуша межа між підсвітами проводиться по покрівлі строкатої глинисто-піщаної товщі. У напрямку до межі поширення тріасових відкладів характер осадків, що залягають на рівні строкатої товщі, суттєво змінюється. Розріз підсвіти складено переважно світлозабарвленими пісками з проверстками пісковиків. Вважається, що ці заміщення – результат зміни фаціальних умов осадконакопичення.

Породи нижньої підсвіти вирізняються підвищеною глинистістю, неоднорідним гранулометричним складом окремих пачок пісків, що складають підсвіту, наявністю проверстків пісковиків.

Верхня підсвіта представлена більш однорідними за складом уламковими породами. Ці літологічні особливості відкладів відображено у геофізичних характеристиках і відповідно на кривих ГК, ПО. Відклади нижньої підсвіти характеризуються більш низькими значеннями позірної опору, ніж породи підсвіти, що залягає вище.

Нижня (пересазька) підсвіта T_{1dr_1}

У межах території відклади підсвіти найбільше поширені серед утворень нижнього тріасу. Розвинені на північний схід від лінії, що проходить через населені пункти с. Бабинці – с. Михайлівка – пд. окол. м. Ірпінь – с. Біличі – сх. окол. с. Білогородка – м. Боярка – с. Ходосівка – с. Старі Безрадиці – м. Обухів – с. Долина – 2 км на південний захід від с. Черняхів. Породи підсвіти залягають безпосередньо на поверхні кристалічного фундаменту і без видимого стратиграфічного узгодження перекриваються осадками верхньої підсвіти, а в місцях їх відсутності – незгідно середньоярськими утвореннями. У полі суцільного поширення осадків нижньої підсвіти, на північний захід від смт. Вишневе, спостерігається ділянка, де породи підсвіти не зафіксовані і на поверхні фундаменту залягають осадки середньоярського віку. Звивистий характер сучасної межі поширення підсвіти, як уже згадувалось, обумовлений ерозійно-тектонічними причинами і тісно пов'язаний з особливостями рельєфу поверхні фундаменту.

Відклади нижньої підсвіти закономірно занурюються у північно-східному напрямку у бік ДДЗ. Паралельно збільшується їх потужність, досягаючи 87,4 м (с. Перемога, св. 1215). Проте в північно-східній частині площі, за даними із суміжних територій, її потужність може сягати 150–170 м. У будові підсвіти беруть участь алевроліти, пісковики, піски й глини.

На північний схід і схід від лінії, що проходить через населені пункти с. Старі Петрівці – м. Вишгород – с. Троещина – с. Дарниця – с. Щасливе – с. Мартусівка – с. Вороньків, у розрізі підсвіти переважають піщано-глинисто-алевролітові різновиди. Відклади представлені чергуванням малопотужних пачок строкатоколірних глин, алевролітів, пісковиків і пісків з переважним цегляно-червоним забарвленням, з плямами зеленувато- і блакитно-сірими. Глини частіше залягають в основі розрізу і представлені щільними аргілітоподібними різновидами з домішкою карбонатного й піщаного матеріалу, а також гравію й гальки кварцу, порід фундаменту, катунів зеленувато-сірих глин. Потужність глин досягає 13,4 м (с. Новосілки). Алевроліти мають підпорядковане значення. За складом здебільшого кварцові, різною мірою зцементовані глинистими і кар-

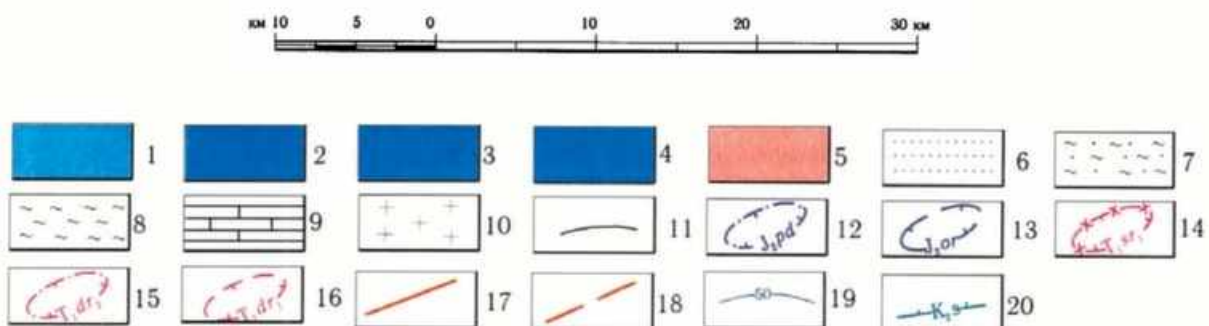
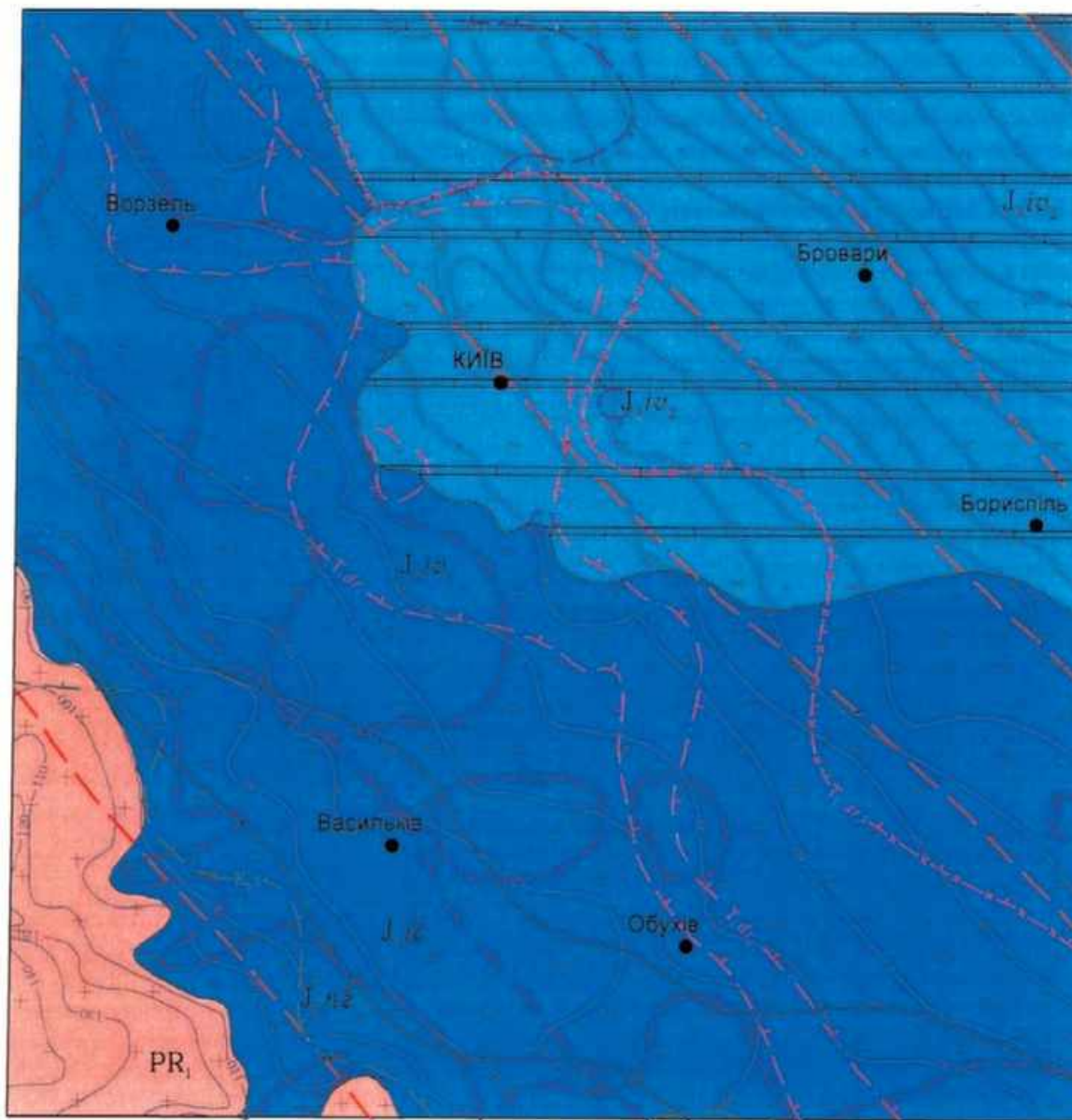


Рис. 2.1. Схематична геологічна карта докрейдових утворень

1 – J_3iv – верхньоіваницька підсвіта: вапняки, алевроліти та алеврити вапнисті, нерівномірно окременілі; *2* – J_2iv_1 – нижньоіваницька підсвіта: алеврити вапнисті із прошарками алевролітів; *3* – J_2ic – ічнянська світа: алеврити, глини вапнисті; *4* – J_2n – ніжинська світа: глини тонкошаруваті із прошарками сидеритів; *5* – PR_1 – утворення кристалічного фундаменту. Речовинний склад відкладів: *6* – алевроліти; *7* – алеврити; *8* – глини; *9* – вапняки; *10* – породи кристалічного фундаменту; *11* – межі між різновіковими геологічними утвореннями. Межі поширення похованих стратиграфічних горизонтів: *12* – J_2pd – підлужної світи; *13* – J_2or – орельської світи; *14* – T_1sr_1 – нижньосеребрянської підсвіти; *15* – T_1dr_2 – верхньодніпровської підсвіти; *16* – T_1dr_1 – нижньодніпровської підсвіти. Розривні порушення, проявлені у рельєфі докрейдової поверхні: *17* – достовірні; *18* – ймовірні; *19* – ізогіпси поверхні докрейдових відкладів; *20* – межі поширення відкладів крейдової системи.

бонатним цементом. Пісковики залягають внизу розрізу у вигляді проверстків різної потужності. Це дрібно- і тонкозернисті породи, часто горизонтальної косошаруватої текстури, що переходять іноді в алевроліти. Пісковики перешаровуються з аналогічними за складом і зернистістю пісками. Піски й пісковики поліміктові, олігоміктові, переважно кварцові, із домішкою польових шпатів (до 22%). Для важкої фракції характерний високий вміст циркону (35,5%), ільменіту (29,2%), значний вміст турмаліну (17%) і незначний – гранату (<10%).

На захід і південний захід від зазначеної межі відбувається порівняно різке зникнення описаних червоноколірних осадків і заміщення їх світлозабарвленою піщаною товщею з підпорядкованими проверстками пісковиків, рідше глин. Для неї характерний світло-сірий, жовтувато-сірий колір, часто з блакитним відтінком. Піски, що складають товщу, здебільшого кварцові, добре сортовані, як правило, різною мірою глинисті, каолінисті, зі значною домішкою слюдиного матеріалу. У свердловині 6019 (с. Проців) в інт. 250,0–257,5 м і 265,1–268,0 м серед описаного різновиду пісків зустрічаються прошарки типових конгломератів. Це породи рожево-світло-сірого кольору, складені галькою розміром 10–20 мм у поперечнику рожево-сірих, дрібнозернистих, польовошпато-кварцових пісковиків і коричнево-сірих крем'янистих аргілітів, зцементованих слабовапнистою глинисто-піщаною масою. Потужність проверстків конгломератів – 0,5–2,9 м.

Аналіз даних буріння свідчить, що взаємозаміщення різних типів осадків у розрізі нижньої підсвіти в північно-східній частині площі відбувається досить різко, а зона зміни практично співпадає з лінією Бориспільського розлому. Літологічні особливості описаних типів осадків нижньої підсвіти свідчать про їх накопичення у різних фаціальних умовах. Не виключено, що вони належать до різних стратиграфічних рівнів.

Палеогеографічні дані свідчать про формування відкладів підсвіти при континентальному режимі осадконакопичення, що характеризувався несприятливими для життєдіяльності умовами. Палеонтологічними даними підсвіти не охарактеризовано. Вік її визначається положенням у розрізі й подібністю літофаціальних типів, що складають її, до розрізів відповідних стратиграфічних горизонтів суміжних територій ДДЗ і Донбасу.

Верхня (коренівська) підсвіта T_{1dr_2}

Відклади верхньої підсвіти без видимої стратиграфічної незгідності залягають на породах нижньої підсвіти і трансгресивно перекриваються піщано-глинистими осадками радченківської підсвіти, а в місцях її відсутності – континентальними утвореннями середньої юри. Місцями в низах підсвіти спостерігаються проверстки пісковиків. Останні вміщують уламки червоноколірних глин, що може свідчити про локальні перерви в осадконакопиченні на цьому рівні. Утворення коренівської підсвіти розвинені на північний схід і схід від лінії, що проходить через населені пункти с. Луб'янка – смт. Гостомель – м. Ірпінь – смт. Пуща Волиця – гірло р. Десни – мкр. Оболонь – с. Пирогів – с. Козинка – с. Нещерів – с. Черняхів. Як уже зазначалося, сучасна межа поширення осадків коренівської підсвіти має ерозійно-тектонічний характер і формувалась під впливом розривних порушень північно-східного й північно-західного простягання.

Розріз світи складено здебільшого одноманітними світлозабарвленими породами піщаного складу. Потужність їх закономірно збільшується у північно-східному напрямку, досягаючи максимального значення, зафіксованого в межах території аркуша 82,8 м (с. Перемога, св. 1215). Як і у випадку з пересазькою підсвітою, потужність відкладів коренівської підсвіти значно більша на північному сході і, ймовірно, становить 90–100 м. При цьому спостерігаються різкі коливання значень потужності по площі, що зумовлено як нестабільними тектонічними умовами осадконакопичення, так і наступним розмиванням сформованої товщі.

Відклади підсвіти представлені кварцовими пісками світло-сірого, жовтувато-сірого, місцями зеленуватого забарвлення. У східній і північно-східній частині площі переважають дрібно- і тонкозернисті різновиди, що містять домішки слюди, місцями косошаруваті з проверстками пісковиків різного ступеня щільності. Зустрічаються малопотужні проверстки зеленувато-сірих піскуватих глин. У південно-західному напрямку, у бік УЩ, зернистість уламкового матеріалу збільшується. Характер розподілу уламкових порід, їх мінералогічний і гранулометричний склад свідчать про те, що джерело зносу розташовувалось поруч, і ним насамперед був УЩ. Непрямим підтвердженням цього може бути підпорядковане значення глинистих порід у складі підсвіти. Глиниста частина кір вивітрювання УЩ, за рахунок якої формувались глини, була розмита раніше, ніж не встигла утворитись і в період відкладання осадків підсвіти виносився здебільшого кластичний матеріал. Породи підсвіти представляють собою осадки озер, річок і тимчасових водотоків. На кінцевих етапах формування коренівської підсвіти у басейнах осадконакопичення виникли сприятливі умови для розвитку життєдіяльності. У 1960 р. Л. Я. Сайдаковський у відкладах коренівської підсвіти виявив рештки остракод і харових водоростей, типових для нижнього тріасу Східно-Європейської платформи, що дало підставу датувати їх вік раннім тріасом.

Оленьокський ярус

Серебрянська світа

Нижня (радченківська) підсвіта T_{1sr_1}

Відклади підсвіти розвинені на північний схід від лінії, що проходить через населені пункти с. Раківці – с. Горенка – м. Вишгород – с. Троєщина – сел. Корчувате – сел. Бортничі – 1 км на схід від с. Вишеньки – 2 км на захід с. Проців – с. Кийлів. Сучасна межа поширення відкладів підсвіти просторово пов'язана з

Дніпровською тектонічною зоною і, зокрема, контролюється Київським розломом. Різкі вигини сучасної межі підсвіти у бік ДДЗ зумовлені ерозійними процесами, що розвивалися вздовж розривних порушень північно-східного закладання у середньоярський час.

Осадки радченківської підсвіти трансгресивно залягають на породах коренівської підсвіти, зі слідами розмиву перекриваються утвореннями орельської або підлужної світ середньоярського віку і закономірно занурюються у бік ДДЗ. Глибини залягання покрівлі підсвіти змінюються від 188,0 м (с. Головурів) до 431,9 м (с. Велика Димерка). Абсолютні відмітки покрівлі зменшуються від -69,7 м (с. Проців) до -323,6 м (с. Велика Димерка).

Відклади радченківської підсвіти представлені континентальними карбонатно-піщано-глинистими утвореннями максимальною потужністю 86,1 м (с. Перемога). При загальному плавному зануренні відкладів підсвіти у бік ДДЗ простежуються ділянки різних змін абсолютних відміток і відповідних коливань значень потужностей осадків у місцях їх інтенсивного розмиву річковими долинами байоського віку.

На території аркуша у відкладах підсвіти виділяються два горизонти – піщано-карбонатний і глинисто-карбонатний (II^a й III^a біостратиграфічні зони Л. Я. Сайдаковського). Нижній, піщано-карбонатний, складений здебільшого пісками і пісковиками на глинисто-карбонатному цементі з проверстками конкреційних вапняків, потужність і кількість яких збільшується у напрямку ДДЗ. Піски й пісковики переважно кварцові, зеленувато-сірі, рідше строкаті, дрібнозернисті до алевритових, вапнисті, з домішкою гравію кварцу, кременю, вміст яких збільшується у базальній частині підсвіти. На цьому ж рівні зустрічаються катуні зеленувато-сірих глин. Для акцесорних мінералів характерний підвищений порівняно з підстилаючими породами дронівської світи вміст рожевого гранату.

Карбонатно-глинистий горизонт представлений глинами переважно червоно-бурими, вишнево-червоними, з блакитно- і зеленувато-сірими плямами, карбонатними, щільними, з дзеркалами ковзання, з проверстками зеленувато-сірих конкреційних вапняків. У товщі глин присутні проверстки пухких глинистих вапняків та погано сортованих пісків потужністю 0,7–1,0 м. Піски переважно світло- і зеленувато-сірі різнозернисті, вміщують домішки гравію, рідше кутасті уламки кварцу, кременю, польових шпатів, на вапняково-глинистому цементі.

У відкладах нижньої підсвіти зустрічаються численні рештки харових водоростей, серед яких переважають *Stelatochara macheri* N. et Q., *St. maedleriformis* Said., *St. uchneideras* Said., *St. ukrainica* Said., *Porochara triassica* Said. та ін. Формування відкладів підсвіти відбувалось у кліматичних і фаціальних умовах, близьких до умов утворення дронівської світи.

Юрська система

На території аркуша утворення юрської системи значно поширені. Не простежуються вони лише у крайній південно-західній його частині. Конфігурація межі поширення юрських осадків свідчить про тісний її зв'язок із рельєфом кристалічного фундаменту, на поверхні якого вони відкладались.

Відклади юрської системи з розмивом залягають на породах фундаменту, корях його вивітрювання, осадках тріасу і незгідно перекриваються утвореннями крейдової й палеогенової систем. Вони похило занурюються у північно-східному й східному напрямку у бік ДДЗ. Глибини залягання покрівлі юрських утворень змінюються від 36,5 м (с. Тарасівка) на півдні у долині р. Стугна до 200,0 м (с. Велика Димерка) на північному сході. Значення абсолютних відміток покрівлі відповідно знижуються від +105,0 м (с. Мар'янівка) на південному заході до -88,7 м (с. Велика Димерка) на сході. Тут також зафіксовано максимальну потужність юрських осадків у межах території аркуша – 236,9 м (с. Велика Димерка). Представлені вони континентальними і морськими утвореннями піщано-глинистого й карбонатно-глинистого складу. У розрізі юрських утворень вирізняються осадки середнього й верхнього відділів.

Середній відділ

Представлений породами байоського, батського й келовейського ярусів. На площі аркуша виділяються осадки орельської, підлужної, ніжинської, ічнянської світ та нижньоіваницької підсвіти, що входить у відповідну світу, яка охоплює також і осадки верхнього відділу юрської системи.

Байоський ярус Орельська світа J_{2or}

Об'єднує виключно відклади байоського віку, які на площі аркуша розвинені досить нерівномірно. Відсутні у крайових його частинах на півночі, заході й півдні території. На півночі осадки не простежуються на північ від межі, що проходить по лінії населених пунктів за 2 км на північ від с. Дубрава – с. Ленінське – с. Бабинці – смт. Ворзель – смт. Пуща Водиця – м. Вишгород – с. Хотянівка – с. Старі Петрівці. Південно-західна й південна межі поширення проходять через населені пункти с. Ясногородка – с. Новосілки – с. Велика Салтанівка – с. Кодаки – с. Яцьки – с. Червона Слобідка – с. Червоне Перше – с. Черняхів – с. Гребені. У районі сс. Мотовилівка, Оленівка, Пінчуки в південно-західній частині аркуша відклади світи, виповнюючи западини у рельєфі кристалічного фундаменту, “язиками” вдаються вглиб УЩ. У межах оконтуреної

площі утворення світи розвинені нерівномірно, серед поля їх суцільного поширення виділяються ділянки повної їх відсутності або скорочених потужностей, що чергуються з площами різко підвищених потужностей відкладів. В останньому випадку вони виповнюють западини у доюрському рельєфі.

Відклади орельської світи залягають на розмитих поверхнях фундаменту, кори вивітрювання, осадків тріасу. В основі світи, як правило, розвинені базальні крупнозернисті й гравійні піски. У разі їх відсутності нижня межа світи встановлюється за появою у розрізі вуглистих решток. Це стосується тих розрізів, де відклади орельської світи залягають на піщаних утвореннях нижнього тріасу. Відклади орельської світи незгідно перекриваються глинами підлужної і ніжинської світ. Як правило, верхня межа різка і однозначна, за винятком розрізів, де у покрівлі світи присутні глинисті проверстки (с. Новосілки). Крім того, поблизу межі поширення радченківської підсвіти ці глини помилково можуть бути прийняті за нижньотріасові утворення.

Осадки світи загалом полого занурюються у північно-східному напрямку. Глибини їх залягання змінюються від 76,6 м (с. Салтанівка) у верхів'ях долини р. Стугна на південному заході до 372,0 м (с. Велика Димерка) на північному сході території. Відповідно понижуються значення абсолютних відміток покрівлі горизонту від +94,0 м (с. Мар'янівка) до -263,7 м (с. Велика Димерка). Відклади світи складені континентальними піщано-глинистими алювіальними й озерно-болотними осадками. Формувались вони в умовах приморської акумулятивної низини з численними річками, тимчасовими водотоками, озерами-болотами. Потужності осадків (рис. 2.2) змінюються у широких межах і в основному становлять 5–20 м, збільшуючись до 30–45 м у депресіях. Максимальну потужність осадків орельської світи зафіксовано на північному сході – 59,9 м (с. Велика Димерка).

На формування давньої річкової мережі істотно впливали тектонічні фактори. Долини водотоків успадкували негативні структури доюрського рельєфу. У південно-західній частині аркуша, поза полем сучасного поширення осадків тріасу, такі структури сформувалися вздовж послаблених зон у породах фундаменту, приурочених насамперед до найдавніших розривних порушень. Оскільки вони здебільшого мають північно-західне і північно-східне орієнтування, то річкова мережа, що формувалася, часто мала аналогічний напрямок. У подальшому розломи зазнавали активізації, по них відбувались блокові переміщення фундаменту, які часто визначали орієнтування річкової мережі, викликали міграцію русел, впливали на інтенсивність процесів розмиву й осадконакопичення. Здебільшого це характерно для водотоків, що формувались на пухких піщано-глинистих утвореннях тріасу і насамперед дронівської світи. Останні легко розмивались, що призводило до утворення глибоких долин-депресій у доюрському рельєфі, виповнених згодом алювіальними різнофаціальними осадками значної потужності. Глинисті відклади радченківської підсвіти, які менше зазнавали ерозії, відігравали роль екрана.

Блокові переміщення фундаменту, неоднаковий вріз давніх водотоків у доюрську поверхню і подальша ерозія сформованих осадків зумовили значні варіації розрізів орельської світи як за потужностями, так і за набором її літофаціальних складових.

В алювіальних відкладах орельської світи вирізняються руслові, заплавні і старичні фації. У повних розрізах вони утворюють завершені цикли осадконакопичення. Насамперед це стосується центральної частини площі (р-н м. Києва). У підшві розрізу залягає базальна верства, складена гравелістими, крупно- і середньозернистими пісками, що практично не вміщують глинистих домішок. Піски кварцові у дрібнозернистих різновидах уміщують до 10% польових шпатів. У важкій фракції пісків присутні ільменіт, лейкоксен, циркон, рутил, гранат, турмалін. Для пісків характерна епігенетична піритизація, що асоціює з рослинними рештками, котрі представлені як у вигляді детриту, так і у вигляді вуглефікованих фрагментів рослин. Потужність базальних пісків досягає 26 м. Вище залягають осадки заплавної фації, представлені сірими, коричнево-сірими, середньо- і дрібнозернистими, здебільшого кварцовими, слабо глинистими пісками з тонкими проверстками піщаних глин і алевритів. У верхній частині глин часто присутні прошарки вуглистих пісків потужністю 0,3–0,5 м.

Верхня частина алювіальної товщі складена піщанистими глинами й алевритами з проверстками вуглистих пісків і бурого вугілля, що є утвореннями старичної фації. Потужність старичних відкладів становить від 0,5–12 м до 22 м. Глини і алеврити сірі, темно-сірі до чорних з буруватим відтінком, різною мірою вуглисті, горизонтальноверстовуваті з проверстками пісків, із включеннями решток обвугленої деревини. Глини за складом суттєво каолінітові. Серед них можна виділити типові каоліни, збагачені кластичним матеріалом. Вони, як правило, зустрічаються у нижній частині розрізу на ділянках, де долини врізані у відклади нижньодронівської підсвіти або у докембрійський фундамент. У верхах старичних відкладів відмічаються проверстки бурого вугілля потужністю 0,6–4,1 м, які залягають на глибинах 91,0–281,0 м (м. Васильків, с. Новосілки).

У південно-західній частині площі у розрізах відкладів орельської світи, що залягають безпосередньо на породах фундаменту, спостерігається циклічність осадконакопичення, подібна до описаної у центральній частині району. Відмінність полягає у підвищеній глинистості уламкових порід за рахунок значного вмісту каолініту, кількість якого збільшується до підшви верстви з переходом у перевідкладені або первинні кори вивітрювання (сс. Мар'янівка, Пінчуки, Хмільна та ін.). Підвищена каоліністість порід пояснюється тим, що осадки формувалися за рахунок продуктів розмиву каолінітової кори вивітрювання, у безпосередній близькості від площі їх поширення.

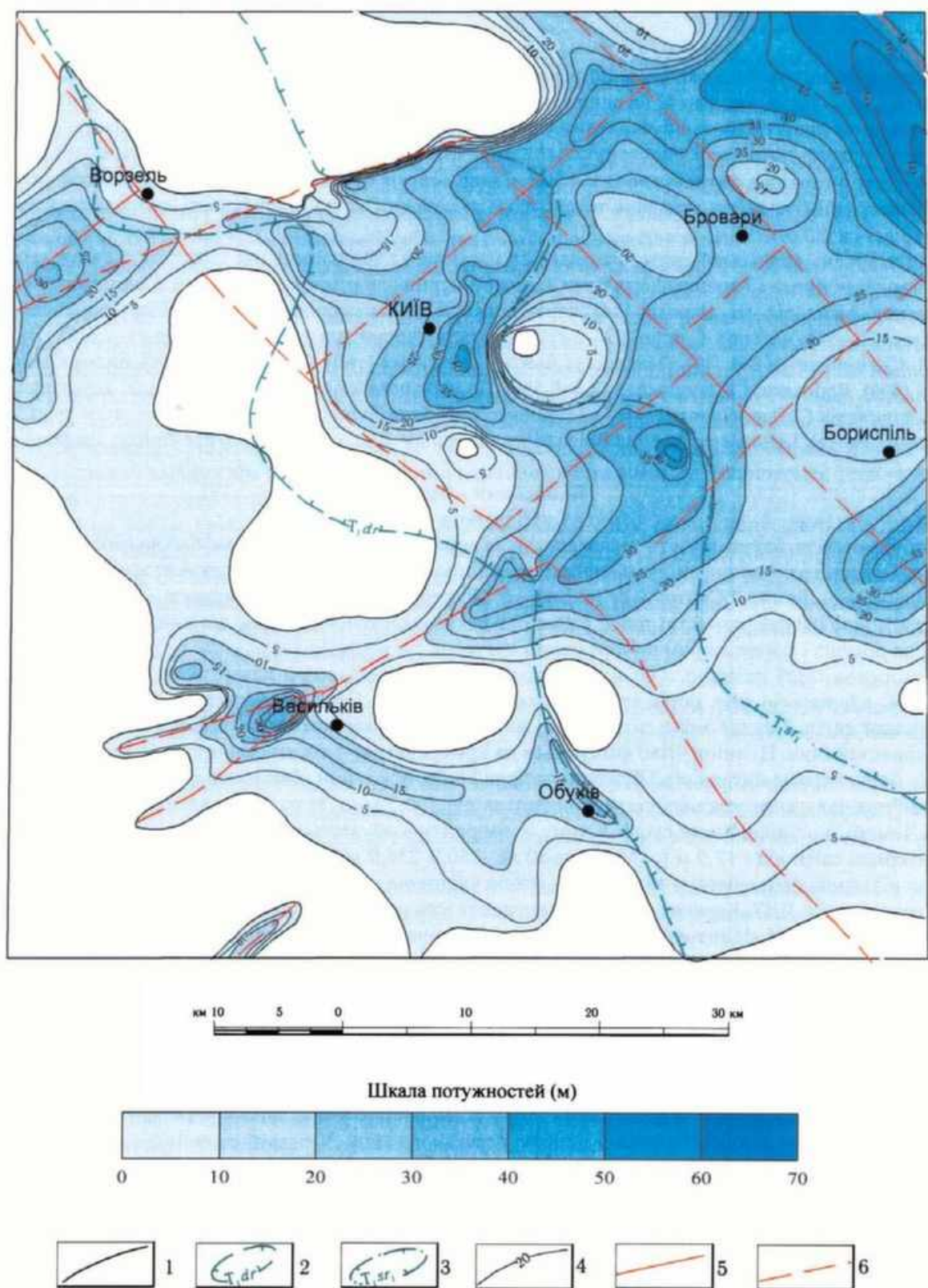


Рис. 2.2. Схема поширення відкладів байоського ярусу (орельська світа)

1 – межа поширення відкладів байоського ярусу (орельська світа J_2or). Межі похованих стратиграфічних горизонтів: 2 – T_{1dr} дронівської світи; 3 – T_{1sr1} нижньосеребрянської підсвіти; 4 – лінії ізопотужностей відкладів байоського ярусу. Розривні порушення, що впливали на процеси осадконакопичення у байоський час: 5 – достовірні; 6 – ймовірні

У центральній частині району у розрізах долин-депресій вирізняються кілька горизонтів, що відповідають відкладам старичних фацій, на основі чого виділяються 3–5 циклів седиментації. Циклічність зумовлена періодичними підняттями та опусканнями області осадконакопичення. На крайньому північному сході району в розрізі орельської світи простежуються проверстки сірих, коричнево-сірих, кварцових, тонкозернистих, пухких пісковиків потужністю 0,5–1,0 м. Склад осадків орельської світи зберігає мінералогічні особливості складу підстилаючих утворень тріасу, що є додатковим доказом спільності джерела формування осадків у тріасі і в байоський час.

Вік утворень орельської світи визначається насамперед їх положенням у розрізі, а також геологічними, палеогеографічними і палеонтологічними даними і встановлюється як байоський. Палінологічний комплекс байоських відкладів за даними [34] характеризується переважанням пилок *Tsugaepollenites* (23–39%), *Pinaceae* (22–34%) і спор *Coleopteris* (24–34%). Присутні спори плаунів *Selaginella* (1–2,5%), *Dicksonia* (до 3,5%), *Cheiropleuria* (1–4,5%), *Osmunda* (1,5–9%), *Leiotriletes* (типу *Gleichenia* до 9%), пилок *Ginkgo* (до 4%), *Cycas* (4%), *Podocarpus*, *Cupressaceae* (2,5–8,5%). До керівного комплексу входять види, характерні для байоських відкладів Східно-Європейської платформи: *Lydodium Subrotundum* K. M., *Coniopteris* sp., *Cheiropleuria cingregata* Bolch., *Leiotriletes ihtertus* Bolch., *Picea singularis* Bolch., *P. Mesophytica* Bolch., *Tsugaepollenites* sp.

Байоський – батський яруси

Підлужна світа J₂pd

У будові світи беруть участь відклади, що за віком відповідають верхам байоського і низам батського ярусів. Осадки світи поширені на північний схід від межі, що проходить через населені пункти с. Хмільна – с. Личанка – с. Липовий Скиток – с. Залізне – с. Погреби – с. Степок – с. Червона Слобідка. Вони є складовою частиною єдиної глинистої товщі байос-бат-ранньокеловейського віку, що майже повністю покриває територію аркуша і є водоупором регіонального значення.

Утворення світи незгідно, з розмивом, залягають на знівельованій поверхні відкладів орельської, сріблянської, дронівської світ, порід кристалічного фундаменту. Перекриваються згідно залягаючими глинами ніжинської світи. Верхня межа чітка, легко визначається у кернавому матеріалі за зміною літофаціальних особливостей глин. Ці зміни чітко фіксуються на кривих гамма- і електрокаротажу. Відклади підлужної світи мають меншу гамма-активність і більший позірний опір, ніж глини ніжинської світи, що залягають вище.

Глибини залягання покрівлі світи змінюються від 100,1 м (с. Матяшівка) на півдні до 360–365 м (с. Велика Димерка) на північному сході. У тому ж напрямку відбувається зменшення значень абсолютних відміток покрівлі світи від +17,9 м (с. Матяшівка) до -250,0–255,0 м (с. Велика Димерка). За схемою рельєфу підлоги відкладів байос-батського віку, складовою частиною яких є глини підлужної світи, останні полого занурюються у бік ДДЗ. Картина плавного занурення утворень світи різко порушується на крайньому північному сході території, де підлога відкладів припіднята на 140–150 м у межах північно-східного блоку, обмеженого з південного заходу Руднянським розломом.

Розріз світи складено одноманітною товщею алевритистих глин, що переходять до підлоги у глинисті алеврити і являють собою осадки мілководного трансгресуючого басейну. Породи темно-сірі до чорних із бурувато-коричневим відтінком, різною мірою вуглисті, часто з характерною хаотичною верствуватістю, рідше однорідні. У нижній частині переважають піщаністі різновиди. Кластичний матеріал представлений здебільшого тонкозернистим, кутастим кварцом із домішками зерен польових шпатів. У загальній масі порід часто простежуються уламки розміром 1–3 см у поперечнику міцно зцементованих різнозернистих, грубозернистих пісковиків на сульфідному цементі базального типу. У розрізі світи інколи помітні малопотужні (0,1–0,2 м) проверстки глинистих сидеритів жовто-бурого кольору. Відклади підлужної світи відзначаються порівняною витриманістю потужностей по площі, що становлять 8–12 м, збільшуючись до 12–15 м у центральній частині аркуша, де зафіксовано їх максимальне значення 15,8 м (с. Біличі). Деяке збільшення потужностей у районі сс. Пуца Водиця, Біличі, Софіївська Борщагівка, Гатне, Конча-Заспа просторово пов'язується з ділянками її залягання на крайових частинах піщаної товщі орельської й дронівської світ. Певно, формування осадків підлужної світи на цих ділянках значною мірою відбувалося за рахунок розмиву підстилаючих утворень.

Вік світи визначається в основному її положенням у розрізі і нечисленними даними визначень спорово-пилкових комплексів, у складі яких, за даними Соловицького В. М. [34], переважають спори папороті *Coleopteris* (16–22%), *Leiotriletes gleichenioides* Bolch. (до 20%), пилок голонасінних *Tsugaepollenites* (24–25%), хвойних родин *Pinaceae* (13–24%).

Батський ярус

Ніжинська світа J₂лж

Відклади ніжинської світи, що належать до середньо- і верхньобатського під'ярусів середньої юри, характеризуються найбільшим поширенням з усіх утворень юрського віку. Вони фіксують максимум трансресії юрського морського басейну. Відкладів світи не встановлено лише у крайній південно-західній частині району. Розвинені суцільним покривом на північний схід від лінії, що проходить через населені пункти с. Мо-

стище – с. Плесецьке – с. Велика Мотовилівка – с. Оленівка – с. Мар'янівка – с. Пінчуки – с. Червоне Перше. У смугі виклинювання відклади світи виповнюють зниження у рельєфі кристалічного фундаменту, утворюючи систему заток, що проникають на УЩ.

Породи світи з розмивом залягають на утвореннях фундаменту, орельської світи і без видимих слідів перериву лежать на глинах підлужної світи. На більшій частині території перекриваються осадками ічнянської світи і в поодиноких випадках породами нижньоіваницької підсвіти (с. Раківка, смт. Пуша Водиця). На крайньому південному заході на поверхні ніжинської світи залягають піски крейди й палеогену.

Верхня межа виявляється по-різному, що зумовлено літологічними властивостями осадків ічнянської світи, що залягає вище. У прибережній смугі поширення юрських осадків ця межа проводиться за різкою зміною палеонтологічно німих глин ніжинської світи, фауністично добре охарактеризованими алевритами ранньокеловейського віку. Межа поділу чітка, різка, легко фіксується на кривих ГК і ПО. На решта території ця межа в окремих випадках встановлюється у припокрівлевій частині єдиної глинистої товщі у разі появи в ній численних решток ранньокеловейської фауни. У цьому випадку контакт між світами поступовий, літологічно не виражений і на каротажних кривих не фіксується. Водночас у районі с. Раківка, смт. Пуша-Водиця, м. Вишгород, с. Біличі, с. Софіївська Борщагівка на цьому рівні всередині глин відмічаються поверхні розмиву. Їх формування, можливо, пов'язане із блоковими переміщеннями у межах Дніпровської зони розломів, у якій просторово розташовані зазначені пункти.

