

Національна академія наук України
Інститут геологічних наук

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

КРОШКО ЮЛІЯ ВОЛОДИМИРІВНА

УДК 552.14 (477.46+477.65)

КОНТИНЕНТАЛЬНИЙ ЛІТОГЕНЕЗ КРЕЙДА-ПАЛЕОГЕНОВИХ
ОСАДОВИХ УТВОРЕНЬ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО
ЩИТА

04.00.21 – Літологія

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук

Науковий керівник
доктор геол. наук
професор Ковальчук М.С.

Київ – 2017

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
РОЗДІЛ 1 ГЕОЛОГІЧНІ ПЕРЕДУМОВИ МЕЗОЗОЙ-КАЙНО- ЗОЙСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛІТОГЕНЕЗУ В МЕЖАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	13
РОЗДІЛ 2 ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ, МОРФОГЕНЕТИЧНІ ТИПИ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД, ЗОНАЛЬНІСТЬ ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСЬКОЇ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	29
2.1 Історія дослідження кори вивітрювання	29
2.2 Просторове поширення та морфологічні типи кір вивітрювання.....	37
2.3 Зональність та речовинний склад кори вивітрювання...	41
2.4 Корисні копалини кори вивітрювання	46
РОЗДІЛ 3 ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД, ФАЦІАЛЬНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ ФЛЮВІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....	57
3.1 Історія дослідження нижньокрейдових континентальних флювіальних відкладів.....	57
3.2 Просторове поширення нижньокрейдових континентальних флювіальних відкладів.....	69
3.3 Речовинний склад нижньокрейдових континентальних флювіальних відкладів.....	80

3.4	Фаціальні умови нижньокрейдового континентального флювіального седиментогенезу.....	99
3.5	Корисні копалини нижньокрейдових континентальних флювіальних утворень.....	103
РОЗДІЛ 4 ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ТА ФАЦІАЛЬНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ СЕРЕДНЬОЕОЦЕНОВИХ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ ФЛЮВІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА		146
4.1	Історія дослідження середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів.....	146
4.2	Просторове поширення середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів.....	157
4.3	Речовинний склад середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів.....	170
4.4	Фаціальні умови середньоеоценового континентального флювіального седиментогенезу.....	183
4.5	Корисні копалини середньоеоценових континентальних флювіальних утворень.....	189
РОЗДІЛ 5 ЕВОЛЮЦІЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КРЕЙДА-ПАЛЕОГЕНОВОГО ЛІТОГЕНЕЗУ В МЕЖАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА.....		210
ВИСНОВКИ		227
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....		231

ВСТУП

Актуальність дослідження. Відповідно до «Концепції розвитку літологічних досліджень на сучасному рівні» подальші дослідження в галузі фундаментальних літологічних досліджень повинні бути спрямовані на пріоритетні наукові напрямки, серед яких на першому місці є теорія еволюції типів осадового процесу, закономірності осадо- і породоутворення в різних геодинамічних умовах континентальних блоків земної кори стосовно до басейнів седиментації і породоутворення різного віку – від ранньоархейських до сучасних [94]. Давні континентальні осадові формаційні одиниці є ключем до розуміння багатьох геологічних процесів, а реконструкція умов їх утворення та еволюції в геологічній історії Землі є однією з фундаментальних проблем літології. Континентальний літогенез відображає певні етапи геологічного розвитку територій і охоплює комплекс взаємопов'язаних геологічних процесів, які спричиняють: вивітрювання гірських порід; утворення елювіальних покладів корисних копалин; зміщення, переміщення і осадження елювіальних утворень у пониженнях рельєфу; утворення за різних фаціальних умов відповідних типів осаdів; перетворення осаdів на гірську породу з відповідним набором корисних копалин. Аналіз осаdових формацій та палеогеографічні реконструкції дозволяють стверджувати, що серед різних типів літогенезу найпоширенішим на Землі був гумідний літогенез, а його утворення складають найбільшу частину стратисфери. Особливої значущості дослідження гумідного континентального літогенезу набувають коли континентальні флювіальні утворення містять широкий спектр корисних копалин та просторово і парагенетично пов'язані з рудоносними геологічними структурами або кораами їх вивітрювання. До таких, у межах центральної частини Українського щита (ЦЧУЩ), належать апт-

нижньоальбські та середньоеоценові континентальні флювіальні утворення похованих тектонічно-ерозійних палеодолини, які мають достатньо широке поширення, виповнені строкатим літофаціальним і фаціальним комплексом флювіальних утворень, містять широкий спектр корисних копалин і збереглися до наших днів у вигляді звивистих гілкоподібних смуг.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційна робота відповідає напрямкам наукових досліджень, що проводяться в Інституті геологічних наук НАН України, в яких здобувач брала безпосередню участь, зокрема держбюджетної теми № III-4-15 «Генетична мінерагенія золота і міді стадіальних процесів літогенезу осадових формаційних одиниць фанерозою України» (№ держреєстрації, 0115U002002, 2015р.), держбюджетної теми №III-6-12 «Структурно-літологічне моделювання перспективних геологічних об'єктів соленосних і розсіпних титано-цирконієвих та золотоносних формацій (№ держреєстрації, 0112U002324, 2012 р.) та пов'язана з науковими дослідженнями, що проводились у рамках спільних наукових проектів конкурсу НАН України та Російського фонду фундаментальних досліджень «Цифрове структурно-літологічне і геолого-динамічне моделювання розсіпних родовищ важких мінералів» (№ держреєстрації 0713U008793, 2012 р.) та «Розробка інформаційно-прогнозних ретроспективно-статичних моделей розсіпів важких мінералів Східно-Європейської платформи (території Російської Федерації та України)» (№ держреєстрації 0114U006040, 2014 р.).

Мета і завдання дослідження. Мета – дослідження гумідного континентального літогенезу крейда-палеогенових осадових утворень у межах центральної частини Українського щита і пов'язаних з ними покладів корисних копалин.

Основні завдання роботи: систематизація, аналіз та узагальнення матеріалів по темі дисертаційного дослідження, зокрема матеріалів щодо

геологічної будови ЦЧУЩ, поширення, морфологічних типів, речовинного складу і зональності кір вивітрювання; просторово-часового поширення річкових палеодолин (нижньокрейдових і середньопалеогенових), речовинного складу та структурно-текстурних характеристик відкладів, які виповнюють річкові палеодолини; встановлення основних етапів та реконструкція палеогеографічних умов континентального флювіального палеоседиментогенезу; встановлення закономірностей поширення корисних копалин та їх просторово-парагенетичного зв'язку з геологічною будовою, кораами вивітрювання, етапами розвитку річкової палеогідросітки, літофаціями, фаціями тощо; створення цифрових картографічних матеріалів, які характеризують поклади корисних копалин у межах перспективних ділянок; реконструкція еволюції мезозой-кайнозойського (юрсько-ранньоальбська та середньопалеогенова епохи) гумідного континентального літогенезу в межах ЦЧУЩ.

Об'єкт дослідження. Кори вивітрювання та крейда-палеогенові флювіальні відклади ЦЧУЩ, що утворилися за гумідного континентального літогенезу.

Предмет дослідження. Літогенез крейда-палеогенових осадових континентальних утворень у межах центральної частини Українського щита.

Методи дослідження. Для вирішення поставлених завдань були застосовані системний підхід, формаційний, палеогеографічний аналізи, палеопотамологічний, картографічний методи, методи дослідження структур і текстур гірських порід, методи седиментологічного аналізу, методи літолого-фаціального аналізу, методи літогенетичного аналізу, ГІС-технології (MapInfo Professional, Corel Draw, Golden Software Surfer, Golden Software Strater) шліховий, гранулометричний, мінералогічний, мікроскопічний, хімічний, спектральний види аналізів.

Фактичний матеріал. Основою роботи є наукові публікації, виробничі та наукові звіти, дисертаційні роботи по темі дисертації, координати, опис та дані опробування понад 500 свердловин, матеріали особистих польових досліджень відслонень апт-нижньоальбських континентальних відкладів, зразки гірських порід, шліхові проби, відібрані автором особисто, монофракції мінералів, які були надані науковим керівником.

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Встановлено, що в результаті крейда-палеогенового гумідного континентального літогенезу в межах центральної частини Українського щита утворився просторово-еволюційно-парагенетичний ряд осадових формаційних одиниць (латеритної й каолінової кори вивітрювання площового і лінійного морфологічних типів та апт-нижньоальбських і середньоеоценових флювіальних продуктів розмиву і перевідкладення елювіальних утворень у межах тектонічно-ерозійних депресій) з відповідним набором корисних копалин, які простово-парагенетично пов'язані між собою.

2. Встановлено, що еволюція континентального літогенезу та пов'язаних з ним корисних копалин визначалася і контролювалася взаємодією ендегенних і екзогенних геологічних процесів у плінні геолого-тектонічного розвитку території, що знайшло своє відображення в: диференційованих тектонічних рухах окремих блоків гірських порід фундаменту і утворенні розчленованого рельєфу та тектонічних депресій; пенепленізації рельєфу та короутворенні з відповідним набором залишкових і гіпергенних корисних копалин; просторовому розміщенні вододільних просторів, областей денудації і приуроченості річкових долин до тектонічних депресій; поширенні флювіальних відкладів у межах контуру ерозійно-тектонічних депресій, етапності розвитку річкових палеодолин, циклічності осадконагромадження і просторовій локалізації літофацій, фаціальних комплексів та пов'язаних з ними корисних копалин; частковій або повній

успадкованості більш молодшими річковими долинами давньої гідромережі та хронологічному транзиті теригенного матеріалу з низьких стратиграфічних рівнів на більш високі тощо.

3. Встановлено причинно-наслідкові і просторові зв'язки корисних копалин континентальних флювіальних утворень з певними петротипами порід фундаменту, їх мінерагенією та корами вивітрювання за ними (боксити, багаті розсипи ільменіту, вторинні каоліни – пов'язані з породами основного складу; вторинні каоліни, каолінові глини, розсипи золота, циркону, монациту – з породами кислого складу і метаморфічними утвореннями); етапами розвитку річкових палеодолин та певними фаціальними умовами (багаті розсипи золота, ільменіту, циркону, монациту пов'язані з русловими підфаціями; високоякісні вторинні каоліни, каолінові глини – з озерно-заплавними підфаціями; боксити, бокситоподібні породи, вторинні каоліни – з делювіально-алювіальними і пролювіально-алювіальними підфаціями; буре вугілля – з болотно-заплавними підфаціями).

4. Уточнено просторове поширення, будову, фаціальні умови утворення та формаційну належність та доповнено дані щодо речовинного складу, корисних копалин апт-нижньоальбських і середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів, що дозволило відтворити цілісну картину континентального флювіального седиментогенезу у відповідні геологічні епохи.

5. За допомогою методів геоінформаційного картографування для покладів основних корисних копалин в корі вивітрювання (золото) та в межах перспективних ділянок поширення апт-нижньоальбських (боксити, вторинні каоліни, ільменіт, золото) і середньоеоценових (буре вугілля, ільменіт) континентальних флювіальних утворень палеодолин вперше побудовано цифрові моделі: рельєфу поверхні і підшви продуктивних товщ; розподілу вмісту золота, міді і срібла в різних зонах кори вивітрювання;

потужностей покладів корисних копалин та вміщуючих поклади корисних копалин літофацій; розподілу вмісту ільменіту та золота в межах розсіпів, які становлять основу для інформаційного забезпечення робіт з промислового освоєння перспективних об'єктів.

6. З'ясовано, що історія становлення та розвитку річкових палеодолин апту-нижнього альбу та середнього еоцену має подібні (вони просторово-парагенетично пов'язані з ерозійно-тектонічними депресіями, корою вивітрювання кристалічних порід фундаменту та між собою, характеризуються подібністю речовинного складу, літологічної будови, фаціальних умов утворення та набором корисних копалин) та відмінні (будова розрізу континентальних флювіальних утворень середнього еоцену більш проста, складається з меншої кількості седиментаційних циклів, роль делювіальних і пролювіальних процесів незначна, проте більш поширені відклади, що утворилися за заплавних, заплавно-болотних умов, вміст глинистої складової у піщаних відкладах значно менший) риси.

Практичне значення одержаних результатів. Отримані результати доповнюють і уточнюють уявлення щодо закономірностей просторового поширення, будови, речовинного складу апт-нижньоальбських та середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів та пов'язаних з ними корисних копалин, а також структурно-тектонічних, палеогеографічних, палеогеоморфологічних і палеофаціальних умов їх формування, що становить основу для встановлення відповіданих критеріїв прогнозування родовищ золота, ільменіту, циркону, вторинних каолінів, вогнетривких глин, бокситів в межах інших блоків Українського щита. Цифрова картографічна візуалізація структури покладів корисних копалин у межах перспективних об'єктів є основою для інформаційного забезпечення робіт з їх промислового освоєння (детальної геологічної розвідки і експлуатаційних робіт).

Обґрунтованість та достовірність наукових результатів, висновків і рекомендацій базуються на ґрунтовному опрацюванні, аналізі й узагальненні наукових публікацій, виробничих та наукових звітів, дисертаційних робіт стосовно тематики, об'єкту і предмету досліджень та забезпечуються значним фактичним геологічним матеріалом, який зібрано і опрацьовано особисто автором, а також комплексом використаних загальноприйнятих та спеціалізованих методів досліджень. Моделювання структури перспективних геологічних об'єктів виконано з використанням спеціалізованих ГІС-технологій.

Особистий внесок здобувача. Здобувачем самостійно проведено всі етапи дисертаційного дослідження, зокрема збір та аналіз інформації по темі дисертаційного дослідження; польові роботи з описом відслонень, відбором зразків кам'яного матеріалу і промивкою шліхових проб; гранулометричний і мінералогічний аналіз проб, побудова літологічних колонок, розрізів, гістограм; створення бази даних і побудова цифрових карт, що характеризують обрані геологічні об'єкти. Усі теоретичні і практичні результати, висновки і наукова новизна дисертаційної роботи отримано здобувачем самостійно. Особистий внесок здобувача у наукові праці, які написано у співавторстві, зазначено у списку опублікованих за темою дисертації наукових робіт.

Апробація результатів дисертації. Основні результати і положення дисертаційного дослідження доповідалися і обговорювалися на 27 вітчизняних і міжнародних наукових нарадах та конференціях, зокрема міжнародній науковій конференції «Астрономічній школі молодих вчених» 12-14 травня 2011 р., Київ-Чернігів та 20-22 травня 2015 р., м. Київ-Житомир; X міжнародній науково-технічній конференції «ABIA – 2011» (19-21 квітня 2011р., м. Київ); IV, V та VI Всеукраїнській науково-красназавчій конференції «Мінерально-сировинні багатства України: шляхи оптимального

використання» (9 грудня 2011р.; 7 грудня 2012 р.; 18 жовтня 2013р., смт. Володарськ-Волинський); Міжнародному мінералогічному семінарі «Минералогические перспективы», 17-20 травня 2011 р., м. Сиктивкар; науковій конференції «Такий різний світ мінералогії», 19-20 квітня 2012р., м. Київ; міжнародній науковій конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», 8-13 жовтня 2012р., м. Київ; III науково-технічній конференції «Титан 2012: виробництво і застосування», 4-5 жовтня 2012 р., м. Запоріжжя; міжнародній науковій конференції «Хімічне та фізичне життя Землі», 5-7 червня 2013 р., м. Берегове, Крим; Всеросійській конференції з міжнародною участю «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений», 29.10-1.11 2013 р., м. Москва; VII Всеросійській літологічній нараді «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории», 28-31 жовтня, 2013 р., м. Новосибірськ; міжнародному геологічному форумі «Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука і виробництво», 7–13 вересня 2014 р. та 7-12 вересня 2015 р., м. Київ; V-тій Всеукраїнській науковій конференції молодих вчених, присвяченій 95-річчю НАН України, 2013 р, м. Київ, Восьмих наукових читаннях ім. акад. Є. Лазаренка «Мінералогія: сьогодення і майбуття», 11-14 вересня 2014 р., с. Карпати; мінералогічному семінарі з міжнародною участю «Проблемы и перспективы современной минералогии» 19-21 травня 2014 р., м. Сиктивкар; міжнародній науковій конференції «Актуальні проблеми пошукової та екологічної геохімії», 1-2 липня 2014 р., м. Київ; Всеросійській школі студентів, аспірантів і молодих вчених по літології «Виртуальные и реальные литологические модели», 23-24 жовтня 2014 р., м. Єкатеринбург; міжнародній науковій конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», 6-11 жовтня 2014 р., м. Київ;

міжнародній науково-практичній конференції «Новітні проблеми геології», 21-23 травня 2015 р. та 27-28 травня 2016 р., м. Харків; міжнародній науковій конференції «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи», 2-4 вересня 2015 р., м. Київ; міжнародній науковій конференції «Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки», 7-9 жовтня 2015 р., м. Львів; VI-Уральському гірничопромисловому форумі, 2-4 грудня 2015 р., м. Єкатеринбург; XV міжнародній нараді «Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология», 24-28 серпня 2015 р., м. Перм; молодіжній науковій конференції «Сучасні напрямки геологічних досліджень в Україні», 25-26 листопада 2015 р., м. Київ; десятих наукових читаннях ім. акад. Є. Лазаренка, 9-11 вересня 2016 р., с. Карпати.

Публікації. Основні результати дисертаційного дослідження висвітлено 55 наукових публікаціях, з них 1 колективна монографія, 9 статей у фахових наукових виданнях, 2 статті у наукових виданнях, 6 статей у наукових виданнях, що входять до міжнародних наукометричних баз, 11 статей у збірниках матеріалів наукових конференцій різного рангу і 26 тез доповідей на наукових конференціях.

Структура дисертації. Дисертаційна робота складається зі вступу 5 розділів, висновків, списку використаних джерел (194 найменування); включає 225 сторінок основного тексту, а також 148 рисунки, 1 таблиця; загальний обсяг – 255 сторінок.

РОЗДІЛ 1

ГЕОЛОГІЧНІ ПЕРЕДУМОВИ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСЬКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛІТОГЕНЕЗУ В МЕЖАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

У геоструктурному відношенні центральна частина Українського щита належить до Інгуло-Інгулецького району, Кіровоградського (Інгульського) блоку, який характеризується строкатою та складною геолого-тектонічною будовою [188]. Інгульський блок виділений вперше Г. К. Кружеловим як область регіональної сили тяжіння і пониженого магнітного поля. З заходу і сходу район досліджень обмежений Росинсько-Тікичським, Дністровсько-Бузьким та Середньопридніпровським мегаблоками і двома шовними зонами – Голованівською та Інгулецько-Криворізькою (рис.1.1). На півночі район занурюється в Дніпровсько-Донецьку западину, а на півдні в Причорноморську западину. Західною межею Інгульського блоку є Первомайська зона розламів; східною – Західно-Інгулецький розлам [188].

Принципова схема будови Інгуло-Інгулецького району була подана у роботах Г. І. Каляєва і О. М. Комарова [63]. В подальшому ця схема суттєво не змінилася і зазнала лише деталізації [137]. У межах центральної частини Українського щита виокремлюють три крупних району: центральну осьову зону, Братський та Інгульський синклінорії (див рис. 1.1). Центральну осьову зону меридіонального простягання Інгульського блока утворюють два крупних плутона: Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківі-гранітовий плутон на півночі та Новоукраїнський масив порфіроподібних гранітів і монцонітоїдів – на півночі [188]. Розташування гранітних плутонів контролюється трансрегіональним тектонічним швом Херсон-Новомиргород-Смоленськ, в межах якого в напрямку з півдня на північ більш давні гранітоїди змінюються більш молодими [188].

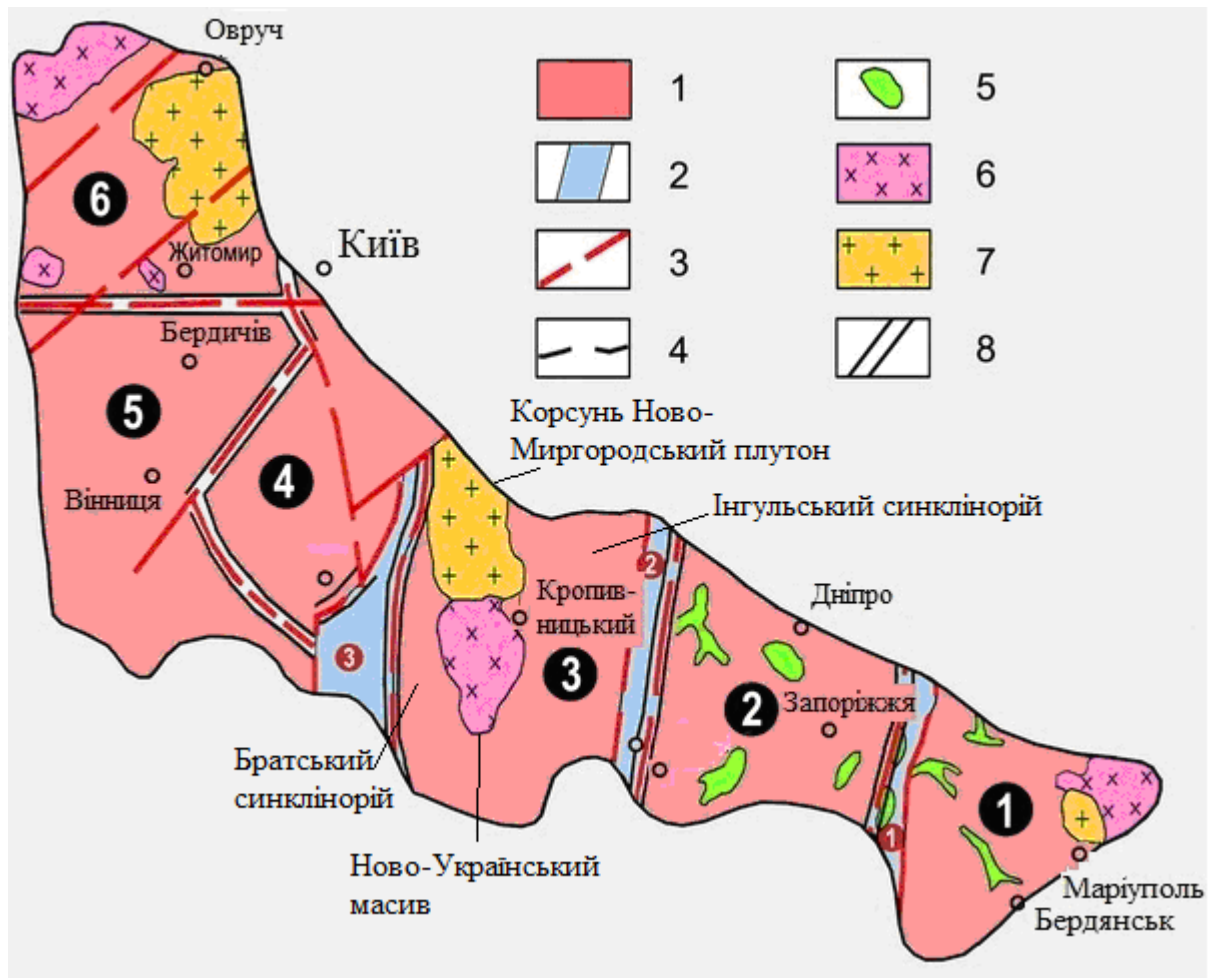


Рис. 1.1 Схема блокового районування Українського щита. 1 – мегаблоки Українського щита (1 – Приазовський, 2 – Середньо-Придніпровський, 3 – Кіровоградський, 4 – Росинсько-Тікичський, 5 – Дністровсько-Бузький, 6 – Північно-Західний); 2 – міжблокові шовні зони (1 – Оріхово-Павлоградська, 2 – Ігулецько-Криворізька, 3 – Голованівська); 3 – основні глибинні розлами; 4 – межа Українського щита; 5 – архейські зелені кам'яні структури; 6 – ранньопротерозойські габро-гранітні масиви; 7 – середньопротерозойські габро-гранітні плутони; 8 – межі мегаблоків

Серед розривних структур Кіровоградського блоку виокремлюють три типи розломів: конседиментаційні глибинні, пізньо- і посторогенні регіональні і розлами платформного поверху.

Криворізько-Кременчузький і Тальнівсько-Миронівський конседиментаційні розлами відмежовують Кіровоградський блок від суміжних структур зі сходу і заходу.

До них приурочені зони катаклазу і мілонітизації. Менш крупними розламами цього типу є Бобринецько-Кіровоградський, Звенигордсько-Анновський, Інгуло-Каменський.