Як і вся осадова товща тріас-юрського віку, осадки ніжинської світи полого занурюються у північно-східному напрямку. Глибини залягання покрівлі світи збільшуються від 47,5 м (с. Копачів) у долині р. Стугна на півдні до 316,6 м (с. Велика Димерка) на північному сході. Абсолютні відмітки покрівлі також понижуються від +105,0 м (с. Мар'янівка) на південному заході до -208,3 м (с. Велика Димерка) на північному сході району. Нормальне полого залягання товщі ніжинських глин очевидно сильно порушене на північний схід від розлому, де вони припідняті, як і підстилаючі утворення підлужної світи, на 140–150 м.

Породи ніжинської світи характеризуються стабільністю потужності на більшій частині площі їх поширення, яка становить 40–44 м, дещо збільшуючись на північний схід – 47–52 м (рис. 2.3). Різде зменшення потужності осадків світи відмічається у південно-західному напрямку за межами площі поширення підстилаючої підлужної світи.

Світа представлена одноманітною товщею тонковерстуватих глин із проверстками сидеритів. Глини сірі, темно-сірі із зеленуватим і голубуватим відтінком, слюдисті, щільні, безкарбонатні. Для них характерна ритмічна тонкогоризонтальноверстувата будова. По площинах наверстування відмічаються присипки борошнистого слюдистого алевриту й піску.

На основі геофізичних спостережень у свердловинах і за даними гранулометричних аналізів у розрізі товщі, що розглядається, можна виділити три літологічні пачки. Нижню – мікроверстуваті алевритові глини із вмістом фракції 0,01 мм – 54,2%, у покрівлі з проверстками сидериту; потужність 12–15 м. Середню – грубодисперсні глини зі значними домішками кластичного матеріалу, що утворює самостійні проверстки (7–10 см), із двома проверстками сидериту в покрівлі; потужність 10–14 м. Верхню – тонкодисперсні глини, щільні, пластичні, приховановерстуваті, безкарбонатні; потужність 14–18 м.

Відокремлення цих пачок, можливо, пов'язано зі зміною тектонічної обстановки.

Глини за складом гідролюдисті з домішками монтморилоніту й каолініту. Легка фракція складається здебільшого із кутастих необкатаних зерен кварцу, із незначною домішкою польових шпатів. Постійно присутні поодинокі зерна глауконіту. У важкій фракції провідна роль належить циркону, ільменіту, лейкоксену, а вміст турмаліну, гранату, рутилу становить одиниці відсотків. Порівняно з підстилаючими осадками зменшується кількість польових шпатів, ільменіту, лейкоксену. Характерні незначні домішки рутилу та анатазу.

У смугі свого виклинювання глини ніжинської світи набувають ознак, що характерні для прибережно-морських осадків. У них збільшується вміст і розмір уламкового матеріалу, навіть до появи дрібного гравію. Збільшується кількість включень, вуглефікованих рослинних решток. У межах давніх річкових долин, на ділянках, де глини ніжинської світи залягають на піщано-каолінітових розрізах орельської світи, збільшується домішка каолініту і глини набувають світлішого забарвлення.

Як уже зазначалось, у товщі глин постійно фіксуються прошарки глинистих сидеритів потужністю 0,1–0,3 м, рідше до 0,6–0,9 м. Це коричнювато- або жовтувато-сірі щільні породи, що на 70–80% складаються з дрібних зерен сидериту з домішками глинистої речовини (до 25%) і алевритового кварцу. Кількість прошарків від 1–3 до 5. Не виключено, що вони можуть мати значне за площею поширення і пов'язані з певними стратиграфічними рівнями. За даними спектрального аналізу сидерити часто характеризуються підвищеним вмістом фосфору.

Вік відкладів ніжинської світи визначається її стратиграфічним положенням і палеонтологічними залишками. Для відкладів цього рівня за даними ГЗ-50 (визначення С. А. Єгорової) найбільш характерними є *Coniopteris* sp., *Gleichenioides granulatus* Grig., *Gl. senonicus* Ross., *Classopellis classoides* (Pf.) Pokr., *C. torus* (Reiss.), *Picea exiloides* Bolch., *Pinus* sp., *Tsugaepollenites* sp.

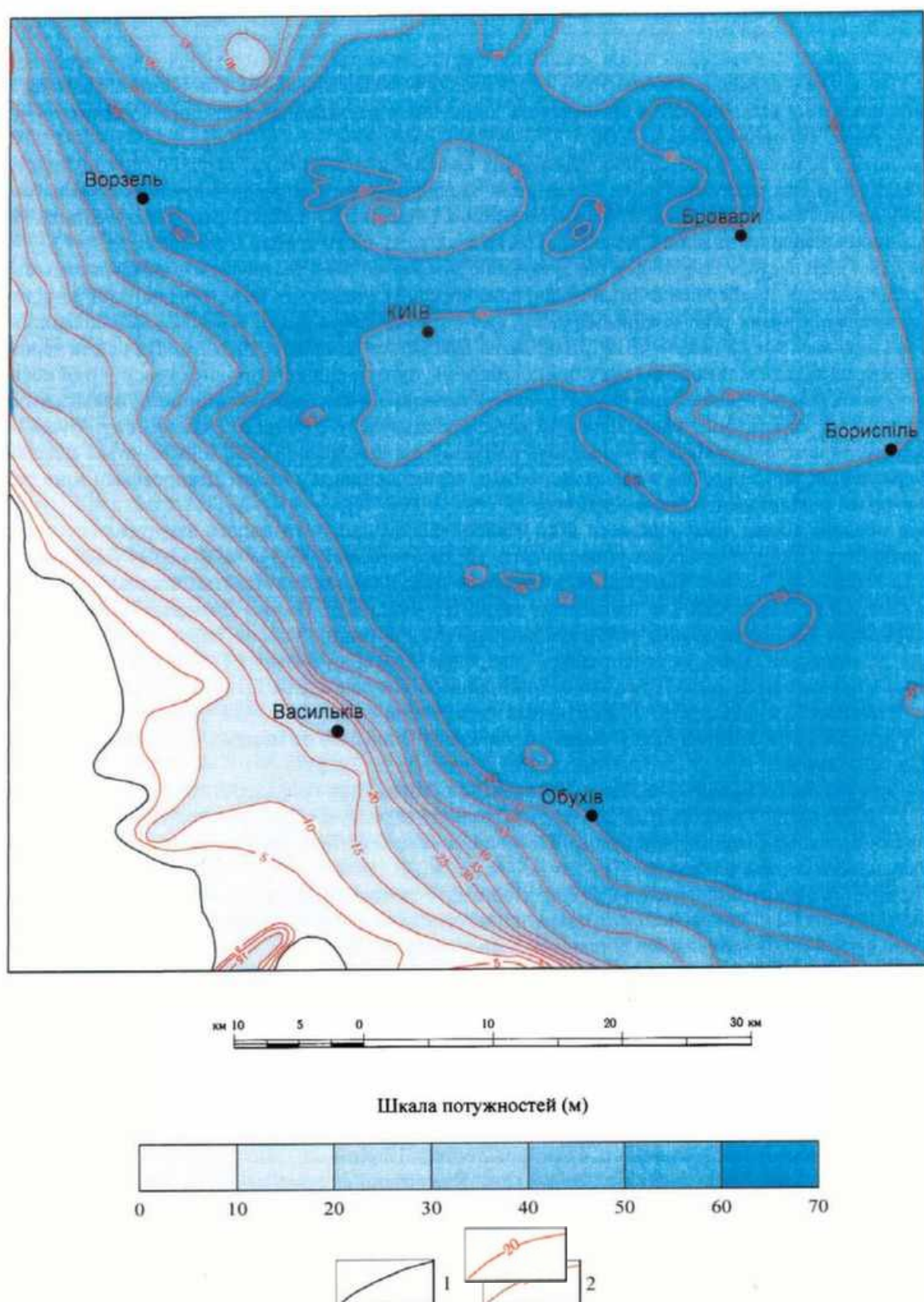


Рис. 2. 3. Схема поширення товщі глин байос-бат-нижньокеловейського ярусів

1 – межа поширення товщі глин байос-бат-ранньокеловейського віку; 2 – лінії ізопотужностей товщі глин

Келовейський ярус Ічнянська світа J₂L³

Складена осадами ранньокеловейського віку. Відклади світи характеризуються значним поширенням на території аркуша, за винятком південно-західної його частини, де площа їх залягання обмежена лінією, що проходить через населені пункти с. Мостище – с. Плесецьке – с. Тростинка – с. Червона Слобідка. Утворення світи згідно залягають на глинах ніжинської світи і без видимої перерви перекриваються алевритами нижньоіваницької підсвіти середньої юри, а у місцях її відсутності – пісками нижньої і верхньої крейди та палеогену.

Верхній контакт світи з верхньоіваницькою підсвітою виявляється нечітко через літофасціальну подібність цих стратиграфічних підрозділів. Межа між ними встановлюється здебільшого за палеонтологічними даними. Найменшу глибину залягання відкладів світи 32,7 м зафіксовано на півдні території аркуша, у долині р. Стугна, а максимальну – 278,3 м на північному сході. Покрівля горизонту поступово занурюється у тому ж напрямку, значення абсолютних відміток змінюються від +88,1 м до -164,4 м.

Ічнянська світа складена алевритами й глинами різною мірою вапнистими. Потужність відкладів коливається у значних межах. У перекритих розрізах вона становить 8–11 м, місцями збільшуючись до 15–19 м. Максимальну потужність 23,2 м (св. 6023, с. Погреби) зафіксовано у прибережній смузі поширення осадків.

Характер залягання відкладів світи визначається структурними особливостями поверхні підстилаючих глин ніжинської світи. Аналіз розподілу потужностей світи свідчить, що підвищені їх значення пов'язані з відносно зануреними ділянками поверхні ніжинських глин, а понижені – із відносно припіднятими. У районі с. Раківка й смт. Пуша Водиця осади ранньокеловейського віку відсутні взагалі. Вірогідно, це результат малоамплітудних блокових переміщень у межах Дніпровської зони розломів.

Розріз світи, переважно складений алевритами й глинами, часто має чітку двочленну будову. Нижня її частина представлена глинами потужністю 5–10 м, інколи до 17,4 м (с. Перемога), що входять до складу єдиної глинистої товщі байос-бат-ранньокеловейського віку. Верхня частина представлена глинистими алевритами потужністю 5–8 м. У південно-західному напрямку, у бік берегової лінії, відбувається поступове заміщення нижньої глинистої товщі алевритами. У розрізах світи, складених виключно алевритами, її потужність досягає 23,2 м (с. Погреби).

Глини, що складають нижню частину розрізу, сірі, темно-сірі з буруватими і коричнюватими відтінками, щільні, часто алевритисті, вапняковисті, тонковерстуваті, з вуглефікованими й піритизованими рослинними рештками. Вони вміщують численні органічні рештки.

Алеврити сірі, темно-сірі з буруватим відтінком, кварцові, різною мірою глинисті, піщанисті, часто вапняковисті, як правило, за рахунок черепашкового детриту. Кластичний матеріал представлений на 85–90% кварцом кутастої, кутасто-обкатаної форми. Серед аутигенних мінералів часто присутній глауконіт. У важкій фракції значно переважають циркон, турмалін, рутил, дистен, гранат. Глиниста складова порід полімінеральна і представлена гідролітою, монтморилонітом, каолінітом. У західній і північно-західній частинах аркуша в алевритах часто простежуються прошарки, складені коричнювато-бурими лімонізованими оолітами шамозиту розміром 0,5–1,2 мм у діаметрі. В цьому ж районі спостерігаються переходи алевритів прошарками у щільно зцементовані алевроліти, зафіксовано вапняки. Літологічний склад світи не витриманий, особливо у зоні виклиновання, із наближенням до області прибережних піщаних фацій.

Відклади світи добре охарактеризовані палеонтологічно. Зустрічаються черепашки, ядра, відбитки амонітів, брахіопод, гастропод, белемнітів, рясний детрит. Надійшли й інші знахідки амонітів *Keplerites gowerianus* (Sow.), *K. calloviensis* (Sow.). У спорово-пилковому комплексі переважають *Gleichenia laeta* Bolch., *G. umbonata* Bolch., *Leiotriletes gleicheniaformis* Bolch., *Classopollis* sp., *C. classoides* Pg. Їх ранньокеловейський вік однозначно підтверджується даними спорово-пилкового і мікрофауністичного аналізу.

Середній – верхній відділи Келовейський – оксфордський яруси Іваницька світа J₂-J₃IV

Відклади світи займають більшу частину площі аркуша. В її будові беруть участь прибережно-морські й морські осади середньо-пізньокеловейського і оксфордського віку, які відносяться відповідно до складу нижньо- і верхньоіваницької підсвіти. Утворення світи, як і підстилаючі відклади, полого занурюються у північно-східному напрямку у бік ДДЗ, де на сході аркуша спостерігаються максимальні її потужності, що досягають 100 м і більше. Нормальне залягання іваницької світи порушується тільки у крайній північно-східній частині площі, де по Руднянському розлому північно-східний блок піднятий на 140–150 м відносно південно-західного. У межах цього піднятого блоку відклади світи, ймовірно, частково еродовані, тому що на суміжних територіях на докрейдовий зріз виходить нижня частина світи. Виділення у складі світи нижньої й верхньої підсвіти базується на літологічних і палеонтологічних даних, але не завжди має однозначний характер.

Нижньоіваницька підсвіта J₂iv₁

Складена осадами середньо-пізньокеловейського віку. Утворення підсвіти розвинені на північний схід від лінії, що проходить через населені пункти с. Бузова – с. Княжичі – с. Кожухівка – с. Дерев'янки – с. Копачів – пд. окол. м. Обухів – с. Жуківці – с. Гребені. Згідно залягають на породах ічнянської світи, а в поодиноких випадках на глинах ніжинської світи, також згідно, без перерви, перекриваються відкладами верхньоіваницької підсвіти, а в місцях їх відсутності – пісками нижньої й верхньої крейди. Нижня межа з підстиляючими алевритами ічнянської світи літологічно встановлюється погано і проводиться на основі палеонтологічних визначень. Верхній контакт підсвіти нечіткий і також встановлюється на основі літологічних і палеонтологічних даних. Межа між підсвітами може визначатись за даними електрокаротажу. Утворення, що залягають нижче, характеризуються дуже диференційованою кривою ПО, на відміну від порід верхньої підсвіти.

Відклади підсвіти полого занурюються у північно-східному напрямку. Глибина залягання покрівлі змінюється від 34,3 м у долині р. Стугна на півдні до 267,0–270,0 м на північному сході (с. Велика Димерка – с. Підлісся). Абсолютні відмітки покрівлі зменшуються від +70,7 м (с. Перше Травня) до -161,7 м (с. Велика Димерка). Літологічний склад нижньоіваницької підсвіти відзначається різноманітністю. В її розрізі переважають алеврити карбонатні, крем'янисті, глинисті, серед яких спостерігаються проєрстки алевритистих вапняків, глин, мергелів, карбонатних і алевритових опок, рідше тонкозернистих пісків, пісковиків. Літологічні різновиди пов'язані поступовими переходами, простежити які досить важко. Для всієї товщі осадків підсвіти властиве збільшення частки карбонатних порід у розрізі від підосви до покрівлі. Потужність відкладів нижньоіваницької підсвіти збільшується у північному й північно-східному напрямку, в бік ДДЗ. У повних перекритих розрізах вона здебільшого становить 45–60 м. При цьому максимальні значення потужності спостерігаються поблизу північного обмеження площі. Так, у районі с. Раківка вона досягає 77,4 м. Слід зауважити, що тут не зафіксовано відкладів раннього келовею, які могли б бути охарактеризовані у складі молодших утворень, включених сьогодні до складу нижньоіваницької підсвіти.

Провідну роль у розрізі підсвіти відіграють алеврити. Це переважно світло-сірі із зеленувато-бурим відтінком породи, однорідні, іноді верстуваті, глинисті, карбонатні, із значною кількістю фауністичних решток. Складаються із кварцових зерен з домішкою польових шпатів, слюдистих мінералів. Вміст глинистої складової в алевритах досягає 20–30%. Вони різною мірою карбонатні. Вміст карбонатів у них збільшується вгору по розрізу і становить 5–35%. Карбонати представлені криптозернистим кальцитом у цементі породи і доломітом. У верхній частині алевритів зустрічаються зерна глауконіту. У породах спостерігаються значні домішки опалових спікул губок, велика кількість яких (до 10–15%) дає підстави зараховувати деякі різновиди алевритів до гезів. Для алевритів середньої частини розрізу підсвіти характерне плямисте конкреційне окременіння, що спричиняє утворення крем'янистих і опоковидних алевролітів. Алевролітові стягнення можуть мати різну форму і розміри, утворюючи пластовоподібні скупчення, і пов'язані із вміщувачими алевритами поступовими переходами. Цемент алевролітів полімінеральний опалово-карбонатно-глинистий. При збільшенні частки опалового цементу породи переходять в опоковидні алевроліти й алевритисті опоки. Останні утворюють прошарки потужністю до 0,5–0,8 м. При переважанні карбонатного цементу спостерігаються переходи у крем'янисті вапняки. Вапняки зустрічаються у верхній половині розрізу, де утворюють прошарки потужністю кілька метрів. Вапняки світло-сірі з бурувато-жовтим або зеленуватим відтінком, тонкозернисті, з ядрами молюсків. Складаються на 90–95% із зерен кальциту з незначною домішкою алевритових зерен кварцу. Структура криптозерниста, з елементами органогенної, з ділянками перекристалізації. Породи різною мірою окременілі.

Другорядну роль у розрізі нижньоіваницької підсвіти відіграють глини, мергелі, піски. Глинисті породи тяжіють до верхніх частин розрізу і частіше зустрічаються у східних частинах аркуша. Окремі прошарки глин відмічаються і в південно-західній його частині. Глини сірі, світло-сірі з бурувато-коричневим відтінком, щільні, різною мірою карбонатні, алевритисті, часто прихованогрубоверстуваті, з відбитками фауни. Алевритова домішка у глинах аналогічна самим алевритам, але має підвищений вміст слюди. За складом глини полімінеральні переважно гідрослюдисті з домішкою монтморилоніту. Піски простежуються у південно-західній частині площі в основі розрізу у вигляді пачок змінної потужності. В результаті діагенезу переходять у різні види пісковиків. Піски дрібно- і тонкозернисті, кварцові, часто вміщують залізисті ооліти, багатий черепашковий детрит. За складом ці породи, окрім присутності оолітів шамозиту, не відрізняються від описаних вище алевритів, пісковиків. Вміст оолітів змінний і коливається від незначної домішки до 25–30%. Ооліти здебільшого псамітової розмірності (0,1–2,0 мм). Фації шамозитвміщуючих порід фіксують час обміління басейну осадконакопичення.

Мінералогічний склад відкладів нижньоіваницької підсвіти загалом подібний до підстиляючих відкладів. Відмінністю є різке збільшення карбонатності, рясний біогенний опал, а також діагенетичне окременіння і доломітизація. За літологічними особливостями осадків, що складають розріз підсвіти, у межах аркуша виділяються фаціальні зони осадконакопичення у напрямку з північного сходу на південний захід – карбонатно-кремениста, алеврито-кремениста і глинисто-алеєритова.

У покрівлі описаних відкладів виявлено багатий комплекс форамініфер, серед яких переважають типові пізньокеловейські види: *Lenticulina follim* (Wisn.), *L. uhligi* (Wisn.), *L. Pseudocrassa* (Mjatl.), *L. Cultratiformis* (Mjatl.).

Верхній відділ

Верхньоіваницька підсвіта J₃iv

На території аркуша підсвіта представлена осадами оксфордського віку. Відклади підсвіти розвинені у північно-східній частині аркуша, на схід від населених пунктів с. Раківка – с. Горенка – с. Біличі – смт. Вишневе – с. Пирогів – с. Вишеньки – 2 км на південь від м. Бориспіль. Вони згідно залягають на породах нижньоіваницької підсвіти, а зверху з розмивом перекриваються осадами нижньої й верхньої крейди. При загальному пологому зануренні утворень підсвіти у північно-східному напрямку глибина її залягання змінюється від 66,5 м у районі с. Осокорки до 200,0 м на сході аркуша. Покрівля підсвіти занурюється у тому ж напрямку, зі зміною значень абсолютних відміток від +46,2 м (с. Вишневе) до -88,7 м (с. Велика Димерка) і нижче. У північно-східному куті площі, в межах піднятого блоку, обмеженого з південного заходу Руднянським розломом, покрівля іваницької підсвіти (докрейдова поверхня) піднята на 70–80 м, можливо й більше. При цьому верхня частина відкладів була частково еродована трансгресією крейдового морського басейну.

Розріз підсвіти складений літологічно різномірним комплексом осадків, що формувались у прибережно-морських і морських умовах, загальною потужністю до 75 м (с. Велика Димерка). Їх літологічний склад подібний до складу підстилаючої нижньоіваницької підсвіти, але відзначається збільшенням у розрізі кількості карбонатних порід. Характер розподілу різних типів осадків на площі свідчить про те, що в оксфордський час збереглися літофаціальні зони, які відособились у пізньому келовей. Поблизу межі поширення осадків верхньоіваницької підсвіти, у межах сучасного правобережжя Дніпра, у її складі переважають алеврити, алевроліти, рідше пісковики, різною мірою окременілі, іноді спонгіоліти, характерні для кременисто-алевритового типу розрізу. Вапняки практично відсутні. У міру віддалення від берегової лінії на північний схід (територія лівобережжя Дніпра) роль карбонатних порід у розрізі різко збільшується. Їх потужність поблизу східної межі аркуша досягає 41 м (с. Велика Димерка). Тут формувались осадки карбонатно-кременистого типу, а у верхній частині підсвіти відмічена поява горизонту глинистих порід потужністю до 34 м, представлених глинистими мерелями. У межах площі ГЗ-50 встановлено ранньоксфордський вік нижньої частини верхньоіваницької підсвіти, що підтверджується знахідками форамініфер *Marsonella donetzana* Dain., *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp.

Крейдова система

Відклади крейдової системи представлені нижнім і верхнім відділами. Розвинені всюди за винятком південно-західної частини площі аркуша. Абсолютні відмітки підосви змінюються від +92,6 м (с. Ксаверівка) до -87,7 м (с. Велика Димерка), потужності – від кількох метрів до 88 м, загалом збільшуючись на північний схід. Представлені відклади крейдової системи переважно морськими утвореннями. Виняток становить піщано-глиниста товща континентальних нерозчленованих відкладів готеривського й баремського ярусів. Залягають крейдові відклади трансгресивно з незначним кутовим неузгодженням на юрських породах і породах докембрію, перекриваються відкладами палеогену. Межі з товщами, що залягають нижче й вище, чіткі.

Нижній відділ

У складі нижньокрейдових відкладів виділяються готеривський і баремський яруси нерозчленовані, верхньоальбський під'ярус.

Готеривський і баремський яруси нерозчленовані

Загорівська і журавинська світи нерозчленовані K₁zg-žr

Південно-західна межа практично суцільного поширення відкладів цих світ проходить вздовж лінії населених пунктів с. Петрівці – м. Вишгород – с. Троєщина – с. Погреби – с. Калинівка – на південь від м. Бориспіль. На решта території вони присутні у вигляді невеликих, вцілілих від розмиву острівців (Ново-Біличі, Караваєві Дачі, Микільська Боршагівка). В основі товщі залягає базальний шар сірих крупнозернистих і гравелистих пісків (до 2,0 м). Він перекривається пісками сірими різнозернистими кварцовими з лінзами алевритів, каолінітових і вуглистих глин, уламками кременів, опокоподібних пісковиків. Максимальна потужність до 12 м. Комплекс спор і пилку з вуглистих прошарків визначається за віком як готерив-баремський. Спорово-пилковий спектр представлений *Gleichenia stellata* Bolch., *Lycopodium subsimplex* (Naum.), *Leiotriletes gleicheniaformis* Bolch., *Caytonia oncodes* Bolch.

Верхньоальбський під'ярус

Нижньобуромська підсвіта K₁br₁

Південно-західна межа її поширення проходить вздовж лінії населених пунктів с. Козинці – с. Михайлівка – с. Рубежівка – смт. Ірпінь – с. Шевченкове – с. Тарасівка – с. Новосілки – с. Козин – с. Українка – с. Черняхів.

Уздовж лінії сс. Раківка – Пуша Водиця – Осокорки смугою завширшки 2–10 км відклади світи збереглися тільки у вигляді невеликих острівців площею 1–4 км². Такий острів площею 8 км² зберігся у районі с. Велика Вільшанка (рис. 2.4).

Представлені породи підсвіти трансгресивно залягаючою на верхньоюрських або на загорівсько-журавинських відкладах товщею прибережно-морських пісків сірих, зеленувато-сірих до сіро-зелених різнозернистих (від дрібно- до середньозернистих кварцових, глауконіт-кварцових різною мірою глинистих, слюдистих. У пісках зустрічаються стяжіння і прошарки пісковиків (розміром від кількох сантиметрів до 0,6 м) гезоподібних сірих, світло-сірих із зеленуватим відтінком кварцових, глауконіто-кварцових, місцями окремих, на опало-халцедоновому цементі з домішкою фосфату. В основі товщі простежується прошарок галечнику з кременями. Вік відкладів підтверджується знахідками форамініфер *Marginulina turgida* (Reuss), *Conorbeides lamplugni* Scherlock, *Cumberlandia cenomana* (Kell.).

Верхній відділ

У складі верхньокрейдових відкладів виділяються сеноманський і турон-коньякський яруси.

Сеноманський ярус

Характеризується значним розвитком. Абсолютні відмітки його залягання змінюються від -74,0 м до +94,0 м. Потужність відкладів коливається від 1–2 м до 22 м. Залягають вони без видимої стратиграфічної перерви на відкладах верхньоальбського під'ярусу або зі слідами значного розмиву на породах юри. Перекриваються відкладами туронського ярусу з поступовим переходом і палеогену – з розмивом. Сучасна південно-західна межа поширення проходить по лінії населених пунктів с. Перевіз – с. Плесецьке – с. Мал. Солтанівка – с. Митниця – с. Яцьки.

У складі ярусу виділяються нижній, середній і верхній під'яруси.

Нижньосеноманський під'ярус Верхньобуромська підсвіта (K₂br₂)

Поширена скрізь. Представлена піском зеленувато-сірим, місцями темно-зеленувато-сірим кварц-глауконітовим, слабо слюдистим. Як правило, піски однорідні сипучі з гніздами і стяжіннями конкреційного пісковика. У пісках значний вміст глауконіту (до 30%). Пісковики кварц-глауконітові часто зливні з опалово-халцедоновим цементом, з великою кількістю спікул губок. У базальній частині розрізу простежуються конкреційні стяжіння пісковика кременистого, що переходить у кремій. Потужність світи до 12 м. Вік відкладів підтверджується знахідками форамініфер *Arenobulimina sabulosa* Chapm., *Rugoglobigerina holzli* (Hagen), *Anomalina cenomanica* Brotz., *Discorbis sanjarensis* Liph.

Середньо-верхньосеноманський під'ярус Товща писальної крейди і мергелів (K₂кп)

У складі товщі виділяються нижня і верхня пачки.

Нижня складена вапняковими кварц-глауконітовими пісками, що переходять вгору по розрізу у піщаний глауконітовий мергель. Для відкладів і верхньобуромської підсвіти, і описуваної пачки властива рясна мікрофауна, спікули губок, голки їжаків, белемніти, брахіоподи, двостулкові, гастроподи. Характерні також жовна, фігурні стяжіння фосфоритів.

Верхня пачка представлена мергелями білими і світло-сірими крейдоподібними щільними піщанистими, зі значною домішкою дрібних зерен кварцу, глауконіту, кількість яких збільшується до підшови пачки, де зустрічаються стяжіння фосфоритів, кременів. Потужність світи до 10 м.

Слід зауважити, що межі між трьома під'ярусами сеноманського ярусу нечіткі, переходи поступові. Мергелі характеризуються присутністю форамініфер: *Vaginulina recta* Reuss, *Rugoglobigerina holzli* (Hagen), *Anomalina berthelini* Keller, *A. cenomanica* (Brotz.), *Cibicides globosus* (Brotz.).

Туронський і коньякський яруси Товща крейди (K₂к)

Без слідів перерви на відкладах товщі писальної крейди і мергелів залягає однорідна товща мергелю, мергелистої крейди і писальної крейди, потужність якої досягає 37 м. Від піщано-глинистих відкладів палеогену, що залягають вище, відділяється чіткою поверхнею розмиву. Сучасна межа поширення проходить на схід від лінії населених пунктів с. Клавдієво – с. Ворзель – с. Білогородка – с. Червоний Хутір – м. Бориспіль.

За палеонтологічними даними товща розділяється на три пачки: нижню (нижньотуронський під'ярус), середню (верхньотуронський під'ярус) і верхню (нижньоконьякський під'ярус).

Нижня пачка представлена писальною крейдою, що в напрямку підшови місцями переходить у мергель. Крейда біла, рідше світло-сіра, однорідна, щільна, складена пелітоморфними зернами кальциту з рідкими зернами кварцу, глауконіту. До підшови верстви кількість глинистої речовини збільшується і крейда поступово

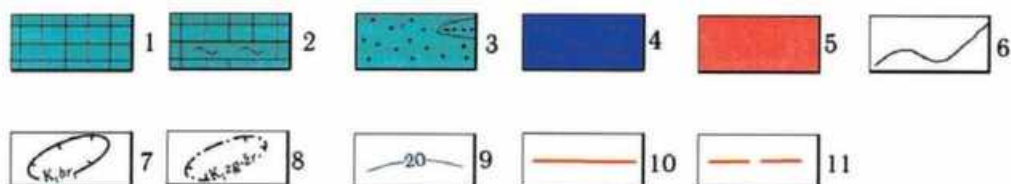
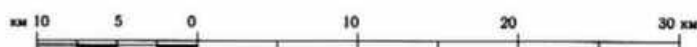
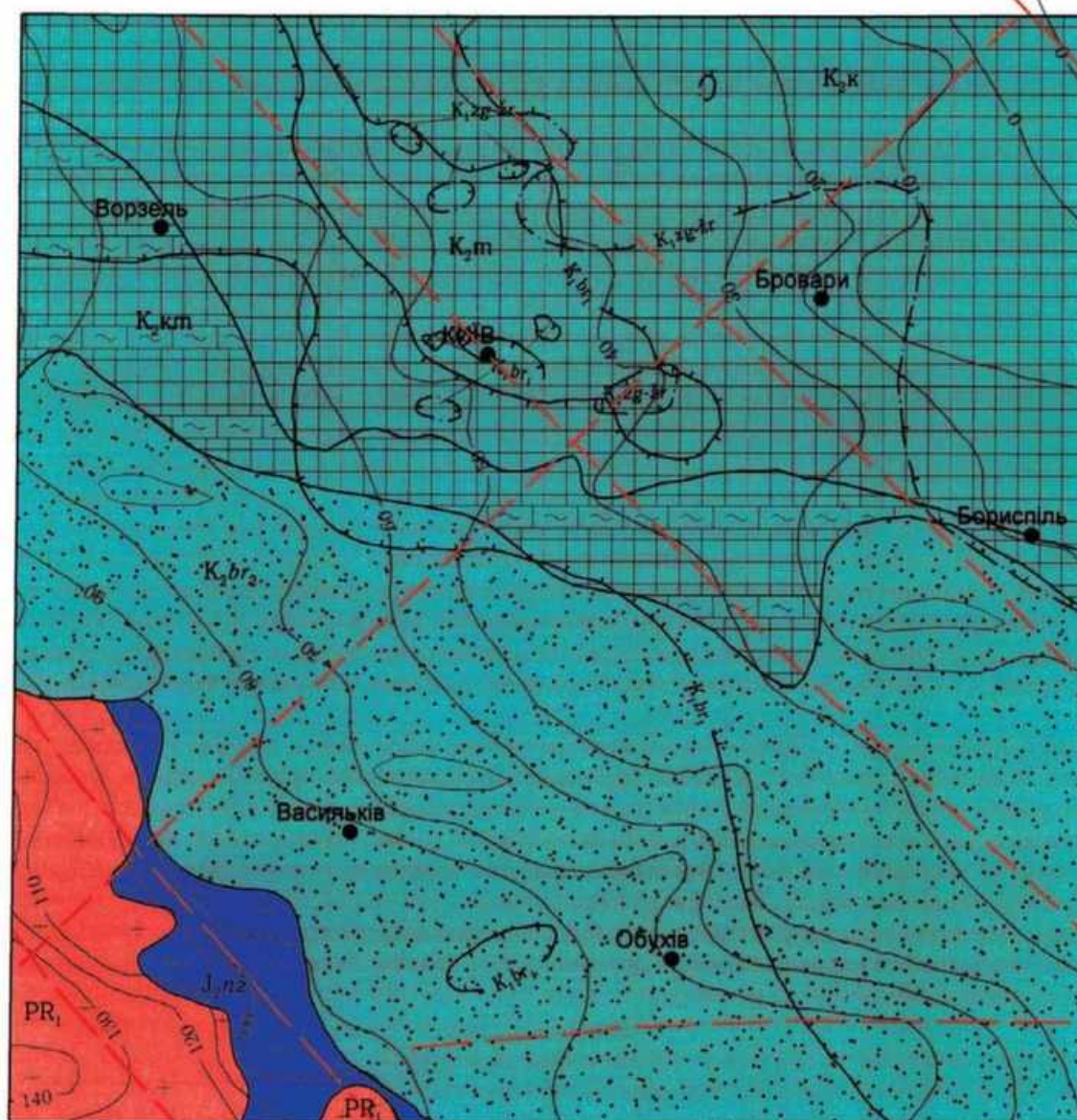


Рис. 2. 4. Схематична геологічна карта допалеогенових утворень

1 – K_2k – товща писальної крейди; 2 – K_2km – товща писальної крейди і мергелів; 3 – K_2br_2 – верхньобуромська підсвіта: пісок кварц-глауконітовий зі стяжіннями пісковиків; 4 – J_2nz – ніжинська світа: глини; 5 – PR_1 – утворення кристалічного фундаменту; 6 – межі між різновіковими геологічними утвореннями. Межі поширення похованих відкладів: 7 – K_1br_1 – нижньобуромської підсвіти; 8 – K_1zg-zr – загорівської і журавинської світ нерозчленованих; 9 – ізогіпси підосви відкладів палеогену. Розривні порушення, проявлені у рельєфі підосви відкладів палеогену: 10 – достовірні; 11 – ймовірні

переходить у мергель, що візуально не відрізняється від мергелю товщі (K_2km), що залягає нижче. Потужність пачки до 15 м.

Середня пачка поширена на північний схід від лінії населених пунктів сс. Блоставиця – Пуща Водиця – Дарниця – Нестерівка. Представлена пачка крейдою білою, щільною, крихкою та висококарбонатною, рідше світло-сірим мергелем. На контакті з палеогеном крейда через присутність гумінових кислот має бурувато-кремовий колір, щільність її зменшується. Потужність пачки до 12 м.

Верхня пачка поширена у північно-східній частині району. Південно-західна її межа проходить по лінії с. Старі Петрівці – с. Хотянівка – с. Зазим'є – м. Бровари – с. Требухів. Потужність пачки досягає 10 м. Літологічно дуже подібна до середньої пачки, межа з якою проводиться тільки за палеонтологічними даними. Представлена мергелем щільним білим і світло-сірим, що догори переходить у крейду м'яку білу піщанисту. У породах описано рештки *Reusella turonica* Akim, *Reusella carinata* Vass, *Globorotalites multiveptus* Brotz., *Anomalina praeinfsantonica* Mjatl., *A. costulata* Marie.

Кайнозой

Палеогенова система

Палеогенові відклади представлені морськими утвореннями від прибережного до відносно глибоководного типу. Поширені вони майже на всій території аркуша. Найповніше розвинені на правобережжі Дніпра, де в їхньому складі присутня канівська серія нижнього еоцену, бучацька серія і київська світа середнього еоцену, обухівська світа верхнього еоцену, межигірська світа нижнього олігоцену і берекська – верхнього олігоцену.

На лівобережжі у долині р. Дніпра берекська, межигірська, обухівська, а місцями і київська світи повністю розмиті. Залягають палеогенові відклади трансгресивно на розмитій поверхні крейди, юри або докембрію. Перекриваються пісками новопетрівської світи або четвертинними відкладами.

Абсолютні відмітки їх підосви коливаються від +143,0 м (с. Фастовець) до -3,0 м (с. Велика Димерка), занурюючись на північний схід і схід. Загальна потужність палеогену змінюється на правобережжі Дніпра від 20 м до 92 м, на лівому березі – від 27 м до 84 м.

Відклади усіх підрозділів палеогенової системи виходять на дочетвертинну поверхню, а породи київської, обухівської, межигірської і берекської світ відслонюються у правому березі р. Дніпра, по долинах його правих приток і великих балок.

Нижній еоцен

Канівський регіонарус

Канівська серія P_2kl

Відклади серії представлені прибережно-морськими піщано-глинистими утвореннями (до 30 м), що залягають трансгресивно з кутовим неузгодженням на утвореннях кристалічного фундаменту, юри та крейди. Поширені по усій території за винятком південно-західного району, де приблизно вздовж лінії населених пунктів с. Леонівка – с. Плесецьке – с. Мотовилівка – с. Мар'янівка – с. Вінницькі Стави вони виклинюються на припіднятому тут фундаменті.