Розлами платформного етапу розвитку мають січне простягання (січуть усі складчасті структури і Корсунь-Новомиргородський плутон), близьке до субширотного (північно-східне) простягання [188].

Численні розривні порушення обумовили складчасто-блоковий характер Інгульського мегаблоку. Головними складчасими структурами є Центральне осьове підняття у складі Корсунь-Новомиргородського плутону, Новоукраїнського, Кіровоградського, Бобринецького гранітоїдних масивів та Інгуло-Інгулецький (зі сходу) і Братський (з заходу) синклінорії. Блоками другого рангу є Новоукраїнський (відповідає Центральному осьовому підняттю) і Верхньоінгульський (відповідає Інгуло-Інгулецькому синклінорію). До блоків третього рангу належать у Новоукраїнському блоці – Корсунь-Новомиргородський, Центральноукраїнський, Бобринецький; у межах Верхньоінгульського блоку – Кондаурівський, Приінгульський, Мошоринський, Боков'янський, Долинський. Межею блоків є головні розлами меридіонального (Інгуло-Кам'янський), північно-східного (Софіївсько-Компаніївський, Мар'ївський, Шаровсько-Косівський) і північно-західного (Долинський, Лелеківський, Першотравневий) напрямків.

У геологічній будові території беруть участь породи докембрійського кристалічного фундаменту та породи осадового чохла.

На думку В. М. Клочкова під Інгулецьким блоком є два типи фундаменту: гранулітовий і граніт-зеленокам'яний [68].

Утворення кір вивітрювання і флювіальних відкладів, пов'язаних з їх розмивом, відбувалося за континентальних умов на породах кристалічного фундаменту і частково осадового чохла. Короткий нарис геологічної будови кристалічного фундаменту та осадового чохла подано на основі узагальнення

матеріалів понад 50 виробничих звітів [5, 7, 8, 11-14, 19-22, 25, 32, 37, 42, 50, 58-60, 64-68, 92, 93, 99, 100, 124,127, 136, 140,148-150, 153-155, 158-160, 169, 171-173, 175,176, 182, 189, 190].

Грануліт-базитовий фундамент представлений породами аульської та Дністровсько-бузької серій. Метаморфізовані вулканогенно-осадові породи аульської серії представлені амфіболітами, амфібол-біотитовими гнейсами. Породи дністровсько-бузької серії складені двома товщами (знизу вгору): *тиврівською* і *зеленолевадівською* метаморфізованими в умовах гранулітової фації метаморфізму. *Тиврівська* товща представлена плагіогнейсами та кристалосланцями біотит-піроксеновими, місцями із гранатом, двопіроксеновими й амфібол-піроксеновими з малопотужними підпорядкованими проверстками амфіболітів і кальцифірів у вигляді останців і ксенолітів в ендербітах і плагіогранітах гайворонського та ташлицького комплексів. *Зеленолевадівську* товщу складають біотитові та гранат-біотитові плагіогнейси, серед яких простежується значна кількість жил аплітоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів.

Мезоархей складений *конкською серією*, яка нерозчленована. Метаморфізовані вулканогенно-осадові породи представлені переважно амфіболітами, амфібол-біотитовими гнейсами. Породи зустрічаються у вигляді ксенолітів розміром до 100 м у амфібол-біотитових, двослюдяних гранітах Долинського масиву і Криничувацького куполу, в окремих випадках – в асоціації з плагіогранітоїдами інгулецького комплексу.

Палеопротерозой представлений *інгуло-інгулецькою серією* в якій виокремлено родіонівську, спасівську і чечеліївську світи кам'янокостоватську та роццахівську в Братській та Ятранській підзонах.

Родіонівська світа поділяється на дві підсвіти. У нижній підсвіті переважають плагіогнейси біотитові з малопотужними (до 3 м) проверстками плагіогнейсів кордієрит-біотитових та кристалосланців амфібол-діопсидових

і діопсидових потужністю 0,1–0,4 м. У верхній підсвіті переважають амфіболіти, амфіболові й біотит-амфіболові кристалосланці з численними прошерстками різної потужності (в середньому 5–10 м) плагіогнейсів графіт-біотитових та лінзами (0,2–0,6 м) амфібол-діопсидових, діопсидових кристалосланців і скарноподібних порід. Серед амфіболітів встановлено поодинокі малопотужні прошерстки кальцифірів.

Спасівська світа представлена нижньою і верхньою підсвітами. Нижня підсвіта – це метаморфізовані осадові, вулканогенно-осадові породи. У складі підсвіти переважають магнетитвмісні гіперстен-біотитові гнейси з прошарками біотитових, гранат-гіперстен-біотитових гнейсів, гіперстенових, двопіроксенових кристалосланців. Верхня підсвіта представлена гіперстен-біотитовими гнейсами з прошарками гранат-гіперстен-біотитових, гранат-біотитових, біотитових гнейсів, гіперстенових, двопіроксенових кристалосланців, зрідка амфіболітів. Породи прориваються жилами (від перших сантиметрів до 15–16 м) апліто-пегматоїдних та пегматоїдних гранітів, часто з турмаліном і апатитом. У нижній частині розміщуються згідні жили (потужністю 1–7 м) біотитових дрібнозернистих гранітів, частіше із дрібними скупченням апатиту. Окремі останці порід світи встановлені серед гранітоїдів новоукраїнського комплексу (Новоукраїнський, Боков'янський масиви).

Чечеліївська світа представлена товщею біотитових, гранат-біотитових, меншою мірою кордієрит-біотитових, графіт-біотитових гнейсів з лінзами і прошарками діопсидових гнейсів. Розріз чечеліївської світи поділяють на дві підсвіти: *нижню* підсвіту біотитових, гранат-біотитових гнейсів, з підпорядкуванням кордієрит- і графіт-біотитових гнейсів, з поширеними за розрізом прошарками діопсидових гнейсів потужністю до 3 м; *верхню* підсвіту з переважанням біотитових гнейсів, часто гранат-графітвмісних, з прошарками кордієрит-біотитових, діопсидових,

кумінгтоніт-біотитових і роговообманко-біотитових гнейсів. Для обох підсвіт характерна наявність малопотужних (0,1–0,4 м) лінзо- і будиноподібних проверстків плагіогнейсів діопсидових. Породи часто мігматизовані аж до утворення мігматитів. Поблизу деяких із них іноді розміщуються гранітоїди суттєво плагіоклазового складу. У плагіогнейсах часто спостерігаються жили гранітів пегматоїдних і апліт-пегматоїдних різної потужності (від 0,5 до 50 м). Чечеліївська світа також поширена на крилах антикліналей і в мульдах синкліналей серед утворень спасівської світи. Окремі останці і незначні ксеноліти гнейсів світи закартовані серед гранітоїдів кіровоградського комплексу (Кіровоградський, Бобринецький масиви). У вигляді розрізнених зональних будівин або їх ланцюгів по усьому Інгульському блоку поширені вапняково-силікатні кристалосланці (скарноїди), які приурочені до низів чечеліївської, рідше до верхів спасівської світ. Зі скарноїдами пов'язані багаточисленні прояви шееліту, ріротину, молібденіту та геохімічні аномалії срібла, вісмуту, берилію, миш'яку, олова та ін. Геохімічну спеціалізацію гнейсів чечеліївської світи визначають: підвищена концентрація золота і його елементів-супутників (As, Bi, Ag); елементи халькофільної (Cu, Zn), сидерофільної (V, Cr) і літофільної (W, Zr, Yb) груп. Також встановлена позитивна геохімічна спеціалізація на свинець, хром, стронцій.

Кам'янокостоватська світа залягає у нижній частині розрізів верхнього структурного поверху кристалічного фундаменту. На поверхню ерозійного зрізу породи виходять уздовж глибинних розламів та у ядрах антиформних структур і куполів. У межах Кіровоградської підзони поширення світи обмежене Компаніївською тектонічною зоною. Для кам'янокостоватської світи характерні два типи розрізів. Перший тип розрізу світи (породи метаморфізовані в умовах гранулітової фації) представлений чергуванням прошарків плагіогнейсів та кристалосланців піроксен-біотитових, піроксен-гранат-біотитових, амфібол-піроксен-біотитових, гранат-біотитових, графіт-

біотитових і біотитових. Другий тип розрізу світи (амфіболітова фація метаморфізму) представлений чергуванням прошарків амфіболітів, плагіогнейсів і кристалосланців біотит-амфіболових, амфібол-діопсидових, кумінгтоніт-біотит-роговообманкових, графіт-біотитових та графіт-діопсидових.

Рощахівська світа складає центральні частини синформних структур високих порядків, а також спостерігається у вигляді вузьких смуг, клинів, лінз, серед тектонічних порушень. Породи часто інтенсивно мігматизовані й на окремих ділянках переходять у мігматити. Рощахівську світу поділяють на дві підсвіти: нижню, яка складена переважно гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, гранат-кордієрит-біотитовими, біотитовими гнейсами й плагіогнейсами, що перешаровуються (серед них спостерігають до декількох метрів проверстки плагіогнейсів гіперстен-біотитових, гранат-кордієрит-піроксен-біотитових; та верхню, яка представлена в основному плагіогнейсами біотитовими (на окремих ділянках із графітом) із проверстками гранат-біотитових (у низах іноді спостерігають малопотужні прошарки плагіогнейсів амфібол-біотитових, будини й лінзи кристалосланців і плагіогнейсів діопсидових, амфібол-діопсидових).

Нестратифіковані утворення поширені на всій території досліджень та представлені інтрузивними, ультраметаморфічними та метасоматичними породами палео- та неоархею, палео- та мезопротерозою.

Породи *інгулецького ультраметаморфічного комплексу* (плагіограніти, плагіомігматити, мігматити діоритового складу) зустрічаються у вигляді останців неправильної форми у межах Єлизаветградського гнейсо-граніт-мігматитового купола, Чигиринського гранітного масиву, в деяких випадках-серед гнейсів інгуло-інгулецької серії поблизу м. Знам'янка, на північ від с. Єлизаветградка та ін. Вони містять ксеноліти амфіболітів, амфібол-біотитових гнейсів, які належать до аульської серії раннього архею.

Найбільші за розмірами останці (у північно-східній ендоконтактовій зоні Бобринецького масиву, в ендоконтактових зонах невеликих гранітних масивів кіровоградського комплексу, в північній частині Боков'янського масиву) складені мігматитами діоритового складу. Останці плагіогранітів розміром до перших десятків метрів виявлено в багатьох місцях, зокрема біля с. Суботці, східніше й південніше смт. Нова Прага та ін. Подекуди у плагіомігматитах виявлено ксеноліти амфіболітів конкської серії.

До *палеопротерозойських інтрузивних і ультраметаморфічних утворень* належать райпільський і новоукраїнський комплекси. Породи *райпільського комплексу* представлені гідротермально-метасоматично зміненими гіпербазитами, мають незначний розвиток і розкриті свердловинами у районі сіл Іванівка Новопавлівка, Нововознесенка, Станкувате, Фурманівка та відслоненнями у балках Суха, Попова. Вони асоціюють з породами кам'янокостоватської світи, залягаючи серед них у вигляді міжпластових інтрузій, а в районі села Нововознесенка утворюють ізометричне тіло в тонкозернистих плагіогнейсах спасівської світи. Крім того, вони трапляються серед гранітоїдів бузького (район с. Коколово) та кіровоградського (район сіл Вербіака, Новопавлівка) комплексів, де встановлені у вигляді останців різних розмірів і форми.

У складі *новоукраїнського комплексу* встановлено основні, середні та кислі породи. Породи Новоукраїнського комплексу поширені в межах Новоукраїнського, Боков'янського, Митрофанівського, Верблюзького і Чигиринського масивів. У будові Новоукраїнського масиву беруть участь переважно трахітоїдні граніти, меншою мірою монцоніти. У будові Митрофанівського масиву беруть участь амфібол-біотитові, піроксен-біотитові рівномірнозернисті, порфіроподібні граніти. Боков'янський масив складений переважно чорнокварцовими порфіроподібними гранітами з підпорядкуванням амфібол-біотитових, піроксен-біотитових гранітів,

кварцових монцонітів. У Верблюзькому масиві поширені амфібол-біотитові й піроксен-біотитові граніти. У складі Новоукраїнського комплексу встановлені породи середнього й кислого складу, які належать до монцочарнокіт-гранітової формації. Породи новоукраїнського інтрузивного комплексу Чигиринського масиву представлені гранітоїдами різного петрографічного складу: порфіроподібними і трахітоїдними гранітами, гранодіоритами, гіперстенвмісними кварцовими монцонітами, діоритами. У контактних зонах масиву, рідше в його центральній частині, зустрічаються жили апліто-пегматоїдних гранітів, ксеноліти гнейсів і кристалосланців інгуло-інгулецької серії, останці плагіогранітів інгулецького комплексу.

Кіровоградський ультраметаморфічний комплекс представлений гранітами, мігматитами, гранітами апліто-пегматоїдними, альбітами, мікроклін-альбітовими різновидами. Гранітоїди утворюють крупні масиви: Бобринецький, Кіровоградський, Кондаурівський, Долинський, а також значну кількість дрібніших тіл. Гнейсова товща постійно насичена жильними тілами апліто-пегматоїдних, аплітоїдних, пегматоїдних та дрібнозернистих гранітів. Специфічним утворенням кіровоградського комплексу є Криничувацький граніт-мігматитовий масив, який належить до купольних гранітних масивів. Головні риси геохімічної спеціалізації гранітоїдів кіровоградського комплексу зумовлені підвищеною концентрацією золота, вісмуту, миш'яку, срібла, накопиченням ряду елементів літофільної (олово, вольфрам, цирконій), халькофільної (мідь) і сидерофільної (хром, марганець) груп.

Породи *Корсунь-Новомиргородського інтрузивного комплексу* представлені переважно двома провідними формаціями габро-анортозитовою (габро, габро-норити, габро-анортозити, анортозити) і рапаківі гранітною (граніти рапаківі, рапаківіподібні, монцоніти, контаміновані граніти). Окремо виділяються породи сієнітового складу.

Породи мезопротерозойського дайкового комплексу представлені діабазами, габро-діабазами, камптонітами, пікритами, кімберлітами, псевдолейцитовими лампрофірами, мінеттами. Вмісні породи представлені гнейсами інгуло-інгулецької серії, гранітоїдами кіровоградського та новоукраїнського комплексів.

С. М. Цимбал та С. Г. Кривдик виокремлюють у межах Інгульського району понад 200 дайок [185]. Дайки групуються у три пояса: субширотний Суботсько-Мошоринський, Бобринецький і Розанівський. У межах Новоукраїнського масиву і його облямування, в зонах розламів поширені різноманітні метасоматити: лужні, грейзеноподібні, слюдити і ореоли прожилкового окварцювання. Метасоматити представлені сієнітоподібними породами і альбітитами, в яких локалізуються всі родовища урану. Грейзеноподібні метасоматити поширені в облямування Липняжського купола, в мігматизованих кордієритових гнейсах.

У межах території досліджень установлені дві *астроблеми*: Бовтиська і Ротмістровська. Растроблема знаходиться неподалік міста Олександрівка і її викиди мають двочленну будову: нижній ярус складений уламками кіровоградських гранітів, а верхній – алогенною брекчією з переважанням алевроито-псамітового матеріалу. Ротмістровська астроблема знаходиться в басейні р. Тясьмин і локалізована в рапаківіподібних гранітах і гранітах рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону. Метеоритне походження западин піддавали сумніву ряд геологів, серед яких М. П. Семененко, Е. О. Ярошук, Ю. Ф. Веліканов, А. Я. Радзівілл.

Таким чином, центральна частина Українського щита (Інгуло-Інгулецький район) відповідає Кіровоградському протоплатформному блоку, характеризується поєднанням площ з сіалічною корою в західній частині і з фемічною корою на сході. Відповідно до цього поширені породи нижнього протерозою і архею. Інтрузії представлені гранітами архейського сурсько-

токівського, ранньопротерозойського кіровоградсько-житомирського, новоукраїнського і коростенського (корсунь-новомиргородського) і дайкового комплексів з зонами численних метасоматичних утворень. Осьова частина Кіровоградського протоплатформного масиву представлена Новоукраїнським і Корсунь-Новомиргородським великими інтрузивними масивами. Магматичні та метаосадові породи території метаморфізовані в умовах амфіболітової, гранулітової фацій та ультраметаморфізму.

У межах Корсунь-Новомиргородського плутону поширені прояви титану, цирконію, нікелю, цинку, міді, ніобію, олова, вольфраму, літію, срібла, апатитів, п'єзокварцу. Більшість рудопроявів приурочено до порід основного складу (титан. ніобій, цирконій, рідкісні землі та ін.). У межах Новоукраїнського масиву породи мають підвищений вміст рідкісних земель, цирконію, свинцю, міді, барію. У західній частині території кристалічні породи містять прояви ніобію, цирконію; на півдні території в породах фундаменту встановлені підвищені концентрації свинцю, цинку, молібдену, міді, циркону, олова, рідкісних земель, нікелю, ванадію, хрому, кобальту, титану, золота.

Рудопрояви приурочені, головним чином, до зон тектонічних порушень; рідкісноземельна мінералізація пов'язана з породами кислого та лужного складу (переважно з гранітами і сієнітами); рідкіснометальна мінералізація пов'язана переважно з метасоматичнозміненими породами; золоторудна мінералізація зосереджена, головним чином, у метаморфічному метатеригенному комплексі чечеліївської світи та в амфіболітах.

Отже, в геологічній будові кристалічного фундаменту території беруть участь різні за віком, генезисом, речовинним складом метаморфічні та магматичні породи архею-протерозою, які знаходяться в складних сполученнях між собою, ускладнені тектонічними порушеннями різного рангу, які відрізняються за умовами утворення, глибиною закладання,

просторовим положенням. Породи кристалічного фундаменту містять строкату рудну мінералізацію.

Автором, на основі геологічної карти масштабу 1:200000, яка була створена колективом співробітників Українського державного геологорозвідувального інституту, побудовано спрощену карту докембрійських утворень (рис. 1.3), яка покликана зробити більш сприйнятним уявлення щодо геологічної будови території з урахуванням основних петротипів гірських порід, без виокремлення їх різновидів. Виокремлення лише основних петротипів магматичних і метаморфічних порід допоможе також наочно уявити просторове поширення латеритних і каолінових кір вивітрювання, які утворилися за ними.

Протягом тривалої геолого-тектонічної історії розвитку території центральної частини Українського щита неодноразово виникали континентальні умови, однак про них ми можемо робити судження лише опосередковано, за залишковими продуктами континентального літогенезу, які поширені за межами території досліджень.

На підставі непрямих геологічних свідчень і аналізу геологічної будови суміжних територій можна зробити припущення, що умови континентального літогенезу існували у пізньопротерозойську, девонську, кам'яновугільну, пермську, тріасову, ранньо-середньоюрську епохи, однак континентальні утворення, які при цьому утворилися були розмиті.

Прямими свідченнями давніх (дочетвертинних) континентальних умов літогенезу в межах центральної частини Українського щита є нижньокрейдова кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту, яка була поновлена в ранньопалеогенову епоху та баремські, апт-нижньоальбські, середньоеоценові флювіальні утворення.



Рис. 1.3 Схема поширення докембрійських порід на території ЦЧУЩ. Масштаб 1:200000 (трансформований до формату А4)

Зазначені континентальні відклади утворилися за гумідного континентального літогенезу, широко поширені в межах території досліджень і містять значний спектр корисних копалин.

Різні за генезисом, віком і петрографічним складом породи кристалічного фундаменту та їх мінерагенія стали основою для формування речовинного складу континентальних утворень і визначили основний набір корисних копалин, які пов'язані з континентальними відкладами. Зокрема, магматичні породи основного складу були основою для утворення елювіальних і флювіальних покладів бокситів, каолінів, вогнетривких каолінових глин, розсіпів ільменіту та ін. Магматичні породи кислого складу були основою для утворення елювіальних і флювіальних покладів каолінів, каолінових глин, розсіпів циркону, монациту, меншою мірою ільменіту, а також рідкісноземельної і рідкіснометальної мінералізації. Метаморфічні породи були основою для утворення елювіальних і флювіальних покладів рідкісних земель, рідкісних металів, циркону, рутилу, золота та ін.

Висновки до розділу 1. На основі аналізу і узагальнення матеріалів геологічних звітів, наукових публікацій, висвітлено основні риси геологічної будови центральної частини Українського щита та наведено дані щодо основних видів корисних копалин, пов'язаних з породами кристалічного фундаменту.

З'ясовано, що в геологічній будові кристалічного фундаменту території беруть участь різні за віком, генезисом, речовинним складом метаморфічні та магматичні породи архею-протерозою, які містять строкату рудну мінералізацію і знаходяться в складних сполученнях між собою, ускладнені тектонічними порушеннями різного рангу, які відрізняються за умовами утворення, глибиною закладання, просторовим положенням.

Різні за генезисом, віком і петрографічним складом породи кристалічного фундаменту та їх мінерагенія були матеріальною основою для

формування речовинного складу осадових відкладів, які формувалися за умов крейда-палеогенового континентального літогенезу та визначили основний набір їх корисних копалин. Зокрема, магматичні породи основного складу були основою для утворення покладів бокситів, каолінів, каолінових глин, розсипів ільменіту та ін.; магматичні породи кислого складу – покладів вторинних каолінів, каолінових глин, розсипів циркону, монациту, меншою мірою ільменіту, а також рідкісноземельної і рідкіснометальної мінералізації; метаморфічні породи – розсипів циркону, рутилу, золота та ін.

Встановлено, що передумовою крейда-палеогенового континентального літогенезу стали: регресія на початку крейдової і середньоеоценової епох морського басейну; встановлення в межах центральної частини Українського щита континентального тектонічного режиму; диференційовані тектонічні рухи окремих блоків гірських порід фундаменту, які спричинили розчленування рельєфу, утворення тектонічних депресій і поновлення рудної мінералізації порід кристалічного фундаменту; пенепленізація рельєфу; просторове розміщення вододільних просторів, областей денудації, які визначалися структурно-геологічним планом території.

Побудовано спрощену карту (масштабу 1:200000) докембрійських утворень, яка спрощує сприйняття геологічної будови території, а основні петротипи магматичних і метаморфічних порід дозволяють з'ясувати просторове поширення латеритних і каолінових кір вивітрювання, які утворилися за ними.

РОЗДІЛ 2

ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ, МОРФОГЕНЕТИЧНІ ТИПИ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД, ЗОНАЛЬНІСТЬ ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСЬКОЇ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

2.1 Короткий нарис з історії дослідження кори вивітрювання

Дослідження кір вивітрювання Українського щита та їх рудоносності почалося ще в XIX столітті. Першочергова увага вчених була приділена родовищам каолінів. У 1886 році П. А. Земятченський зробив перше узагальнення по родовищах каолінів, які з того часу постійно привертають увагу виробників і науковців. В п'ятидесяті роки XX століття почалося інтенсивне вивчення Українського щита геологокартувальними роботами масштабу 1:50000 і 1:200000. Цими роботами були виявлені і досліджені елювіальні поклади бокситів, ільменіту.

У 1959 році В. Г. Бондарчуком, В. Б. Сологубом, В. Ю. Кондрачуком та іншими була складена «Карта рельєфа поверхности докембрийских пород и территории Украинской и Молдавской ССР», яка показала основні риси гіпсометрії поверхні кристалічних порід середнього Придніпров'я. Характерною особливістю рельєфу докембрійського фундаменту автори вважали наявність нерівномірних поверхів кристалічних порід, пояснюючи це блоковою будовою Українського щита та нерівномірністю коливальних рухів окремих блоків. Серед локальних форм поверхні докембрію ними виокремлювалися депресії та підняття різної форми та розмірів.

М. Ф. Веклич та П. К. Заморій (1959), встановлюючи геоморфологічні критерії пошуків розсипних родовищ, у межах Українського щита, виділяли чотири етапи утворення континентальних розсипів – середньомезозойський,

ранньопалеогеновий, пізньоолігоценовий та четвертинний, які, окрім останнього, змінюються трансгресіями верхньокрейдового, пізньоеоценового-олігоценового та сарматського морів. У межах Українського щита ними виділено шість генерацій похованих долин: пізньоюрська-ранньокрейдова, середньоеоценова, пізньоолігоценова-ранньоміоценова, середньоміоценова, четвертинна.

У 1967 році А. У. Литвиненко зі співавторами оприлюднюють дані щодо геохімії і мінерагенії кори вивітрювання ультра основних порід Придніпров'я [125].