Канівська серія складена переважно пісками. У нижній частині – темно-сірими або бурувато-сірими, іноді майже чорними, дрібно- і тонкозернистими до алевриту, слюдистими і глауконітовими, в основі – з провєрстками чорних вуглистих глин, включеннями великих зерен кварцу, галькою кременю і жовнами фосфоритів. У середній частині піски сірі і зеленувато-сірі глауконіт-кварцові дрібно- і різнозернисті. Перекриваються вони пісками темно-сірими глауконіт-кварцовими з лінзами глин темно-сірих і пісковиків із ядерно-кременистою цементациєю. Загалом піски середньої і верхньої пачки, на відміну від нижньої, менш глинисті, в їхньому складі менше акцесорних мінералів.

Нижня частина відкладів канівської серії на території аркуша, на схід від лінії населених пунктів с. Мироцьке – с. Тарасівка – с. Крушинка – с. Копачів – с. Українка – с. Гребені, представлена пісками тонкозернистими до алевриту, темно-сірими до чорних, глауконіто-кварцовими, глинистими. В. В. Кулінський [24] відносив її до лузанівських верств (зараз мерлінська світа) палеоцену, розвинених на схід від території аркуша.

Питання про співвідношення лузанівської і сумської серій, монастирецької й мерлінської світ досить складне. Скоріше за все говорити про наявність на території аркуша відкладів сумської (лузанівської на УЩ) серії не доводиться, тим більше, що мерлінська світа представлена опоками і алевритами опокіподібними.

На відміну від бучацьких пісків, що залягають вище, канівські піски більш дрібнозернисті й однорідні, темніші, слюдисті, глинисті, вуглисті. Спорово-пилкові спектри характеризуються переважанням пилку тропічних та субтропічних покритонасінних *Castanea crenataeformis* Sam., *Castanea* sp., *Castanopsis pseudoungulatum* (E. Rot.), *Quercus sparsa* Mart. У значній кількості (10–44%) присутній пилко *Normonolis* та *Postnormopolis* (*Trudopolis menneri* (Bolch.), Pokr., *T. nonperfectus* Pf., *T. pertrudens* Pf., *T. pompekyii* Pf., *Tetrapollis* sp., *Nudopolis terminalis* Pf., *N. thiergartii* Pf., *N. ortanus* Pf. Серед голонасінних переважає пилко сім. *Taxodiaceae* та *Pinaceae*.

Середній еоцен
Бучацький регіонарус
Бучацька серія P₂b^c

Відклади представлені товщею мілководних морських зеленувато-сірих глауконіт-кварцових пісків, що залягають трансгресивно на підстилаючих канівських відкладах. Південно-західна межа поширення серії проходить по лінії населених пунктів с. Сорочий Брід – с. Кলেখівка – с. Поліниченці. Підшва бучацької серії полого занурюється у північно-східному напрямку від +125,0 м (с. Мар'янівка) до +10,0 м (с. Велика Димерка). Потужність досягає 29,0 м (рис. 2.5).

Перекривається бучацька серія відкладами київської світи, а в межах долин і лівобережних терас – четвертинними відкладами. Від канівських пісків часто відділяється прошарком гравелистого піску і фосфоритової гальки. Вище залягають піски зеленувато-сірі дрібно- і тонкозернисті алевритові, глинисті. Верхня пачка представлена пісками сірими і зеленувато-сірими різнозернистими. У пісках зустрічаються дрібні чорні фосфорити і фігурні стягнення пісковика сірого і темно-сірого кварц-глауконітового, здебільшого дрібнозернистого, на опаловому цементі.

Бучацький вік описаних відкладів підтверджено знахідками черепашок моллюсків (с. Червоне Перше, визначення М. М. Ключнікова). Спорово-пилкові комплекси добре зіставляються з палінокомплексами середньоеоценових відкладів в Україні, Білорусі, суттєво відрізняючись від спорово-пилкових комплексів канівських відкладів (визначення Т. Б. Губкіної і М. І. Устиновської). Спорово-пилкові спектри представлені пилком покритонасінних субтропічних та тропічних рослин сім. Fagaceae – в основному *Castanea* sp., *Quercus* sp., *Castanopsis* sp. Серед голонасінних переважає сім. Pinaceae, Taxodiaceae та Podocarpaceae.

Київський регіонарус
Київська світа P₂kv

Характеризується практично суцільним поширенням на площі аркуша. Виняток становить невелика ділянка на південному заході (с. Велика Снітинка – с. Фастовець). Відсутня вона також внаслідок розмиву у четвертинний час у долині Дніпра (смуга завширшки 7–18 км) та в гірлах річок, що впадають у нього.

Відклади київської світи представлені морськими пісками, глинами і мергелями. Базальний горизонт складений пісками жовтувато-зеленувато-сірими кварцовими, глауконітовими, мергелистими, переважно дрібно- і середньозернистими, із численними фосфоритами бурого або темно-сірого кольору (3–4 см у діаметрі), що залягають трансгресивно. До підшви світи піски стають менш глинистими, карбонатність зменшується. Потужність пісків від 1 до 7 м, звичайно 3–3,5 м.

Вище залягають мергелі і мергелисті глини світло-сірі зі слабким голубувато-зеленуватим відтінком, найсвітліші у середній частині, слюдісті, з незначною домішкою кварцових і глауконітових зерен, щільні, часто розбиті тріщинами з обвохреними стінками. У товщі мергелів і мергелистих глин іноді фіксуються 1–2 проверстки безкарбонатних або слабокарбонатних глин. Карбонатність мергелів неоднорідна і по вертикалі, і по латералі, збільшуючись у нижній половині пачки, а також на південний захід і захід, тобто до області неглибокого залягання фундаменту. Потужність мергельної товщі 25–30 м.

Перекривають мергелі глини зеленувато-блакитно-сірі в'язкі (схожі на мергель) невапнисті, з включеннями зростків піщаних фосфоритів. Потужність до 3 м. Загальна потужність київської світи до 38 м (рис. 2.6).

Київські відклади добре охарактеризовані палеонтологічно. Серед них відомі моллюски, брахіоподи, форамініфери, радіоларії, коколітофори, диноцисти, паліноморфи. За результатами палеонтологічних досліджень вік київської світи визначається як друга половина середнього еоцену (бартон). Зокрема, за форамініферами київські відклади зіставляються з керестинським та кумським горизонтами Криму і Північного Кавказу, склад нанопланктону дає змогу виділити зони NP16 – *Discoaster tani nodifer* та NP17 – *Discoaster saipanensis*, а комплекси диноцист відповідають зонам *Areosphaeridium diktyoploekus* та *Rhombodinium rogosum*, що вказує на відповідність київського регіонарусу бартонському ярусу загальної шкали (визначення Е. Я. Краєвої, Н. В. Маслун, С. А. Люльєвої, А. С. Андрєєвої-Григорович, Н. А. Савицької).

Верхній еоцен
Обухівський регіонарус
Харківська серія
Обухівська світа P₂ob

Поширена тільки на правобережжі Дніпра, в той час як на лівобережжі повністю розмита. У повних розрізах, зокрема у стратотипі (кар'єр цегельного заводу у с. Халеп'я), у нижній частині безпосередньо на поверхні київської світи з досить чітким контактом (за даними по суміжних площах обухівська світа залягає на київській з стратиграфічним неузгодженням) залягає пісок алевритистий зеленувато-сірий, з плямами жовтого та бурого кольору, безвапняковий, з численними зростками піщаних фосфоритів та друзами гіпсу. Потужність 0,5–0,8 м. Вище залягає алеврит блакитно-сірий до синього глинистий, із лусочками слюди та зернами глауконіту, безвапняковий. Потужність 3,0–3,5 м. Завершується розріз товщею піщаних, слюдістих, глауконітових, безвапнякових алевритів жовтувато-зеленувато-сірого кольору з численними світло-сірими та

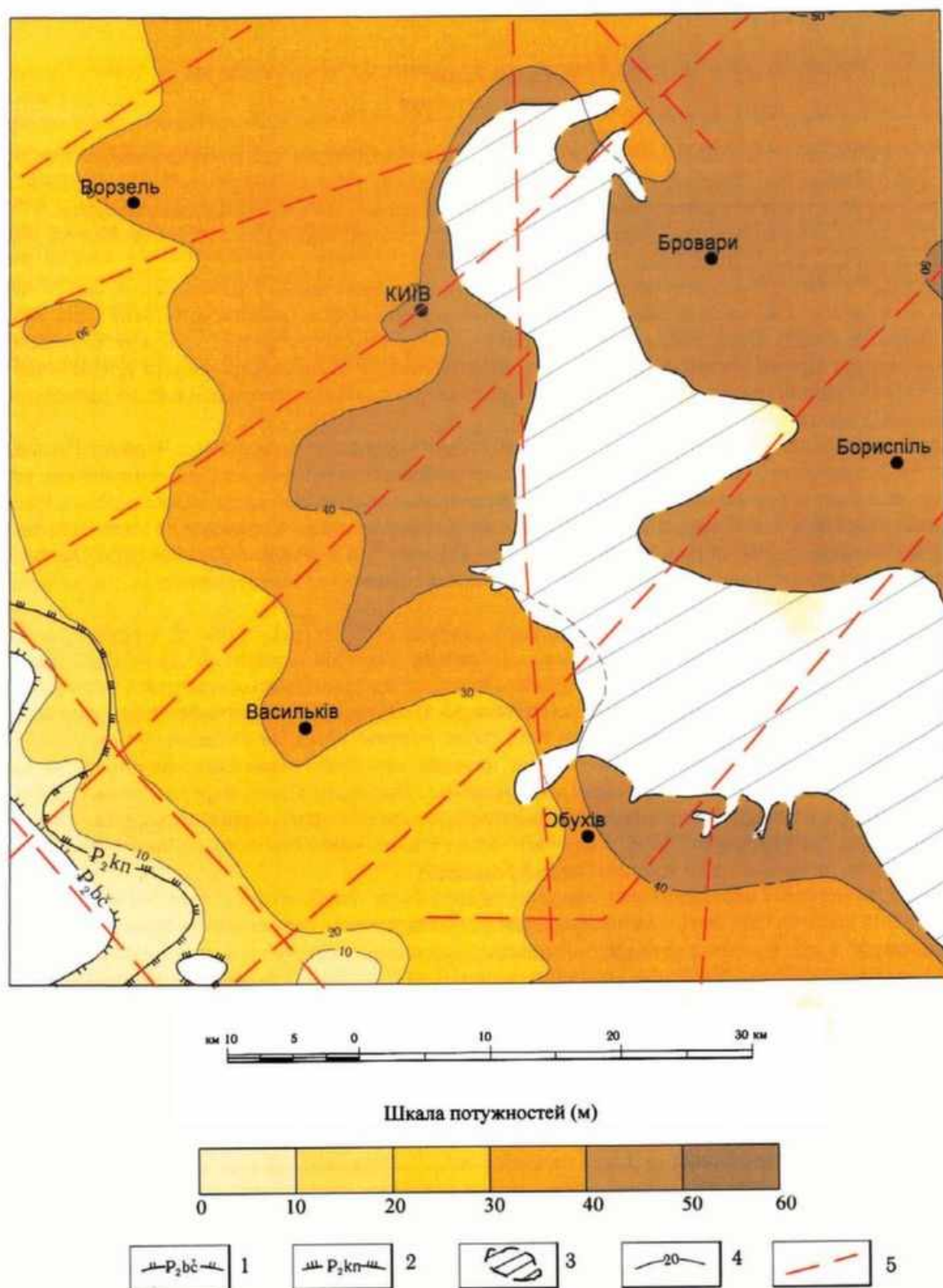


Рис. 2. 5. Схема поширення відкладів бучацької і канівської серій

Межа поширення відкладів: 1 – P_{2bc} – бучацької серії; 2 – P_{2kn} – канівської серії; 3 – площа часткового розмиву відкладів бучацької і канівської серій; 4 – лінії ізопотужностей відкладів бучацької і канівської серій; 5 – ймовірні розривні порушення, проявлені у відкладах бучацької й канівської серій

жовтими плямами, з гніздами та проверстками озалізнення. Потужність 6,5–7,0 м.

У західному та південно-західному напрямі, з наближенням до зони неглибокого залягання докембрію, зменшується потужність обухівської світи (до 3–4 м) і дещо змінюється її літологічна характеристика. Вона стає більш піщаною, заміщуючись згодом дрібно- та середньозернистими алевритисто-глинистими глауконіто-кварцовими пісками, які вміщують досить часто зростки кременистого пісковика.

В обухівській світі серед палеонтологічних решток відомі спікули губок, паліноморфи та диноцисти. Комплекс спор та пилку з *Myrca pseudogranulata* – *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis* (визначення А. А. Міхеліс, А. Б. Стотланда, Т. Б. Губкіної та ін.) характерний для верхньоеоценових відкладів усіх регіонів Східного Паратетису, склад диноцист відповідає зональному комплексу *Charlesdownia clathrata angulosa* (визначення А. Б. Стотланда, Н. А. Савицької, Т. В. Шевченко), що дає змогу зіставляти обухівську світу з альмінським регіоярусом Південної України, біоглинським горизонтом Північного Кавказу, приабонським ярусом Західної Європи. Усе це дає підстави датувати обухівську світу пізнім еоценом.

Нижній олігоцен
Межигірський регіоярус
Харківська серія
Межигірська світа Р_{3mz}

Залягає на розмитій поверхні обухівської світи з чіткою перервою. Складена мілководними морськими піщано-глинистими утвореннями, які і в стратотипі в с. Нові Петрівці, і в інших повних розрізах правого берега р. Дніпра чітко поділяються на дві частини.

Нижня частина в одних випадках складена пісками темно-сірими і бурувато-сірими різнозернистими різноверстуватими з прошарками темно-сірих глин і включеннями бурштину, вище за які залягає пачка перешарування залізистих пісковиків та бурувато-сірих глин; у другому випадку – прошарком різнозернистих темно-сірих пісків із стяжіннями фосфоритів; у третьому – прошарком пісків глауконіт-кварцових різнозернистих з глинами конкреційного глинисто-кременистого пісковика, який містить ядра та відбитки молюсків.

Верхня частина однорідніша і представлена пісками бурувато-зеленувато-, жовтувато-зеленувато-сірими глауконіт-кварцовими дрібно-, середньозернистими глинистими горизонтально- і косоверстуватими, з тонкими прошарками сланцюватих глин. Завершується верхня частина шаром пісків глауконіт-кварцових жовтувато-зеленувато-сірих середньозернистих, з величезною кількістю ходів мулоїдів. Загальна потужність світи 12–15 м.

На південь (у бік Канівських дислокацій) та на захід (у бік Українського щита) потужність межигірської світи поступово зменшується (до 1–2 м). У цьому ж напрямі змінюється і літологічний склад. Світа практично повністю складена різнозернистими, переважно середньозернистими кварц-глауконітовими пісками з незначною домішкою глинисто-алевритового матеріалу.

З органічних решток у межигірській світі виявлено молюски, спікули губок, диноцисти і паліноморфи. Знахідки молюсків пов'язані з кременистими пісковиками у нижній частині світи (сс. Трипілья, Щербанівка, Жуківці). У їхньому складі поряд з типово олігоценовими видами присутня невелика група пізньоеоценових реліктів, що є характерною ознакою комплексів молюсків рубанівських верств борисфенської світи та кизилджарських верств планорбелової світи (визначення В. Ю. Зосимовича). Комплекс спікул губок дуже близький до комплексу нижньоолігоценових відкладів гори Кизил-Джар у Криму (визначення М. М. Іваника). У складі диноцист чітко визначаються два зональних комплекси – *Phthanoperidinium amoenum* та *Wetzeliella gochti*, що дає змогу корелювати межигірську світу з борисфенською, планорбеловою та пшехською світами Східного Паратетису, рупельським та стампійським ярусами Західної Європи (визначення А. Б. Стотланда, Т. В. Шевченко). Усе це дає підстави датувати межигірську світу раннім олігоценом.

Верхній олігоцен
Берекський регіоярус
Полтавська серія
Берекська світа Р_{3br}

З чітким контактом залягає на межигірській світі. Лінія контакту нерівна, хвиляста. Поверхня підстилаючих відкладів із слідами розмиву. У складі берекської світи чітко відокремлюються дві частини: нижня – зміївські верстви і верхня – сивашські верстви.

Зміївські верстви представлені глинами бурувато-зеленими, бурувато- або темно-сірими до чорних, з проверстками і лінзами світло-сірого кварцового, іноді зеленувато-сірого глауконіт-кварцового піску, з тонкими лінзовидними проверстками залізистого пісковика або залізистими стяжіннями трубчастої й сферичної форми. У підшві глин, безпосередньо на контакті з межигірськими відкладами, залягає прошарок пісків (0,2–0,8 м) світло-сірих, іноді вохристо-жовтих різнозернистих (до гравелистих) кварцових сипких із тонкими проверстками сланцюватих сіро-зелених глин. Загальна потужність 1,5–2,0 м.

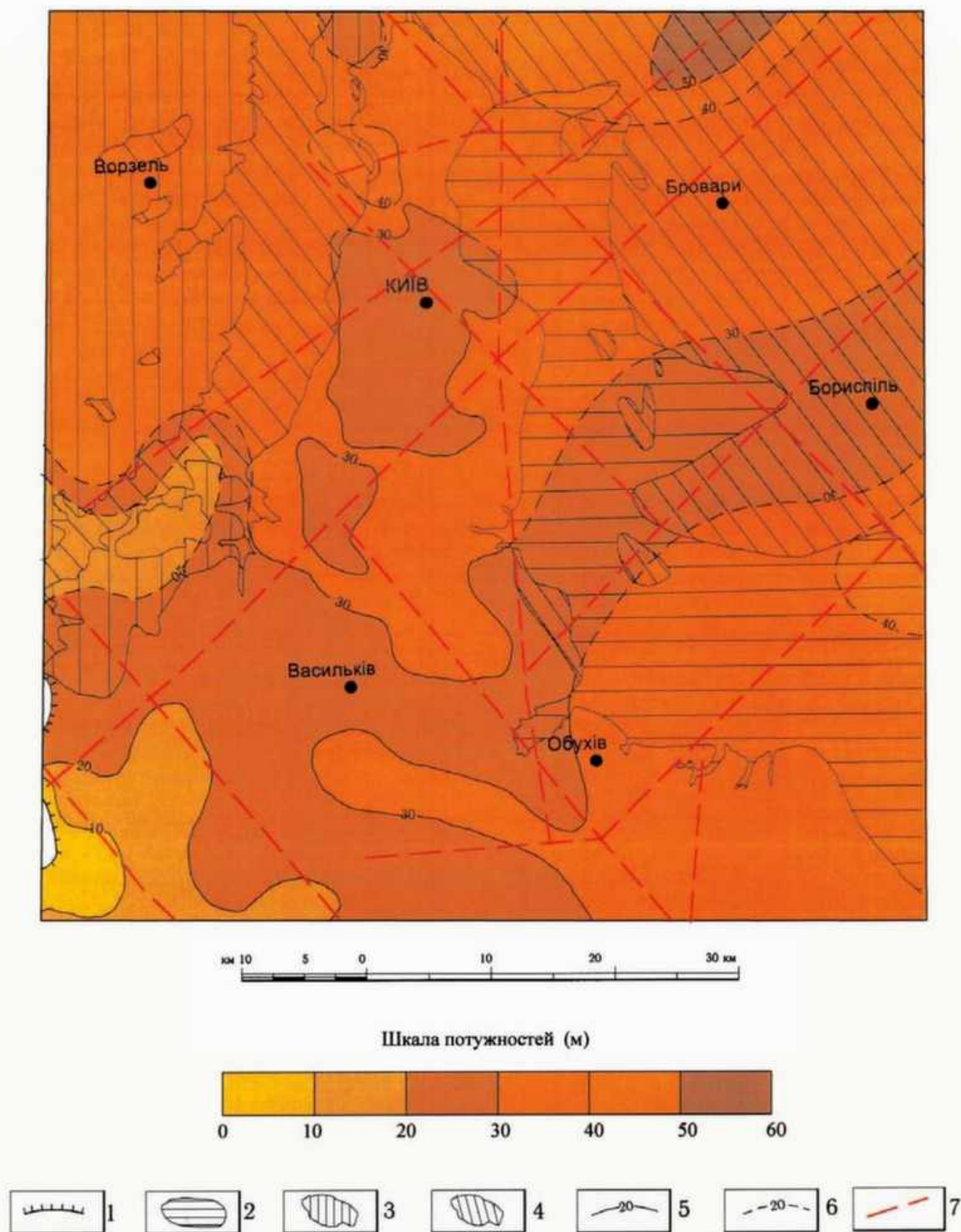


Рис. 2. 6. Схема поширення відкладів київської і обухівської світ

1 – межі сучасного поширення відкладів київської і обухівської світ; 2 – площі повного розмиву відкладів київської й обухівської світ у четвертинний час. Площі часткового розмиву відкладів: 3 – P_{2ob} – обухівської світ; 4 – P_{2kv} – київської світ; 5 – лінії сучасних сумарних ізопотужностей відкладів київської і обухівської світ; 6 – лінії ймовірних (у дочетвертинний час) сумарних ізопотужностей відкладів київської і обухівської світ; 7 – ймовірні розривні порушення, проявлені у відкладах київської і обухівської світ

Сивашські верстви представлені пісками тонкозернистими глинисто-алевритовими або алевритами піщано-глинистими світло-зеленувато-сірими або бурувато-зеленувато-сірими кварцовими із зернами глауконіту та лусочками слюди. Потужність 2,5–3,5 м.

Слід зауважити, що описаний вище розріз берекської світи простежується переважно у відслоненнях уздовж правого берега р. Дніпра (сс. Нові Петрівці, Пирогів, Підгірці, Халеп'я, Стайки та ін.). При просуванні на захід, до берегової лінії олігоценів басейнів, поступово зменшується потужність відкладів (до 2,0–3,0 м) та деякою мірою змінюється їх склад. Берекська світа найчастіше представлена досить одноманітною глинисто-алевритовою або піщаною товщею, в якій не завжди вдається розрізнити зміївські та сивашські верстви.

З органічних решток у берекській світі виявлено спікули губок, диноцисти і паліноморфи. Спікули губок (за даними М. М. Іваніка) близькі до спонгіофауни верхньокерлеутських відкладів Криму. Диноцисти (за даними А. Б. Стотланда) складають комплекс, який може бути зіставлений із зоною *Chiropteridium partispinatum*, а паліноморфи – комплекс із *Sequoiapollenites semperviriformis* – *Alnus* cf. *incana* (А. Б. Стотланд, Р. Н. Ротман, Т. Б. Губкіна, С. В. Сябряй та ін.). Наведені палеонтологічні дані характеризують верхньо-олігоценові відклади півдня України (сірогозька, асканійська і горностаївська світи Причорноморської западини, керлетська світа Криму) та Західної Європи (хатський ярус та його аналоги), що дає підстави і берекську світу датувати пізнім олігоценом.

Неогенова система

Відклади неогену значно поширені на території аркуша і представлені нижнім – середнім міоценом (новопетрівська світа), верхнім міоценом – нижнім пліоценом (товща строкатих глин) і пліоценовою товщею червоно-бурих глин. Ці відклади виявлені тільки в межах Придніпровської височини.

Нижній – середній міоцен Новопетрівський регіоярус Полтавська серія Новопетрівська світа N₁pr

Збереглась лише на вододілах правобережжя Дніпра, де вона досить поширена. Представлена континентальними відкладами такої послідовності нашарування.

Нижня частина світи складена пісками сірими, темно-сірими або бурими різнозернистими з проверстками темно-сірих вуглистих глин і піщанистого бурого вугілля (потужність від кількох сантиметрів до 0,4 м). В її підшві, на контакт з берекською світою, залягає прошарок пісків різнозернистих, місцями гравелистих, іноді гумусованих. Відклади не мають суцільного поширення, залягають лінзами. Потужність від 0 до 10 м.

Стратиграфічно вище залягають піски сніжно-білі, світло-сірі та сірі, іноді зі слабким жовтим або рожевим відтінком, кварцові дрібнозернисті верстуваті каоліністи, іноді вміщують прошарки або лінзочки піщанистих, каолінистих глин, а місцями (у верхніх верствах) прошарки кварцових пелітових борошнистих пісків – маршалітів (0,6–4,0 м). Загальна потужність цієї частини розрізу 0,3–24 м.

Верхню частину світи у повних розрізах становить пласт піску жовтувато-сірого й вохристо-жовтого кварцового різнозернистого сильно каолінистого, що переходить більшою або меншою мірою у зцементований каолінистий пісковик або піщанистий каолін. Пісковик (1–7 м) дрібнозернистий з незначною домішкою крупних зерен кварцу, цемент опаловий з каолінітом.

У покрівлі піски і пісковики інтенсивно забарвлені у вохристо-червоні, малинові і рожеві кольори, що пояснюється впливом строкатих глин, які залягають вище. Місцями це забарвлення простежується і в середній частині світи. Сумарна потужність відкладів новопетрівської світи до 34 м.

За наявності палеонтологічних решток новопетрівські відклади охарактеризовані недостатньо. Поблизу с. Нові Петрівці і м. Вишгород у глинах з низів світи знайдено ядра прісноводних молюсків. За ними, а також за палінологічними даними вік світи визначено як ранньо-середньоміоценовий.

Верхній міоцен – нижній пліоцен Товща строкатих глин N₁₋₂sg

Залягає з розмивом на новопетрівських відкладах. Перекрита товщею червоно-бурих глин, а в місцях відсутності останніх – четвертинними відкладами. Потужність змінюється від 1,5 до 10 м. У найповніших розрізах товщі виділяється ряд пачок, що різняться ступенем пластичності й забарвленням.

Нижню частину розрізу складають однорідніші глини сірі, попелясто-сірі, вище темно-сірі, іноді майже чорні, досить чисті, пластичні, інколи з плямами озалізнення, каолінітового складу. На контакт з новопетрівською світою глини запісочені.

Верхня частина розрізу представлена строкатими глинами полімінеральними більш піщанистими, щільними, в'язкими. Часто присутні залістисті і залістисто-марганцеві стягнення. На відміну від нижньої пачки тут більше акцесорних і рудних мінералів. "Строкатість" глин проявляється у тому, що на фоні переважного світло-сірого або жовтувато-сірого забарвлення спостерігаються плями вохристо-жовтого, червонувато-

жовтого, малинового, червоного кольорів. На схилах балок і річкових долин строкаті глини, що залягають неглибоко від денної поверхні, спричиняють зсувні явища.

З палеонтологічних решток у строкатих глинах зустрічаються тільки окремі спікули губок, черепашки форамініфер і радіолярій, вимитих з товщ, що залягають нижче, під час відкладання глин. Пізньоміоценовий вік строкатих глин визначається їх стратиграфічним положенням. Однак, на думку авторів, можна погодитися з тими дослідниками, котрі вважають, що залягання строкатих глин на міоценових пісках новопетрівської світи і близькість до пліоценових бурих глин свідчить про їх пізньоміоценовий – ранньопліоценовий вік.

Пліоцен

Товща червоно-бурих глин N₂cb

Характеризується поширенням приблизно на тій самій площі, що й строкаті глини, і залягає на них, як правило, без видимої перерви. У четвертинний час інтенсивно розмивалася. Потужність товщі досягає 26 м, збільшуючись із півночі на південь.

Глини досить щільні, пластичні і в'язкі, іноді піщанисті, безкарбонатні. У нижній частині розрізу забарвлення їх оливково-жовте або зеленувато-жовтувато-буре, вони більш піщанисті, тут більше вапнякових включень, залізисто-марганцевих примазок і бобовин. Глини верхньої частини розрізу коричнювато-бурі або червонувато-бурі, щільніші, в'язкі, однорідні плитчасті, при усиханні розпадаються на гострокутні частини. Їх мінералогічний склад: монтморилоніт (залізистий різновид) з домішками каолініту і гідролюд.

Четвертинна система

Лише у деяких місцях інтенсивної сучасної ерозії (правий обривистий берег р. Дніпра та поодинокі круті схили інших водотоків правобережжя) на поверхні відслонюються дочетвертинні утворення. Численні літолого-генетичні типи континентальних відкладів четвертинної системи перекривають їх, охоплюючи всю поверхню площі аркуша.

Згідно зі структурно-геоморфологічним районуванням *"Карти четвертинних отложений України"* (масштаб 1:500 000, 1994) аркуш розташований у двох областях країни Українська платформна рівнина (В) – Поліській (В-I) і Лесовій (В-II). У межах аркуша виділено три площі, що складаються з різних за рангом та кількістю одиниць районування:

1. Підобласть "Київське Полісся" (В-I-3).

2. Райони "безморенних терас" (В-I-5-б та В-II-7-а) Деснянсько-Дніпровської зандрово-алювіальної підобласті (В-I-5) та Дніпровської лесово-алювіальної підобласті (В-II-7).

3. Район "льодовиковий" (В-II-6-б) Північно-східної перигляціальної підобласті (В-II-6).

Особливості будови цих площ відображають характерні для них комплекси стратиграфо-генетичних типів відкладів, розчленованих відповідно до Стратиграфічного кодексу України, затвердженого у 1997 р.

Підобласть "Київське Полісся" характеризується найширшим генетичним різноманіттям відкладів. Поряд із переважними тут моренними, флювіо-, лімногляціальними відкладами дніпровського зледеніння та елювіально-делювіально-соловими утвореннями на них широко представлені потужні відклади еоплейстоцену – озерно-алювіальні та елювіальні з еолово-делювіальними. Значні площі займають алювіальні відклади сучасних заплав та надзаплавних терас з делювіально-соловими утвореннями на них. На окремих ділянках ("лесових островах") поширені неоплейстоценові елювіальні з еолово-делювіальними відкладами. Представлені сучасними біогенними, озерно-болотними, рідше техногенними утвореннями. Залягають четвертинні відклади на неогеновій і, частіше, на палеогеновій товщі. Потужність четвертинних відкладів досягає 30–50 м. Гіпсометричний рівень сучасної поверхні змінюється в межах 160,0–170,0 м і підвищується до 180,0–190,0 м у південному напрямку.

Площа району "безморенних терас" являє собою суцільний алювіальний масив у двох однойменних районах різних підобластей, що різняться лише наявністю покриваючих лесових утворень. Представлені вони алювіальними відкладами заплав та надзаплавних терас, що залягають на палеогенових товщах і перекриваються елювіально-делювіально-соловими, соловими, озерно-болотними, біогенними і техногенними утвореннями. Потужність відкладів від 20 м у межах сучасних заплав до 40–60 м у межах третьої та другої надзаплавних терас. Гіпсометричний рівень сучасної поверхні площі відповідно від 89,0–96,0 м до 120,0–140,0 м.

У комплексі відкладів "льодовикового" району Північно-східної перигляціальної підобласті переважають елювіальні з еолово-делювіальними різного віку утворення – від раннього еоплейстоцену до пізнього неоплейстоцену. По всій площі поширені моренні, флювіо- і лімногляціальні відклади дніпровського льодовика. Алювіальні відклади сучасних заплав і надзаплавних терас та делювіально-солові й солові утворення на них не мають значного поширення. Слабка літологічна і морфологічна виразність та малі розміри сучасних озерно-болотних і біогенних утворень не дають можливості картувати їх у масштабі робіт. Потужність четвертинної товщі становить близько 20–30 м, а у межах палеодолин досягає 40 м. Гіпсометричний рівень сучасної поверхні переважно 180,0–190,0 м.

Еоплейстоцен

Еоплейстоценові відклади поширені на площах "Київського Полісся" та "льодовикового" району. Представлені елювіальними, еолово-делювіальними оглиненими утвореннями та озерно-алювіальними пісками з проверстками суглинків і визначені як еоплейстоценові роботами ГДП-200. Раніше на цій ділянці зазначені вище піски трактувалися як відклади полтавської серії, а глини – як відклади товщі строкатих глин неогену.

Озерно-алювіальні відклади еоплейстоцену (Ia E)

Еоплейстоценова піщана товща складає межиріччя рр. Здвиж та Ірпінь. Представлена [21] часто гумусованими (св. 8к), погано сортованими, різнозернистими від середньозернистих до гравелитистих (св. 14г) кварцовими, іноді з вмістом польовошпатів (св. 11рк), пісками з проверстками темно-сірих гумусованих суглинків. Потужність товщі коливається від 2 до 15 м. Залягають піски безпосередньо на алевритах ("наглинку") обухівської, а на окремих ділянках на мергелях київської світ палеогену. Відклади цих світ на площі поширення еоплейстоценових пісків мають нижчі абсолютні відмітки покрівлі (110,0–120,0 м проти 130,0–135,0 м) і меншу загальну потужність (приблизно 20 м проти 30–35 м), ніж на прилеглих територіях. Перекриваються еоплейстоценові піски нерозчленованими елювіальними, еолово-делювіальними еоплейстоценовими глинами, іноді з проверстками описаних вище пісків.

У крайовій зоні свого поширення еоплейстоценові відклади змиті пізнішою ерозійною діяльністю пра-Ірпіня та пра-Здвижу. Лише на захід від сс. Бузова, Неграші, Ясногородка простежено зону виклинювання еоплейстоценових пісків. Абсолютні відмітки підосви "строкатих" глин, що залягають на пісках полтавської серії і збереглися тут від денудаційних процесів, близько 145,0 м, а абсолютні відмітки підосви еоплейстоценових глин на відстані 2 км на схід (св. 603, 21к) – близько 130,0 м.

Літологічні особливості еоплейстоценових пісків, низьке гіпсометричне положення підосви перекриваючої глинистої товщі та покрівлі, зменшена потужність товщі відкладів обухівської і київської світ палеогену свідчать про розмив на цій ділянці пліоценових, міоценових та олігоценів відкладів.

Проведені Т. Б. Губкіною палінологічні дослідження проб із суглинистих проверстків у пісках, що залягають між глинистою товщею та відкладами обухівської і київської світ (св. 6024, 6030, 6036), дали такий спорово-пилковий спектр: пилко голонасінних 60,5–73,5%, пилко покритонасінних 25,0–34,5%.

Вміст пилку рослин: *Pinus n/p Diploxylon* (20–40%), *Pinus n/p Haploxylon* (10–20%), *Picea sp.* (4–10%), *Abies sp.* (1–3%), *Tsuga sp.* (1%), *Taxodiaceae* (0,5–1,5%), *Alnus sp.* (1,5–6%), *Betula sp.* (3–20%), *Corylus sp.* (1,0%), *Carpinus sp.* (0,5–1,0%), *Quercus sp.* (5–20%), *Ulmus sp.* (0,5%), *Rosaceae* (0,5–1,0%), *Chenopodiaceae* (1,0–4,0%), *Dipsacaceae* (0,5–1,0%), *Rubiaceae* (0,5%), *Umbelliferae* (3%), *Ericaceae* (1,5–4,0%), *Labiatae* (0,5%), *Compositae* (2,0%), *Artemisia sp.* (5,0%), *Cyperaceae* (1%), *Thyphaceae* (6%), *Carya sp.* (1%), *Pterocarya sp.* (1%), *Tilia sp.* (1%), *Fagus sp.* (1,0%), *Castanea sp.* (1,0%), *Leguminosae* (1,0%), *Polypodiaceae* (1,0–4,0%).

Досліджені спори та пилко вказують, що під час відкладення суглинисто-піщаної товщі була поширена лісова широколисто-хвойна рослинність з очевидною перевагою сосни двох підродів – *Diploxylon* та *Haploxylon*, а з листяних – *Betula* і *Quercus*. Теплолюбні форми практично відсутні й представлені лише поодинокими екземплярами. Різотравно-чагарникові рослини представлені поодинокими екземплярами різних родів з незначним переважанням *Artemisia*.

Виходячи з характеристики спорово-пилкового спектра, на думку авторів, можна зробити висновок про однотипність та відповідність відкладів теплим етапам раннього еоплейстоцену четвертинного періоду.

Елювіальні, еолово-делювіальні відклади еоплейстоцену (e, vd E)

Еоплейстоценові елювіальні, еолово-делювіальні глини представляють верхню частину неоген-четвертинної червоно-бурої формації. На площі "льодовикового" району ця товща, як правило, незгідно залягає на глинах строкатої формації неогену. Потужність глин червоно-бурої формації 5–20 м і вони вкладаються в гіпсометричний інтервал 155,0–175,0 м. Абсолютні відмітки збільшуються на вододільних ділянках. Відсутні глини в місцях ерозійної діяльності великих водотоків – рр. Красна, Стугна, Ірпінь.

На площі "Київського Полісся", в межиріччі рр. Здвиж–Ірпінь, елювіальні, еолово-делювіальні відклади представлені сірими, зеленувато-сірими, оливково-зеленими, коричнюватими, коричнювато-жовтими нерівномірно плямистими глинами з численними блакитнувато-сірими, жовтуватими, вохристими плямами різноманітних форм та розмірів і поступовими незакономірними переходами від одного кольору до іншого, з проверстками сірих різнозернистих, переважно середньозернистих, місцями гумусованих кварцових пісків, подібних до згаданих вище підстилаючих еоплейстоценових пісків. Проверстки піску у глинистій товщі поширені фрагментарно. Середня потужність їх близько 2 м. Кількість і загальна потужність піщаних проверстків збільшується з південного заходу на північ.

Потужність глинистих відкладів, яка в середньому становить 10-20 м (максимум 30 м, св. 6030), зменшується у північному напрямку і вкладається у гіпсометричний інтервал 130,0–170,0 м на південному заході і 115,0–140,0 м на півночі аркуша.

Перебиваються глини різнофасціальними відкладами дніпровського зледеніння, рідше – елювіальними та еолово-делювіальними відкладами нижнього неоплейстоцену або озерно-алювіальними відкладами палеодолини ранньо-середньонеоплейстоценового віку.