Наявний фактичний матеріал з геології і рудоносності кори вивітрювання у 1968 році був узагальнений співробітниками Інституту мінеральних ресурсів (м. Дніпропетровськ) разом із великою групою вчених і виробників. Результатом узагальнення став комплект карт кори вивітрювання Українського щита масштабу 1:500 000, який містив карти гіпсометрії поверхні кристалічного фундаменту, зональності, ізопахіт, корисних копалин [125]. Вперше були систематизовані опорні розрізи кори за свердловинами і відслоненнями, які відображали особливості речовинного складу кори вивітрювання й порід субстрату.

У цьому ж році В. Т. Льоховий публікує наукову працю «Кори вивітрювання Українського щита».

Наприкінці шестидесятих–семидесятих років на окремі види мінеральної сировини (боксити, каоліни) були складені прогнозні карти.

У 1969 році М. Д. Ельянов зі співавторами встановлюють закономірності формування і розміщення корисних копалин у давніх корах вивітрювання Українського щита.

У 1971 році в «Науковій думці» виходять друком дві частини фундаментальної праці за редакцією В. Ю. Кондачука «Коры выветривания на территории Украины» [91, 92].

Цього ж року В. Т. Погрібний зі співавторамим публікують дані щодо поведінки мікроелементів у корі вивітрювання кристалічних порід придніпов'я і Приазов'я та оприлюднює одноосібну публікацію стосовно потужності кори вивітрювання Приазовського блоку [125, 147].

У 1973 році він публікує наукову працю, яка торкається питань розчленування розрізів кори вивітрювання гранітоїдів за мікроелементами.

У 1974 році М. Д. Ельянов зі співавторами публікують наукову працю «Полезные ископаемые коры выветривания Украинского щита».

Матеріали з рудоносності кори вивітрювання систематично включалися в комплекти металогенічних карт Українського щита різних масштабів, серед яких слід відмітити комплект карт (1974 р.) розроблений колективом авторів під керівництвом Л. С. Галецького [125]. Найважливіші родовища і рудопрояви в корі були поміщені на металогенічну карту і в каталоги разом з об'єктами в кристалічних породах.

У 1975 році Ю. Б. Басс зі співавторами описують давні кори вивітрювання України, а О. Д. Додатко зі співавторами описують типові профілі кір вивітрювання Українського щита [43]. Цього ж року Е. Я. Каплун публікує статтю «О проявлении золотоносности в древних метаморфизованных корях выветривания магматогенных пород Кривбасса», а у видавництві «Наукова думка» виходить друком наукова праця «Коры выветривания и связанные с ней полезные ископаемые» [97].

У 1976 році під керівництвом М. Д. Ельянова створюються зведені прогнозні карти корисних копалин кори вивітрювання Українського щита масштабу 1:500000 з врізками більш крупного масштабу [125]. Цього ж року виходить у «Науковій думці» наукова праця Ю. А. Русько «Каолинизация и каолины Украинского щита» та публікація В. Т. Погрібного «Рудные конкреции в коре выветривания Украинского щита».

У 1977 році В. Т. Погрібний публікує статтю, яка присвячена латеритній корі вивітрювання нефелінових сієнітів Покрово-Кирєєвської структури в Приазов'ї.

У 1978 році були завершені роботи за керівництва Л. Г. Ткачука щодо поширення і генезису каолінових кір вивітрювання Українського щита, а О. Д. Додатком в еволюції короутворення на території України виокремлено три періоди: 1) архей-ранньопротерозойський (глинисті мінерали представлені висококременистими утвореннями); 2) пізньопротерозойський-ранньопалеозойський (склад продуктів вивітрювання переважно монтморилонітовий, каолінова зона виражена слабо); 3) пізньопалеозойський-кайнозойський (склад продуктів вивітрювання головним чином каолінітовий). Протягом цих періодів на різних за віком, генезисом і петрографічним складом формаційних комплексах Українського щита, Волино-Подільської плити, Українських Карпат, Добруджя, Дніпровсько-Донецької западини та Донбасу утворилися кори вивітрювання. Різноманітна історія геологічного розвитку геоструктур України та окремих блоків Українського щита обумовила різний ступінь збереженості кір вивітрювання.

Дослідження рудоносності кори вивітрювання продовжувалося при створенні порайонних металогенічних карт Українського щита масштабу 1:200 000 [125]. Зокрема необхідно відмітити роботи під керівництвом А. С. Войновського щодо створення прогнозних і металогенічних карт масштабу 1:200000 Кіровоградського блоку [23]; А. А. Гончара щодо створення аналогічних карт по Середньому Придніпров'ю.

Рудні об'єкти кори вивітрювання подавалися у вигляді додаткового матеріалу, прогнозних досліджень не провадилося.

Вісімдесяті роки ознаменувалися новими значними відкриттями рудоносності кори вивітрювання Українського щита, унаслідок яких перспективи рудоносності кори вивітрювання були розширені.

У 1983 році В. Т. Погрібним зі співавторами досліджувалися первинні каоліни Присянівського каолінового району з метою встановлення чинників, які впливають на їх якість.

У 1988 році наявні матеріали з геології й рудоносності кори вивітрювання Українського щита були повторно узагальнені М. Д. Ельяновим у «Пояснительной записке к карте коры выветривания Украинского щита масштаба 1:500000» [125]. На базі широкого узагальнення виробничих звітів були створені карта кристалічних порід докембрійського фундаменту, карта поширення кори вивітрювання по зонах, карта корисних копалин. Кадастр карти корисних копалин налічував 1051 об'єкт.

У 1989 році К. М. Заруцький публікує статтю, присвячену золотоносності мезозой-кайнозойського осадового покриву і кори вивітрювання порід кристалічного фундаменту центральної частини Українського щита [57]. Цього ж року завершено роботи за керівництва М. М. Дупляка з пошуку нікелевих руд в корах вивітрювання лінійного типу в Середньому Побужжі.

У дев'яності роки минулого століття продовжувалося вивчення кори вивітрювання. Відкриття родовищ золота в межах Українського щита спонукало ряд вчених (В. Т. Льоховий, М. С. Ковальчук, Е. В. Мельничук та ін.) розглядати кору вивітрювання кристалічних порід як важливий об'єкт вивчення загальної золотоносності щита.

Враховуючи значний золотоносний потенціал кір вивітрювання, Ю. О. Аверіним, О. І. Зарицьким, М. І. Лебедем, О. Ф. Маківчуком формація кір вивітрювання Українського щита в класі оцінки перспектив золотоносності території України розглядається в числі чотирьох провідних

золоторудних формацій щита як аргілізитова формація. С. В. Нечаєв та Г. В. Наумов в числі семи золоторудних формацій також виділяють й золото-аргілізитову.

У 1993 році за керівництва В. Т. Погрібного здійснено прогноз комплексної рудоносності кір вивітрювання Побузького рудного району і прилеглих територій [146].

У 1994 році за керівництва П. К. Корнієнко в розвиток робіт М. Дупляка здійснювалися пошуки золотоносних кір вивітрювання метабазитів у Побузькому рудному районі.

У 1996 році матеріали з рудоносності кори вивітрювання в оновленому вигляді були покладені в узагальнюючу роботу, яка була виконана за керівництва Л. В. Бочая «Складання комплексної металогенічної карти території України масштабу 1:500 000 з оцінкою прогнозних ресурсів провідних корисних копалин» [125]. За результатами робіт здійснено прогноз родовищ рідкісних металів, золота, графіту, каолінів, апатиту та ін.

У 1997 році за керівництва О. П. Сторожука побачив світ виробничий звіт «Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:200 000 Центрально-Украинской зоны линеаментов» у якому були зведені в єдине результати робіт, започатковані Л. В. Бочаєм і Г. С. Соловйовим і ін. та доповнені новими результатами. Цього ж року виходить колективна наукова праця «Проблемы золотоносности недр Украины» в якій Є. О. Куліш одноосібно розглядає питання геохімії і металогенії золота в зонах гіпергенезу та разом зі співавторами висвітлює питання речовинно-генетичних типів гіпергенних концентрацій золота [119, 120]. У цьому ж році В. Т. Погрібним зі співавторами проведена оцінка потенційної золотоносності первинних каолінів на родовищах корисних копалин, які розробляються.

За керівництва Г. Д. Лепігова (1995, 1998) та В. М. Жужоми (2000) були здійснені роботи з прогнозу силікатного нікелю і рідкісних металів.

У 1999 році за керівництва А. С. Войновського здійснене середньомасштабне і локальне прогнозування гіпергенних родовищ золота в корах вивітрювання Українського щита [24], а І. Р. Білоус зі співавторами публікує статтю, присвячену зоні вторинного збагачення на золоторудному родовищі Балка Широка. Цього ж року В. С. Металіди зі співавторами публікує результати дослідження самородного золота і платини з кори вивітрювання Чемерпільського рудопрояву.

У 2000 році М. С. Ковальчук у Геологічному журналі публікує статтю «Золото з різновікових кір вивітрювання України», в якій розглядає типоморфні характеристики золота з різновікових кір вивітрювання, в тому числі й з елювію Українського щита.

У 2001 році М. С. Ковальчук висвітлює особливості міграції золота в еволюційно-генетичному ряду залишкових кір вивітрювання і золотоносних розсипів [73].

У 2002 році за авторства А. С. Войновського, Л. В. Бочая, С. В. Нечаєв та ін. була створена «Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500 000. Пояснювальна записка». У цьому ж році за керівництва Г. Д. Лепігова був проведений аналіз рудоносності кори вивітрювання, визначені промислово-генетичні типи руд, складена прогнозна карта кори вивітрювання масштабу 1:500 000, визначені перспективні рудні райони.

У 2005 році за керівництва В. Т. Погрібного була створена комп'ютерна база геоданих з комплексних досліджень речовинного складу та зональної будови опорних розрізів кори вивітрювання Приазовського, Центрального і Західного геоблоків та Оріхово-Павлоградської і Голованівської шовних зон Українського щита [147].

У 2008 році М. С. Ковальчук у публікації «Золотоносність осадових утворень фанерозою України» одним з найперспективних і масштабних формаційних типів золотоносних проявів вважає гіпергенний, який

представлений різновіковими площовими та лінійними корами вивітрювання.

У 2010 році М. С. Ковальчуком та Ю. В. Крошко встановлено еволюційний ряд алювіальних розсіпів центральної частини Українського щита, які утворилися за рахунок розмиву рудоносних кір вивітрювання. Цього ж року побачила світ публікація О. Ю. Шестакова та М. С. Ковальчука «Золото та його елементи-супутники в корі вивітрювання родовища Балка Широка». У цей час Л. С. Галецький та О. О. Ремезова при огляді ресурсної бази титанових руд України виокремлюють гіпергенний тип, як один з перспективних. До найбільш перспективних вони відносять Торчинське родовище титанових руд у корі вивітрювання.

У 2011 році у Мінералогічному збірнику виходить стаття М. С. Ковальчука, в якій на основі широкого узагальнення матеріалів та власних досліджень, автор наводить дані щодо золотоносності різновікових кір вивітрювання України.

У 2012 році О. Ю. Шестаков захищає кандидатську дисертацію в якій розглядає питання зональності кори вивітрювання в межах родовищ золота Юріївське і Балка Широка та розподілу в профілі кори вивітрювання золота і його елементів-супутників.

У 2013 році Р. І. Заболотня наводить дані щодо родовищ і рудопроявів первинних і вторинних (нижньокрейдових і середньопалеогенових зокрема) каолінів у межах центральної частини Українського щита [49].

У 2014 році Г. О. Кузьманенко захистила дисертацію «Первинні каоліни північно-західної частини Українського щита» на здобуття наукового ступеня кандидат геологічних наук.

У 2015 році М. С. Ковальчуком зі співавторами були розглянуті питання золотоносності кір вивітрювання Українського щита та створені структурно-літологічні моделі для перспективних об'єктів в корах

вивітрювання [83]. У цей час для Торчинського родовища ільменіту в корі вивітрювання О. В. Яременко розробила геолого-генетичну модель.

У 2015-2016 роках М. С. Ковальчук зі співавторами досліджує розподіл золота, срібла і міді в профілі кори вивітрювання родовищ золота Балка Широка і Юріївське [89, 90] та досліджує еволюційно-генетичний ряд ільменітоносних кір вивітрювання Українського щита та мезозойських продуктів їх розмиву і перевідкладення [91].

У результаті тривалої історії дослідження кір вивітрювання порід кристалічного фундаменту Українського щита встановлено особливості поширення, будови та рудоносності елювіальних утворень. Під час цих робіт було з'ясовано, що кора вивітрювання містить широкий спектр корисних копалин, які сформувалися за континентальних умов літогенезу і є самостійною рудоносною формаційною одиницею, яка була проміжним колектором для різновікових та різногенетичних осадових формаційних одиниць, що утворилися за рахунок її розмиву.

Автором наведено лише основні віхи дослідження кір вивітрювання Українського щита і його центральної частини зокрема.

Слід зазначити, що майже всі виробничі звіти, які торкаються питань геологічної будови, рудоносності території Українського щита в межах окремих Аркушів дослідження чи територій Українського щита загалом, містять відомості про кори вивітрювання, їх будову, речовинний склад та рудоносність.

2.2 Просторове поширення та морфологічні типи кори вивітрювання

Кристалічні породи Українського щита за тривалу геологічну історію багаторазово зазнавали інтенсивного хімічного вивітрювання, що призвело до утворення потужних елювіальних товщ. Згодом вони були цілком розмиті

і лише в окремих місцях збереглися їхні залишки. Залишки давнього короутворення збереглися на схилах щита і їх вік визначається за віком осадових відкладів, що їх перекривають. На невеликих розрізнених ділянках збереглися кори значної потужності (40 м) під відкладами неопротерозою (західна і крайня північно-західна окраїни щита), девону (на межі з Донбасом), карбону, пермі і тріасу (на межі схилу Дніпровсько-Донецької западини), нижньої й середньої юри (північно-західна частина щита). Доюрська кора вивітрювання, як показали металогенічні дослідження, практично нерудоносна. На більшій частині території щита розвинута елювіальна товща, що сформувалася в плинні однієї епохи регіонального й могутнього короутворення, вік якої пізня юра – рання крейда. У наступні геологічні епохи збережена від розмиву кора вивітрювання була перекрита осадовими відкладами, вік яких має широкий діапазон – від нижньої крейди до голоцену.

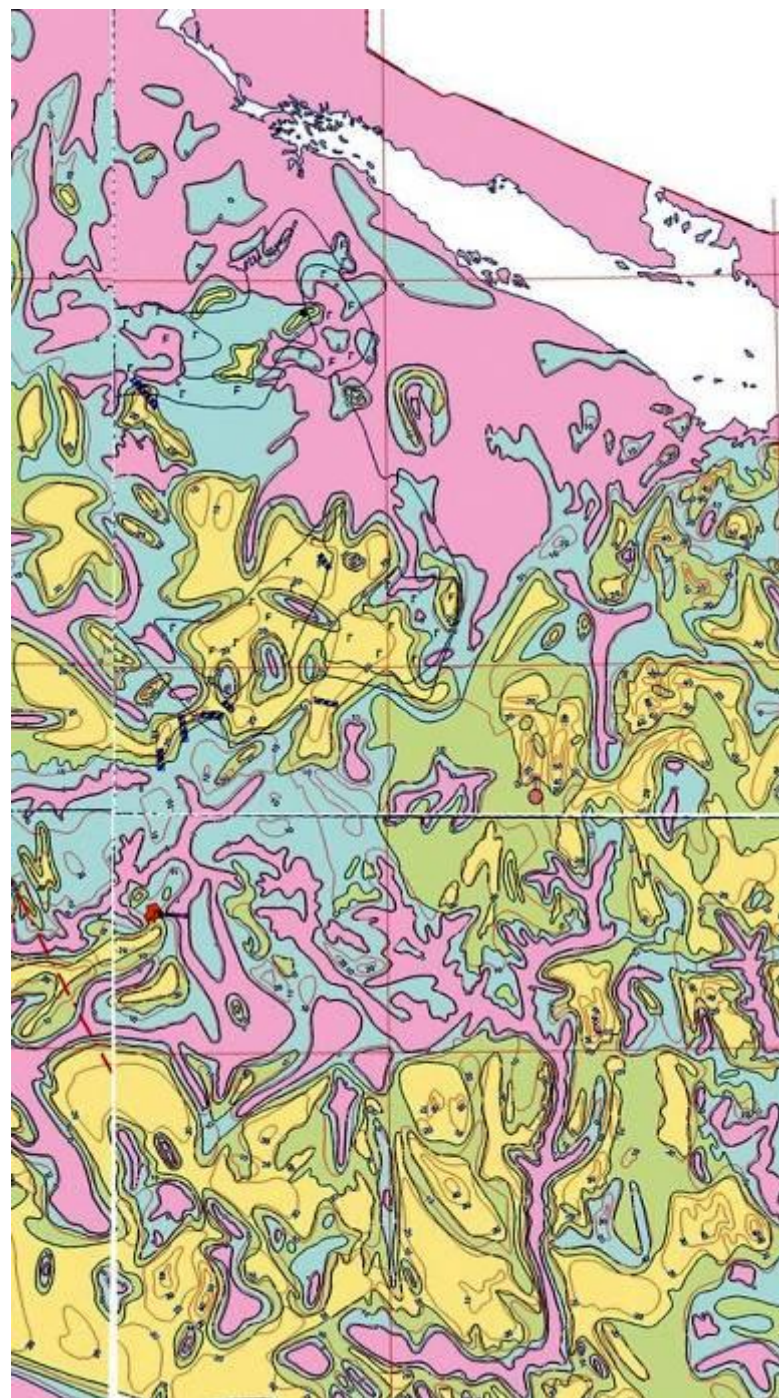
В умовах гумідного тропічного клімату на різних за генезисом, віком і петрографічним складом породах фундаменту сформувалися каолінові та латеритні (свідчить наявність горизонтів бокситів і бокситоподібних порід в елювії за породами основного складу та в продуктах розмиву і перевідкладення кори вивітрювання) кори вивітрювання з середньою потужністю 10–30 метрів та максимальною потужністю до 170 м (Мокра Калигірка). Підвищена потужність кори вивітрювання також встановлена в районі населених пунктів Шендеровка – понад 60 м, Балаклея – 50 м, Червоносілля та Богданівка – 60–65 м.

Межі поширення, тип, потужність і будова профілю кори вивітрювання обумовлені петрографічним складом порід кристалічного фундаменту, геолого-структурними і геоморфологічними особливостями території та наявністю тектонічних зон. Потужність елювію при однаковому ступеню збереженості неоднакова на різних петротипах порід фундаменту. Зокрема,

потужність елювію за породами основного складу – 20–30 м, за породами кислого складу – 10–20 м; за метаморфічними породами – 40–50 м. Окрім того, елювій більш потужний на меланократових та на розсланцьованих породах, ніж на лейкократових і масивних.

У морфологічному плані кори вивітрювання поділяються на площові та лінійні. Останні пов'язані з тектонічними порушеннями в породах фундаменту, зонами контакту різних за генезисом і петрографічним складом порід та поділяються на лінійно-тріщинуватий і лінійно-контактний підтипи. Потужність лінійних кір вивітрювання на окремих ділянках становить до 300 метрів.

Ерозія кори вивітрювання у ранньокрейдову та більш пізні геологічні епохи обумовила частковий або повний її розмив на окремих ділянках, в зв'язку з чим на сьогоднішній день маємо строкату картину поширення кори вивітрювання і повноту її профілю зокрема. Ерозійні процеси призвели до того, що профіль кори вивітрювання на різних ділянках території має одно-, дво-, тричленну будову; на окремих локальних ділянках незначного розміру – чотиричленну; а в межах значних просторів кора вивітрювання повністю розмита (рис. 2.1). Незважаючи на значний розмив кори вивітрювання протягом геологічної історії трозвитку території (від нижньої крейди до наших днів) на сьогоднішній день збереглася від розмиву достатньо потужна елювіальна товща, яка представляє значний інтерес з точки зору освоєння її мінерально-сировинної бази.



- | | | | |
|---|---|--|--------------------------------------|
|  | Зона латеритів |  | Зона кінцевого гідролізу і окиснення |
|  | Зона початкового гідролізу |  | Зона дезінтеграції і вилугування |
|  | Ділянки відсутності кори вивітрювання |  | Лінійні кори вивітрювання |
|  | Свердловини опорних розрізів та їх номери |  | Ізопахіти кори вивітрювання |

Рис. 2.1 Карта кори вивітрювання центральної частини Українського щита масштабу 1:500000 (за Г.Д. Лепіговим, 2002)

2.3 Зональність та речовинний склад кори вивітрювання

Кора вивітрювання має зональну будову, яка обумовлена послідовними змінами порід фундаменту фізико-хімічними і біологічними процесами (рис. 2.2).



Рис. 2.2 Чотиричленний профіль латеритної кори вивітрювання за габро

За породами основного складу профіль кори вивітрювання має чотиричленну будову (зона дезінтеграції і вилуговування; зона початкового гідролізу; зона кінцевого гідролізу та окиснення; зона латеритів), а за іншими породами – тричленну (зона латеритів відсутня). Назву зон (окрім першої з низу зони – зони дезінтеграції і вилуговування, мінеральний склад якої майже повністю відповідає такому у вихідних материнських породах) профіля елювію дають також за найбільш розвинутою гіпергенною мінеральною асоціацією, наприклад гідрослюдиста, каолінітова, гібситова тощо. Так, в елювії за породами основного складу виокремлюють монтморилонітово-каолінітову, гідрослюдисто-каолінітову, каолінітову, каолінітово-гібситову і гібситову зони; в елювії за усіма різновидами гранітів виокремлюють серицито-каолінітову, гідрослюдисто-каолінітову, каолінітову; в елювії за гнейсами виокремлюють гідрослюдисто-каолінітову і каолінітову зони; в елювії за метасоматитами виокремлюють такі ж зони, як і в елювії порід за якими вони утворилися. Межі між зонами нечіткі, нерівні. Профілі повні, скорочені або неповні. Повний профіль має усі чотири мінерально-геохімічні зони; за відсутності однієї чи двох проміжних зон профіль називається скороченим; за відсутності однієї чи більше верхніх зон – неповним.

Забарвлення профілю кори вивітрювання і окремих його зон залежить від петротипу порід кристалічного фундаменту за якими він утворився. Особливо відрізняється забарвлення зони дезінтеграції і вилуговування, в якій породи кристалічного фундаменту зазнавали подрібнення, дезінтеграції, розпушування і початкового вилуговування. Ця зона представлена розпушеними кристалічними породами або жорсткою кристалічних порід. Як правило, породи ще зберігають первинну структуру і мінеральний склад. Характерним для цієї зони є незначне освітлення порід, просякнення їх гідроксидами заліза, серецитизація і слабка каолінітизація плагіоклазів,

часткове заміщення темноколірних мінералів гідрослюдами. Для інших зон (за винятком зони латеритів) профілю кори вивітрювання, де породоутворювальні мінерали перетворювалися на складні глинисті силікати, спостерігається загальна тенденція до набуття білого, світло-сірого забарвлення з різними відтінками (жовтуватими, зеленкуватими, синювати тощо). Головними мінералами тут є каолінит, монтморилоніт, галуазит, гідрогетит, гідрохлорит, гідробіотит. Для зони латеритів характерне сіре, зеленкувато-сіре, буровато-жовте, жовто-червоне забарвлення. Основними гіпергенними мінералами цієї зони є гібсит, каолінит, бейделіт.

Глинисті мінерали, в залежності від материнських порід і зони елювію, представлені каолінітом, галуазитом, монтморилонітом, нонтронітом, бейделітом, смектитом, хлоритом, гідрослюдами та ін. Кількість глинистого матеріалу в різних зонах профілю кори вивітрювання визначається петротипом порід за яким вони утворилися і може змінюватися в таких межах (у %): у зоні дезінтеграції і вилуговування менше 10; у зоні початкового гідролізу зростає від 25 до 80, а в зоні кінцевого гідролізу та окиснення – від 60 до 98.

Аналіз вмісту основних породоутворювальних оксидів у первинних каолінах за різними за генезисом і складом петротипами порід показав (рис. 2.3–2.5), що вміст SiO_2 дещо вищий у каолінах за кислими породами; вміст Al_2O_3 майже однаковий у каолінах за різними петротипами порід; вміст Fe_2O_3 значно вищий у каолінах за породами основного складу; вміст TiO_2 коливається в межах 0,58–1,9 %. Загалом, для профілю кори вивітрювання за усіма петротипами порід фундаменту в напрямку від зони дезінтеграції і вилуговування до зони кінцевого гідролізу та окиснення чи латеритів спостерігається закономірне збільшення вмісту Al_2O_3 та Fe_2O_3 і зменшення усіх інших породоутворювальних оксидів.