Спор та пилку в глинах і піщаних проверстках не виявлено. Час формування глинистої товщі визначається її структурним положенням у розрізі, заляганням на алювії теплої етапу раннього еоплейстоцену і, на думку авторів, може прийматися як наступний за ним – холодний етап раннього еоплейстоцену. Через відсутність іншої стратиграфічної інформації піщані проверстки необхідно розглядати разом з глинами як еоплейстоценові нерозчленовані утворення.

Неоплейстоцен

Нижньонеоплейстоценова ланка

Відклади нижньої ланки неоплейстоцену представлені комплексом елювіальних утворень та еолово-делювіальних відкладів (рис. 2.7), фрагментарно вцілілих від ерозійно-денудаційних процесів на вододільних ділянках “льодовикового” району та в поодиноких випадках на “лесових островах” у “Київському Поліссі”, а також складно побудованою товщею озерно-алювіальних відкладів палеодолини пра-Ірпіня і його приток, нижня частина яких відкладалась у дозавадівський час, а верхня – у завадівський час середнього неоплейстоцену [4].

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади нижнього неоплейстоцену (e, vd P₁)

Зазначений комплекс складений такими відкладами:

- елювіальними утвореннями широкинського кліматоліту з коричневими і чорноземовидними ґрунтами, в пониженнях темнозабарвленими луговими глинистими, важкосуглинистими пілуватими, інколи з проверсткою лесовидного важкого суглинка або сірої глини;

- еолово-делювіальними відкладами приазовського кліматоліту з лесами і лесовидними суглинками палевими, сизувато-палевими, середньо-, крупнопилуватими.

Потужність цієї товщі 0,1–2 м у гіпсометричному інтервалі 150,0–170,0 м.

Вище по розрізу залягає елювіальний та еолово-делювіальний комплекс, що складається з відкладів:

- -мартоноської ґрунтової світи з чорноземовидного, лугового, бурого лісового лесивованого, бурого лісового глейового ґрунтів, полігенетичних бурувато-коричневих ґрунтів середньо-, важкосуглинистих;
- лубенської ґрунтової світи з чорноземовидного, лугового й бурого лісового лесивованого чи опідзоленого ґрунтів, середньо-, важкосуглинистих;
- сульських лесів і лесовидних суглинків палевих, сизувато-палевих, середньо-, крупнопилуватих;
- тилігульських лесів і лесовидних суглинків палевих, сизувато-палевих, легких, середньо-, крупнопилуватих.

У деяких випадках комплекс представлений пачкою ґрунтів без прошарків лесів. Потужність товщі залежить від її геоморфологічного положення, повноти розрізу і змінюється в межах 0,2–10 м у гіпсометричному інтервалі 150,0–170,0 м.

У деяких випадках комплекс представлений пачкою ґрунтів без прошарків лесів. Потужність товщі залежить від її геоморфологічного положення, повноти розрізу і змінюється в межах 0,2–10 м у гіпсометричному інтервалі 150,0–170,0 м.

Відклади ланки незгідно залягають на еоплейстоценових відкладах і перебиті елювіальними та еолово-делювіальними утвореннями середнього неоплейстоцену або різнофасціальними відкладами дніпровського льодовика.

Озерно-алювіальні відклади нижнього – середнього неоплейстоцену (la P_{1-II})

Це складний комплекс озерно-алювіальних відкладів палеодолини пра-Ірпіня у “Київському Поліссі” та деяких його приток у “льодовиковому” районі.

Відклади палеодолини, яка поширюється на територію аркуша із заходу і виходить на півночі, простежуються на правому боці долини р. Ірпінь на відстані до 6–10 км від сучасного русла. На лівому боці – від західної рамки аркуша до м. Ірпінь – на відстані 0,5–1 км, далі, до північної рамки аркуша – 4–5 км від сучасного русла. У притоках пра-Ірпіня вони виявлені на південний захід від с. Мар’янівка (св. 6002) і поблизу м. Вишгород, на південь від якого палеодолина пра-Ірпіня з’єднується із сучасною долиною р. Дніпро.

Алювіальними потоками пра-Ірпіня розмито еоплейстоценові відклади в східній частині межиріччя Здвиж–Ірпінь до відкладів обухівської та київської світ палеогену. У відгалуженнях палеодолини розмито глини червоно-бурої й строкатої формацій і, частково, піски полтавської серії.

У складі відкладів, що виповнюють палеодолину, виділяють дві різнофаціальні пачки порід: нижню – переважно піщану, алювіальну; верхню – супіщано-суглинисту, озерно-алювіальну. Нижня пачка складена сірими, жовтуватими-сірими крупно-, середньо-, дрібнозернистими кварцовими пісками, в яких простежується збільшення розміру зерен до низу розрізу з появою катунів обухівських алевритів і строкатих глин. Верхня пачка складена перешаруванням озерних, озерно-алювіальних глинистих пісків, супісків, суглинків сірих, зеленувато-сірих, часто гумусованих, з лінзами молодих лігнітів потужністю до 2 м. Потужність відкладів залежить від інтенсивності пізньої ерозії і змінюється від 1 до 20 м. Гіпсометричний рівень ложа головного русла пра-Ірпіня перебуває в межах 130,0–110,0 м і близько 150,0–160,0 м у його притоках.

У покрівлі озерно-алювіальні відклади палеодолини частково денудовані та плащоподібно перекриті різнофаціальними відкладами дніпровського льодовика, рідше – сучасним алювієм.

Час формування відкладів пра-Ірпіня підтверджено численними дослідженнями спорово-пилкових спектрів [2; 9]. Суттєвою відмінністю цих спектрів від спорово-пилкових спектрів з еоплейстоценових алювіальних пісків, що залягають поруч, є домінування *Pinus silvestris* L. Частка її пилку становить 48–95%, збільшуючись вгору по розрізу. Пилку *Pinus n/p Diploxylon* не знайдено, а частка пилку *Pinus n/p Naploxylon* становить близько 5%.

Середньонеоплейстоценова ланка

Представлена на всіх трьох структурно-геоморфологічних площах території найрізноманітнішими відкладами, до яких належать:

- елювіальні утворення завадівського кліматоліту;
- моренні, флювіо-, лімногляціальні відклади дніпровського зледеніння, які відсутні лише на площі “безморенних терас”;
- комплекс з елювіальних утворень та еолово-делювіальних відкладів кайдацького – тясминського кліматолітів, фрагментарно вцілілих від ерозійно-денудаційних процесів на вододільних ділянках “льодовикового” району і в поодиноких випадках на “лесових островах” у “Київському Поліссі”;
- алювіальні відклади третьої надзапальної (льодовиково-повеневої) тераси;
- елювіально-делювіально-еолові утворення середнього неоплейстоцену – голоцену.

Межа між нижнім і середнім неоплейстоценом збігається з межею між 11 і 12 ізотопно-кисневими стадіями, яка розділяє планетарні льодовикові цикли. За ізотопно-кисневим визначенням це 400 (–30; +40) тис. років [3].

Елювіальні відклади завадівського кліматоліту (e P_{II} zv)

Представлені чорноземовидними і коричневатими-бурими, бурими, червонуватими й коричневатими ґрунтами з проверстками лесів.

Потужність відкладів становить 0,6–1,8 м у гіпсометричному інтервалі 160,0–180,0 м. Досить часто присутні на вододільних ділянках межириччя рр. Дніпро – Ірпінь. Залягають на відкладах нижнього неоплейстоцену та еоплейстоцену. Перекриті різнофаціальними відкладами дніпровського зледеніння.

Моренні відклади дніпровського льодовика (g P_{II} dn)

Представлені червонувато-коричневими супісками, суглинками середньо-, важкосуглинистими, з включеннями валунів та гальки кристалічних порід.

Флювіо- та лімногляціальні відклади дніпровського льодовика (f,l P_{II} dn)

Комплекс різнофаціальних відкладів дніпровського льодовика, представлений під- і надморенними озерно-льодовиковими та водно-льодовиковими суглинками, супісками, пісками світло-сірими, зеленувато- або блакитнувато-світло-сірими.

Морена та різнофаціальні відклади дніпровського зледеніння посідають особливу позицію у відкладах четвертинного періоду. Достовірне літолого-генетичне діагностування дає змогу використовувати їх як “пласт-маркер”, відокремлюючи дніпровські відклади від післядніпровських. Відсутність морени була підставою для виділення районів безморенних терас у Деснянсько-Дніпровській зандрово-алювіальній та Дніпровській лесово-алювіальній структурно-геоморфологічних підобластях.

Потужність підморенних відкладів досягає 25 м, потужність надморенних – до 15 м, морени – до 16 м. Середня потужність морени близько 1–3 м, а всього комплексу дніпровських відкладів, що містяться у широкому гіпсометричному інтервалі від 150,0 до 200,0 м, близько 10–15 м. Незгідно залягають на різних, аж до палеогену, відкладах, іноді успадковуючи раніше утворені палеодолини.

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади кайдацького – тясминського кліматолітів (e,vd P_{II} kd-ts)

Елювіальний та делювіальний комплекс складається з таких утворень:

- кайдацьких бурих ґрунтів, черноземів опідзолених і вилугуваних, світло-сірих та гідроморфних ґрунтів;
- тясминських лесів, лесовидних суглинків.

Потужність відкладів комплексу залежить від їхнього геоморфологічного положення, кількості представлених верств і становить 0,2–3 м у гіпсометричному інтервалі 160,0–180,0 м.

Згідно та незгідно залягають на різнофасціальних відкладах дніпровського зледеніння або на завадівських та нижньоплейстоценових утвореннях. Перекриті відкладами елювіального, еолово-делювіального комплексу верхнього неоплейстоцену.

Алювіальні відклади середнього неоплейстоцену (з³ Р_{II}) третьої надзаплавної (льодовиково-повеневої) тераси

Поширені на всіх трьох структурно-геоморфологічних площах аркуша.

На площі “безморенних терас” льодовиково-повенева тераса являє собою масив-останець, еродований з усіх боків пізнішими алювіальними процесами. Він розташований на північ від с. Рожівка, через сс. Бортничі, Вишеньки на заході, с. Проців на півдні та через сс. Калинівка, Олександрівка, Мартусівка на сході, викинюючись поблизу с. Глибоке на півдні. Потужність алювіальної товщі близько 50 м у гіпсометричному інтервалі 65,0–120,0 м. Товща залягає на нерівній, з вимоїнами та виступами, субгоризонтальній поверхні київських та бучацьких відкладів палеогену. Алювіальні відклади представлені однорідним, суттєво середньозернистим кварцовим піском, іноді з нечіткою горизонтальною верствуватістю, зумовленою зміною зернистості, та з поодинокими лінзами сірого старичного суглинку.

Під час ГДП-200 у верхній частині цієї однорідної алювіальної піщаної товщі встановлено (відслонення 301) горизонтальну зону рівномірно карбонатизованих кварцових пісків з окремими рештками малакофауни. Потужність зони близько 3 м. Перекривається вона елювіально-делювіально-еоловими та еоловими відкладами пізньонеоплейстоценового – голоценового віку загальною потужністю 7–8 м, представленими некарбонатними або нерівномірно слабокарбонатними, грудкуватої текстури пісками й суглинками, що перемежуються. Нижня межа зони, яка у товщі однорідних пісків встановлюється за наявністю CaCO_3 , чітка, різка горизонтальна. Вміст CaCO_3 у карбонатизованому піску становить 8,73%.

Структурне розташування зони карбонатизації, її гранулометричні особливості (відсутність крупнозернистих карбонатів) вказують на елювіальну природу карбонатизації прісноводно-алювіальних пісків та на полігенетичність лесових утворень у Київському Придніпров'ї.

У результаті аналізу при ГДП-200 великої кількості лабораторних визначень гранулометричного складу і карбонатності відкладів лівобережної частини аркуша, виконаних при інженерно-геологічних дослідженнях для Бортницької зрошувальної системи [13], встановлено порівняно більш крупнозернистий склад піску третьої надзаплавної тераси, ніж в оточуючих пізніших відкладах, зі збільшенням зернистості до підосви алювіальної товщі [23]. Уточнено межі тераси, виділено елювіально-делювіально-еолові та еолові утворення пізньонеоплейстоценового – голоценового віку, що перекривають терасовий алювій. Встановлено ділянки ерозійних поверхонь алювіальних товщ першої, другої та третьої надзаплавних терас, що були денудовані одночасно, можливо, під час формування першої надзаплавної тераси (рис. 2.7, розріз по св. 031–039). Це може пояснити відсутність стратифікованої товщі похованих ґрунтів і лесів пізнього неоплейстоцену у покрівлі третьої тераси.

За матеріалами власних та попередніх робіт на площі “Київського Полісся” встановлено третю надзаплавну (льодовиково-повенева) терасу р. Ірпінь. Вона цілком або частково успадковує ділянки палеодолини пра-Ірпіня нижньо-середньонеоплейстоценового віку поблизу сс. Плесецьке, Новосілки, Жорнівка з максимальною потужністю товщі до 45 м у гіпсометричному інтервалі 135,0–180,0 м (св. 6027, 6024, 11рк, 6029) та поблизу сс. Мощун, Старі Петрівці, Раківка з максимальною потужністю товщі до 45 м у гіпсометричному інтервалі 105,0–150,0 м (св. 40к, 059, 84г). Представлена істотно однорідним кварцовим, польовошпатовим кварцовим світло-жовтим, переважно рівномірно дрібнозернистим піском з поодинокими лінзами темно-сірого некарбонатного старичного суглинку. Незгідно залягає на поверхні обухівської світи палеогену. Перекрита делювіально-еоловими пісками пізньонеоплейстоценового – голоценового віку.

На площі “льодовикового” району третю надзаплавну терасу встановлено у долині р. Красна (св. 226) [11], де жовтувато-сірі, дрібнозернисті кварцові піски потужністю близько 2,5 м, що залягають на алевроїтах обухівської світи палеогену, перекриті лесовидним суглинком бузького кліматоліту.

Велика потужність алювіальної товщі, близькість будови до констративної, слабкий розвиток у ній заплавних і старичних фасій свідчать про те, що товща формувалась протягом короткого відрізка часу, майже водночас або близько до цього відповідно великою масою води. Такі маси води утворилися при таненні дніпровського льодовика безпосередньо біля його краю.

Час формування алювіальної товщі визначається її складом і будовою на площі аркуша робіт та за його межами. Нижня вікова межа визначається як пізньодніпровська за характером розмиву й відсутністю морени дніпровського ступеня. Верхня – за перекриваючими викопними прилуцькими ґрунтами на суміжних територіях.

Елювіально-делювіально-еолові відклади середньонеоплейстоцен – голоцену (edv P_{II}-H)

Поширені на площі “Київського Полісся”, плащем перекривають незгідно моренні, флювіо-, лімногляціальні відклади дніпровського зледеніння і є продуктом переробки цих відкладів.

Представлені жовтувато-сірими, світло-жовтими різно-дрібнозернистими кварцовими пісками, супісками з фрагментарно вцілілими від перевіювання прошарками напівгідроморфних і гідроморфних викопних ґрунтів прилуцького, вітачівського кліматолітів. Потужність змінюється від 0,1 м до 15 м за рахунок еолового препарування одних ділянок і утворення горбів і пагорбів на інших. Сформований елювіально-делювіально-еоловими утвореннями рельєф визначає сучасну поверхню “Київського Полісся”.

Верхньонеоплейстоценова ланка

Представлена на всіх трьох структурно-геоморфологічних площах різними фаціально-генетичними типами відкладів, до яких належать:

- комплекс елювіальних утворень та еолово-делювіальних відкладів;
- алювіальні відклади других та перших надзаплавних терас;
- елювіально-делювіально-еолові верхньонеоплейстоцен-голоценові відклади;
- еолові верхньонеоплейстоцен-голоценові відклади;
- делювіально-еолові верхньонеоплейстоцен-голоценові відклади.

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади верхнього неоплейстоцену (e, vd P_{III})

Комплекс досить поширений на площі “льодовикового” району, де його відклади формують сучасну поверхню і створюють “лесові острови” на площі “Київського Полісся”. Представлений такими відкладами:

- прилуцькими бурими ґрунтами, опідзоленими, вилугуваними чорноземами лугових степів, бурими й сірими лісовими ґрунтами;
- вітачівськими буроземовидними, бурими, темно-бурими ґрунтами, рідко з проверстками лесів;
- удайськими лесами, лесовидними суглинками;
- бузькими лесами, лесовидними суглинками, супісками.

Лише подекуди у Київському Придніпров’ї виділяють дофнінівські ґрунти та причорноморські лесовидні відклади [5]. Їхній вік за радіовуглецевим визначенням вкладається в хронологічний інтервал формування бузьких лесів, що дає підстави вважати їх відкладами теплого й холодного стадіалів бузького похолодання.

Потужність комплексу елювіальних та еолово-делювіальних відкладів досить витримана і в середньому становить 7–10 м. Відклади плащоподібно незгідно перекривають усі попередні утворення і відсутні лише на ділянках голоценового розмиву.

Алювіальні відклади верхнього неоплейстоцену друга надзаплавна тераса (a² P_{III})

Відклади другої надзаплавної тераси займають великі ділянки на площі “безморенних терас” і поширені в долинах великих рр. Ірпінь і Стугна на площах “Київського Полісся” та “льодовикового” району. Представлені кварцовими пісками сірими, світло-сірими зі слабкими зеленуватими й жовтуватими відтінками переважно дрібнозернистими, коверстуватими за рахунок змін зернистості, з лінзами і проверстками сірих старичних суглинків.

На площі “безморенних терас” незгідно залягають на нерівній, субгоризонтальній поверхні бучацьких та київських відкладів палеогену, що має абсолютні відмітки 65,0–80,0 м. Потужність відкладів досить витримана у межах 20–40 м. Будова другої надзаплавної тераси відрізняється від будови першої більшою потужністю відкладів, а від першої та третьої терас – присутністю у середній частині розрізу верстви сірих, темно-сірих старичних суглинків значної потужності (5–15 м), що займають незначну площу. Алювіальні відклади плащоподібно незгідно перекриваються елювіально-делювіально-еоловими та еоловими відкладами пізньонеоплейстоцен-голоценового віку.

На площах “Київського Полісся” та “льодовикового” району алювіальні відклади другої надзаплавної тераси незгідно залягають на нерівній слабо похилій поверхні київської та обухівської світ палеогену, що має абсолютні відмітки від 125,0 м у верхів’ї річок до 95,0–100,0 м у низинах. Потужність відкладів другої надзаплавної тераси становить близько 15–20 м. Плащоподібно незгідно перекриваються делювіально-еоловими відкладами пізньоплейстоцен-голоценового віку.

Час формування другої надзаплавної тераси визначається її структурним розташуванням стосовно третьої тераси, будовою відкладів – перекриваючими вітачівськими ґрунтами і бузькими лесами на суміжних територіях і відповідає прилуцько-удайському ритму.

Межа між третьою і другою терасами збігається з межею між середнім і верхнім неоплейстоценом, а також із межею між п’ятою і шостою ізотопно-кисневими стадіями, яка розділяє планетарні льодовикові цик-

ли. За ізотопно-кисневим визначенням це 128 (-1; +10) тис. років, що також добре підтверджується ураніюними та термолюмінесцентними визначеннями за прилучким похованим ґрунтом [1].

Алювіальні відклади верхнього неоплейстоцену перша надзаплавна тераса (a¹ P_{III})

Зазначені відклади займають на площі “безморенних терас” значно менші ділянки, ніж відклади другої тераси, але поширені більше у долинах багатьох річок на площах “Київського Полісся” та “льодовикового” району. Представлені кварцовими пісками сірими, світло-сірими зі слабкими зеленуватими й жовтуватими відтінками, різнозернисто-дрібнозернистими, коверстуватими, з лінзами і проверстками сірих старичних суглинків.

Умови залягання відкладів першої надзаплавної тераси на всіх трьох площах такі самі, як і другої надзаплавної тераси. Ці відклади мають дещо меншу потужність, ніж відклади другої тераси.

Час формування першої надзаплавної тераси визначається її структурним розташуванням між другою терасою й заплавою. За даними різних досліджень, перша, або борова, тераса сформувалась за час пізньовалдайського зледеніння і відповідає вітачівсько-бузькому ритму.

Елювіально-делювіально-еолові відклади верхнього неоплейстоцену – голоцену (edv P_{III}-H)

Поширені на площі “безморенних терас”. Плащоподібно перекривають усі алювіальні терасові відклади р. Дніпро і є продуктом переробки цих відкладів.

Представлені пісками, супісками кварцовими палево-світло-сірими, коричнювато-світло-сірими різнозернисто-дрібнозернистими, слабо глинистими, з лінзами палево-сірих карбонатних суглинків, з фрагментарно вцілілими від перевіювання прошарками ембріональних викопних ґрунтів. Потужність відкладів збільшується від мінімальної на першій до максимальної на третій надзаплавних терасах і змінюється у межах 1–10 м, створюючи рельєф сучасної поверхні у таких гіпсометричних інтервалах: на першій надзаплавній терасі – 96,0–110,0 м; на другій надзаплавній терасі – 110,0–120,0 м; на третій надзаплавній терасі – 120,0–140,0 м.

Час формування елювіально-делювіально-еолових відкладів визначається їх розташуванням у верхній, завершальній частині розрізу з нижньою межею по пізньонеоплейстоценових підстеляючих відкладах.

Делювіально-еолові відклади верхнього неоплейстоцену – голоцену (dv P_{III}-H)

Поширені на площах “Київського Полісся” і “льодовикового” району, де річкові долини мають крутіші схили, ніж на площі “безморенних терас”. Плащоподібно перекривають алювіальні терасові відклади і є продуктом їх переробки. Представлені пісками, супісками кварцовими коричнювато-сірими середньо-, дрібнозернистими, слабо глинистими, з окремими лінзами сірих суглинків.

Потужність відкладів збільшується від мінімальної на першій і другій до максимальної на третій надзаплавних терасах і змінюється у межах 1–7 м, утворюючи рельєф сучасної поверхні у таких гіпсометричних інтервалах: на першій надзаплавній терасі – 105,0–135,0 м; на другій надзаплавній терасі – 115,0–125,0 м; на третій надзаплавній терасі – 125,0–180,0 м.

Час формування делювіально-еолових відкладів визначається їх розташуванням у верхній, завершальній частині розрізу з нижньою межею по пізньонеоплейстоценових підстеляючих відкладах.

Еолові відклади верхнього неоплейстоцену – голоцену (v P_{III}-H)

Досить поширені на площі “безморенних терас” та в поодиноких випадках на площі “льодовикового” району. На площі “безморенних терас” еолові відклади залягають серед елювіально-делювіально-еолових утворень з фрагментарним взаємоперекриттям, складаючи переважно найвищі ділянки поверхні рельєфу. Представлені палевими лесовидними суглинками і супісками потужністю 2–10 м.

На площі “льодовикового” району подекуди формують окремі найвищі ділянки вододільних плато. Представлені переважно кварцовим піском коричнювато-сірим з дрібними блакитнуватими плямами, дрібнозернистим, слабо карбонатним, з рідкою нерівномірною чорною, сажистою залізо-марганцевою пунктацією та з лінзами коричнювато-палевого дрібноплямистого слабо карбонатного суглинка. Потужність відкладів 2–5 м.

Час формування визначається розташуванням відкладів у верхній, завершальній частині розрізу з нижньою межею по підстилаючих пізньонеоплейстоценових відкладах.

Голоцен

Сучасні відклади на площах “Київського Полісся” та “безморенних терас” представлені численними фаціально-генетичними різновидами, найпоширеніші з яких алювіальні відклади заплав і балок, біогенні утворення, озерно-болотні відклади субаеральних заболочених западин, техногенні утворення. На площі

“льодовикового” району біогенні, озерно-болотні утворення не картуються через нечітку літолого-фаціальну виразність і малі розміри.

Алювіальні відклади голоцену (а Н)

Представлені кварцовими пісками крупно-, середньо-, дрібнозернистими, супісками, суглинками руслових, заплавних і старичних фаціальних різновидів. Потужність сучасних алювіальних відкладів р. Дніпро 15–20 м, рр. Ірпінь, Стугна – 5–8 м, мілкіших водотоків – відповідно менша. Формування алювіальних відкладів сучасних заплав почалося на останній стадії валдайського зледеніння, ймовірно, в алерюдський час і тому не відповідає віковій межі між голоценом та неоплейстоценом. Цим також пояснюються дуже нечіткі межі між відкладами заплав та перших надзаплавних терас (розріз А-А₁).

Біогенні утворення голоцену (б Н)

Генетично пов'язані з відкладами сучасних заплав р. Дніпро, р. Ірпінь з притоками, р. Стугна та ін. Здебільшого представлені низинним типом торфів.

Озерно-болотні відклади голоцену (Іб Н)

Представлені мулом і луговими мергелями, накопичувались у западинах субаерального походження, згодом заболочених. Западини поширені на привододільних поверхнях, утворених елювіально-делювіально-еоловими пісками середньо-, пізньонеоплейстоцен-голоценового віку.

Техногенні утворення голоцену (т Н)

Найбільшими техногенними формуваннями на площі аркуша є штучні вали вздовж берегів дніпровських водосховищ, обваловане ложе гідроаккумуляційної електростанції, намети під житлові масиви у м. Київ та звалище твердих побутових відходів поблизу с. Креничі.

3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ (ІНТРУЗИВНІ ТА УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ УТВОРЕННЯ)

Інtruзивні та ультраметаморфічні утворення на території аркуша входять до складу складнодислокованого кристалічного фундаменту. До них належать габроїди юр'ївського пізньоархейського інtruзивного комплексу і гранітоїди звенигородського та уманського ранньопротерозойських ультраметаморфічних комплексів. Ці утворення перекриті осадовими породами мезо-кайнозою і на денну поверхню практично не виходять. Вони розкриті кар'єром поблизу с. Плесецьке і великою кількістю бурових свердловин. Найвище гіпсометричне положення кристалічних порід зафіксовано у південно-західній частині аркуша (+145,0 м), а найнижче – у північно-східній (-640,0 м). Таким чином, поверхня фундаменту занурюється у північно-східному напрямку в бік ДДЗ.

Пізній архей

Юр'ївський комплекс (AR_{3jr})

Габро амфіболізоване та габро-амфіболіти (vAR_{3jr})

Породи юр'ївського комплексу зустрічаються у Дніпровській тектонічній зоні і на прилеглих до неї територіях Макарівського тектонічного блоку. До них належать інтенсивно метаморфізовані габроїди. Серед гнейсів росинсько-тікицької серії вони утворюють силоподібні малопотужні тіла, а серед ультраметаморфічних порід звенигородського комплексу збереглися у вигляді овальних (у плані) штокоподібних тіл. Тіла габроїдів на поверхні кристалічного фундаменту утворюють виходи площею 1–6 км².

Породи комплексу інтенсивно метаморфізовані, а вздовж тектонічних порушень – катаклазовані. У зв'язку з цим вони мають понижені значення щільності і магнітної сприйнятливості, що нехарактерно для порід основного складу. У гравітаційному полі тіла габро фіксуються ізометричними або близькими до них позитивними аномаліями Δg_a – амплітудою до 1,6 мГал, в окремих випадках амплітуда максимумів досягає 4 мГал. У магнітному полі породи юр'ївського комплексу виражені слабо.

Описані габроїди мають темно-сірий колір із слабким зеленуватим відтінком, дрібно- та середньозернисту структуру й масивну текстуру. Під мікроскопом структура габрова, ділянками лепідогранобластова. Мінералогічний склад порід представлений плагіоклазом (50–60%), роговою обманкою (20–30%), піроксенном (до 15%), біотитом (5–15%). У породах містяться такі акцесорні мінерали, як апатит, циркон, пірит. Простежується поступовий перехід від габро до габро-амфіболітів. За даними хімічних аналізів встановлено (табл. 3.1), що габроїди містять незначну кількість лугів, а серед темноколірних мінералів переважають магнізально-залізисті різновиди.

Таблиця 3.1

Назва порід і місце відбору проб	Хімічний склад габро										
	Вміст, %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
Габро амфіболізоване св. 39к гл. 379,5 м	45,21	1,13	17,22	13,94	0,16	7,40	10,89	1,99	0,72	0,05	98,71

Ранній протерозой

Звенигородський комплекс (PR_{1zv})

У складі цього комплексу об'єднані інтрузивні та ультраметаморфічні породи: діорити, кварцові діорити, гранодіорити, плагіограніти, граніти біотитові та їх мігматити. Утворення звенигородського комплексу виходять на докембрійську поверхню у межах Макарівського тектонічного блоку, просторово розташованого на правобережжі р. Дніпра (рис. 3.1).

Діорити та гранодіорити пов'язані з інтрузіями основного складу, а плагіограніти та біотитові граніти заповнюють простір між залишками інтрузій. Гранітоїди звенигородського комплексу є продуктом ультраметаморфічної переробки габроїдів юр'ївського комплексу та утворень росинсько-тікицької серії.

Діорити, кварцові діорити (δ PR_{1zv}) та гранодіорити (γδ PR_{1zv})

Характеризуються значним поширенням і розкриті свердловинами на площі Макарівського тектонічного блоку. Вони зустрічаються разом, і часто спостерігаються взаємні переходи від діоритів через кварцові діорити до гранодіоритів. Ці породи утворюють штокоподібні складно побудовані тіла габро-діорит-гранодіоритового складу. У межах Дніпровської тектонічної зони вони мають згідне з її напрямом північно-західне простягання, а за її межами не мають чіткого орієнтування.

У гравітаційному полі тіла діоритового та гранодіоритового складу характеризуються чітко локалізованими максимумами амплітудою 1–2,5 мГал площею 2–3 км² різної форми і простягання. Середня щільність діоритів 2,76 г/см³, гранодіоритів – 2,73 г/см³ (рис. 3.2).

У магнітному полі над тілами діоритів та гранодіоритів фіксуються позитивні аномалії ΔТа інтенсивністю 150 – 500 нТл. Середня магнітна сприйнятливості цих порід 1400 х 4π х 10⁻⁶ СІ (рис. 3.3).

Макроскопічно діорити зеленувато-сірі, світло-сірі, середньозернисті, мають переважно масивну, рідше смугасту текстуру. Під мікроскопом структура гіпідіоморфнозерниста. Мінералогічний склад: плагіоклаз (60–70%), рогова обманка (5–20%), біотит (до 20%), кварц (5–15%), мікроклін (до 5%). Акцесорні мінерали: апатит, сфен, циркон – присутні у кількості менше 1%.

Таблиця 3.2

Назва порід та місце відбору проб	Хімічний склад діоритів і гранодіоритів											
	Вміст, %											
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Σ
Діорит кварцовий св. 6029 гл. 112,0 м	57,65	15,93	8,67	0,94	0,18	5,03	2,6	0,43	2,21	3,46	0,49	99,53
Гранодіорит св. 1 гл. 1691 м	66,21	16,47	4,69	0,45	0,07	3,88	1,05	0,149	2,28	4,16	-	99,39
Діорит св. 36к гл. 260,7 м	57,24	17,08	9,09	0,98	0,13	5,21	3,36	-	1,89	4,0	-	98,99
Мігматит діоритового складу св. 36 гл. 262,0 м	54,54	16,67	9,52	1,03	0,15	6,30	3,33	-	1,56	4,38	-	97,48

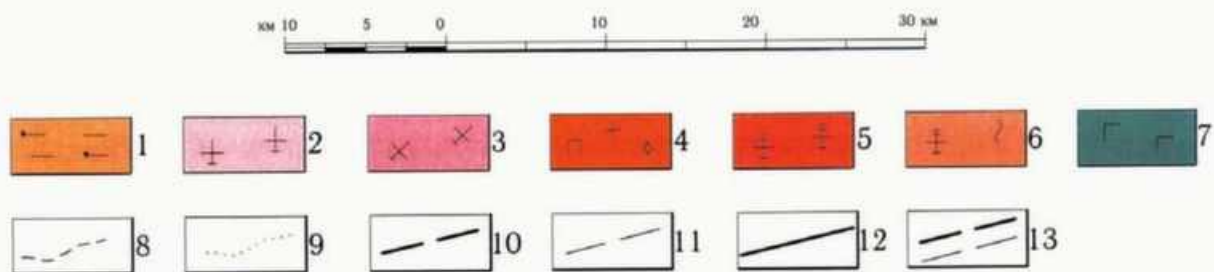
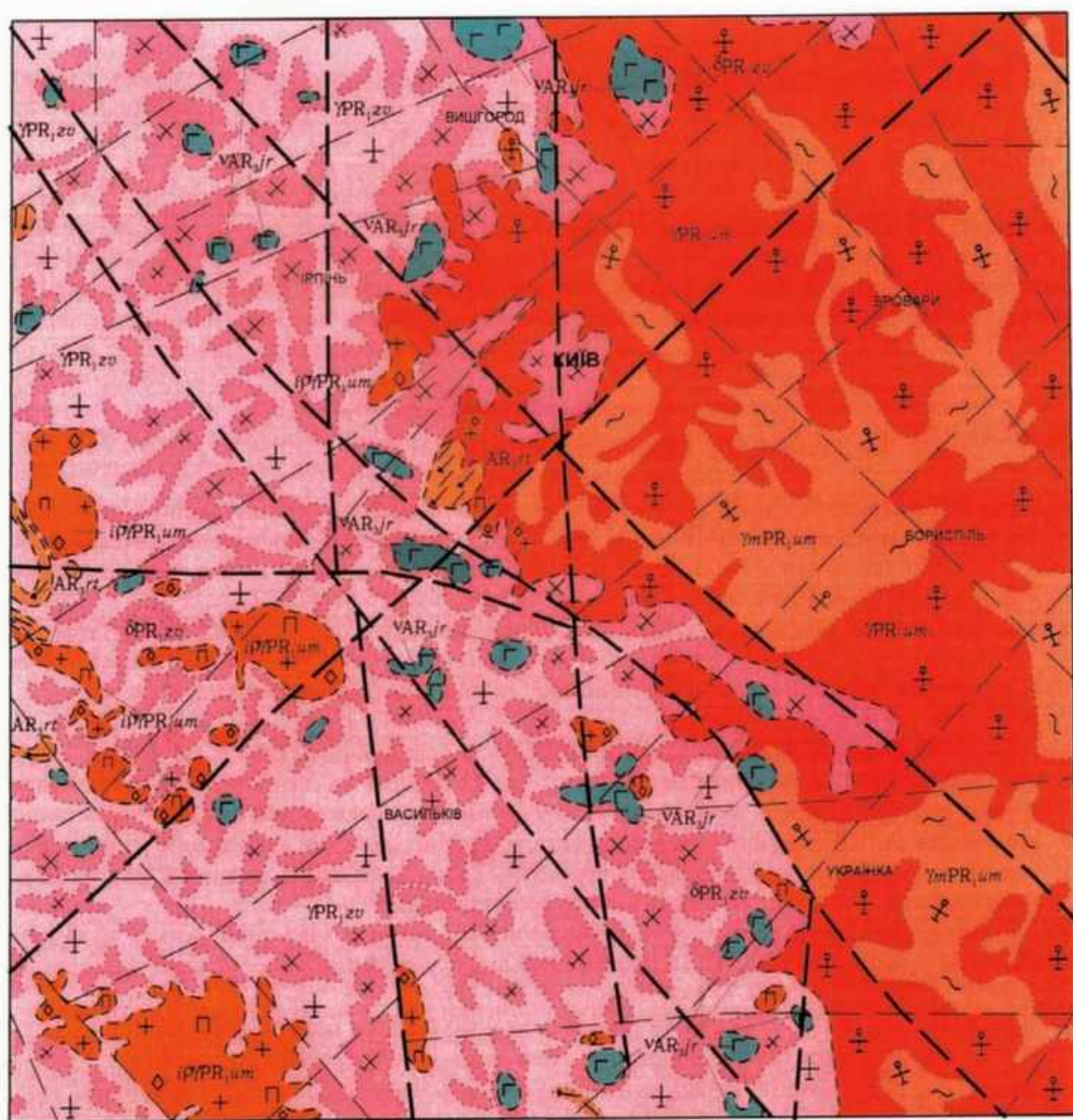


Рис. 3.1. Геологічна карта кристалічного фундаменту

Метаморфізовані осадові та вулканогенно-осадові утворення. Архей: 1 – AR_{3rt} – росинсько-тікицька серія – гнейси біотитові та амфібол-біотитові. Ультраметаморфічні та метасоматичні утворення. Нижній протерозой: звенигородський комплекс: 2 – γPR_{1zv} – граніти та плагіограніти біотитові; 3 – δPR_{1zv} – діорити, кварцові діорити та гранодіорити; уманський комплекс: 4 – γPR_{1um} – граніти лейкократові та апліто-пегматоїдні; 5 – γPR_{1um} – граніти мусковіт-біотитові порфіробластичні; 6 – γPR_{1um} – граніти та мігматити мусковіт-біотитові порфіробластичні. Інфузивно-магматичні утворення. Архей: юр'ївський базит-ультрабазитовий комплекс: 7 – vAR_{3jr} – габро, габро амфіболізоване, габро-амфіболіти. Геологічні межі: 8 – між різновіковими геологічними утвореннями; 9 – петрографічних різновидів у межах комплексу. Розривні порушення: 10 – головні; 11 – другорядні; 12 – достовірні; 13 – ймовірні.

Гранодіорити макроскопічно відрізняються від діоритів рожевим відтінком і більшим вмістом кварцу (до 25%) та мікрокліну (до 20%). У гранодіоритах часто спостерігаються смугасті текстури, які утворюються за рахунок нерівномірного розподілу темноколірних мінералів. Характерна особливість цих порід – добре збереження габрового вигляду табличок плагіоклазу і наявність реліктових габрових та діабазових структур, а також наявність пізніх ксеноморфних утворень кварцу та мікрокліну. Усе це дає можливість розглядати основні породи архейського віку як субстрат, перетворений процесами динамометаморфізму і гранітизації, і вважати, що різноманітність порід зумовлена співвідношенням процесів метаморфізму та ступеня переробки початкового матеріалу.