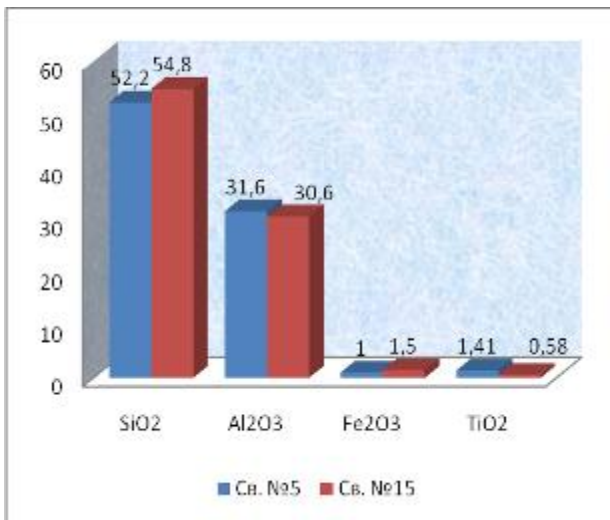


Рис. 2.3 Вміст основних породоутворювальних оксидів у каоліні первинному за гранітами рапаківі. Св. № 5 та 15

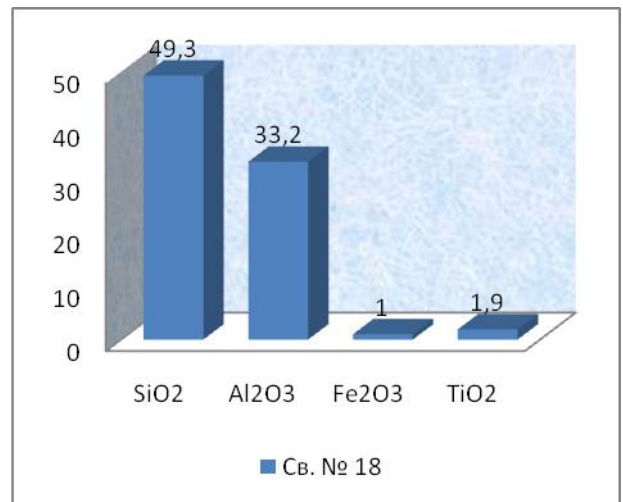


Рис. 2.4 Вміст основних породоутворювальних оксидів у каоліні первинному за біотитовим гнейсом. Св. № 18

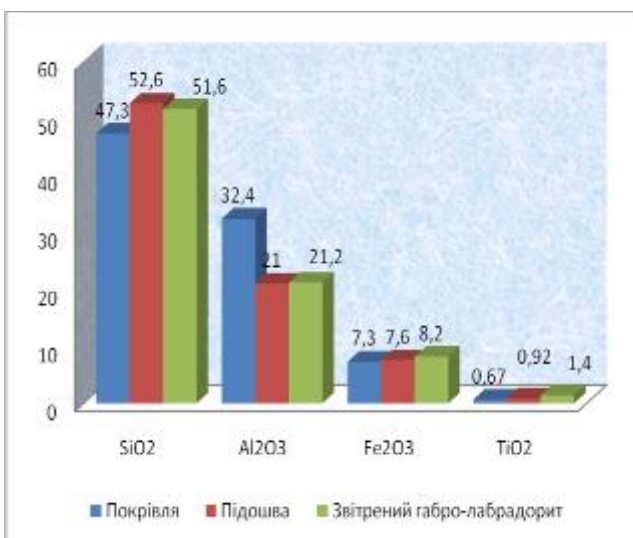


Рис. 2.5 Вміст основних породоутворювальних оксидів у каоліні первинному за габро-лабрадоритом. Св. № 90

Мінеральний склад (за винятком гіпергенних мінералів) кори вивітрювання повністю визначається мінеральним складом порід кристалічного фундаменту. Зазвичай у корі вивітрювання переважають стійкі до гіпергенних умов мінерали. Нестійкі до гіпергенних умов мінерали відсутні чи зустрічаються в незначній кількості або в одиничних знаках.

У корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту встановлено близько шестидесяти мінералів: графіт, галеніт, молібденіт, піротин, халькопірит, пірит, марказит, корунд, гематит, ільменіт, шпінель, магнетит, сфен, хроміт, рутил, анатаз, брукіт, лімоніт, піролюзит, лейкоксен, флюорит, барит, гіпс, ксенотим, апатит, монацит, кальцит, сидерит, циркон, олівін, топаз, дістен, андалузит, силіманіт, фібrolіт, ставроліт, гранати, турмалін, гіперстен, діопсид, тремоліт, актиноліт, азбест, епідот, цоїзит, ортит, біотит, мусковіт, хлорит, К-шпати, плагіоклази, кварц та ін. [53]. Більша частина мінералів зустрічається в дуже малих кількостях, і зазвичай не перевищує 0,1 % колективного концентрату. Переважаючими акцесорними мінералами, які складають більшу частину важкої фракції шліха, є ільменіт, іноді разом з лейкоксом, анатаз, апатит, гранат, дістен, монацит, рутил, циркон, іноді гранат, марказит, сидерит та ін. Вміст основних акцесорних мінералів у корі вивітрювання різних петротипів порід кристалічного фундаменту представлено у таблиці 2.1.

Таблиця. 2.1 Вміст акцесорних мінералів у корі вивітрювання різних петротипів порід кристалічного фундаменту

Мінерали	Кора вивітрювання граніту (апліто-пегматоїдного)	Кора вивітрювання мігматитів	Кора вивітрювання граніту рожевого	Кора вивітрювання чарнокітів	Кора вивітрювання лабрадоритів	Кора вивітрювання габро-лабрадоритів	Кора вивітрювання норитів	Кора вивітрювання габро-норитів
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Максимальний вміст у %								
Циркон	8,0	73,0	77,0	12,0	77,0	65,0	7,0	0,5
Рутил	4,0	5,0	36,0		5,0	3,0	3,0	0,5
Ільменіт	8,0	60,0	35,0	4,0	97,0	80,0	98,0	95,0
Лейкоксен	36,0	65,0	78,0	74,0	3,0	-	2,0	-
Анатаз	13,0	13,0	22,0	-	-	-	-	-
Силіманіт	5,0	83,0	4,0	-	-	-	-	-
Дістен	3,0	3,0	3,0	-	2,0	3,0	-	-
Андалузит	1,0	15,0	3,0	-	-	-	-	-
Гранат	76,0	98,0	94,0	-	3,0	2,0	2,0	-
Апатит	10,0	80,0	10,0	-	96,0	95,0	95,0	95,0

Продовження табл. 2.3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Турмалін	-	2,0	4,0	-	-	-	-	-
Пірит+ марказит	88,0	95,0	92,0	-	70,0	88,0	2,0	2,0
Монацит	3,0	65,0	83,0	8,0	-	-	-	-
Сидерит	-	-	-	-	60,0	90,0	2,0	-
Піроксен	-	-	-	-	59,0	7,0	-	-
Біотит	-	-	-	-	10,0	96,0	10,0	2,0
Гідрогетит	-	-	-	-	10,0	3,0	2,0	-

Для кори вивітрювання у порівнянні з незміненими породами характерне значне збіднення елювію на рідкісні і розсіяні елементи, які активно виносилися при короутворенні. Вгору за профілем елювію відбувається накопичення V, Nb, Be, Sc; Ba, Bi, Mo, Ge ведуть себе інертно.

2.4 Корисні копалини кори вивітрювання

У результаті короутворення сформувалися реліктові поклади стійких до вивітрювання мінералів: ільменіту, золота, циркону, монациту та гіпергенні поклади бокситів, первинних каолінів та ін.

Елювіальні поклади ільменіту. Елювіальні поклади ільменіту встановлені в корі вивітрювання порід основного складу західної і центральної частин Новомиргородського (вміст ільменіту в середньому 20–50 кг/м³, максимум до 100–160 кг/м³), південної частини Городищенського (вміст ільменіту в середньому 40–100 кг/м³, максимум 484 кг/м³) і в межах Смілянського (вміст ільменіту в середньому 40–60 кг/м³, максимум 150 кг/м³) масивів. Підвищені вмісти ільменіту (понад 10 кг/м³) та циркону (до 13 кг/м³) встановлені в корі вивітрювання гранітів. Потужність продуктивних шарів 5–20 м. Елювіальні поклади ільменіту не мають значного латерального поширення.

Ільменіт з кори вивітрювання порід основного складу відрізняється розміром і свіжістю зерен, їх необкатаністю, смоляно-чорним кольором і сильним блиском, гладкою поверхнею. Зустрічається в кристалах і їх уламках розміром від 0,2 мм до 2,2 мм за довгою віссю.

Ільменіт з зони кінцевого гідролізу і окиснення кори вивітрювання більш змінений, його можна віднести до окисненого або слабко вилуженого. Мінерал представлений зернами бурого, світло-бурого кольору, для яких характерний тьмянний блиск. Часто зустрічаються зерна ільменіту покриті тонкою сіро-білою плівкою лейкоксенізації, а також сильно змінені зерна коричнево-бежевого забарвлення з розвиненими за ними дрібними кристалам рутилу.

Підвищені вмісти ільменіту встановлені в корі вивітрювання різних гранітів. Вміст ільменіту змінний і коливається від 0,4 до 112 кг/м³.

Вміст ільменіту в корі вивітрювання інших петротипів порід не перевищує 2 кг/м³.

Елювіальні поклади циркону. Основним вмістилищем елювіальних розсипів циркону є кора вивітрювання гранітоїдів. Найбільш високі вмісти циркону встановлені в елювії за гранітів-сієнітів і сієнітів, які облямовують масиви порід основного складу. Вміст циркону в корі вивітрювання цих порід досягає 13,4 кг/м³. Вміст циркону в корі вивітрювання інших петротипів порід не перевищує 0,2 кг/м³.

Елювіальні поклади монациту. Монацит у значних кількостях міститься в корі вивітрювання мігматитів, гнейсів і гранітоїдів і його вміст збільшується в наведеній послідовності. Так в елювії за мігматитами вміст монациту досягає 5,0 г/м³; в елювії за гнейсами – 55 г/м³; в елювії за гранітоїдами – 125 г/м³.

Елювіальні поклади золота. Сучасні, економічно вигідні розробки в галузі технологій отримання золота із глинистих кір вивітрювання

привернули увагу до гіпергенних родовищ золота, оскільки переважання вільного золота, пухкість і дезінтегрованість рудної породи, їх неглибоке, а подекуди поверхнєве залягання, просторово-парагнетичний зв'язок із корінними родовищами і рудопроявами, робить рудоносні елювіальні товщі інвестиційно і економічно привабливими.

У межах центральної частини Українського щита розвідано два родовища золота Клишівське та Юрківське в межах яких рудоносні породи кристалічного фундаменту за континентального гіпергенезу перетворилися на золотоносну кору вивітрювання потужністю 20–40 метрів.

Автором у співпраці з М. С. Ковальчуком та О. Ю. Шестаковим досліджено розподіл золота та його елементів-супутників у профілі кори вивітрювання родовища золота Юрківське. Фактичним матеріалом досліджень були координати й опис свердловин, дані дослідження свердловин на наявність золота і його елементів-супутників.

Юрківське родовище розташоване в 17 км від Кіровограда у східному висячому крилі Кіровоградського розламу, на північному сході Компаніївського рудного поля. Родовище належить до східного екзоконтакту Новоукраїнського гранітоїдного масиву з палеопротерозойськими гнейсами чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії [90, 130, 183].

Породами, що містять золоте зруденіння є гнейси біотитові з підлеглим вмістом граната, графіта, кордієрита та будіни скарноїдів [130]. Незначне поширення в розрізі мають апліт-пегматоїдні граніти. Рудовмісна товща метаморфізована в умовах амфіболітової фації і частково гранітизована [130]. Золоторудна мінералізація локалізована в лінійних зонах окварцювання і метасоматозу.

Юрківське родовище за даними С. В. Нечаєва належить до золото-кварцової формації з шеелітом і незначною сульфідною мінералізацією. Основними рудними мінералами є самородне золото, пірит, піротин,

халькопірит, арсенопірит, льолінгіт, сфалерит, галеніт, марказит, мальдоніт, самородний вісмут [130].

Самородне золото розміром 0,001–1,0 мм зустрічається як самотійно, так і в зростках із указаними мінералами, за винятком мальдоніту [130].