Плагіограніти та граніти біотитові (γ PR₁ zv).

Ці породи займають приблизно половину території у межах Макарівського тектонічного блоку. Плагіограніти звенигородського комплексу мають середню щільність 2,7 г/см³ і середнє значення магнітної сприйнятливості $945 \times 4\pi \times 10^{-6}$ СІ. За сприятливих умов вони можуть бути зафіксовані на фоні немагнітних та нещільних порід.

Граніти біотитові мають стабільні щільнісні властивості (2,62 г/см³). Магнітні властивості гранітів менш стабільні і змінюються від магнітних до слабоманітних ($20 \div 400 \times 4\pi \times 10^{-6}$ СІ) при середньому значенні магнітної сприйнятливості $242 \times 4\pi \times 10^{-6}$ СІ. На карті ці породи показані разом, бо вони залягають разом і утворюють плавні переходи між собою, тому розділити їх у масштабі карти неможливо.

Плагіограніти макроскопічно сірі, рідше рожево-сірі середньозернисті, з однорідною текстурою. В окремих випадках вони мають смугастий вигляд за рахунок субпаралельної орієнтації темноколірних мінералів. Мікроструктура гіпідіоморфнозерниста лепідогранобластова. Мінералогічний склад близький до складу гранодіоритів і характеризується меншим вмістом ксеноморфного мікрокліну (1–10%).

Граніти біотитові сірі зі слабким рожевим відтінком, дрібно-середньозернисті, рівномірнізернисті, з масивною, рідше смугастою текстурою. Мінералогічний склад представлений плагіоклазом (35–40%), мікрокліном (35–40%), кварцом (25%), біотитом (2–5%).

Таблиця 3.3

Хімічний склад гранітів біотитових

Назва порід та місце відбору проб	Вміст, %											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
Граніт біотитовий св. 26к гл. 306,4 м	70,86	0,3	14,53	0,84	1,12	0,02	1,35	2,13	3,31	4,48	0,1	99,04

Уманський комплекс (PR₁um)

До складу уманського комплексу входять порфіробластичні мусковіт-біотитові граніти та їх мігматити, а також лейкократові та апліто-пегматоїдні граніти.

Граніти мусковіт-біотитові, порфіробластичні (γ PR₁ um) та їх мігматити (γ m PR₁ um)

Ці породи виходять на докембрійську поверхню переважно у межах Бориспільського тектонічного блоку (рис. 3.1). За щільністю та магнітними властивостями вони близькі до гранітів звенигородського комплексу і розділити їх за геофізичними даними практично неможливо. Тому на карті в межах Макарівського тектонічного блоку вони не виділені, хоча присутні там на обмежених площах.

Уманські граніти займають великі площі, у межах яких є ділянки, насичені мігматитовими різновидами та дрібними реститами порід росинсько-тікицької серії. Макроскопічно граніти мають рожевий відтінок, середньо-крупнозернисту порфіробластичну структуру, масивну, а у мігматитових різновидах смугасту текстуру. Під мікроскопом структура порід гіпідіоморфнозерниста, порфіробластична. Мінералогічний склад характеризується наявністю плагіоклазу, кварцу та мікрокліну у кількості 25–35% кожного. Біотит становить 3–7%, а вміст мусковіту не перевищує 1–3%.

У цілому порфіробластичні граніти мають свіжий вигляд, а вторинні процеси характеризуються незначною серицитизацією й епідотизацією плагіоклазів, а також хлоритизацією і мусковітизацією біотита.

За даними хімічних аналізів (табл. 3.4) для порфіробластичних гранітів характерний підвищений вміст лугів з переважанням калію над натрієм. Ці граніти є продуктом глибинного ультраметаморфізму порід росинсько-тікицької серії.

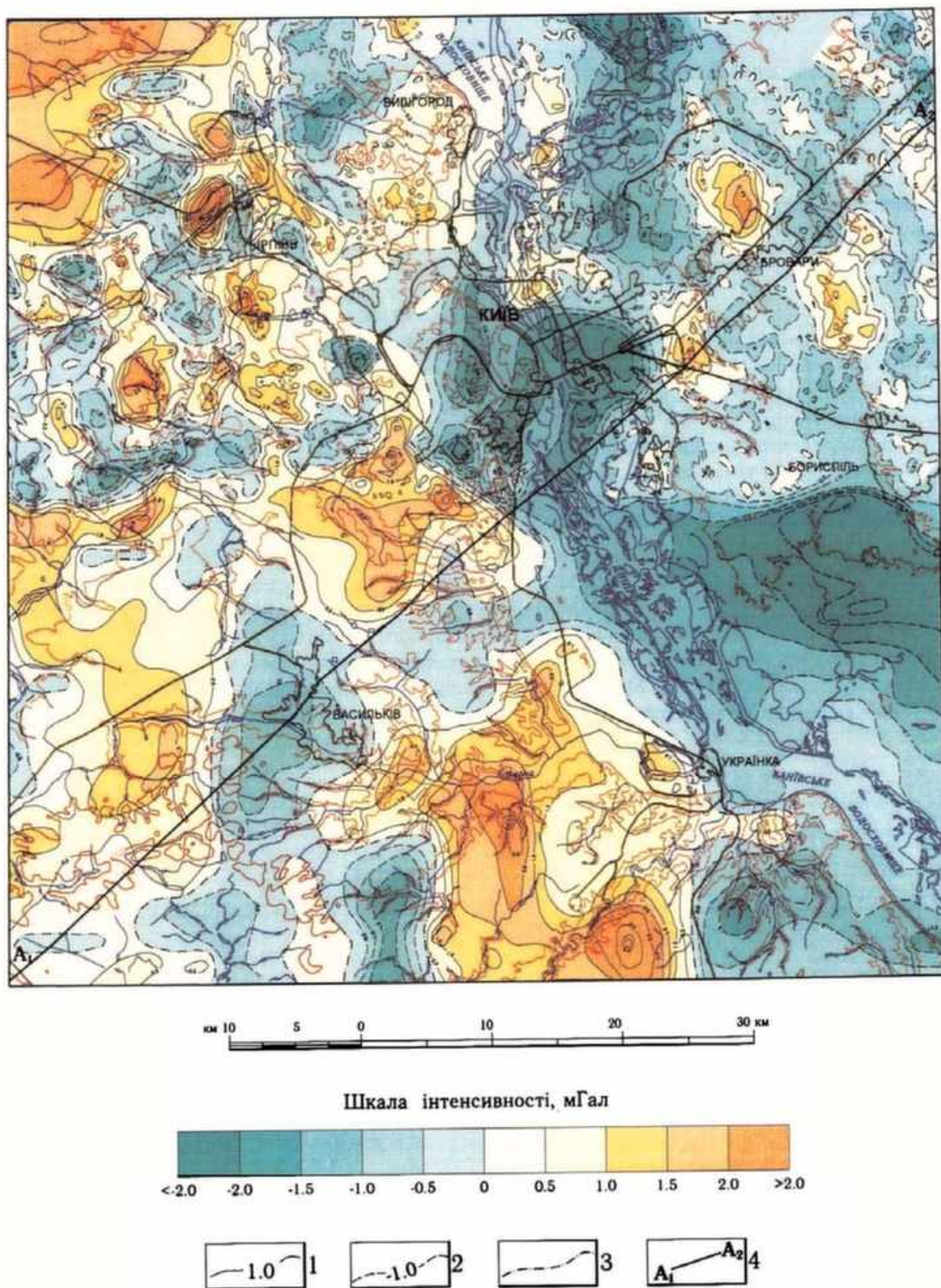


Рис. 3.2. Карта локальних аномалій сили тяжіння

Ізоаномали сили тяжіння в мГал: 1 – додатні; 2 – від’ємні; 3 – нульові; 4 – лінія геологічного розрізу A₁ – A₂

Граніти лейкократові та апліто-пегматоїдні (іру PR, *ит*)

Це жильні утворення потужністю до 10 м, які пронизують усі докембрійські породи. На площі Макарівського блоку (рис. 3.1) є окремі ділянки, розташовані вздовж тектонічних порушень, в яких насиченість цими гранітами досягає 80–90%. У межах однієї жили можливі переходи від аплітових до пегматоїдних гранітів, тому на карті їх позначено загальним контуром. За фізичними властивостями ці породи характеризуються низькою щільністю ($2,6 \text{ г/см}^3$) і магнітною сприйнятливістю ($181 \times 4\pi \times 10^{-6} \text{ CI}$). Серед лейкократових та апліто-пегматоїдних гранітів фіксуються негативні аномалії Δg_a інтенсивністю 2 мГал, що просторово збігаються з мінімумами ΔT_a інтенсивністю 150 нТл. (рис. 3.2, 3.3). Тіла, які складають ці граніти, мають овальну або видовжену форму і орієнтацію вздовж тектонічних порушень різного напрямку. Площа тіл змінюється від 0,5 до 6–7 км², а глибина залягання не перевищує 2–3 км. У межах Бориспільського блоку ділянки, насичені апліто-пегматоїдними гранітами, ймовірно, розміщуються під товщею порфіробластичних гранітів на глибині 2–3 км.

Макроскопічно лейкократові граніти сіро-рожеві, рожеві та сірі, від дрібно- до крупнозернистих. Складені кристалами польових шпатів та зернами кварцу. Темноколірні мінерали присутні в них у вигляді поодиноких лусок біотиту або їх скупчень.

Для гранітів характерні масивна текстура, гіпідіоморфнозерниста, аплітова та пегматитова структури, на які у багатьох випадках накладена катакlastична. Мінералогічний склад гранітів: мікроклін (30–40%), кварц (20–40%), плагіоклаз (20–30%), біотит (1–3%), мусковіт (1%). Також присутні апатит, хлорит. У гранітах спостерігаються ознаки двох стадій метасоматозу – калієва і кварцова. Калієвий метасоматоз супроводжувався привнесенням лугів та виносом кальцію і магнезійно-залізистих компонентів. Друга стадія пов'язана з виділенням кварцу.

За хімічним складом граніти характеризуються підвищенням вмістом лугів і переважанням калію над натрієм. Апліто-пегматоїдні граніти є продуктом метасоматичної переробки гранітоїдів, яка відбувалась із селективним плавленням останніх і розвитком ін'єкцій у вмшуючі породи.

Таблиця 3.4

Назва породи та місце відбору проб	Хімічний склад гранітів													
	Вміст, %													
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O	Σ
Граніт порфіро-бластичний мусковіт-біотитовий св. 6019 гл. 292,0 м	71,51	14,24	2,34	-	0,25	0,05	0,93	0,84	0,09	6,01	2,85	0,03	0,06	99,59
Граніт аплітоїдний св. 481 гл. 305,0 м	75,67	12,7	1,41	0,63	0,15	0,03	0,67	0,08	-	4,51	3,5	-	0,15	99,5

4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ

У межах території кора вивітрювання утворювалась по докембрійських породах. Поширення кори вивітрювання незначне. Оскільки в мезо-кайнозойський час переважали процеси денудації, то глинисті кори вивітрювання фактично відсутні, за винятком невеликих ділянок у межах Макарівського блоку.

Кори вивітрювання представлені зоною дезінтеграції порід і рідше каолінами та гідролудисто-каооліновими породами. Зона дезінтеграції присутня практично на всій площі і не перевищує 1–2 м. У зонах тектонічних порушень вона може досягати 8–10 м. На схід від Дніпровської тектонічної зони кори вивітрювання практично відсутні, що зумовлено більшим кутом нахилу поверхні кристалічного фундаменту і більш інтенсивною ерозією. Зона дезінтеграції складена уламками порід розміром 5–10 см, рідше жорсткою, яка поступово переходить у монолітні породи. По дезінтегрованих породах інтенсивно йдуть процеси озалізнєння, хлоритизації та каолінізації. У нижніх частинах зони зміни менші.

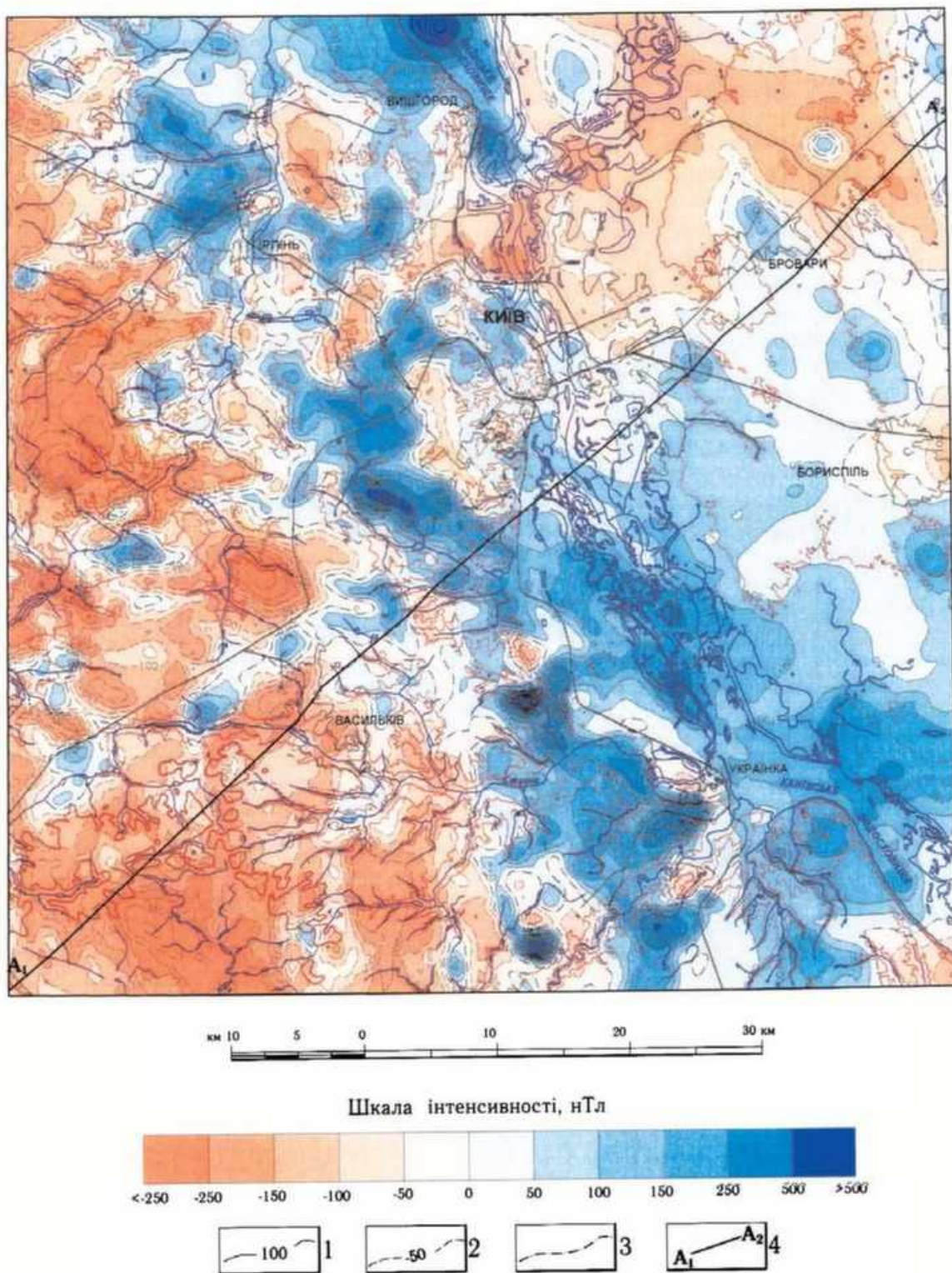


Рис. 3.3. Карта аномального магнітного поля ΔT_a

Ізодинами ΔT_a в нТл: 1 – додатні; 2 – від’ємні; 3 – нульові; 4 – лінія геологічного розрізу $A_1 - A_2$

Дуже рідко, на невеликих ділянках, збереглися кори вивітрювання, складені каолінами первинними, які утворилися по гранітоїдах. Потужність їх не перевищує 1–2 м.

По породах основного і середнього складу утворилися кори гідрослюдисто-каолінітового складу. Потужність їх може досягати 20 м, що пояснюється меншою стійкістю порід основного складу (юр'ївський комплекс) до процесів вивітрювання.

5. ТЕКТОНІКА

Територія аркуша має двоярусну будову. Нижній ярус представлений складно дислокованими і глибоко метаморфізованими неархей-палеопротерозойськими утвореннями кристалічного фундаменту. Верхній ярус складають осадові відклади мезокайнозойського чохла.

У геолого-структурному плані територія аркуша розташована в межах Українського щита і його схилу, що занурюється в бік ДДЗ. Ми дотримуємося думки авторів легенди Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000, серія Дніпровсько-Донецька, затвердженої НРР Геолкому України 24.02.2000, згідно з якою південно-західна межа ДДЗ проходить на північний схід від території аркуша, співпадаючи з межею поширення порід палеозою, яка має тектонічний контроль. На думку інших авторів [10], південно-західна межа ДДЗ співпадає з межею поширення відкладів триасу.

Згідно зі схемою районування Українського щита, територія розташована у Росинсько-Тікицькому геологічному районі, якому відповідає Білоцерківський тектонічний блок I порядку.

У регіональних геофізичних полях площа знаходиться на стику двох великих аномалій: Фастівсько-Бородянського гравітаційного максимуму на заході і Бориспільського гравітаційного мінімуму на сході.

За результатами сейсморозвідувальних робіт (МВХ, КМЗХ), виконаних на схід від території, сейсмічна межа, пов'язана з породами докембрію, полого занурюється на північний схід. Найінтенсивніші блокові переміщення відбувались у межах Дніпровської тектонічної зони. На решта території горизонтальні і вертикальні переміщення мали локальний характер з незначними (до перших десятків метрів) амплітудами зміщення, що фіксується на геолого-геофізичних розрізах. Численні розривні порушення зумовили блокову будову району. Порооди західної частини площі входять до складу відносно піднятого Макарівського блоку II порядку, а породи східної частини – до складу відносно опущеного Бориспільського блоку II порядку. Первинне закладання розломних структур можна датувати пізнім археєм під час інтрузії юр'ївських габродів у товщу ефузивно-осадових утворень росинсько-тікицької серії. До цього часу віднесено і початок формування серії розривних порушень Дніпровської тектонічної зони, а також паралельних їм порушень північно-західного простягання. Межа поміж Бориспільським і Макарівським блоками проявляється у різній геологічній будові на рівні докембрійських утворень, частково співпадає з межею поширення відкладів верхньодриновської і нижньосеребрянської підсвіті, фрагментарно простежується на карті ізопотужностей орельської світи, співпадає з південно-західною межею розвитку нижньобуромської підсвіті крейди й напрямком ізогіпс підосви палеогенових відкладів.

Найчіткіше міжблокова межа простежується у сучасному рельєфі, практично повністю співпадаючи у плані з правим бортом долини р. Дніпра.

Бориспільський блок займає східну частину території аркуша. З південного заходу обмежений Вітачівським, у центральній частині – відрізком Ворзельського, а з північного заходу – Дарницьким розломами. Ширина блоку становить 35 км на півночі, звужуючись на півдні до 20 км, завдовжки близько 75 км. У геологічній будові блоку беруть участь, головним чином, граніти й мігматити уманського комплексу. Блок характеризується слабодиференційованим слабоградієнтним магнітним полем ΔT_a з окремими максимумами амплітудою до 250 нТл і лише у поодиноких випадках до 400 нТл. Гравітаційне поле локальних аномалій Δg_a слабодиференційоване, знакоперемінне з переважанням від'ємних значень і домінуючим північно-західним простяганням ізоліній Δg_a . На жаль, особливості, що спостерігаються у будові магнітного поля північної й південної частин блоку, у гравітаційному полі оцінити важко через різну детальність і точність виконаних гравіметричних зйомок.

Київський розлом поділяє Бориспільський блок на менші блоки III порядку: на північ від Київського розлому знаходиться Броварський блок, а на південь – Вітачівський.

У **Броварському блоці** домінують порфіробластичні граніти й мігматити уманського комплексу. У північно-східній частині блоку вздовж тектонічних порушень північно-західного простягання закартовано тіла плагіогранітів звенигородського комплексу. Ширина блоку витримана і становить близько 32 км, довжина змінюється від 28 км на заході до 62 км на сході.

Броварському блоку відповідає знакоперемінне слабоградієнтне слабодиференційоване поле сили тяжіння з перепадами значень Δg_a від 3,0 до +2,0 мГал, що збігається зі знакоперемінним нескладною будови магнітним полем ΔT_a . Виходи на поверхню фундаменту плагіогранітів характеризуються наявністю локальних аномалій Δg_a інтенсивністю до 1 мГал і магнітних максимумів амплітудою до 175 нТл. У північно-

західній частині блоку фіксується ряд овальних або дещо видовжених локальних позитивних аномалій Δg інтенсивністю до 1 мГал. У магнітному полі вони проявляються слабо.

Вітачівський блок має майже аналогічну до Броварського будову, але знаходиться на глибшому рівні ерозійного зрізу, є відносно припіднятим. Складений він гранітами і мігматитами уманського комплексу.

На північно-західній межі блоку закартовано дрібні тіла габроїдів юр'ївського комплексу. Судячи з геолого-геофізичних розрізів, з глибиною розміри окремих тіл збільшуються і утворюють складно побудовані масиви габро-діорит-гранодіоритового складу.

За геофізичними даними у межах блоку виділено тіла плагіогранітів звенигородського комплексу, хоча цілковитої впевненості у цьому немає. Ширина блоку не витримана і змінюється від 20 км на південному сході до 7 км на північному заході, протяжність близько 45 км.

Характер магнітного поля у межах блоку подібний до Броварського блоку і відрізняється лише підвищеними фоновими значеннями. Ділянками поле ускладнене позитивними аномаліями ізометричної або дещо витягнутої форми інтенсивністю до 250 нТл, у поодиноких випадках інтенсивність в епіцентрах досягає 400 нТл. Гравітаційне поле негативне, характеризується простою будовою, у поодиноких випадках фіксуються ділянки слабо підвищених, без чітких градієнтів, аномальних значень до 1 мГал.

Встановлено, що в осадовому чохлі Вітачівський блок на північному сході співпадає з межею поширення нижньосеребрянської підсвіти, а на заході – частково з межею поширення нижньодронівської світи тріасу і орельської світи юрської системи. Це свідчить про неодноразове відновлення вертикальних рухів блоку протягом мезозою і про те, що рухи мали переважно висхідний характер.

Макарівський блок займає західну частину району. Від Бориспільського блоку його відділяє на півночі північний відрізок Дарницького розлому, у центральній частині – відрізок Ворзельського розлому і на півдні – Вітачівський розлом. Ширина блоку становить 37 км на півночі та близько 52 км на півдні, довжина, як і Бориспільського блоку, близько 75 км.

У геологічній будові блоку провідна роль належить гранітоїдам звенигородського комплексу, серед яких зустрічаються останці гнейсів росинсько-тікицької серії, ксеноліти габро юр'ївського комплексу і невеликі тіла аплітопегматоїдних гранітів уманського комплексу.

У межах блоку гравітаційне і магнітне поля сильно диференційовані, знакоперемінні, з перепадами значень амплітуди магнітного поля від 500 до 700 нТл і локальних значень сили тяжіння від – 2 до 4 мГал і складаються з чергування максимумів і мінімумів різної форми й орієнтації.

Східна крайова частина блоку характеризується наявністю позитивних гравітаційних і магнітних аномалій, що простягаються у північно-західному напрямку по лінії м. Ірпінь – с. Українка і просторово співпадають із Дніпровською тектонічною зоною. На захід від зони магнітне поле має дрібномозаїчний малюнок із переважанням від'ємних значень ΔT_a , гравітаційне поле знакоперемінне з помірнішими перепадами значень. Макарівський блок поділяється Глеваським субширотним розломом на два блоки III порядку: Київський і Обухівський.

Київський блок обмежений з півдня Глеваським розломом, із сходу – Дарницьким розломом, а на півночі виходить за межі аркуша. Ширина блоку витримана у межах 36 км, довжина близько 36–38 км. У його будові поряд із гранітоїдами звенигородського комплексу беруть участь останці гнейсів і габроїдів.

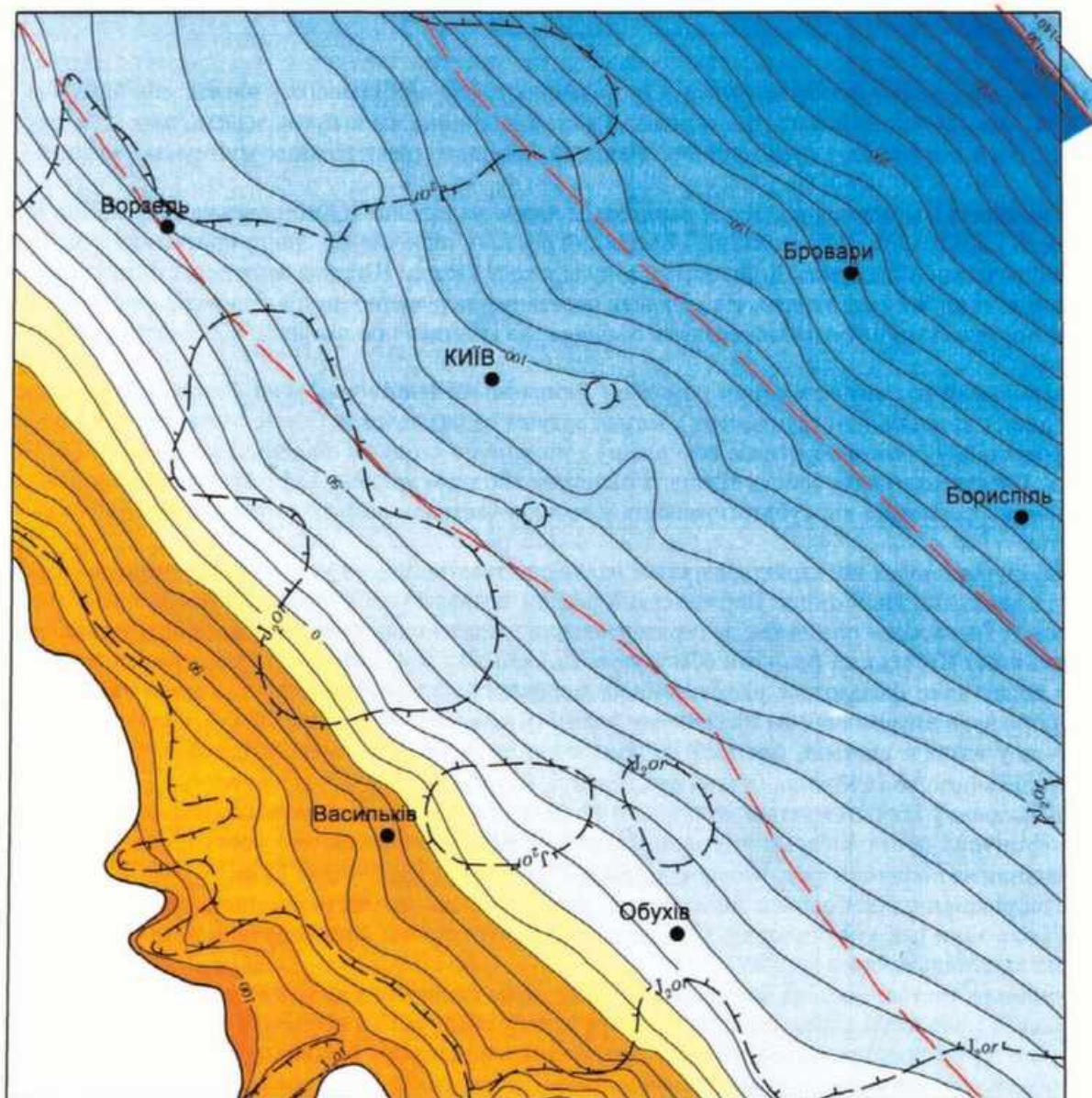
Гравітаційне й магнітне поля блоку знакоперемінні, сильнодиференційовані, складно побудовані. За характером будови петрофізичних полів площа Київського блоку поділяється на дві ділянки. У межах східної крайової частини блоку простежується смуга локальних позитивних аномалій сили тяжіння північно-західного простягання інтенсивністю до 4 мГал, що просторово збігаються з магнітними максимумами амплітудою до 500 нТл. На захід від згаданої смуги гравітаційне і магнітне поля складаються з чергування максимумів і мінімумів від'ємного знака.

Обухівський блок охоплює південно-західну частину площі. З півночі він обмежений Глеваським розломом, із сходу межує з Вітачівським блоком. Відносно Київського блоку (на північ) Обухівський блок занурений, а відносно Вітачівського блоку – припіднятий.

У його будові беруть участь, головним чином, гранітоїди звенигородського комплексу, що насичені останцями і реліктами габроїдів і гнейсів, причому насиченість їх нерівномірна – переважна кількість більш щільних і магнітних габро та гнейсів зосереджена у східній частині блоку. Західна частина блоку характеризується знакоперемінними, з переважанням від'ємного знака, сильнодиференційованими гравітаційним і магнітним полями локальних аномалій. Розкритим у межах блоку тілам лейкократових апліто-пегматоїдних гранітів відповідають чітко окреслені гравітаційні і магнітні мінімуми, котрі створюються більшою мірою розуцільненими зонами тектонічних порушень, із якими пов'язані тіла гранітів, ніж безпосередньо самими тілами.

Розривні порушення

Структурно-тектонічна перебудова кристалічного фундаменту відбувалася під впливом рухів по численних розривних порушеннях, серед яких провідну роль відіграє Дніпровська тектонічна зона. Наступний за значенням міжблоковий Дарницький розлом субмеридіонального простягання. Значно поширені другорядні розривні порушення різних напрямків із менш виявленою структуроутворюючою роллю (рис. 5.1, 5.2).



км 10 5 0 10 20 30 км

Шкала глибин (м)

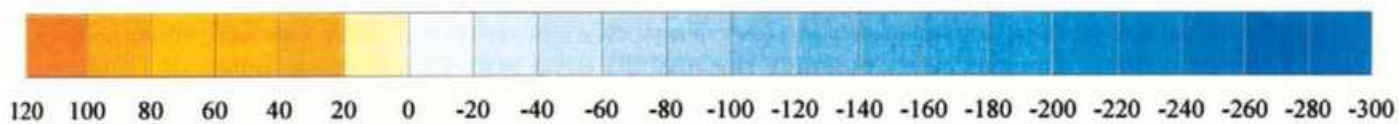


Рис. 5.1. Схема рельєфу підосви відкладів батського ярусу

1 – сучасна границя розповсюдження відкладів батського ярусу; 2 – границі розповсюдження похованих відкладів байоського ярусу (орельська світа J_2or); 3 – ізогіпси підосви відкладів батського ярусу. Розривні порушення, що виражені у рельєфі підосви відкладів байос-батського ярусів: 4 – достовірні; 5 – ймовірні.

Розривні порушення відображаються у геофізичних полях здебільшого у вигляді лінійних зон високих градієнтів гравітаційного й магнітного полів, в окремих лінійно витягнутих максимумах ΔT_a , порушеннях кореляцій осей магнітних і гравітаційних аномалій, лінійних гравітаційних мінімумів, зонах понижених опорів.

За значимістю і, можливо, найбільш ранньою за часом закладання є Дніпровська тектонічна зона, складовими якої є Київський, Ворзельський і Боярський розломи північно-західного простягання, де Боярський і Київський розломи обмежують Дніпровську зону із заходу і сходу. Ширина зони непостійна і змінюється від 23 км на півдні до 7 км на півночі. На ділянках перетину з порушеннями північно-східного простягання Боярський, Ворзельський і Київський розломи зміщені, що свідчить про пізніший вік північно-східної системи порушень.

Ворзельський розлом є головним розломом Дніпровської тектонічної зони. Разом із Дарницьким розломом він ділить кристалічний фундамент у межах аркуша на два великих блоки: Макарівський і Бориспільський. Ворзельський розлом перетинає всю площу з південного сходу на північний захід по лінії с. Українка – м. Ірпінь. Порушення являє собою підкид із піднятим західним крилом. Кути його падіння міняються у межах окремих фрагментів від субвертикальних у верхніх частинах розрізу до південно-західних на глибших горизонтах.

У геофізичних полях він характеризується наявністю гравітаційного уступу й порушенням кореляції осей магнітних аномалій. Найчіткіше Ворзельський розлом проявляється у південній частині на відрізку перед перетином із Глеваським розломом, де горизонтальний градієнт сили тяжіння різко збільшується.

Боярський і Київський розломи обмежують Дніпровську зону із заходу і сходу. У гравітаційному і магнітному полях вони фіксуються різкою зміною морфології і структури полів. За простяганням Боярський розлом порівняно витриманий на південному фланзі (у межах Обухівського блоку), а далі на північ він простежується у вигляді окремих фрагментів, обмежених розломами північно-східного простягання. Згідно з геофізичною моделлю глибинної будови фундаменту, Боярський розлом має круте ($\approx 85^\circ$) падіння у північно-східному напрямку і простежується до глибини 13 км. З ним пов'язана найбільша кількість останців гнейсів.

У геофізичних полях Київський розлом фіксується менш чітко, можливо через те, що він має пологіше ($\approx 45^\circ$) падіння на північний схід. Імовірна глибина його поширення близько 20 км.

У рельєфі кристалічної основи Дніпровська тектонічна зона виділяється зміною кута нахилу його поверхні. У межах зони цей кут становить $0^\circ 35'$, тоді як на захід від неї його величина не перевищує $0^\circ 15'$, а на північний схід збільшується до $0^\circ 45'$.

Дніпровська тектонічна зона контролює сучасну межу поширення відкладів тріасової системи. Ворзельський розлом і пов'язані з ним дрібніші розломи значно вплинули на процеси осадконакопичення і в юрський час, що добре простежується на карті ізопотужностей відкладів байоського ярусу (рис. 2.2). Боярський розлом обмежує зі сходу смугу різкого зменшення потужностей бат-келовейських глин. На ділянці між Київським і Бортницьким розломами відбувається збільшення кута нахилу поверхні докредових відкладів у бік ДДЗ.

Досить активно впливала Дніпровська тектонічна зона на процеси осадконакопичення і в крейдовий час. У рельєфі підосви палеогенових відкладів на схід від південної частини Київського розлому зменшується кут її нахилу у бік ДДЗ, а на півночі території це зменшення контролюється субмеридіональним Дарницьким розломом.

Північно-західна частина Ворзельського розлому фіксує смугу розвитку відкладів нижньобуромської підсвіти нижньої крейди і частково смугу розвитку карбонатних порід верхньої крейди, а Київський і Бортницький розломи із заходу й сходу обмежують ділянку практично повного розмиву відкладів нижньобуромської підсвіти. Наголосимо, що у розподілі потужностей канівської й бучацької серій, київської й обухівської світ палеогену такий явний вплив на осадконакопичення Дніпровської тектонічної зони (втім, як і інших розривних порушень) уже не простежується, а у рельєфі підосви неогенових відкладів імовірні лінії тектонічних порушень простежуються фрагментарно лише у південно-західній частині території й перепади висот незначні – не перевищують 10 м.

Дарницький розлом, виділений у центральній частині аркуша, має субмеридіональне простягання. За часом закладання і рангом Дарницький розлом порівнюється з Дніпровською тектонічною зоною. Розлом за своєю морфологією являє, принаймні на північному фланзі, ступінчастий підкид, по якому Київський блок припіднятий відносно більш зануреного Бориспільського блоку. У гравітаційному полі він простежується за наявністю лінійних мінімумів субмеридіонального простягання, має круте, майже вертикальне падіння і простежується до глибини близько 12 км. Дарницький розлом виявляється в осадковому чохлі переважно у північній частині аркуша. Він фрагментарно фіксується межами поширення орельської, сребрянської й дронівської світ. У сучасному рельєфі з Дарницьким розломом співпадає субмеридіональний відрізок долини р. Дніпро.

Немирівський розлом північно-східного простягання є одним з найбільших, перетинаючи територію з південного заходу на північний схід. Протяжність його у межах аркуша близько 96 км. Розлом досить чітко

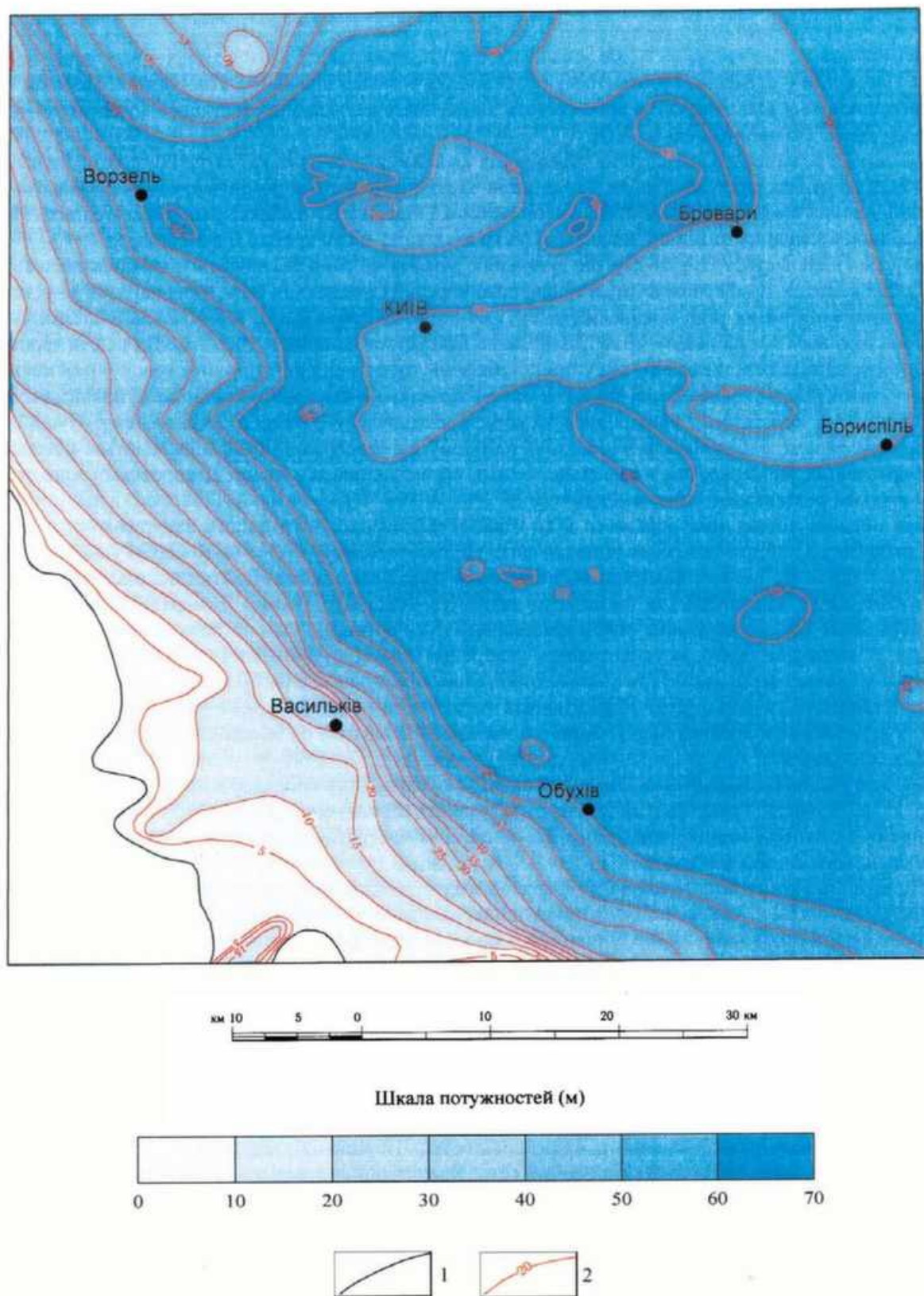


Рис. 2. 3. Схема поширення товщі глин байос-бат-нижньокеловейського ярусів

1 – межа поширення товщі глин байос-бат-ранньокеловейського віку; 2 – лінії ізопотужностей товщі глин

встановлюється за наявністю лінійно витягнутих гравітаційних і магнітних мінімумів. Рухи по цьому розлому мали зсувний характер. Вплив його на формування осадового чохла, за нашими даними, незначний.

Руднянський розлом, закартований у північно-східному куті території, представляє особливий інтерес. Це єдине тектонічне порушення, виділене як достовірне. Являє собою фрагмент значної розривної структури регіонального значення – Ядлівсько-Трактемирівського розлому, котрий однозначно простежується за геологічними і геофізичними даними на суміжних (на північ і схід) територіях. Це порушення чітко фіксується на структурних картах поверхні докрейдових відкладів і підшви батських глин (рис. 2.1, 5.1).

З Ядлівсько-Трактемирівським розломом генетично пов'язане Остерсько-Золотоніське валоподібне підняття. Ця структура має асиметричну будову – північно-східне крило припідняте на 140–150 м відносно південно-західного. У межах зануреного крила у ранній і пізній крейді формувалась потужна товща піщано-карбонатних утворень, практично відсутніх у межах припіднятого північно-східного блоку. На суміжній зі сходу території на допалеогеновий зріз виходять породи юрського віку, частково розмиті у крейдовий час. Описаний розлом – довгоживуча структура прадавнього закладення, що неодноразово поновлювалась. На території аркуша найчіткіше фіксується активізація розлому на початку ранньої крейди, що закінчилася наприкінці пізньої крейди. За цей часовий проміжок у межах зануреної частини структури сформувалась потужна товща крейдових відкладів. Можливо, подальша активізація розлому відбулася у післякриївський час, що призвело до порушення цілісності товщі мергелів київської світи.

Другорядні локальні розломи характеризуються значним поширенням у районі. Найімовірніше, вони мають незначну глибину закладення і ускладнюють внутрішню структуру виділених тектонічних блоків. Протягання другорядних розломів різне – субмеридіональне, північно-західне, північно-східне, субширотне. Вони також впливали на процес формування осадової товщі району, але вплив цей був обмежений і в просторі, і в часі.

Тектонічна будова території у межах осадового чохла характеризується наявністю кутових неузгоджень між породами фундаменту та тріасу, тріасовими та юрськими відкладами, а також між утвореннями юри та крейди, крейди та палеогену. В розрізі наявна велика кількість стратиграфічних неузгоджень, основні з яких – між стратиграфічними підрозділами неогену та палеогену. Також є перерви в осадконакопиченні між загорівською і журавською нерозчленованими світами та нижньобуромською підсвітою нижньої крейди, між орельською та підлужною світами середньоярських відкладів, між відкладами дронівської та сребрянської світ нижнього тріасу.

Відклади мезозою залягають моноклінально з незначним нахилом на північний схід (у бік ДДЗ). Слід зазначити, що кут нахилу підшви відкладів зменшується вгору по розрізу. Так, якщо для відкладів тріасової системи він становить $0^{\circ}45'$, то для крейди не перевищує $0^{\circ}10'$. Для порід мезозою характерне збільшення потужностей у бік ДДЗ. На рівні байоського ярусу виділяються ділянки, на яких ці відклади відсутні або їх потужність менша, які можна трактувати як ділянки відносних локальних підняття. Це Вишгородське, Печерське, Броварське та Бориспільське підняття (рис. 2.2, тектонічна схема). На рівні підшви батських глин ці підняття вже не фіксуються.

Кайнозойські відклади залягають практично горизонтально і мають відносно витримані потужності.

Структура чохла ускладнюється тектонічними порушеннями, що починаються в кристалічному фундаменті і пронизують майже всі осадові відклади. Слід зазначити, що вплив тектонічних порушень проявлений на різних стратиграфічних рівнях по-різному. Такі порушення, як Глеваський, Вітачівський, Ірпінський та Фастівський розломи, в осадових відкладах не фіксуються. Бортницький, Ворзельський та Красиївський розломи проявлені в юрських та крейдових відкладах. Інші порушення можна простежити до низів київської світи (рис. 2.5, 2.6), а Плесецький та Мотовилівський розломи фіксуються навіть у підшві неогенових відкладів (рис. 5.2). Тектонічні порушення у кайнозойських відкладах показано на карті дочетвертинних утворень. Слід зазначити, що переважна більшість розривних порушень відображаються на картах рельєфу підшви та ізопотужностей похованих горизонтів (рис. 2.1, 2.2, 2.4, 2.5, 2.6, 5.1, 5.2) і практично не фіксуються при побудові розрізів через конкретні свердловини. Цю суперечність можна пояснити малоамплітудними зміщеннями, які не виявляються при даному масштабі робіт. Можна також припустити, що особливо в приповерхневих частинах розломи мають флексуроподібний характер. У підшві київської світи простежуються валоподібні підняття, які, ймовірно, пов'язані з розривними порушеннями північно-східного напрямку. Вони впливали на інтенсивність розмиву палеогенових відкладів на лівобережжі р. Дніпро і, мабуть, відобразилися у конфігурації правого берега Дніпра.

Новітні тектонічні рухи проявлені насамперед зануренням території, що співпадає з Бориспільським тектонічним блоком (лівобережжя р. Дніпро) і підняттям у межах Макарівського блоку на правобережжі Дніпра. На поверхні сучасного рельєфу східна межа площі з переважаючим висхідним напрямком рухів практично співпадає з лінією корінного правого берега р. Дніпро. На тлі цих великих сучасних структур проявляються локальні ділянки різноспрямованих рухів. Сучасний рельєф припіднятої території характеризується значною густиною й глибиною ерозійного розчленування, інтенсивним розвитком схлизових процесів (зсуви, пролювіальні конуси виносу). У районі с. Дмитровичі за даними морфоструктурного аналізу виділено ділянку найбільшої неотектонічної активності висхідних рухів.

Цілком імовірно, що тектонічну природу мають деякі елементи рельєфоутворення: випрямлені відрізки річкових долин, різкі зміни напрямку долин, деякі тилові шви річкових терас тощо, що співпадають із віддешифрованими на аерокосмоснімках лініаменами, які можуть трактуватися як тектонічні порушення. Найдостовірніші неотектонічні елементи показані на карті четвертинних відкладів.

6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

Найдревнішими породами на території аркуша є метаморфіти росинсько-тікицької серії. Вони збереглися у вигляді реститів серед пізніших утворень. Речовинний склад порід, успадковані елементи тектонічної будови площі дають підстави вважати, що у неоархеї відбувалося накопичення осадово-вулканогенних товщ у межах значного морського басейну, сформованого в умовах розтягнення земної кори у північно-східному напрямку. У цей час сформувалась і Дніпровська тектонічна зона північно-західного простягання та паралельні їй розривні порушення, а також, можливо, Дарницька субширотна розломна зона.

Зони розривних порушень як найбільш ослаблені ділянки кори були каналами для надходження магматичної речовини основного складу, зумовивши формування невеликих штокоподібних масивів габроїдів юр'ївського комплексу.

На території аркуша невідомі первинноосадкові відклади палеопротерозойського віку. Інверсія і пов'язані з нею процеси складкоутворення відбулися або на межі архей – протерозой, або в пізніший час, а осадові товщі цього віку знищені процесами ерозії.

У першому випадку логічно припустити, що вік регіонального метаморфізму та прогресивного ультраметаморфізму має відповідати зазначеній межі. У Росинсько-Тікицькому районі відповідний абсолютний вік мають гранітоїди тетіївського комплексу.

У другому – вік гранітоїдів має бути палеопротерозойський. Такий вік встановлено для гранітоїдів звенигородського комплексу (близько 2,2 млрд. років). На думку авторів, саме звенигородський комплекс поширений на території аркуша. Це породи діорит-тоналіт-плагіогранітного складу, що не утворюють чітко окреслених масивів. По габроїдах юр'ївського комплексу та найбільш мафітових (амфіболіти) різновидах порід росинсько-тікицької серії формувались габро-діорити та діорити. По більш лейкократових росинсько-тікицьких утвореннях (кристалосланці та плагіогнейси амфібол-біотитові, біотитові) – кварцові діорити та плагіограніти (до трондємітів). Породи комплексу поширені переважно у межах Макарівського блоку.

На інверсійно-складчастому етапі розвитку території, якому відповідав тектонічний режим стиснення північно-східного напрямку, були сформовані складки північно-західного простягання, активізувалися більш ранні та закладаються нові порушення переважно того ж напрямку.

Близько 2 млрд. років тому територія, як і весь Український щит, зазнала найпотужнішого етапу ультраметаморфічної гранітизації, яка у межах Росинсько-Тікицького району відбувалася в режимі тектономагматичної активізації. Гранітизація охопила породи росинсько-тікицької серії, повторної гранітизації зазнали звенигородські утворення.

У результаті сформувалась асоціація порід уманського комплексу зі складом від гранодіоритів до лейкократових гранітів калієвого ряду. Найпоширеніші на площі двопольовошпатові біотитові неявно порфіровидні граніти. Закінчився етап формування порід уманського комплексу утворенням лейкократових та аплітопегматоїдних гранітів. Структура території набула складчасто-купольної будови. В ядрах куполів розміщуються переважно лейкократові граніти, на крилах – неявно порфіровидні. Міжкупольний простір складають звенигородські утворення.

Унаслідок жорстких деформацій сформувалась система міжблокових розломів. Крім відновлення переміщень по порушеннях, закладених раніше, виникають нові розриви переважно північно-східного напрямку. Таким чином, відбулася диференціація території на основні тектонічні блоки. Вертикальні рухи мали переважно висхідний характер, але підняття у межах Макарівського блоку відбувалося з більшою амплітудою, що зумовило глибший рівень ерозійного зрізу.

Протягом тривалого періоду часу, починаючи з протерозою і до кінця раннього палеозою, площа аркуша була складовою частиною давньої платформної структури – Сарматського щита. У процесі денудації докембрійські гірські споруди були пенепленизовані. У середньому девоні (можливо, в ейфельський час) на північний схід і схід від району внаслідок блокових опускань у межах щита відбувалося закладання великої лінійної структури – Дніпровсько-Донецького прогину. З цього часу Сарматський щит розпадається на три самостійні структури регіонального масштабу – Український та Воронезький щити й Дніпровсько-Донецьку западину. Місцеположення району на стику двох таких структур, як УЩ і ДДЗ, обумовило історію його геологічного розвитку. Закладання й формування ДДЗ відбувалося по зонах найдавніших розривних порушень північно-західного простягання. Блокові опускання компенсувалися накопиченням потужних осадових товщ. З часу свого виникнення ДДЗ стає областю майже безперервного циклічного осадконакопичення. Цей процес поширюється і на прилеглі схили УЩ, включаючи і територію Київського аркуша.

Вік найдавніших осадових відкладів, що розкриті свердловинами в районі, датується сьогодні раннім тріасом. У безпосередній близькості від рамки аркуша на північний схід зафіксовано породи середнього карбону і верхнього девону. Реконструкція палеогеографічних умов різних періодів палеозою дає підстави вважати, що на території Київщини формувались осадки девонського, кам'яновугільного, і, мабуть, ранньопермського віку. Відкладання їх відбувалося у мілководних басейнах і не відзначалось значною потужністю.

Наприкінці ранньопермського часу у зв'язку з процесами складкоутворення, що відбувалися у ДДЗ, північно-східний схил УЩ зазнає підняття і в його межах домінують континентальні умови, що зберігаються до початку раннього тріасу. Зауважимо, що процеси денудації переважали над процесами осадконакопичення. На цьому етапі розвитку території були знищені сформовані раніше палеозойські відклади. Водночас на суміжній території ДДЗ відбувається руйнування гірських споруд і соляно-купольних структур.

У ранньотріасовий час починається опускання території ДДЗ. У межах опущених ділянок ДДЗ і прилеглих схилів УЩ формуються численні окремі озерні басейни, які у міру занурення площі об'єднуються в єдину велику водойму. Клімат був теплий, змінної вологості. Внаслідок мінливості водотоків осадконакопичення характеризувалося різною інтенсивністю. У цей час відкладаються строкатобарвні осадки нижньодриновської підсвіти. Джерелом надходження уламкового матеріалу насамперед були структури ДДЗ, що зазнавали руйнування. У будові останніх брали участь і соленосні породи. У результаті розмиву цих порід відбувалося часткове засолення водного басейну, що разом з нестійкістю гідродинамічного режиму не сприяло розвитку органічного світу. Наприкінці ранньоіндського часу у крайовій частині озерного басейну в межах схилу УЩ відбувалося накопичення світлозабарвленої товщі пісковиків. Джерелом її формування, найімовірніше, були породи УЩ.

У пізньоіндський час північно-східний схил УЩ продовжує занурюватись. У межах району відбувається накопичення піщаних відкладів верхньодриновської підсвіти. Формування товщі тривало в умовах акумулятивної низини, що і зумовило фаціальний її склад – озерні, річкові і тимчасових водотоків. Літологічні особливості свідчать про те, що джерелом надходження уламкового матеріалу були підвищені площі УЩ.

В оленьокський вік клімат зберігає ознаки індського, відрізняючись підвищеною вологістю. У ранньо-оленьокський час у межі ДДЗ і на прилеглих схилах УЩ трансгресує море. Періодично воно зазнавало опріснення поверхневими водами. З розташованих поруч височин УЩ водотоками виносяться продукти розмиву кір вивітрювання. У водах морського басейну вони перешаровуються з конкреційними вапняками – формується піщано-карбонатна пачка нижньосеребрянської підсвіти. Органічний світ залишається бідним. З відкладів цього віку відомі харові водорості та поодинокі види філопод.

У пізньооленьокський час у водах морської затоки йде накопичення суттєво глинистих продуктів розмиву кір вивітрювання, що збагачуються тут карбонатною речовиною. Періодично короточасні водотоки приносять несортований уламковий матеріал, який утворює між вапнякових глин прошарки глинистих пісковиків. Формується глинисто-карбонатна пачка нижньосеребрянської підсвіти. Кінець оленьокського часу відзначився значним підняттям території й розвитком різко окислювальних умов, внаслідок яких глини нижньосеребрянської підсвіти набули характерного бузково-червоного забарвлення. В цей час морський басейн відступає і на всій території до кінця байоса домінують континентальні умови. Сформована раніше товща тріасових утворень зазнавала ерозії. Цьому процесу сприяла активізація давніх тектонічних порушень. Внаслідок блокових переміщень фундаменту відклади тріасу займали неоднакове гіпсометричне положення на різних ділянках і тому руйнувались по-різному. Розривні порушення північно-західного простягання, окрім того, контролювали межу поширення тріасових утворень.

До початку юрського періоду територія ДДЗ являє собою полого рівнину з озерно-річковим ландшафтом. На схилі УЩ переважали денудаційні форми рельєфу. У ранньоярський час тут здійснюється закладання гідромережі. В умовах гумідного теплого клімату йде активне формування каолінітових кір вивітрювання площинного та лінійного типу, пов'язаних насамперед із зонами тектонічних порушень.

У байоський час річкова мережа продовжує розвиватися. Її положення визначається орієнтуванням тектонічних зон. Формуються долини річок, врізані у верхів'ях у породи кристалічного фундаменту, а в нижніх частинах – у піщано-глинисті утворення тріасу. Вріз досягає 30–50 м. Процес формування долин мав циклічний характер. В їх будові виділяються 3–5 терас. Відклади представлені русловими, заплавними та озерно-старичними фаціями. Джерелом надходження теригенного матеріалу були кори вивітрювання височинних ділянок УЩ. Продуктами розмиву виповнюються насамперед негативні форми рельєфу. На цьому етапі у полі суцільного поширення відкладів байоського віку виділяються припідняті ділянки, де відклади не формуються або характеризуються меншою потужністю. До кінця байоського віку територія являє собою прибережну акумулятивну низину, заповнену алювіальним комплексом осадків, нині виділених у складі орельської світи.

Наприкінці байоського – на початку батського часу внаслідок опускань, що відбувалися у межах ДДЗ, морський басейн проникає на схил УЩ. Трансгресуюче море частково розмиває сформовані відклади орельської світи, нівелюючи поверхню. Відкладаються тонкопіщанисті вуглисті глини підлужної світи. Площа їх поширення у цілому співпадає з територією розвитку відкладів орельської світи байосу.

У середньо-пізньобатський час морський басейн продовжує розширюватися. Його води проникають долинами добатських річок у бік УЩ, заповнюючи низинні ділянки рельєфу. Берегова лінія набуває складної форми. Внаслідок опріснення водойма має ознаки замкненого моря-озера. Низьке розташування ділянок зносу, мілководний його характер зумовлює накопичення у ньому переважно глинистих осадків. Коливання рівня води викликали міграцію берегової лінії й появу верств глин різної дисперсності. Періодичне обміління моря стимулює появу прошарків сидеритів. Прибережні фації збагачуються рослинними рештками та продуктами руйнування каолінітових кір вивітрювання. Перелічені особливості басейну не сприяють розвитку в ньому життя. Комплекс відкладів, сформованих у цей період, виділяється у складі ніжинської світи.

У ранньокеловейський час триває розширення басейну осадконакопичення, його води втрачають прісноводний характер і він стає типовою морською водоймою. Кліматичні умови сприяють розвитку органічного життя. З'являються молюски, форамініфери. У складі відкладів збільшується кількість органічних решток, у зоні субліторалі йде накопичення глинисто-алевритових осадків ічнянської світи. Наприкінці ранньокеловейського часу на мілководдях формуються фації оолітовміщуючих порід із шамозитом, а місцями детритових вапняків. З цього часу морський басейн починає регресувати.

У середньо- і пізньокеловейський час субтропічний клімат, мілководдя, зменшення привнесення теригеного матеріалу зумовили появу карбонатних алевритів і глин, мергелів, рідше вапняків, які містять рештки молюсків, кремневих губок. Внаслідок цього породи зазнають окременіння та доломітизації. В оксфордський час палеогеографічна ситуація не змінюється. Триває подальше скорочення морського басейну. Накопичені в ньому відклади мають здебільшого кременисто-карбонатний склад. Осадкові утворення, сформовані із середньокеловейського по оксфордський час, виділяються у складі іваницької світи. До кінця оксфордського часу море відступає від схилу УЩ і на початок ранньокрейдової епохи ця територія являє собою область зносу.

Початок крейдового періоду характеризується переважанням континентальних умов над морськими. На території аркуша в межах акумулятивної низинної рівнини утворювались континентальні піщані відклади, у прісноводних застійних водоймах відкладалися вуглисті глини та піски готерив-баремського віку. Континентальні умови залишалися до альбського часу на всій площі УЩ і ДДЗ. У пізньому альбі починається альбсеноманська трансгресія, яка поширилася через Прип'ятський прогин у ДДЗ.

На описаній площі формується товща прибережно-морських пісків глауконіто-кварцових різнозернистих, різною мірою глинистих. Протягом усього цього часу територія зазнавала то підняття, то занурення. Під час занурення зменшувалась кількість теригеного матеріалу й у відносно спокійних гідродинамічних умовах відбувалося біогенне осадження кремнезему, який був матеріалом для утворення гезових, халцедонових порід. Під час підняття здійснювалось короточасне обміління басейну, розмивалися вже сформовані породи. У сеноманський час триває поступовий наступ моря на суходіл. Морський басейн розширюється, але залишається мілководним. Про це свідчать його відклади: піски, пісковики, піщанисті мергелі. Трансгресія досягла найбільших розмірів наприкінці сеноманського віку.

Мілководне море мало багато невисоких островів, продукти руйнування яких надходили у басейн, що оточував їх. У межах території такі процеси відбувались у південно-західній частині аркуша. Тут відсутні не тільки сеноманські, а й верхньокрейдові відклади, зменшується потужність відкладів, збільшується кількість уламкового матеріалу у породах.

Турон-коньякський час характеризується подальшою трансгресією моря, яка почалася наприкінці альбу і поступово розвинулася в сеномані. Внаслідок цього відбувалося заглиблення моря у туроні, що зумовило поступову зміну характеру відкладів. Переважно піщанисті відклади верхньосеноманського під'ярусу змінюються карбонатними, в нижній частині записоченими, із домішкою глауконіту, а у верхній мергельно-крейдовими.

Верхня межа туронських відкладів, де вони перекриваються породами коньякського ярусу, визначається нечітко, перехід між породами поступовий, керівна фауна невиразна. Усе це свідчить про подібність палеогеографічних умов у туронський і коньякський час.

У другій половині маастрихтського й датський часи внаслідок значного підняття території України почалася регресія моря і встановилися континентальні умови. Значні гороутворюючі рухи на межі крейдового й палеогенового періоду зумовили регресію моря та перерву в осадконакопиченні в цей час на всій території України.

У межах аркуша в палеоцені існував континентальний режим, здійснювався розмив накопичених раніше відкладів, але на північний схід від нього у найбільш занурених ділянках ДДЗ зберігся невеликий морський басейн, який у ранньому еоцені дещо поширився на захід. Мілководдя поширилося на більшу частину аркуша (крім південно-західного кута), і почалося накопичення теригенних порід з глауконітом: у низах – товщі пісків із прошарками вуглистих глин, галькою кременю, жовнами фосфоритів; у верхній частині – пісків та пісковиків. Фактичний матеріал (розділ "Стратиграфія") дає підстави вважати, що осадконакопичення почалося ще в пізньому палеоцені.

У середньоеоценовий час продовжувалась трансгресія, море поширювалось на захід. В умовах мілководдя на території аркуша відкладаються піски дрібно-тонкозернисті з прошарками глин, які у верхній частині

переходять у піски дрібно-тонкозернисті зі стяжіннями фосфоритів і пісковиків на кременистому цементі. Наприкінці цього часу були активізовані тектонічні порушення північно-східного напрямку, що відображається у хвилястому заляганні підосви відкладів київської світи.

Київський час характеризується домінуванням моря, яке з усіх палеогенових морів було найбільшим. У його межах формувалася потужна товща мергелів, записочених у нижній частині розрізу і тонковідмучених вище. У приморських районах росли вічнозелені ліси, і рештки рослинності в мергелях та склад викопної фауни свідчать про переважання тропічного клімату. Тропічні ліси росли, мабуть, і недалеко від Києва. Такою ділянкою суходолу міг бути і півострів у районі м. Фастів, що далеко виступав у море в північно-східному напрямку, незначна частина якого присутня у межі території робіт.

Наприкінці київського часу відбулася регресія моря. Замість мергелів почали відкладатися безкарбонатні глинисто-алевритові відклади ("наглинок"), що свідчить про зміну клімату в обухівський час у бік похолодання.

На рубежі еоцену та олігоцену відбулася значна регресія, наслідки якої зафіксовано в особливостях літологічної й палеонтологічної характеристики приконтинентних еоцен-олігенових відкладів. Олігенова епоха характеризується новою трансгресією, яка чітко поділяється на два самостійних трансгресивно-регресивних цикли – ранньоолігеновий та пізньоолігеновий, що сформували відповідно межигірський басейн та берекський відклади. Межигірський басейн був глибоководнішим і значно ближчим до стандарту солоності, ніж берекський (сивашський). Про це свідчать, по-перше, літологічні особливості: для межигірських відкладів характерна велика кількість глауконіту, в той час як у берекських відкладах його вміст мінімальний, до поодиноких зерен; по-друге – особливості палеонтологічних решток: їх склад у межигірських відкладах відповідає рівню солоності, близькому до нормальноморської, в той час як солоність сивашського (берекського) басейну була нижчою за океанічний стандарт.

Початок неогенового часу на всій території України позначився підняттям платформеної частини разом із її периферією й відступом моря. На цій території у межах піщаної рівнини на місці моря, що відступило, формується континентальна товща відкладів новопетрівської світи дуже строкатого фаціального складу – озерного, озерно-болотистого, алювіально-делювіального, еолового та ін. Така ситуація зберігалася майже до кінця конкського часу. На початку раннього сармату на півдні й заході України відбулося занурення території й розширення моря. Занурення сталося на всій північній частині України, яка у цей час мала вигляд низини, покритої озерами та болотами. В її межах відбувалось формування відкладів строкатих глин за рахунок розмиву порід палеогену і новопетрівської світи, що підтверджується близьким мінеральним складом, наявністю у глинах, перевідкладених з порід, розташованих нижче, форамініфер, спікул губок, радіолярій.

У пізньому пліоцені в умовах теплого, вологого клімату за рахунок вивітрювання підстилаючих порід (принаймні так вважають більшість наших попередників) формується товща бурих глин.

Еоплейстоценова фаза геологічного розвитку характеризується ритмічним чергуванням етапів помірно-холодного клімату та етапів теплого клімату, в умовах яких відбувалось формування на межиріччях відповідно еолово-делювіальних лесових і нелесових глин та ґрунтових утворень. Максимальні потужності відкладів пов'язані з палеодолинами, встановленими в північно-західній частині аркуша. Фаціальний характер дрібнозернистих пісків, що виповнюють ці палеодолини, а також значна площа їх поширення дають підстави вважати, що в алювіальних процесах розмиву переважала бокова ерозія. Цим можна пояснити, що палеодолини пізньопліоценового віку, які простежуються у межиріччі рр. Тетерів–Здвиж за межами аркуша на заході і на сході у межиріччі рр. Здвиж–Ірпінь, змінюються палеодолиною ранньоеоплейстоценового віку.

Глинисті утворення середнього – пізнього пліоцену та еоплейстоцену заклали основу рельєфу Придніпровської височини, яка у подальшому зазнавала направлено збільшення глибини порізаності рельєфу, що ритмічно чергувалося з накопиченням та елювіальним перетворенням лесових товщ.

Протягом еоплейстоцену відбувалися зміни рослинного покриву під впливом кліматичних змін у бік похолодання та аридизації. До кінця еоплейстоцену зникли всі субтропічні і теплолюбні рослини, чутливі до розподілу тепла й вологи за сезонами. Відображенням цих процесів можна вважати збільшення ролі трав'янистих асоціацій степового типу, що формувалися в умовах помірно аридного клімату. При цьому продовжується чергування теплих та помірно холодних етапів із переважанням у теплих етапах лісових та лісостепових ландшафтів, а у помірно холодних – степових.

На початку неоплейстоцену відбулося різке похолодання. Кліматичні коливання стають різкішими, з чіткіше вираженою контрастністю ґрунтових процесів.

Для ранньонеоплейстоценового часу характерний широкий розвиток процесів озерно-алювіального осадконакопичування. Інтенсивнішою була глибинна ерозія річкових долин, започаткованих у пліоцен-еоплейстоценовий час (наприклад, похована долина пра-Ірпіня).

У середньонеоплейстоценовий час провідними геологічними процесами були льодовикові, денудаційні та акумуляційні. Ще на початку етапу переважало олове та олово-делювіальне лесоутворення на межиріччях, проте з надходженням талих льодовикових вод поширилося осадконакопичування у мілких, переважно проточних, прильодовикових озерах. Під час насування дніпровського льодовика на більшій частині поверхні аркуша були знищені екзарацією сформовані раніше четвертинні, а подекуди і пліоценові відклади. Після

відступу льодовика на всій площі залишився покрив морени, що різною мірою знівелював ранньонеоплейстоценовий рельєф і разом із флювіогляціальними пісками сформував Поліську моренно-зандрову низину. Наприкінці етапу відновились процеси субаерального лесонакопичування.

Після відступу льодовика могутніми потоками відбувалося закладання річкової мережі, що успадковано розвивається дотепер. Від пізніше започаткованих річкових долин льодовикові долини відрізняються значно більшою шириною. Алювіальні відклади їх характеризуються наявністю потужної суцільної товщі, відсутністю косоверстуватості. Відклади льодовиково-повеневих потоків, що не зазнали подальших розмивів, започаткували рельєф Придніпровської низини.

Дніпровське зледеніння істотно вплинуло на розвиток рослинності, ставши рубежем поширення елементів третинної флори. У складі рослинності пізніших палеокліматичних етапів вони майже не збереглися.

Протягом післядніпровських перигляціальних етапів на межиріччях Придніпровської височини відбувалося лесонакопичування. На Поліссі переважали процеси еолового переформування флювіогляціальних пісків. У періоди теплих етапів переважали елювіальні процеси утворення різних видів ґрунтів. У долинах рік менш інтенсивними потоками з віддалених льодовиків формувалися річкові тераси з типово алювіальними, косоверстуватими відкладами. Долина Дніпра поступово пересувалася на захід, набуваючи сучасних контурів. У взаємодії різних факторів, у тому числі неотектонічних, відбуваються формування сучасної поверхні рельєфу.

Зі зміною клімату у бік похолодання підвищилася роль трав'яних рослин. У флорі присутні лише голоарктичні та американоевразійські роди. Тип рослинності набуває сучасного вигляду.

7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

Геоморфологічно площу характеризують особливості трьох орографічних областей, що з'єднуються у межах аркуша. Це:

- Придніпровська височина** (або, згідно зі структурно-геоморфологічним районуванням *"Карти четвертичних оттожених України"*, масштаб 1:500 000, 1994 р. – льодовиковий район Північно-східної перигляціальної підобласті Лесової області країни Українська платформна рівнина);

- Поліська низина** (підобласть Київське Полісся Поліської області);

- Придніпровська низина** (район безморенних терас Деснянсько-Дніпровської зандрово-алювіальної підобласті Поліської області та район безморенних терас Дніпровської лесово-алювіальної підобласті Лесової області).

Придніпровська височина представлена північною частиною з лесовим слабопідвищеним акумулятивно-денудаційним структурно-генетичним типом рельєфу пізньонеогенового – голоценового часу формування. Від Придніпровської низини відділяється високим (до 100,0 м), крутим правим берегом р. Дніпро. Межа між Поліською низиною та Придніпровською височиною не завжди чітко виражена і здебільшого пролягає по північній межі поширення лесів.

Абсолютні відмітки поверхні вододілів (180,0–200,0 м), складених у верхній частині лесами, сприяють інтенсивній ерозійній діяльності. Тому Придніпровська височина густо й глибоко розчленована яружно-балковою мережею. Схили балок, як правило, симетричні, що зумовлено вторинним розчленуванням поверхні молодшою ерозійною мережею. З віддаленням від річкових долин розчленування поверхні помітно затухає.

Річкові долини належать до типу оформлених. Долини рр. Стугни, Либіді, Сіверки, Красної, Бобриці та інших характеризуються чіткими обрисами у плані і часто відрізняються асиметричністю поперечного профілю. До їх крутіших бортів приурочені відпрепаровані ділянки денудаційних поверхонь, на яких відслонюється дніпровська морена. У долинах рр. Стугни, Красної, Бобриці корінні схили на окремих ділянках не мають терас. Глибина врізу річкових долин у середньому становить 40,0–50,0 м. Ширина їх змінюється в межах 3,0–3,5 км і залежить від ступеня їх розробленості. У рельєфі річкових долин простежуються рівні сучасної заплави та, фрагментарно, першої, другої і третьої (льодовиково-повеневої) надзаплавних терас. Найчіткіше виражені заплава та друга надзаплавна тераса. Перша надзаплавна тераса, як правило, має незначну ширину і частіше цілком розмита, як і третя, останець якої зафіксовано у долині р. Красної у с. Григорівка за наявністю в покрівлі її алювіальної піщаної товщі бузьких лесовидних суглинків. Залягає третя надзаплавна тераса на розмитій поверхні алевроїтів обухівської світи.

Найбільшою у межах згаданої частини Придніпровської височини є долина р. Стугни, де чітко виражені надзаплавні тераси двох рівнів. Заплава тут двостороння. Ширина її змінюється від 250,0–350,0 м у верхів'ї до одного кілометра у гирлі, з висотою над врізом води 0,6–1,5 м. Поверхня заплави рівнинна, присхилові частини її місцями заболочені. Складена вона товщею сучасного суглинисто-піщаного алювію.

Перша надзаплавна тераса несучільними смугами простежується на обох берегах р. Стугни. Від заплави вона відділена похилим задернованим уступом з відносним перевищенням 4–5 м (подекуди 6–7 м). Ширина тераси досягає 250,0–500,0 м. Поверхня рівнинна, ділянками хвиляста – ускладнена піщаними горбами, роз-

діленими западинами, які іноді слабо заболочені. Складена перша надзаплавна тераса суглинисто-піщаною товщею верхньонеоплейстоценового алювію.

Друга надзаплавна тераса р. Стугни у рельєфі характеризується піднятими над рівнем першої надзаплавної тераси ділянками поверхні, оконтуреними більш-менш чіткими уступами. Розвинена вона також не всюди, частіше на правому борті. Відносна висота тераси досягає 14–17 м над врізом води, ширина її змінюється у межах 0,6–1,7 кілометра. Поверхня тераси рівнинна, місцями прорізана яругами. Складена суглинисто-піщаною товщею верхньонеоплейстоценового алювію.

Яружно-балкова мережа різновікова і різноманітна, спостерігаються як процеси розвитку, так і процеси затухання. Балки двох типів: широкі, глибоко врізані, із майже виробленим повздовжнім профілем і постійними водотоками; порівняно невеликих розмірів відгалуження, балки-відвершки у стадії розвитку. Найбільші балки, пов'язані з придолінними ділянками рр. Дніпро, Стугна, Сіверка, Либідь, Красна, Бобриця, – Сирецька, Голосіївська, Лісниківська, Дмитрівська, Вільшанська, Бугаївська – своїми геоморфологічними властивостями не відрізняються істотно від річкових долин. Вріз їх місцями досягає 50–60 м. Такі балки ускладнені рясними розгалуженнями балок-відвершків, що характеризуються невеликими розмірами та слабкою розробленістю. Яруги також двох типів: первинні – берегові та привододільні; вторинні – донні, що успадкували балку.

Крутизна схилів правого корінного борту долини Дніпра у м. Київ і на відрізу сс. Халеп'я – Вітачів – Гребені з перемежовуванням у них водотривких та водопроникних верств створюють небезпеку зсувів. Стабілізовані зараз зсуви часто утворюють два яруси: верхній, зсунутий по бурих і строкатих глинах неогену; нижній – по алевритах і мергелях обухівської й київської світ палеогену.

Поліська низина займає північно-західну третину аркуша і являє собою моренно-зандровий денудаційно-аккумулятивний структурно-генетичний тип рельєфу середньоплейстоцен-голоценового часу формування, із поверхні значною мірою перероблений діяльністю вітру. Абсолютні відмітки поверхні знижуються з півдня на північ від 190,0–180,0 м до 170,0–160,0 м. Поверхня слабо розчленована ерозійною яружно-балковою мережею. Окремі балки характеризуються незначною глибиною врізу та похилими схилами. У міжрічкових площинах субаеральні западини часто заболочені, а на відпрепарованих ділянках денудаційної поверхні відслонюється дніпровська суглиниста морена. Розвинені еолові аккумулятивні форми рельєфу: пагорби, гряди, горбисті піски, які обумовлюють хвилястість поверхні. Серед пісків, що складають поверхню Поліської низини, окремі ділянки утворені лесовими породами ("лесові острови"). Поверхня їх звичайно трохи підвищена у рельєфі і до них приурочена більша частина ярів.

Значні площі у межах низини охоплюють широкі долини рр. Ірпінь, Буча, Бучанка, Нивка, Мощун. Глибини врізу їх звичайно не перевищують 30 м, контури нечіткі, схили широкі й похілі, без берегових уступів. У річкових долинах простежується заплава і до трьох рівнів надзаплавних терас, поверхня яких ускладнена еоловою діяльністю. Долини – широкі, часто заболочені, з утвореннями торфу.

Найбільшою є долина р. Ірпінь. Ширина заплави місцями досягає 2–3 кілометрів. Відносна висота заплави 0,3–0,4 м, поверхня її часто заболочена й заторфована, місцями ускладнена піщаними грядами. Складена заплава 8–15-метровою товщею алювіальних пісків, суглинків, торфів, що часто перешаровуються мулом. Залігає алювій на розмитій поверхні київського мергелю.

Перша надзаплавна тераса виражена чіткіше на лівому боці, де відносна висота її досягає 7–8 м. Поверхня тераси часто ускладнена піщаними грядами і горбистими пісками, які поділені заболоченими западинами, часто порізнана неглибокими ярками й балками, що відкриваються у заплаву р. Ірпінь. Потужність суглинисто-піщаної товщі, що становить терасу, 10–15 м. На окремих ділянках, поблизу с. Горенка, Гореничі, м. Ірпінь, уступи першої надзаплавної тераси складені лише зденудованою суглинистою дніпровською мореною, створюючи структурні тераси, на яких відсутні аккумулятивні алювіальні відклади.

Друга надзаплавна тераса морфологічно виражена слабо. Відносна висота її змінюється у межах 15,0–20,0 м. Максимальна ширина досягає 2,5–3 кілометрів. Поверхня її з піщаними грядами і горбистими пісками, поділеними субаеральними, часто заболоченими западинами. Місцями вона порізнана неглибокими балками та яругами. Потужність алювіальної суглинисто-піщаної товщі досягає 25 м.

Третя надзаплавна (льодовиково-повенева) тераса р. Ірпінь виявлена на двох ділянках: поблизу сс. Плесецьке, Новосілки, Жорнівка, з абсолютними відмітками поверхні 170,0–180,0 м; поблизу сс. Мощун, Старі Петрівці, Раківка, з абсолютними відмітками поверхні 140,0–150,0 м. Рівень і форми рельєфу поверхні тераси такі самі, як і в прилеглих міжрічкових площинах. Але однорідна піщана товща, що становить терасу, відрізняється від оточуючих відкладів відсутністю морени і досягає потужності 45 м. Максимальна ширина тераси 6–8 кілометрів. Терасові поверхні скрізь перероблені еоловою діяльністю, а на окремих ділянках відклади третьої тераси переховані лесовидним суглинком бузького кліматоліту. Залігають терасові відклади на розмитих поверхнях алевритів обухівської світи, цілком або, частково успадковуючи ділянки палеодолини пра-Ірпіня ранньо-середньонеоплейстоценового віку.

Похована долина пра-Ірпіня не відображена у сучасному рельєфі. Вивчена вона свердловинами у правому, східному, боці долини р. Ірпінь від західної межі аркуша близько с. Плесецьке до північної рамки неподалік с. Раківка, а також у відгалуженнях поблизу с. Мар'янівка і м. Вишгород, на південь від якого пра-

Ірпін'я перемикається із сучасною долиною р. Дніпро. Виповнена суглинисто-піщаною товщею з лінзами бурого вугілля, яка залягає на розмитих поверхнях алевритів і мергелів обухівської й київської світи на відмітках 155,0–105,0 м.

Ерозійно-денудаційною діяльністю пра-Ірпін'я розмита крайова, східна частина просторових алювіальних відкладів ранньоеоплейстоценового віку, що складають межиріччя Здвиж–Ірпін'я. Товща еоплейстоценових алювіальних пісків та елювіальних і еолово-делювіальних глин залягає на розмитій поверхні алевритів обухівської світи на відмітках 130,0–120,0 м із загальним нахилом на північний схід. У сучасному рельєфі еоплейстоценові ерозійно-аккумулятивні процеси не відображаються – простежені лише свердловинами.

Підніпровська низина охоплює всю східну частину аркуша. Структурно-генетичний тип рельєфу її – алювіальний денудаційно-аккумулятивний середньоеоплейстоцен-голоценового часу формування, з поверхні значно перероблений діяльністю вітру. В будові рельєфу низини беруть участь заплавні й терасові відклади р. Дніпро та заплавні відклади р. Десна, що утворюють із заплавою р. Дніпро суцільну товщу. Залягають вони на розмитій поверхні порід київської світи і буцацької серії. Поверхня сучасного рельєфу характеризується ступінчастою будовою з підвищенням 95,0–150,0 м і дуже слабкою ерозійною порізаністю. Нечисленні водотоки, що дренують поверхню, характеризуються неглибокими (15–20 м) широкими долинами з похилими низькими схилами. Покрівля алювіальних відкладів інтенсивно перероблена еоловою діяльністю із широким розвитком відповідних форм: пагорбів, гряд, горбистих пісків, заболочених субаеральних западин (що обумовлюють хвилястість рельєфу), а на окремих відпрепарованих ділянках денудаційної поверхні відслонюються старичні суглинки. Долина р. Дніпро із заходу обмежена крутим схилом, складеним здебільшого дочетвертинними відкладами, а на сході, складаючись із заплави, першої, другої і третьої (льодовиково-повеневої) надзаплавних терас, похило простягається за межі аркуша.

Заплава морфологічно виражена низьким рівнем, висотою до 2 м і високим – до 4 м. Абсолютні відмітки поверхні заплави змінюються у межах 89,0–96,0 м, ширина її досягає максимальних значень близько с. Гнідин – 12 км. Поблизу м. Київ вона дорівнює 3,5–3,8 км. Поверхня заплави нерівна, часто порізана протоками і старицями, із характерним старично-гравістим рельєфом. У тилівій частині заплави простежуються просторові притерасові пониження, зайняті заплавними болотами. Простежуються окремі ізольовані острови першої надзаплавної тераси. Складена заплава товщею алювіальних різнозернистих пісків, суглинків, мулу, торфу, які перешаровуються. Загальна потужність – 15–25 м. Формувалася заплава під час голоцену, беручи початок під час останнього похолодання пізнього неоплейстоцену, із поступовим зменшенням водних потоків, що формували першу надзаплавну терасу.

Перша надзаплавна тераса розвинена на лівому та, фрагментарно, на правому берегах Дніпра, з окремими островами серед заплави. Найповніше, високим і низьким гіпсометричними рівнями, вона представлена на Лівобережжі. Максимальна висота поверхні тераси там над рівнем Дніпра 15,0–18,0 м, ширина досягає 11 км. Високому рівню відповідають ділянки борової тераси, складеної переважно піщаними відкладами. Низький рівень простежується у вигляді обмежено поширених язиків, що уклинюються у межі другої й третьої надзаплавних терас, складених переважно суглинистими відкладами алювіально-озерного типу. Поверхня низького рівня рівнинна і лише в окремих місцях ускладнена слабо вираженими, іноді заболоченими западинами. На поверхні високого рівня широко розвинені піщані гряди, горбисті піски, що поділені заболоченими западинами. Найбільше понижені присхилі ділянки тилового краю тераси, де з ними пов'язані найбільші болота, озера, родовища торфу. Формувалась перша надзаплавна тераса протягом вітчизняського потепління та бузького похолодання пізнього неоплейстоцену.

Друга надзаплавна тераса р. Дніпро у межах аркуша розвинена на лівому березі, із сходу та заходу, обрамляючи останцевий масив третьої надзаплавної тераси. Лише із заходу, із боку русла, друга тераса майже зовсім розмита і фрагментарно збереглась на ділянках, що уклинюються у межі масиву третьої тераси поблизу м. Києва і сс. Проців, Глибоке, Голомурів. Відносна висота її над рівнем Дніпра 20–30 м. Межі тераси нечіткі, уступ і тилівий шов простежуються лише на окремих ділянках. Здебільшого вони завуальовані навіяними пісками, що подекуди утворюють піщані гряди й горби, які разом із заболоченими западинами формують хвилястість рівнинної поверхні тераси.

Складена друга надзаплавна тераса товщею суглинисто-піщаного алювію, похованого з поверхні елювіально-делювіально-соловими та еоловими піщаними й суглинковими відкладами. Характерною ознакою другої тераси є пласт старичних суглинків потужністю 3–10 м, часто до 15 м і більше, що простежується майже на всій площі тераси у середній частині товщі. На поверхні ці суглинки відслонюються на відпрепарованих денудаційних ділянках. Формувалася друга надзаплавна тераса під час прилуцького потепління та удайського похолодання верхнього неоплейстоцену.

Третя надзаплавна тераса р. Дніпро простягається великим останцевим масивом від с. Рожівка на півночі через сс. Бортничі, Вишеньки на заході до с. Проців на півдні та через сс. Калинівка, Олександрівка, Мартусівка на сході, виклинюючись поблизу с. Глибоке на півдні.

На лівобережжі, у межах аркуша, тераса відповідає найвищому гіпсометричному рівню з відносним підвищенням над рівнем Дніпра на 30,0–50,0 м. Межі тераси зі сходу нечіткі, уступ до другої тераси чітко простежується лише на окремих ділянках. Здебільшого він зденудований та завуальований покривом навіяних

пісків. Межі тераси із заходу, із боку русла, чіткіші, особливо на ділянках, де перша і друга тераси розмиті й третя тераса межує безпосередньо із сучасною заплавою. Висота крутого, іноді уривчастого уступу, часто ускладненого з поверхні нав'язним вітром уздовж краю піщаним валом, досягає 30–45 м з абсолютними відмітками близько +145,0 м, найбільшими на лівобережжі території. Більша частина поверхні тераси рівнинна, лише місцями слабо хвиляста за рахунок підвищених піщаних гряд, горбистих пісків та субаеральних заболочених западин.

Складена третя надзаплавна тераса товщею, переважно піщаною, середньонеоплейстоценового алювію, похованою з поверхні алювіально-делювіально-еоловими піщаними відкладами та еоловими лесовидними суглинками й супісками. Останні охоплюють значні площі у південній частині тераси. На відпрепарованих денудаційних ділянках, вільних від покривних відкладів, відслонюються алювіальні старичні суглинки.

Формувалася третя надзаплавна тераса в такому часовому інтервалі часу: після дніпровського зледеніння середнього неоплейстоцену, морена якого зовсім відсутня в терасовій товщі, до прилуцького потепління (за матеріалами суміжних територій).

Алювій Придніпровської низини пенепленізував нерівності дочетвертинної поверхні, у тому числі й уступ Ядловсько-Трактемирівського підкиду, єдиного, що досягає підосви четвертинних відкладів.

Вплив тектонічних, у тому числі неотектонічних, факторів на рельєфоутворюючі процеси описано в розділі "Тектоніка".

8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Територія знаходиться в північно-західній частині Дніпровського артезіанського басейну. Вона характеризується неглибоким заляганням кристалічних порід докембрію в південно-західній частині і потужною товщею осадових утворень кайнозою й мезозою у північно-східній. До цих відкладів належать такі водоносні горизонти та комплекси:

1. Водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах заплав і днищ балок (aH).
2. Водоносний комплекс у верхньо-, середньонеоплейстоценових алювіальних відкладах першої, другої і третьої надзаплавних терас ($a^1 P_{III}$, $a^2 P_{III}$, $a^3 P_{III}$).
3. Водоносний комплекс у середньо-нижньонеоплейстоценових та еоплейстоценових алювіальних і озерних відкладах ($la P_{I-II}$, $la E$), у середньонеоплейстоценових водно-льодовикових, озерно-льодовикових, зрідка льодовикових ($f, l P_{II} dn$, $g P_{II} dn$), місцями у деяких верхньо-, нижньонеоплейстоценових еолово-делювіальних суглинках ($e, vd P_I - e, vd P_{III}$).
4. Водоносний горизонт у межигірсько-бережських та новопетрівських відкладах ($P_{3mz+br+N_{1np}}$).
5. Водоносний комплекс в еоценових відкладах (P_2).
6. Водоносний комплекс в сеноман-келовейських відкладах (K_2s-J_2k).
7. Водоносний горизонт у байоських відкладах (J_2b).
8. Водоносний горизонт у нижньотріасових відкладах (T_1).
9. Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію (AR).

Перелічені водоносні горизонти та комплекси розділяються між собою такими слабопроникними верствами:

1. Водоупорний київський горизонт (P_2kv).
2. Водоупорний турон-сеноманський горизонт (K_2t-s).
3. Водоупорний келовей-батський горизонт (J_2k-J_2bt).
4. Водоупорний нижньотріасовий горизонт (T_1).

Усі зазначені товщі слабопроникні. Фільтраційні властивості пов'язані загалом з тріщинною проникністю. З цього випливає, що всі виділені водоносні горизонти та комплекси взаємопов'язані й утворюють єдину динамічну систему.

Води з водоносних горизонтів пухких порід здебільшого гідрокарбонатні кальцієві, рідше гідрокарбонатні кальцієво-магнієві і гідрокарбонатні кальцієво-натрієві, іноді змішаного складу. Мінералізація всіх вод не перевищує 1 г/л. Реакція вод від слабокислої до слаболужної, величина $pH_{6,7-7,7}$.

Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід має схожий хімічний склад і мінералізацію. В зонах тектонічних порушень води більш мінералізовані (до 3 г/л). В них присутній радон (40–300 еман), в окремих випадках 600–1000 еман.

9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ

Склад мінерально-сировинної бази аркуша М-36-ХІІІ (Київ) досить різноманітний. Основними корисними копалинами, що розроблюються на території аркуша, є торф, глини цегляні, гончарні та інші, піски будівельні, будівельне каміння (граніт), підземні води. Крім того, відомі родовища та прояви бурого вугілля, піску для виробництва скла, бурштину та золота. Переважна більшість корисних копалин, що розроблюються,

належить до кайнозойських відкладів, підземні прісні та мінеральні води зосереджені у породах крейди, юри та тріасу, з утвореннями кристалічного фундаменту пов'язане будівельне каміння, радонові та гелієві води (*додатки 1 та 2*). Закартовано й описано родовища та прояви тих корисних копалин, які мають (або можуть мати) практичне значення або цікаві у мінерагенічному аспекті.

Горючі копалини **Тверді горючі копалини**

На площі аркуша відомі поклади бурого вугілля та торфу. Практичне значення має лише торф.

Буре вугілля

Буре вугілля виявлене у юрських, неогенових (новопетрівських) та четвертинних відкладах. У породах байоського ярусу (орельська світа) перевірити вугілля залягають на глибинах 91,0–280,0 м, мають невелику потужність (0,6–4,1 м). Вугілля з новопетрівських відкладів характеризується низькою якістю. У зв'язку з цим ці вуглепроєви на карті не показані.

Мощунський вуглепроєв (I-2-59) виявлено [34] у четвертинних відкладах поблизу однойменного села на правобережжі р. Ірпін. Пласт бурого вугілля (молодих лігнітів) потужністю 0,7–4,3 м залягає на глибині 20–30 метрів. Вугілля буре й темно-буре, щільне, з відбитками рослин, зольність вугілля (A^c) дорівнює 16,3–46,8%. Пласт містить до 3 прошарків вуглистої глини й піску потужністю 0,1–0,25 м. Вугілля має невисоку теплотворну здатність при значному коливанні вмісту золи, що визначає його невисоку практичну цінність.

Вуглепроєв належить до старичної фації алювіальних відкладів похованої палеодолини еоплейстоцен-середньоеоплейстоценового віку, що простежується у правому борті сучасної долини р. Ірпін.

Торф

Визначальними факторами формування торфовищ є наявність торфоутворюючих рослинних груп і постійне перезволоження субстрату без доступу кисню. Таким умовам – з уповільненим режимом інфільтрації – відповідають на площі робіт річкові долини. Найбільші родовища розташовані в заплавах рр. Ірпін, Дніпро, Здвиж, Десна, Трубіж. У заплавах малих річок заторфованість менша, зосереджена головним чином у притерасових частинах. Потужність продуктивних товщ досягає 2–4 м. Ступінь розкладу торфу переважно середній. Зольність висока, що пов'язано з розташуванням торфових родовищ у річкових заплавах. Торф звичайно замулений, з домішками піску.

Незважаючи на велику зольність, торф використовується як паливо мешканцями навколишніх сіл і як добриво у сільському господарстві.

Площа торфових покладів на території аркуша становить близько 8 тис. га, із запасами близько 24 млн. т. Нині торф видобувають лише на Бучанському родовищі (III-1-76), а дев'ятнадцять родовищ розвідано як резервні (*додаток 2*).

За генезисом усі родовища відносяться до органічної групи континентальних осадових відкладів із низинним типом торфу, представленого драговинною групою, іноді з невеликим придонним шаром торфу драговинно-лісової групи. Драговинна група складається з очеретяно-осокових, осокових та гіпново-осокових видів торфу. Поширеність їх чітко контролюється межами голоценових заплав.

Металічні копалини

Відомі на площі підвищені концентрації кольорових (свинець, цинк) та благородних (золото) металів у породах кристалічного фундаменту відповідають висококонтрастним геохімічним аномаліям та пунктам підвищеної мінералізації. У породах осадового чохла виявлено розсипи титану та золота. Підвищений вміст ільменіту характерний для пісків новопетрівської світи, але промислових концентрацій не встановлено. Високий вміст ільменіту (понад 200 кг/м³) зафіксовано для сучасних пляжових відкладів Київського моря, де він концентрується у тонких лінзовидних прошарках, не утворюючи значних за потужністю та площею скопичень. Металогенічний інтерес представляють розсипні прояви золота.

Благородні метали

Золото

Підвищені концентрації золота виявлено у катаклазованих діоритах звенигородського комплексу у межах Дніпровської тектонічної зони, а також у породах берекської світи та четвертинних відкладах. Вміст золота у породах фундаменту на рівні геохімічних аномалій.

На околицях с. Нові Петрівці (I-2-5) та смт. Пуша-Водиця (I-2-12) у чотирьох свердловинах на глибині 20,0–50,0 м за даними пробірного аналізу глинистої і піщаної складових шліхових проб із прибережно-морських дрібнозернистих пісків і алевритів берекської світи виявлено найвищий вміст золота (у перерахунку на кубічний метр вміщуючої породи), який досягає 0,3–1,6 г/м³. Більш золотоносною є глиниста складова. За даними В. М. Соловицького [34], площа поширення золотоносних відкладів може досягати 6 км².

В алювіальних відкладах похованої палеодолини пра-Ірпіня в кількох свердловинах, просторово згрупованих у Старопетрівський (II-2-58) та Ірпінський (II-1-55) прояви, пробірним аналізом глинистої фракції

встановлено вміст золота (у перерахунку) 0,07–1,00 г/м³ [34]. Поширення контролюється розвитком руслової та прируслової фацій давнього алювію.

Неметалічні копалини

Це найпоширеніша в межах аркуша група корисних копалин: Вона охоплює цікаві у мінералогічному плані прояви бурштину та широкий спектр будівельних матеріалів.

Дорогоцінне, напівдорогоцінне та виробне каміння

Бурштин

Численні знахідки бурштину відомі у глинистовуглистих тонких прошарках серед різнозернистих пісків межигірської світи та поодинокі – у сучасних алювіальних відкладах.

У відкладах межигірської світи прояви бурштину виявлено у відслоненнях поблизу с. Старі Петрівці (І-2-4), с. Нові Петрівці (І-2-6) та м. Вишгород (І-2-7). Прошарки вміщують бурштин (потужність 0,1–0,3 м), мають лінзовидну форму, дуже невитримані за простяганням. Бурштин розподілений нерівномірно, його вміст становить менше 1 г/м³, середня вага окремих зразків 5 г, але відомі знахідки вагою до 500 г. Бурштин частіше прозорий, жовтий з різними відтінками, зустрічається і непрозорий “бастард”.

Літологічний склад бурштиноносною частини розрізу межигірської світи свідчить про належність її до дельтових фацій прадавніх рік. Формування їх відбувалося в дельті, що періодично підтоплювалась морем. Це разом із палеокліматичними умовами межигірського часу визначило наявність проявів бурштину у межах сучасної Вишгородської ділянки межириччя рр. Дніпро – Ірпінь, де ці відклади збереглися від розмиву. Передбачувана площа розвитку бурштиноносних порід становить близько 20 км².

Перевідкладений у сучасному алювії бурштин відомий у поодиноких знахідках поблизу с. Гвоздів (ІІІ-2-38) та с. Підгірці (ІІІ-3-43). Незаперечна стратиграфічна належність бурштину до відкладів межигірської світи обумовила відображення цих проявів на карті дочетвертинних утворень.

Будівельні матеріали

У межах аркуша розташований Київський промисловий район, де ведеться інтенсивне будівництво. Базою для промисловості будівельних матеріалів є родовища будівельного каміння, цегельних та гончарних глин, будівельного піску та піску для виробництва скла.

Розробляється одне родовище будівельного каміння – Плесецьке родовище граніту.

Для виробництва різних марок цегли використовують мергельні глини київської світи й алеврити (“наглинок”) обухівської світи палеогену, строкаті та бурі глини міоцен-пліоцену та лесовидні суглинки четвєртинного віку. Загалом на території розміщуються 16 родовищ глин у дочетвертинних утвореннях та 5 родовищ глинистої сировини у четвєртинних відкладах.

Родовища будівельних пісків пов’язані з четвєртинними алювіальними та флювіогляціальними відкладами. Загалом розвідано 15 родовищ піску, що використовується як заповнювач для будівельних розчинів та бетону, для шляхово-будівельних робіт, для виробництва силікатних виробів і скла.

Будівельне каміння

Сировиною на будівельне каміння є породи кристалічного фундаменту – граніти, мігматити та гнейси. Породи фундаменту на більшій частині площі перекриті осадовим чохлом значної потужності й виходять на денну поверхню тільки на південному заході в долині р. Унава. Поблизу с. Плесецьке розташоване єдине в межах вивченої території родовище кристалічних порід.

Корисна копалина – граніти та мігматити звенигородського комплексу. Це рожево-сірі та рожеві середньозернисті, слабопорфіровидні, тріщинуваті породи. Добуваються на бут і щебінь. Гнейси в кар’єрі зустрічаються тільки у вигляді дрібних ксенолітів, використовуються тільки на щебінь.

Потужність перекриваючих відкладів 0,9–17,9 м, середня – 7,9 м.

Перспектив природу запасів немає.

Глинисті породи

На площі аркуша поширені різноманітні глини й суглинки, придатні для виготовлення будівельних матеріалів і кераміки. Геологічні запаси їх практично необмежені, але як цегельна сировина використовуються лише глинисті породи з певними властивостями, які залягають на невеликих глибинах.

Глини цегельні, гончарні та інші

Найкращою сировиною для цегельного виробництва є мергельна глина київської світи і залягаючий на ній алеврит (“наглинок”) обухівської світи палеогену загальною потужністю близько 30 м. Перекриті вони пізнішими відкладами різної потужності. Розроблюються родовища, що мають меншу потужність перекриваючих відкладів, склад яких дає можливість включати їх у шихту із збереженням якості кінцевої продукції. Найчастіше цими відкладами є четвєртинні суглинки й піски.

Мергелі київської світи і “наглинок” обухівської світи належать до палеогенової морської піщано-глинистої формації карбонатно-глинистої субформації. Мергелі мають середню потужність 13,2–22,3 м на

родовищах, що розроблюються. Характеризуються високою пластичністю, в'язкістю, дисперсністю та одноманітністю складу. Їх температура плавлення близька до температури спікання і становить 1120–1180 °С.

Алеврити ("наглинок") мають потужність до 9 м, відрізняються від мергелів низькою карбонатністю (2–5%) і меншою пластичністю. Вони є добрим шихтовим опіснюючим матеріалом.

Для створення якісної цегли марок 75, 100, 125 і 150 до мергелів додається опіснюючий додаток алевритів, лесів або лесовидних суглинків обсягом 30–50%. Випалювання здійснюють при температурі близько 1000 °С. Усі ділянки, рентабельні для ведення відкритих експлуатаційних робіт для розробки мергельних глин та "наглинку", розташовані вздовж правого берега Дніпра та на схилах найбільших його притоків: Ірпіня, Бучанки та Стугни.

Усього на території робіт налічується 16 родовищ глин (дочетвертинних утворень), 7, із яких розроблюються. Це Мостищенське-I,II (I-2-10; -11), Забучське (II-1-23), Креничське (III-3-42), Обухівське-I,II (IV-3-47; -48) та ін. (додаток I).

Креничське родовище суглинків та глин (III-3-42) розташоване на відстані 0,3 км на південь від с. Креничі, на правому березі р. Дніпро. Корисна копалина – мергельна глина середньою потужністю 17,0 м, наглинок – 5,3 м та лесовидний суглинок – 7,5 м. Середня сумарна потужність розкривних порід 20,8 м. Родовище розробляється і є основним постачальником сировини для Корчуватських та Київських заводів будматеріалів.

Обухівське-I (IV-3-47) та Обухівське-II (IV-3-48) родовища суглинків та глин розташовані на відстані 11,5 км на північний схід від м. Обухів на правому березі р. Кобрин. На родовищі Обухівське-I розробляється суглинок лесовидний та глина мергельна середньою потужністю відповідно 10,6 м і 21,6 м. Середня потужність розкривних порід 0,5 м.

Обухівське-II. Корисна копалина – суглинок лесовидний, глина строката, глина мергельна загальною середньою потужністю 29,5 м. Загальна потужність розкривних порід 9,5 м. Середня потужність суглинка лесовидного 5,6 м, глини строкатої – 4,2 м, "наглинку" і мергельної глини – 19,7 м. Родовище не розробляється.

Забучське родовище глин (II-1-23) розташоване на південній околиці с. Забуччя на правому березі р. Буча. Корисна копалина – глина мергельна і "наглинок" загальною потужністю 8,7 – 21,5 м (середня – 14,7 м). Середня потужність розкривних порід 18,4 м. Супутньо можуть розроблятися глини новопетрівської світи середньою потужністю 3,5 м, строкаті глини середньою потужністю 3,5 м та четвертинні піски та суглинки потужністю 1,3–3,0 м. Родовище розробляється. Можливий приріст запасів за рахунок ділянок на сході та північному заході родовища.

Мостищенське-I (I-2-10) родовище глин розташоване на північній околиці с. Мостище на правому березі р. Ірпінь. Корисна копалина – "наглинок" і глина мергельна сумарною середньою потужністю відповідно 3,0–17,9 м. Перекриваючий пісок середньою потужністю 8,9 м розвіданий як опіснюючий додаток. Перспективи приросту запасів відсутні.

Мостищенське-II (I-2-11) родовище глин розташоване між смт. Гостомель та с. Горенка на лівому схилі долини р. Ірпінь. Корисна копалина – глина мергельна та "наглинок" середньою потужністю 13,2 м і 1,4 м. Середня потужність розкривних порід 1,9 м. Пісок четвертинного віку розвіданий як опіснюючий додаток. Родовище розробляється. Приріст запасів можливий за рахунок південно-східних флангів родовища.

Озернівське родовище глин і піску (I-1-1) розташоване на відстані 1,5 км на схід від с. Озера Бородянського району. Корисна копалина – глинистий мергель і наглинок київської світи середньою потужністю 24,2 м. Розвідане як база для Ірпінського комбінату будівельних матеріалів. Супутній пісок порід розкриву може використовуватися для виробництва силікатних виробів. Середня потужність розкривних порід – 21,6 м. Родовище не розробляється.

Строкаті та бурі глини відносяться до теригенно-карбонатної формації континентальної субформації. Як корисна копалина вони розвідані на Шахрівському родовищі глин (II-2-27), розташованому на північній околиці с. Юрівка на правому схилі долини р. Віта. Середня потужність бурих глин 4,4 м, строкатих глин – 5,7 м, розкривних порід – 4,8 м.

Строкаті глини відзначаються високою в'язкістю, але вони менш пластичні і менш одноманітні за складом, ніж мергелі. Найбільшу щільність мають глини нижньої частини товщі. В цегельно-черепичному виробництві ці глини можуть застосовуватись тільки з опіснюючими домішками. Бурі глини мають у своєму складі карбонатні включення та залізо-марганцеві бобовини, які роблять нестабільною їх якість. Менш забруднені цими домішками різновиди бурих глин тонкодисперсні, дуже пластичні, які з опіснюючими домішками є доброю сировиною для цегельно-черепичного виробництва.

Розташовані товщі строкатих глин на вододільних ділянках правого берега Дніпра, де утворюють великі поклади, особливо у південній частині Правобережжя, в районі лесового плато. Сумарна потужність їх досягає 30 м. У північно-західній частині аркуша по лінії с. Старі Петрівці – смт. Пуща-Водиця – м. Боярка – с. Плесецьке – с. Борова вони розмісті у четвертинний час.

Поширеною сировиною для виробництва цегли є лесовидні суглинки, що різною мірою розвинені беспосередньо на поверхні по всій площі аркуша. Придатність їх до цегельного виробництва залежить від пласти-

чності й наявності карбонатних стяжін. Цегла з лесовидних суглинків невисокого гатунку (марок 50 і 75), із пластичніших різновидів – 75 і 100.

Загалом на території аркуша розвідано 5 родовищ глинистої сировини у четвертинних відкладах – Музичанське (II-1-69), Кодацьке-I,II (IV-2-87; -88), Яцьківське (IV-2-99) та Черняхівське (IV-4-95) (додаток 2).

Родовища глини та суглинків четвертинного віку на площі робіт складаються з комплексів глинизованих і неглинизованих елювіальних (викопні ґрунти) та еолово-делювіальних (лесовидні суглинки) континентальних осадових утворень, що розробляються без розподілу. Якість сировини досить однорідна для відкладів усього літолого-стратиграфічного комплексу, межами поширення якого і контролюється продуктивна товща.

Черняхівське родовище суглинків (IV-4-95) розташоване на північній околиці с. Черняхів у межах двох ділянок. Корисна копалина – лесовидні суглинки сумарною потужністю 4,8 м, середня потужність розкритих порід 0,4 м. Родовище розробляється.

Для виробництва керамзиту при наявності в їх мінеральному складі монтморилоніту та гідролізу припадні соплестоценові глини Музичанського родовища (II-1-69). З них виробляється керамзитовий гравій марки 500-600 за насипною щільністю. Родовище глини розташоване на відстані 0,5 км на захід від с. Музичі на вододілі р. Ірпінь та р. Бучанка. Середня потужність корисної товщі строкатих глини 10,1 м. Розкриті породи – суглинки й піски загальною потужністю 17,9 м. Лесовидні суглинки частково можуть використовуватися для виробництва цегли. Можливий приріст запасів за рахунок орних ділянок на південь від родовища.

Уламкові породи

З уламкових порід на території аркуша поширені і мають практичну цінність для будівельного виробництва четвертинні піски. Для їх видобутку потрібні мінімальні розкриті роботи, на значних площах вони залягають безпосередньо на поверхні

Піски будівельні

Кондиційних пісків для виготовлення бетонних сумішей на площі аркуша не виявлено. Найближчі до них за якістю поширені у межах річкових долин Дніпра, Ірпіня, Стугни. Промислове значення мають чисті руслові піски поблизу м. Києва і м. Новоукраїнка. Ці піски містять до 90–98% кварцу та мають найменшу кількість домішок. Потужність їх у середньому 5–10 м, іноді 17–25 м. Піски, що видобуваються з Дніпровського родовища (I-3-65), можуть бути використані для усіх видів будівельних робіт. Ті, що видобуваються з Конча-Заспинського (III-3-79), Новоукраїнського (IV-4-93) родовищ – заповнювач для будівельних розчинів і бетону. З Київського (II-3-73), Гатного (III-3-78), Стугнівського (IV-3-91), Трипільського (IV-4-94) – для силікатних виробів. З Васильківського (IV-2-86) і Застугнівського (IV-2-85) – для дорожньо-будівельних робіт.

Загалом на території аркуша розвідано 15 родовищ будівельних пісків (додаток 2). Використовуються більш крупнозерністі піски руслових і прируслових фацій, межами яких і контролюється продуктивна товща.

Дніпровське родовище піску (I-3-65) розташоване у руслі р. Дніпро – від гирла р. Десна до пристані Вишеньки. Корисна копалина – сучасні алювіальні руслові піски кварцові тонко-дрібнозерністі. Розробляється гідромеханізованим способом із відвантаженням на баржі. Придатні для всіх видів будівельних робіт, кількість пісків практично необмежена.

Стугнівське родовище піску (IV-3-91) розташоване на відстані 7 км на північ від м. Обухів на заплаві р. Стугна. Корисна копалина – пісок алювіальний кварцовий, дрібнозернистий. Потужність 9,8–18,0 м. Використовується для виробництва силікатної цегли. Можливий приріст запасів за рахунок вільних ділянок у всіх напрямках.

Застугнівське родовище піску (IV-2-85) розташоване на відстані 2 км на південний захід від м. Васильків на другій надзаплавній терасі р. Стугна. Корисна копалина – пісок алювіальний кварцовий тонкозернистий. Потужність 8 м. Використовується для дорожньо-будівельних робіт. Родовище розробляється. Приріст запасів обмежений.

Пухівське родовище піску (I-3-63) розташоване в західній околиці с. Пухівка на заплаві р. Десна. Корисна копалина – піски алювіальні кварцові тонко-дрібнозерністі, із глибини 0,1–2,1 м обводнені. Потужність піску до 21,5 м.

Рожівське родовище піску (I-4-66) розташоване на відстані 0,3 км на північний захід від с. Рожівка на другій надзаплавній терасі р. Десна. Корисна копалина – пісок алювіальний, кварцовий, тонкозернистий. Середня потужність піску 28,0 м, розкритих порід – 0,1 м.

Горенське родовище піску (I-2-60) розташоване близько с. Горенка в долині правого притоку р. Ірпінь. Корисна копалина – пісок алювіальний кварцовий, дуже дрібний. Середня потужність піску – 5 м. Середня потужність розкритих порід 0,2 м. Приріст запасів обмежений.

Пісок для виробництва скла

Сировиною для виробництва скла у межах території аркуша можуть бути чисті флювіогляціальні піски дніпровського зледеніння, що складають поверхню Київського Полісся. Продуктивні товщі мають невитриману лінзовидну будову з потужністю 1–7 м і глибиною залягання 0,5–1,5 м. Закономірностей у поширенні таких ділянок не виявлено. З цими відкладами пов'язана резервно розвідана ділянка “Здвижівка” Бабинського

родовища (І-2-51). Дві інші ділянки цього родовища – “Берестянка” і “Новий” розташовані за межами площі робіт. За гранулометричним і хімічним складом піски ділянки “Здвижівка” відповідають марці ПС-250 та Т.

Підземні води

Підземні води на території аркуша за величиною сухого залишку і розчинених газів поділяються на прісні, солонуваті, слабосолоні, гелієві та радонові (*додаток І*).

Прісні води

Води приурочені до келовей-сеноманських і байоських відкладів. Води гідрокарбонатні, змішані за катіонним складом, мінералізація 0,2–1 г/л, дебіт свердловин у середньому становить 0,32–30 л/с, рН від 6,6 до 8,0, води напірні. Використовуються для водозабезпечення міст та інших населених пунктів.

Основним водозабором на території аркуша є Київський водозабір. Перші глибокі свердловини для водопостачання тут були пробурені наприкінці ХІХ століття. З моменту їх уведення і донині здійснюється постійне збільшення об'ємів відбору підземних вод. У результаті такого нарощування на території Київського водозабору можна виділити такі ділянки: Правобережна (ІІ-2-26), Лівобережна (ІІ-3-28), Виноградарська (І-2-16), Мінське шосе (І-2-13), Оболенська (І-2-15), Деснянська (І-3-18), Бортницька (ІІ-3-31).

Води використовуються для виробництва столових вод “Орлан”, “Володимир”, “Каліпсо”, “Софія Київська”, “Оболонь”.

Прісні води водозабору Велика Димерка (І-4-20) використовуються для виробництва продукції фірми “Кока-Кола”.

Байоський горизонт є основним джерелом екологічно чистої води.

Солонуваті води

Приурочені до водоносного горизонту нижнього тріасу (св. 7а, гл. 335 м.), розбурені в районі м. Бориспіль (ІІ-4-34). Води хлоридно-натрієво-калієві, мінералізація 2,4–2,8 г/л, дебіт 13,6 л/с, за смаковими якостями вода подібна до “Миргородської”.

Слабосолоні

Води приурочені до водоносного горизонту нижнього тріасу. Розбурені в районі м. Бровари (св. 306, гл. 400 м) (І-4-21). Вода хлоридно-натрієва з мінералізацією 3,4–3,8 г/л, рН–7,6, дебіт 1,54–4,45 л/с, за смаковими якостями вода подібна до “Миргородської”, використовується для виготовлення лікувально-столової води та підвищення мінералізації столової води “Оболонь”.

Радонові та гелієві води

Родовище Конча-Заспа (ІІІ-3-41) та прояви Пуща-Водицький (І-2-14), Васильківський (ІІІ-2-29) радонових та прояви гелієвих вод тісно пов'язані з тектонічними порушеннями Дніпровської розломної зони.

Родовище Конча-Заспа розвідане в 1966 р. А. Г. Кликовим (св. 366, гл. 291 м). Води хлоридно-натрієві з мінералізацією 2,9 г/л, рН–7,1, дебіт свердловин 0,003–0,5 л/с, вміст радону 374–1065 еман, вони близькі за складом до Джети-Огузького родовища. Використовуються в лікувальних цілях у санаторії “Жовтень”.

Прояви радонових вод у смт. Пуща-Водиця (св. 104, гл. 252 м) пов'язані з тріщинуватими гранітоїдами звенигородського комплексу. Вміст радону 62 еман. Близькі за якістю до Цхалтубських вод.

Прояви гелієвих вод пов'язані з архейськими утвореннями звенигородського комплексу, а також з осадовими породами байоського ярусу, нижньооксфордського під'ярусу, бучацької світи та четвертинними відкладами.

У тріщинуватих плагіогранітах звенигородського комплексу розкриті поблизу с. Микільське (ІІ-3-29) (св. 15, гл. 329 м), води містять гелій в кількості 44,4% об'ємних.

У свердловинах в с. Троєщина (св. 37) (І-3-19), с. Бортничі (св. 27) (ІІ-3-32) виявлено гелієві води в осадових відкладах байоського ярусу на глибині 240,0–260,0 м, вміст гелію 20–100% об'ємних. У нижньо-оксфордських породах на глибині 95,0–120,0 м вміст гелію 14–100% об'ємних, бучацьких – до 25% об'ємних, четвертинних відкладах – до 14% об'ємних.

У свердловині 105 м. Київ (ІІ-3-30) гелієві води встановлено в нижньооксфордських та четвертинних відкладах.

10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

У результаті виконаного аналізу встановлено закономірності розміщення родовищ і проявів торфу, глинистих та уламкових будівельних матеріалів, підземних вод, оцінено перспективи району на корисні копалини.

Детальність вивченості території й закономірності розташування дають підстави вважати, що виявлено більшість покладів торфу, які можуть мати промислове значення. Та незважаючи на те, що великі площі поширення торфовищ осушені й використовуються як сільськогосподарські угіддя, можливість виявлення нових покладів торфу, особливо у заплавах р. Ірпінь та р. Десна, ще невичерпані.

Розсіпні прояви золота у межах палеодолини пра-Ірпіня ранньо-середньонеоплейстоценового віку представляють мінералогічний інтерес.

Видобуток бурштину, навіть на найбагатших ділянках, навряд чи може бути рентабельним. Виходячи з того, що аматори знаходять його вже багато десятиріч та важливості цих знахідок для відтворення палеогеографічних та палеокліматичних обстановок, прояви у межигірських відкладах представляють мінерагенічний інтерес.

Геологічні запаси глинистої сировини дуже значні, але їх використання обмежене площами малопродуктивних земель, придатних для гірничого відведення під їх розробку.

Якість пісків для будівельних робіт невисока. Практичне значення мають насамперед поповнювальні запаси сучасних руслових пісків р. Дніпро поблизу м. Києва і м. Новоукраїнка.

Спеціалізованими пошуковими роботами на піски для виробництва скла у Київській області [17] встановлено, що піски на всіх пошукових ділянках, крім "Здвижівки" Бабинецького родовища, у природному стані за хімічним і гранулометричним складом не відповідають найнижчим промисловим маркам (ПС-250 та Т), тобто не придатні для виробів із темно-зеленого скла.

За результатами ревізійно-випробувальних робіт на формувальні піски [28] площу оцінено як безперспективну.

Водоносний горизонт у відкладах байоського ярусу середньої юри (орельська світа) є одним з основних і найперспективніших джерел водопостачання. Водоносні відклади пов'язані з пониженням у доюрському рельєфі, що виповнені алювіальними утвореннями. Найбільш водонасиченими є базальні шари, представлені русловими фаціями. Основні перспективи пошуків підземних вод у відкладах байоського віку пов'язані з ділянками розвитку їх максимальних потужностей. Насамперед це район м. Києва, смт. Вишгород, с. Велика Димерка. У південно-західній частині аркуша відклади байоського ярусу відрізняються підвищеною глинистістю і відповідно пониженими колекторськими властивостями. Їх водоносність потребує спеціального вивчення.

Дніпровська зона тектонічних порушень і зона Руднянського розлому перспективні для пошуків радонових та гелієвих вод.

За даними Інституту колоїдної хімії та хімії води, мергельні породи київської світи вважаються перспективними для очистки вод від радіоізотопів цезію й стронцію.

11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА

Територія відноситься до району з напруженими екологічними умовами, які пов'язані з інтенсивним розвитком промисловості і сільського господарства. Техногенні навантаження негативно впливають на геологічне середовище. Проблеми захисту навколишнього середовища висувають на перший план питання контролю за вмістом радіонуклідів, високотоксичних металів у ґрунтах, природних та стічних водах, донних відкладах.

Проведено комплексну оцінку стану геологічного середовища за даними геохімічних досліджень, вивчення радіаційної ситуації та стану водних систем.

Ландшафтно-геохімічне районування

Еколого-геохімічна характеристика потребує характеристики ландшафтно-геохімічних умов, які впливають на закономірність поведінки хімічних елементів у конкретних ландшафтах – міграції, розсіювання, накопичення.

На території виділяються 5 основних класів геохімічних ландшафтів:

- кислий і кисло-глейовий, поширені в акумулятивно-алювіальних ландшафтах;
- кальцієвий і кальцієво-глейовий, поширені у південній і центральній частині району;
- кальцієво-глейовий у поєднанні з натрієвим, поширений на Лівобережжі.

Геохімічна характеристика

При оцінці забруднення ґрунтів було застосовано метод площинного літохімічного випробування.

За результатами спектрального аналізу було виділено 29 елементів, які за санітарно-гігієнічними нормами згідно з ГОСТом 17.41.02-83 віднесено до 3 класів небезпечності (табл.11.1).

Територія забруднена елементами 1 класу небезпечності – свинцем, цинком, ртуттю, фтором. Площинне забруднення дорівнює фоновим або перевищує фонові, окремі поля мають значення, що дорівнюють ГДК.

Внаслідок робіт було виділено точки з підвищеним вмістом хімічних елементів, які утворюють площинні та точкові аномалії за сумарним показником забруднення. Значення СПЗ ґрунтів району змінюється від 1 до 128 одиниць.

Класи небезпечності хімічних елементів

Клас небезпечності	Хімічні елементи *
1	Миш'як, кадмій, ртуть, свинець, цинк, фтор, селен.
2	Бор, кобальт, нікель, молібден, мідь, хром, літій, ніобій, вісмут.
3	Барій, ванадій, вольфрам, марганець, стронцій.

*Вміст берилію, вісмуту, галію, церію, літію, селену дорівнюють чутливості спектрального аналізу.

Для простеження забруднення зони аерації мікроелементами-забруднювачами вивчалися літохімічні проби, відібрані з відслонень. Закономірностей поширення на глибину не виявлено, але спостерігається різний вміст елементів у різних літологічних різновидах порід, який не перевищує гранично допустимих концентрацій. У результаті літохімічного опробування автошляхів було встановлено, що інтенсивність негативного впливу автотранспорту на прилеглі території залежить від інтенсивності руху транспортного потоку. Менш завантажені траси мають забруднення 1–1,3 ГДК, а міжнародні траси – 1,5–2,8 ГДК.

Гамма-спектрометричним аналізом встановлено присутність у ґрунтах природних радіонуклідів – калію-40, радію-226, радію-228. Забруднення природними радіонуклідами пов'язано з внесенням добрив.

Активність калію-40 змінюється від 40 до 519 Бк/кг, радію-226 – від 0 до 29 Бк/кг, радію-228 – від 3 до 35 Бк/кг.

Визначення щільності забруднення цезієм-137 проводилося в різні роки різними організаціями. Наявні поля забруднення цезієм-137 загалом підтверджуються, але змінюється їх конфігурація.

Забруднення водних систем оцінювалося за результатами гідрохімічного та літохімічного випробування донних відкладів рр. Дніпро, Десна, Ірпінь, Стугна, Рокач, Буча, Красна, Бобриця та їх приток. Слабкий рівень забруднення водних систем характерний для водотоків та водойм усієї площі аркуша. Всі мікроелементи містяться у водах та донних відкладах у межах ГДК. Найбільш забрудненими водними артеріями є рр. Рокач та Буча.

У результаті еколого-геологічних досліджень з оцінки стану геологічного середовища виділено чотири рівня екологічного стану: дуже напружений, напружений, помірно напружений, задовільний (табл. 11.2) При виділенні рівнів екологічного стану геологічного середовища було використано макет "Схематичної карти екологічного стану геологічного середовища" масштабу 1:500 000 аркуша М-36-ХІІІ і умовні позначення, розроблені В. І. Почтаренком і І. В. Саніною (рис. 11.1).

Таблиця 11. 2

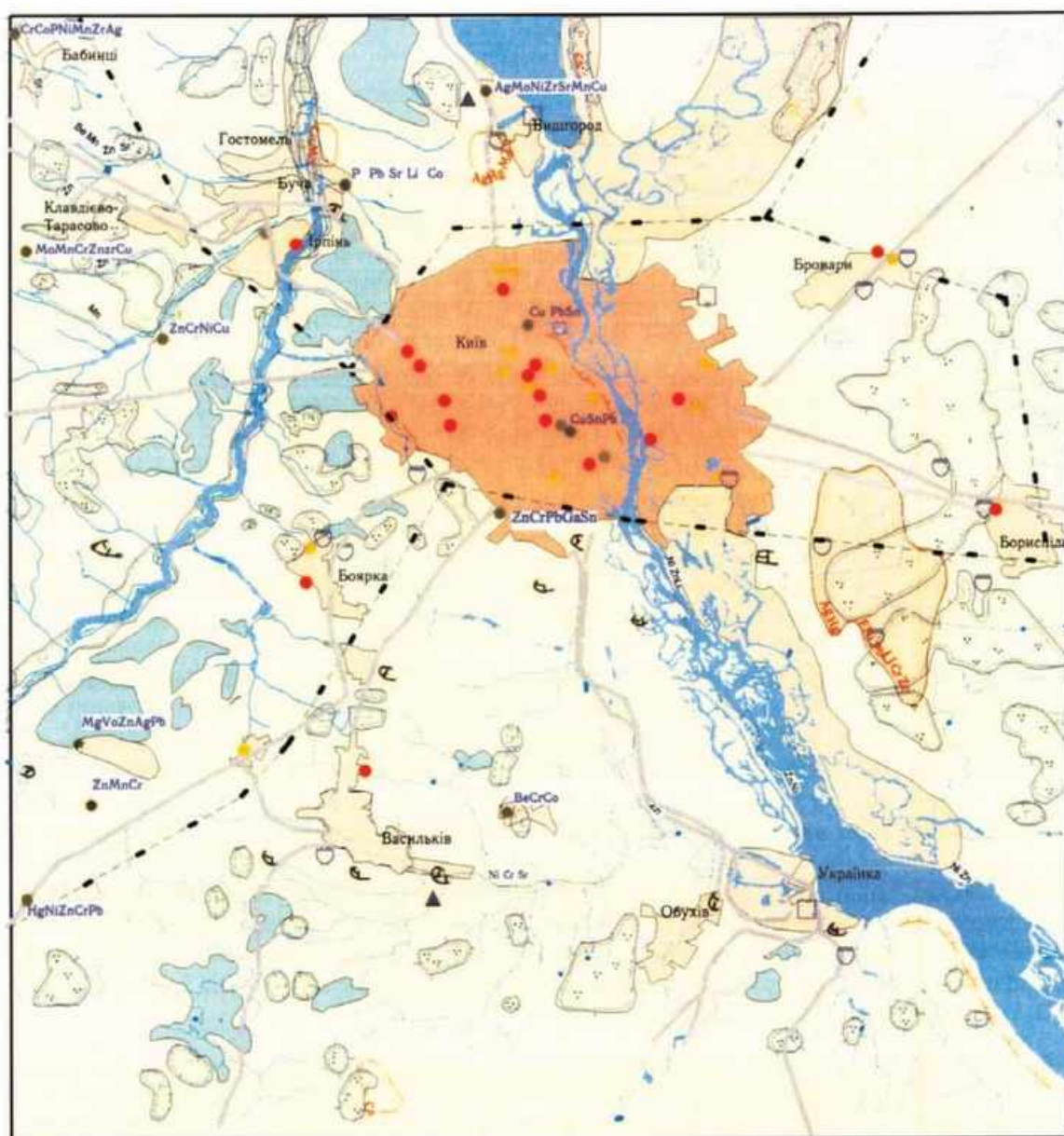
Критерії оцінки екологічного стану геологічного середовища

Екологічний стан геологічного середовища	Природні чинники		Техногенні чинники			
	Потужність зони аерації, м	Ураженість ЄГП (ураженість території), %	Модуль техногенного навантаження (викиди, скиди), тис. т(м³)/км² за рік	Хімічне забруднення ґрунтів і донних осадків, ПДК	Забруднення радіонуклідами Cs-137, Ku на км²	Хімічне забруднення поверхневих вод, ПДК
Дуже напружений		>50	>1000	>3	>15	>1,5
Напружений	2–5	25–50	50–100	2–3	5–15	1–1,5
Помірно напружений	5–10	10–25	10–50	1–2	1–5	0,5–1
Задовільний	>10	< 10	< 10	< 1	< 1	< 0.5

До задовільної зони віднесено території, де сумарний показник забруднення нижчий 8 одиниць, ураженість території небезпечними екзогенними процесами <10%, модуль техногенного навантаження 10 т(м³)/км² на рік. Тут зафіксовано поодинокі точки забруднення у донних відкладах та воді.

Більшу частину території віднесено до помірно напруженої, де сумарний показник дорівнює 8–16 одиниць, ураженість території небезпечними екзогенними процесами 10–25%, модуль техногенного навантаження 10–50 т(м³)/км² за рік. У результаті випробування зони аерації на цій території не було відмічено проникнення забруднення на глибину.

До напруженої зони віднесено території, де сумарний показник забруднення становить 16–128 одиниць, ураженість території небезпечними екзогенними процесами 10–50%, модуль техногенного навантаження 50–100 т(м³)/км² за рік. Це території Бориспільського та частини Васильківського районів та узбережжя р. Десна. Проведені роботи [18] свідчать, що елементи, які забруднюють ґрунти та водойми, характерні для Борт-



км 10 5 0 10 20 30 км

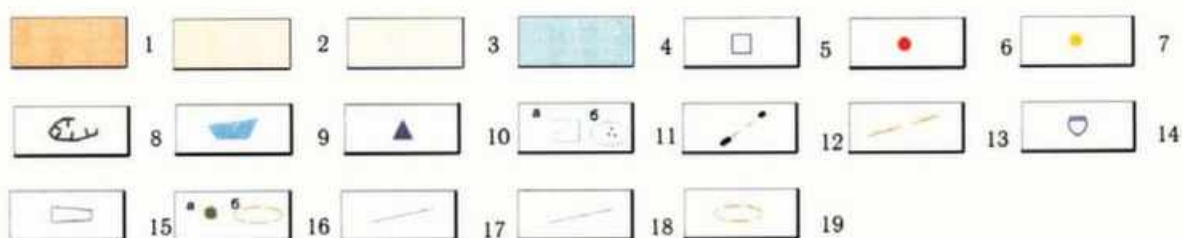


Рис. 11.1. Схематична карта екологічного стану геологічного середовища

Рівні екологічного стану геологічного середовища: 1 – дуже напружений; 2 – напружений; 3 – помірно напружений; 4 – задовільний. Техногенні об'єкти, що впливають на стан геологічного середовища: 5 – теплової енергетики; 6 – важкої промисловості (машинобудування, металообробки і металургії); 7 – хімічної промисловості; 8 – гірничодобувної промисловості (будівельних матеріалів); 9 – гідротехнічні об'єкти (великі водосховища); 10 – агропромислового комплексу (тваринницькі комплекси й птахофабрики); 11 – меліоративні системи (а – осушувальні, б – зрошувальні); 12 – комунікаційні об'єкти (магістральні нафто-, газо- і продуктопроводи); 13 – схили зсувної небезпеки; 14 – зберігання і утилізація всіх видів промислових і побутових відходів; 15 – контур територій промислово-міських агломерацій і районних адміністративних центрів. Забруднення компонентів геологічного середовища токсичними хімічними елементами I та II класів небезпеки (в розриві контуру і праворуч точки геохімічної аномалії індекси елементів-забруднювачів): 16 – ґрунтів важкими металами (а – площинне, б – локальне); 17 – донних відкладів важкими металами; 18 – поверхневих вод важкими металами; 19 – ґрунтів радіонуклідами

ницької станції аерації (срібло, ртуть, хром, свинець, мідь, нікель, марганець, фтор). Наявність цих елементів відмічена у каналі від північної околиці с. Гнідин до с. Городище.

У районі м. Васильків спостерігається підвищений вміст цинку, хрому, срібла, нікелю, фтору, марганцю, ртуті як у воді, так і в донних відкладах р. Стугна, нижче м. Васильків до впадання у р. Дніпро. Наявність цих елементів у донних відкладах свідчить про тривалість забруднення цієї водної системи.

До дуже напруженої зони віднесено територію м. Києва, ураженість території небезпечними екзогенними процесами >50%, модуль техногенного навантаження >1 000 т (м³)/км² за рік.

У водах, які використовуються для питного водопостачання м. Києва, не встановлено хімічних елементів, що перевищують ГДК.

За радіоактивним забрудненням штучними радіонуклідами територію віднесено до сприятливої, за винятком ділянок, де вміст цезію-137 перевищує 1 Ки/км² (с. Яцьки, західна частина Київського водосховища). Рівні активності природних радіонуклідів не перешкоджають сільськогосподарському використанню земель.

ВИСНОВКИ

Представлені геологічні матеріали по території аркуша М-36-ХІІІ (Київ) відкривають видання нової редакції Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000.

1. Розчленування і картування порід фундаменту і осадового чохла виконано відповідно до чинних стратиграфічних схем.

2. Уточнено межі поширення відкладів усіх стратиграфічних підрозділів осадового чохла.

3. Виділено потужну (до 45 м) льодовиково-повеневу післядніпровську безморенну третю надзаплавну терасу р. Ірпінь.

4. Встановлено еоплейстоценовий нерозчленований вік товщ пісків і глин, що залягають у межиріччі рр. Здвиж – Ірпінь на еродованій поверхні палеогену, які стратифіковано раніше як палеоген-неогенові. Надалі слід продовжити уточнення межі між четвертинними й пліоценовими відкладами на суміжних площах.

5. Слід продовжити вивчення розрізу київської світи палеогену з метою переведення її у ранг серії з виділенням відповідних світ, тим більше, що бучацькі і канівські відклади у чинних стратиграфічних схемах розглядаються як відповідні серії.

6. Невирішеними залишаються численні проблеми будови кристалічного фундаменту. Для аркуша це на-самперед питання розчленування гранітоїдів за складом та віком формування.

7. На тектонічній схемі уточнено місцезнаходження Дніпровської зони розривних порушень, закартовано розломи і виділено блоки різних порядків, встановлено періоди їх активізації.

8. Проведена оцінка перспектив території на будівельні матеріали і підземні води.

9. Обґрунтовано перспективу пошуків радонових та гелієвих вод у Дніпровській зоні розривних порушень і північно-східній частині аркуша.

10. Потребують екологічного довивчення території Васильківського і Обухівського промислових вузлів, Трипільської ДРЕС, Креничівського сховища твердих побутових відходів, що становлять серйозну загрозу екологічній обстановці м. Києва і його околиць.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Опублікована

1. *Антропогенные отложения Украины*. – К.: Наукова думка, 1986.
2. *Артюшенко А. Т., Возгрин Б. Д.* Новые данные о возрасте погребенного аллювия пра-Ирпеня на основании спорово-пыльцевых исследований. Проблемы палинологии. – 1971. – Вып. 1.
3. *Барац М. С.* Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. – М.: Наука, 1988.
4. *Барцевский Н. Е., Купраш Р. П., Швыдкий Ю. Н.* Геоморфология и рельефообразующие отложения района г. Киева. – К.: Наукова думка, 1989.
5. *Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвишина Ж. Н. и др.* Палеогеография Киевского Приднепровья. – К.: Наукова думка, 1984.
6. *Зосимович В. Ю.* Оligоценовые отложения Днепровско-Донецкой впадины. – К.: Наукова думка, 1981.
7. *Макаренко Д. Е., Зернецкий Б. Ф., Зелинская В. А.* Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). – К.: Наукова думка, 1987.
8. *Минерально-сырьевая база строительных материалов Украинской ССР*. Киевская обл., 1989.
9. *Пашкевич Г. А., Барцевский Н. Е.* Геологическое строение и материалы к обоснованию возраста погребенных аллювиально-озерных осадков пра-Ирпеня. В кн.: Палинологические исследования осадочных отложений Украины и смежных регионов. – К.: Наукова думка, 1976.
10. *Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР* (с использованием материалов космических съемок м-ба 1:500 000) Под ред. Н. А. Крылов. – К.: ЦТЭ, Министерство геологии УССР.

Фондова

11. *Агапова Д. Д., Пащенко А. Г.* Отчет о комплексной инженерно-геологической и гидрогеологической съемке м-ба 1:50 000 для целей мелиорации на территории планшетов М-36-61-Г; -62-В; -62-Г-в; -73-Б; -73-Г-а,б; -74-А; -74-Б-а,в; -74-В-а,б (Работы, выполненные Белоцерковской геологоразведочной партией за 1974–1977 гг.). – К.: Геоинформ, 1977.
12. *Безродный А. Б. и др.* Результаты геофизических исследований района г. Киева в пределах листов М-36-49-Б,Г; -50-А,В за 1968 г. – К.: Геоинформ, 1968.
13. *Бельский М. С.* Инженерно-геологические условия Бортничской оросительной системы – К.: Укргипроводхоз, 1967.
14. *Возгрин Б. Д.* Карта четвертичных отложений Украины масштаба 1:500 000. – К.: Геоинформ, 1994.
15. *Гаман Б. Д.* Отчет о результатах работ электроразведочной партии 22/61. – К.: Геоинформ, 1962.
16. *Гриценко М. М. та ін.* Аэрогамма-спектрометричні дослідження забруднених територій України. – К.: Геоінформ, 1997.
17. *Дробиневский В. Ф.* Отчет о поисковых работах на стекольные пески, проведенных в Киевской области УССР в 1972–1974 гг. – К.: Геоинформ, 1974.
18. *Зупко В. И. и др.* Отчет о результатах эколого-геохимических исследований на территории Бориспольского района. – К.: Геоинформ, 1992.
19. *Кириченко Н. А. и др.* Результаты геофизических исследований в р-не г. Киева в пределах листов М-36-50-А,Б,Г (Отчет Гоголевской г/ф партии 73/69-70). – К.: Геоинформ, 1970.
20. *Клыков А. Г., Жданова Ж. П.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на минеральные (радоновые) воды на участке Конча-Заспа – Жовтень (Работы, выполненные Правобережной геологоразведочной экспедицией в 1961–1966 гг.). – К.: Геоинформ, 1966.
21. *Клюшников М. Н. и др.* Отчет ГСП №14 Правобережной геологической экспедиции о комплексной геолого-гидрогеологической съемке территории листа М-36-ХІІІ (Киев). – К.: Геоинформ, 1961.
22. *Косенко Н. П.* Геолого-экономический обзор и составление карты торфяных ресурсов масштаба 1:200 000 Киевской области Украины (Отчет Торфоразведочной партии за 1991–1996 гг.). – К.: Геоинформ, 1996.
23. *Ковалев А. Б.* Геологическое строение и полезные ископаемые Киевского Приднепровья (Отчет Поисково-съемочной партии за 1991–1998 гг. по геологическому доизучению масштаба 1:200 000 территории листа М-36-ХІІІ). – К.: Геоинформ, 1998.
24. *Кулинский В. В.* Специализированная инженерно-геологическая съемка м-ба 1:200 000 центральной части Киевской области листы М-36-VII, -VIII, -XIII, -XIV; М-35-XII, -XVII за 1984–1990 гг. ПГРЭ. – К.: Геоинформ, 1990.
25. *Кульчинский О. В.* Отчет о гидрогеологической и инженерно-гидрогеологической съемках м-ба 1:50 000 для целей мелиорации на территории планшетов М-36-49-В-б,г; -Г-а,в; -61-А-а,в. По работам гидромелиоративного отряда Черкасской ГРП за 1976–1978 гг. – К.: Геоинформ, 1978.

26. *Лысяный Н. Н. и др.* Отчет о результатах работ по геохимическому исследованию пород зоны аэрации и грунтовых вод с целью определения степени их загрязнения на территории г. Киева и прилегающих районов. – К.: Геоинформ, 1985.
27. *Лысяный Н. Н. и др.* Отчет о проведении комплексного изучения выявленных зон загрязнения в пределах жилищно-промышленной агломерации г. Киева и прилегающих районов. – К.: Геоинформ, 1990.
28. *Муштенко И. Ф.* Геолого-экономический обзор по формовочным пескам Украинской ССР (Отчет о результатах ревизионно-опробовательских работ, проведенных Правобережной экспедицией в 1967–1969 гг.). – К.: Геоинформ, 1969.
29. *Оставненко А. И.* Изучение режима и условий поверхностной и подземной миграции искусственных радиоизотопов Чернобыльской АЭС. – К.: Геоинформ, 1990.
30. *Подтелок Б. А.* Отчет о результатах работ электроразведочной партии 22/61 за 1962 г. – К.: Геоинформ, 1962.
31. *Романовская В. Л.* Отчет по подготовке к изданию гидрогеологической карты СССР м-ба 1:200 000 лист М-36-ХІІІ. – К.: Геоинформ, 1972.
32. *Середа Б. И. и др.* Результаты геофизических исследований с целью выявления участков для поисков бокситов в восточной части Коростенского плутона за 1972–1973 гг. – К.: Геоинформ, 1973.
33. *Слоницкая С. Г. и др.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки м-ба 1:25 000 на Киевском и Бердичевском участках в пределах листов М-36-ХІІІ ; М-35-ХХІІІ за 1991–1995 гг. – К.: Геоинформ, 1995.
34. *Соловицкий В. Н. и др.* Геологическая карта м-ба 1:50 000 листов М-36-49-Б,Г; -50-А,В (Отчет геологической партии № 46 Правобережной экспедиции по работам 1964–1970 гг.). – К.: Геоинформ, 1970.
35. *Тесленко А. В.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки м-ба 1:50 000 за 1967 г. – К.: Геоинформ, 1967.
36. *Федорук А. Л. и др.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки м-ба 1:25 000 центральной и северо-восточной части УЩ в пределах листов М-36-61-В,Г, -62-В за 1986 г. – К.: Геоинформ, 1986.

**Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші
М-36-ХІІІ "Геологічної карти й карти корисних копалин дочетвертинних
утворень" масштабу 1:200 000**

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце- знаходження	Стан експлуатації родовища або корот- ка характеристика прояву	Геолого- промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Благородні метали				
Золото				
I-2-5	Ново-Петрівський, с. Нові Петрівці	Прояв, вміст золота до 1,6 г/м ³	Розсипний прибережно- морський	Соловицький В. М., 1970
I-2-12	Пуша-Водицький, сmt. Пуша-Водиця	Прояв, вміст золота до 1,6 г/м ³	"-"	"-"
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Дорогоцінне, напівдорогоцінне та виробне каміння				
Бурштин				
I-2-4	Старо-Петрівський, с. Старі-Петрівці	Прояв, вміст бурштину до <1 г/м ³	Розсипний прибережно- морський	Клюшніков М. Н., 1960
I-2-6	Ново-Петрівський, с. Нові Петрівці	"-"	"-"	"-"
I-2-7	Вишгородський, м. Вишгород	"-"	"-"	"-"
III-2-38	Гвоздівський, с. Гвоздів	Поодинокі знахідки	"-"	"-"
III-3-43	Підгірський, с. Підгірці	"-"	"-"	"-"
Будівельні матеріали				
Каміння будівельне				
Вивержені породи				
Граніт				
III-1-36	Плесецьке, с. Плесецьке	Родовище розробляється	Магматичний	Клюшніков М. Н., 1960
Глинисті породи				
Глини цегельні, гончарні та ін.				
I-1-1	Озернівське, с. Озеро	Родовище розвідане, резервне	Глини й мергелі морського басейну	Кочкур М. В., 1989
I-1-2	Ястремщинське, с. Буча	"-"	"-"	Мин.-сыр. база строит. мат., 1989
I-2-10	Мостищенське, с. Мостище	Родовище розробляється	"-"	"-"
I-2-11	Мостищенське, с. Горенка	"-"	"-"	Мин.-сыр. база строит. мат., 1989
II-1-23	Забучське, с. Забуччя	"-"	"-"	"-"
II-2-25	Нижньо-Юрівське, м. Київ	Розробці не підлягає	"-"	"-"
II-2-27	Шахрівське, с. Юрівка	Родовище розвідане, резервне	Глини й мергелі морського басейну	"-"

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце- знаходження	Стан експлуатації родовища або корот- ка характеристика прояву	Геолого- промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
II-3-33	Пирогівське, м. Київ	Родовище розвідане, резервне	-"	Мин.-сыр. база строй. матер., 1989
III-2-37	Рославицьке, с. Рославичі	-"	-"	-"
III-3-42	Креницьке, с. Креничі	Родовище розробляється	-"	-"
III-3-44	Безрадицьке, с. Старі Безрадичі	Родовище розвідане, резервне	-"	-"
IV-2-45	Зарічанське, с. Заріччя	Родовище розробляється	-"	-"
IV-2-46	Погребищенське, с. Погреби	Родовище розвідане, резервне	-"	-"
IV-3-47	Обухівське, смт. Обухів	-"	-"	-"
IV-3-48	-"	-"	-"	-"
IV-4-49	Халеп'янське, с. Халеп'я	Родовище розробляється	-"	-"
IV-4-50	Стайківське, с. Стайки	-"	-"	-"
ПІДЗЕМНІ ВОДИ				
Прісні води				
I-1-3	Ірпінське, м. Ірпін	Родовище розробляється	В юрських відкладах	Новиков В. Н., 1977
I-4-20	Велико- Димерське, м. Велика-Димерка	-"	-"	СУ -581, 1996
I-4-22	Броварське, м. Бровари	-"	-"	Укрбурвод, 1976
II-2-40	Васильківське, м. Васильків	-"	-"	Новиков В. Н., 1977
II-4-35	Бориспільське, м. Бориспіль	-"	-"	Брасвич І. Н., 1975
Київське, м. Київ, ділянки:		-"	-"	Клюшніков М. Н., 1960
I-2-13	Мінське шосе	-"	-"	
I-2-15	Оболонська	-"	-"	
I-2-16	Виноградарська	-"	-"	
I-3-18	Деснянська	-"	-"	
II-2-26	Правобережна	-"	-"	
II-3-28	Лівобережна	-"	-"	
II-3-31	Бортницька	-"	-"	
Солонуваті				
II-4-34	Бориспільське, м. Бориспіль	Прояв, мінералізація 2,4-2,8 г/л	В породах тріасу	Брасвич І. Н. 1975

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце- знаходження	Стан експлуатації родовища або корот- ка характеристика прояву	Геолого- промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
Слабосолоні				
I-4-21	Броварське, м. Бровари	Родовище розробляється	В породах тріасу	Новиков В. Н. и др., 1981
Радонові				
I-2-14	Пуша-Водиця, смт. Пуша-Водиця	Прояв, вміст радону 62 еман	Постмагматичний	Новиков В. Н. 1977
III-2-39	Васильківський, м. Васильків	Прояв, вміст радону 65 еман	-"	Свищева К. Е. 1977
III-3-41	Конча, смт. Конча-Заспа	Родовище розробляється	-"	Клыков А. Г., Жданова Ж. П., 1966
Гелієві				
I-2-9	Шевченківський, м. Київ	Прояв, вміст гелію 20–100 % об'ємних	Постмагматичний	-"
I-3-17	Пухівський, с. Пухівка	-"	-"	-"
I-3-19	Троєщинський, м. Київ	-"	-"	-"
II-2-24	Романівський, с. Романівка	-"	-"	-"
I-2-8	Гостомельський, смт. Гостомель	Прояв, вміст гелію 20–100 % об'ємних	Постмагматичний	Соловицький В. М., 1970
II-3-30	Либідський, м. Київ	-"	-"	-"
II-3-29	Микільський, м. Київ	Прояв, вміст гелію 44,4 % об'ємних	-"	-"
II-3-32	Бортницький, м. Київ	Прояв, вміст гелію 14–100 % об'ємних	-"	-"

**Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші
М-36-ХІІІ "Геологічної карти й карти корисних копалин четвертинних
відкладів" масштабу 1:200 000**

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце- знаходження	Стан експлуатації родовища або корот- ка характеристика прояву	Геолого- промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ				
Тверді копалини				
Буре вугілля				
I-2-59	Мощунський, близько с. Мощун	Прояв	Алювіальний лін- зовидний поклад	Соловицький В. М., 1970
Торф				
I-1-52	Вирівка, с. Вороньківка	Родовище розвідане, резервне	Низинний, алювіальних заплав	Косенко М. П., 1996
I-1-53	Мироцьке, с. Мироцьке	"-"	"-"	"-"
I-1-54	Бучанське, с. Забуччя	Родовище розробляється	"-"	"-"
I-1-56	Сбиття, с. Червоне Перше	Родовище розвідане, резервне	"-"	"-"
I-2-57	Ірпінське, с. Раківка	"-"	"-"	"-"
I-3-62	Великівське, с. Рожни	"-"	"-"	"-"
I-3-64	Вигурівське, с. Погреби	"-"	"-"	"-"
I-4-67	Красилівське, с. Красилівка	"-"	"-"	"-"
II-1-68	Мишкіна Руда, с. Миколаївка	"-"	"-"	"-"
II-1-70	Бобриця, с. Бобриця	"-"	"-"	"-"
II-2-71	Святошинське, на захід від мкр. Святошино	"-"	"-"	"-"
II-2-72	Гатківське, с. Білогородка	"-"	"-"	"-"
III-1-75	Будаївське, с. Забір'я	"-"	"-"	"-"
III-1-76	Мостищинське, с. Мостище	"-"	"-"	"-"
III-1-77	Вел.Салтанівка, с. Вел.Салтанівка	"-"	"-"	"-"
III-4-80	Вишеньки, с. Вишеньки	"-"	"-"	"-"
III-4-81	Велике, с. Проців	"-"	"-"	"-"
III-4-83	Комуна, с. Вороньків	"-"	"-"	"-"

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце- знаходження	Стан експлуатації родовища або корот- ка характеристика прояву	Геолого- промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
IV-3-90	Обухів (Гощів), с. Тарасівка	Родовище розвідане, резервне	Низинний, алювіальних заплав	-"
IV-4-92	Головурове, с. Головурів	-"	-"	Косенко М. П., 1996
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Благородні метали				
Золото				
II-1-55	Ірпінський, с. Забуччя	Прояв не вивчений	Алювіальний розсип	Соловицький В. М., 1970
II-2-58	Старо-Петрівський, с. Мошун	-"	-"	-"
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Будівельні матеріали				
Глинисті породи				
<i>Глини цегляні, гончарні та ін.</i>				
II-1-69	Музичанське, с. Музичі	Родовище розробляється	Континентальні вер- стви	Мин.-сыр. база строй. матер., 1989
IV-2-87	Кодацьке-I, с. Кодаки	Родовище розвідане, резервне	-"	-"
IV-2-88	Кодацьке-II, с. Кодаки	-"	-"	-"
IV-2-89	Яцьківське, с. Яцьки	-"	-"	-"
IV-4-95	Черняхівське, с. Черняхів	Родовище розробляється	-"	-"
Будівельні піски				
I-3-65	Дніпровське, м. Київ	Родовище розробляється	Русловий алювій	-"
<i>Пісок будівельний, заповнювач для будівельних розчинів і бетону</i>				
I-2-60	Горенське, с. Горенка	Родовище розробляється	Русловий алювій	-"
I-3-61	Рожнівське, с. Рожни	-"	-"	-"
I-3-63	Пухівське, с. Пухівка	-"	-"	-"
I-4-66	Рожівське, с. Рожівка	-"	-"	-"
II-3-74	Гнідинське, с. Гнідин	-"	-"	-"
III-3-79	Конча-Заспинське, смт. Козин	Родовище розвідане, резервне	-"	-"
III-4-82	Жовтневе, с. Жовтневе	-"	-"	-"
IV-4-93	Новоукраїнське, смт. Українка	-"	-"	-"

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце- знаходження	Стан експлуатації родовища або корот- ка характеристика прояву	Геолого- промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
Пісок будівельний, для шляхово-будівельних робіт				
IV-2-85	Застугнівське, с. Застугна	Родовище розробляється	Русловий алювій	Мин.-сыр. база строй. матер., 1989
IV-2-86	Васильківське, с. Погреби	Родовище розвідане, резервне	Русловий алювій	-"
Пісок будівельний, для силікатних виробів				
II-3-73	Київське, с. Осокорки	Родовище не наміча- ється до освоєння	Русловий алювій	Мин.-сыр. база строй. матер., 1989
III-3-78	Гатне, с. Вишеньки	Родовище підготов- лене до освоєння	-"	-"
IV-3-91	Стугнівське, сmt. Обухів	Родовище розробляється	-"	-"
IV-4-94	Трипільське, сmt. Українка	Родовище розвідане, резервне	Русловий алювій	-"
Пісок для виробництва скла				
I-1-51	Бабиньське (діл. "Здвиживка"), с. Бабинці	Родовище розвідане, резервне	Флювіогляціальні відклади	-"

Ковальов Олексій Борисович
Матвєєв Григорій Якович
Пастухов Валерій Вікторович
Виноградов Георгій Георгійович
Охінько Зінаїда Петрівна

Державна геологічна карта України
Масштаб 1:200 000

Дніпровсько-Донецька серія
аркуш М-36-ХІІІ (Київ)

Редактор видання *А. А. Горячок*
Комп'ютерна верстка *Н. І. Чуприна*
Комп'ютерна графіка *В. Г. Малахов*
Коректор *М. В. Дроздецька*

Видано відповідно до рішення Науково-редакційної ради Департаменту геології та використання надр Міністерства геології та природних ресурсів України від 26.04.2001 р. (протокол № 108).

Підписано до видання 27.04.2001 р.
Формат 60х84 1/8. Папір типовий. Тираж 150 примірників. Замовлення 01/01

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