Форма зерен золота ізометрична, пластинчаста, крапле-, гачкоподібна; пробність 930–980 [130]. Вміст золота – до 34,5 г/т, а в окремих пробах – до 153,8 г/т [130]. Вміст золота 0,008–0,4 г/т характеризує ореольні зони золотої мінералізації, які контролює переважно плікативна тектоніка. Вміст золота понад 0,4 г/т характеризує рудоносні зони із промислово значущими золоторудними тілами. Ці зони характеризуються диз'юнктивною тектонікою з переважаючим розвитком окварцювання. Елементи-супутники золота – As, Bi, W, Ag, Cu [90].

Повсюдно на площі родовища по рудоносним породам кристалічного фундаменту розвинута кора вивітрювання потужністю 20 – 40 м. За характером поширення у плані кору вивітрювання поділяють на площову і лінійну. Кора вивітрювання за гнейсами має площову, видовжену в північно-східному напрямку, форму, і невитриману потужність окремих зон. Зональність кори вивітрювання проявляється в наявності трьох зон (знизу вгору): зона дезінтеграції і вилуговування; зона початкового гідролізу; зона кінцевого гідролізу та окиснення [90, 183].

Зона дезінтеграції і вилуговування характеризується інтенсивним фізичним вивітрюванням і початковою стадією гідратації силікатів. Домінують мінерали материнських порід; серед гіпергенних мінералів наявні гідрослюда, гідрохлорит, карбонати. Дезінтегровані гнейси мають сірий, темно-сірий колір зі слабким зеленкуватим відтінком; апліт-пегматоїдні граніти тріщинуваті, крихкі.

Зона початкового гідролізу характеризується кінцевою гідратацією силікатів і початком гідролізу. Гідрослюдисто-каолінітова порода незалежно

від материнських порід субстрату має майже аналогічний мінеральний склад із відмінностями у відсотковому вмісті окремих мінералів (%): каолінит – 15–65; кварц – 5–30; гідрослюда – 10–50 [90, 183].

Зона кінцевого гідролізу і окиснення складається із каолінової білої або світло-сірої породи. Мінеральний склад (%): каолінит – до 85; кварц – до 40–70.

Сульфіди материнських порід у зоні гіпергенезу руйнуються і золото та його елементи-супутники переходять у гідрогенні форми й мігрують у профілі кори вивітрювання, утворюючи аномалії на геохімічних бар'єрах у профілі елювію. На поверхні зон кори вивітрювання встановлено незначні локальні підняття і значну западину, яка в зоні кінцевого гідролізу і окиснення переходить у два менш виражені в рельєфі зниження (рис. 2.6).

Аномалії золота в зоні дизінтеграції і вилуговування майже збігаються із зниженням у рельєфі поверхні і є продовженням аномалій золота у материнських породах (рис. 2.6, 2.7). У зоні початкового гідролізу аномалії золота зміщуються і просторово не збігаються з аномаліями золота у зоні, яка залягає нижче. У зоні кінцевого гідролізу і окиснення аномалія золота просторово збігається з аномалією золота у зоні, яка залягає нижче і додатково з'являється ще одна незначна аномалія (рис. 2.7).

Срібло в зонах дезінтеграції і вилуговавування та початкового гідролізу утворює дві добре виражені контрастні аномалії, які просторово збігаються (рис. 2.8). У зоні кінцевого гідролізу і окиснення срібло формує площову, рівномірну аномальну зону (див. рис. 2.8).

Аномалії міді в усіх трьох зонах добре виражені двома-трьома піками і просторово не збігаються (див. рис. 2.9).

У профілі кори вивітрювання золото, срібло і мідь «ведуть» себе по-різному. Їх шляхи міграції і концентрації то розходяться, то сходяться в різних зонах елювіальної товщі.

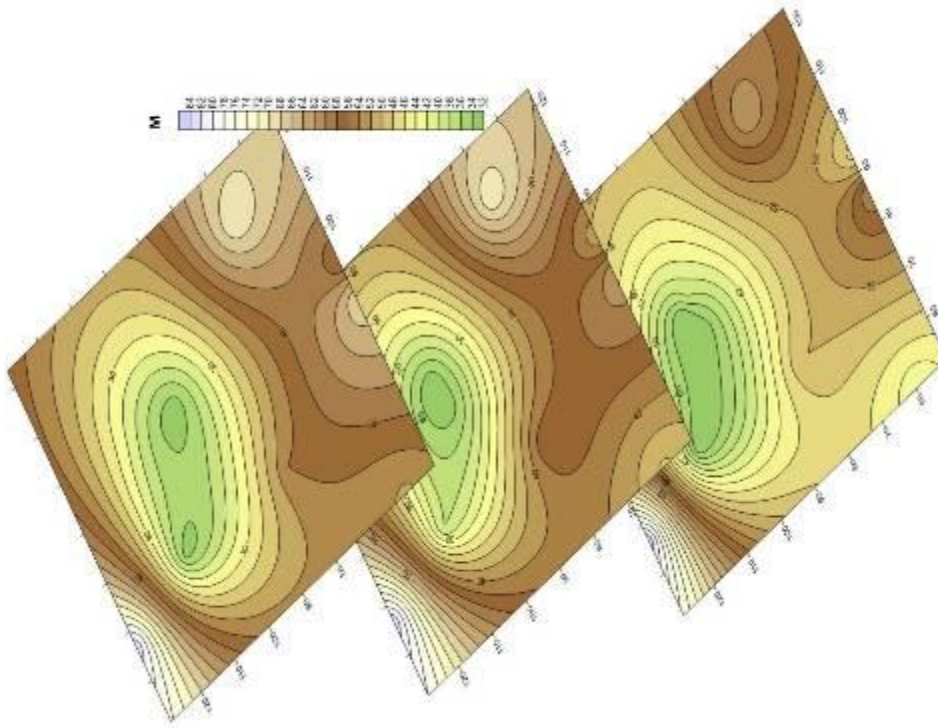


Рис. 2.6 Карта поверхні зон кори вивітрювання (знизу вгору: зона дезінтеграції і вилугування, зона початкового гідролізу, зона кінцевого гідролізу і окиснення)

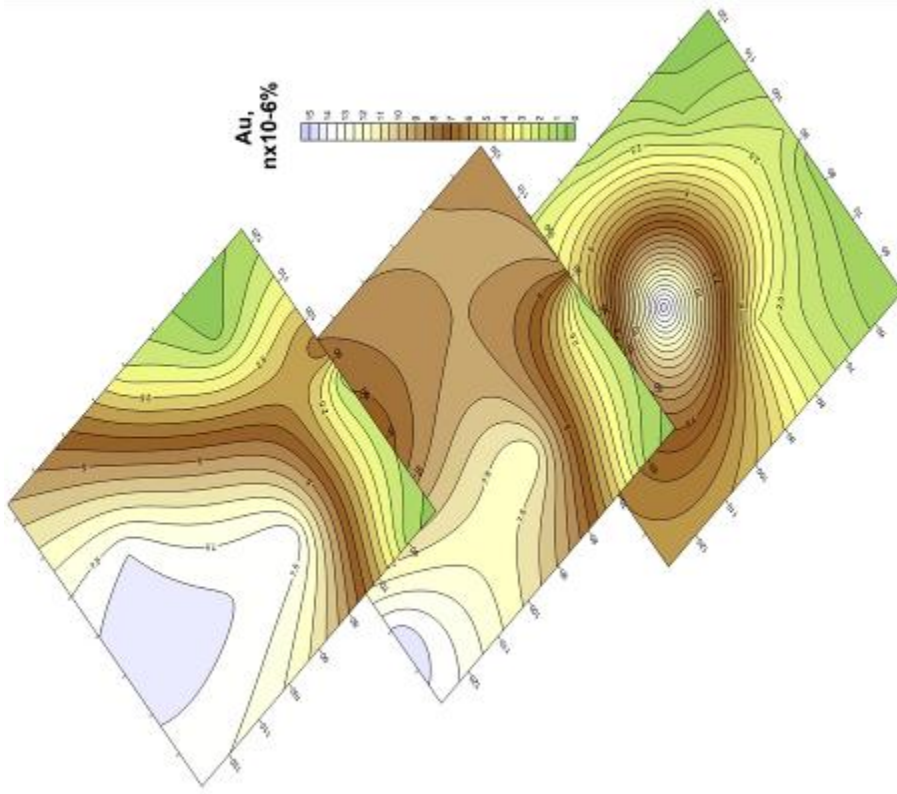


Рис. 2.7 Розподіл золота в зонах кори вивітрювання (знизу вгору: зона дезінтеграції і вилугування, зона початкового гідролізу, зона кінцевого гідролізу і окиснення)

Так, у зоні дезінтеграції і вилугування просторово збігаються лише аномалії золота і срібла або міді й срібла; у зоні початкового гідролізу аномалії золота, срібла і міді просторово не збігаються; у зоні кінцевого гідролізу і окиснення аномалії золота, міді і срібла просторово збігаються лише в поодиноких випадках; частіше просторово збігаються лише аномалії золота і міді [90].

Таким чином, у корі вивітрювання руйнування і перетворення мінералів-концентраторів золота, міді та срібла відбувається практично у всіх зонах, і тому в кожній зоні існує джерело міграційно-здатних елементів. Наявність чітко виражених аномалій золота, міді й срібла в розрізі й за латераллю кори вивітрювання свідчить про їх активну міграцію у гідрогенній формі у профілі кори вивітрювання [90]. Геохімічні бар'єри, на яких здійснюється концентрація золота, міді та срібла, обумовлені зміною літолого-мінерального складу в профілі елювію і рН, Eh середовища [183]. У кожній із зон кори вивітрювання існують ділянки різкого збільшення і зниження вмісту золота, міді й срібла.

Проведені дослідження свідчать про те, що тісні геохімічні зв'язки елементів підгрупи міді, які існують в ендегенних утвореннях, руйнуються в екзогенних умовах. Сходження і розходження геохімічних шляхів золота, срібла і міді в зоні гіпергенезу обумовлені багатогранністю проявів геохімічних властивостей зазначених елементів і здатністю їх пристосовуватися до особливостей середовища.

Результати досліджень є інформаційно-картографічною основою для здійснення ревізійних робіт у корі вивітрювання родовища Юріївське.

Елювіальні поклади бокситів. Елювіальні поклади бокситів пов'язані з верхньою зоною латеритної кори вивітрювання анортозитів, габро-анортозитів, габро і габро-норитів Корсунь-Новомиргородського плутону. Потужність латеритних бокситів від 0,9 до 7,1 м. Серед латеритних бокситів

переважають кам'янисті залізисті різновиди бобової структури. Мінеральний тип латеритних бокситів – гідрогетит-гібситовий і гідрогетит-беміт-гібситовий. Разом з флювіальними бокситами апт-нижньоальбського віку вони утворюють комплексне елювіально-алювіальне Смілянське родовище бокситів. Тут колір бокситів змінюється від червоно-бурого до світло-сірого. Переважають кам'янисті боксити з реліктовою і бобовою текстурою. Вміст $\text{SiO}_2 = 4\text{-}15\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 31\text{-}50\%$, $\text{Fe}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 8\text{-}37\%$.

Елювіальні поклади каолінів. За результатами геологорозвідувальних робіт, проведених у різні роки за керівництва О. Є. Фурса, Л. М. Сухарева, В. А. Голубєва, М. О. Самаріна, Д. Ф. Володіна, В. І. Сивоконя, Л. О. Фальковича, В. О. Дубика та ін. в межах території досліджень були виявлені і досліджені прояви первинних каолінів: Бежбайракський, Біляївський, Бобринець, Дмитрівський, Лозоватський, Ново-Павлівський, Оксанино, Рівне [49]. Середня потужність первинних каолінів змінюється від 7,3 м (Бежбайракський) до 17,84 м (Рівне). Утворилися первинні каоліни в елювії за порфіробластовими гіперстен-біотит-гранатовими гранітами, порфіробластовими гранітами, крупнопорфіробластовими трахітоїдними гранітами, монцонітами, мігматитами дрібнопорфіробластових гранітів, які прорвані жилами апліто-пегматоїдних гранітів. Серед первинних каолінів виокремлюють нормальні і лужні, а серед нормальних – високоякісні і рядові. Вимоги до якості первинних каолінів регламентуються галузевими ДСТУ (показники вмісту породоутворювальних оксидів, дисперсність, білизна, вогнетривкість). До високоякісних належать білі і світлозабарвлені відміни у збагаченому продукті яких вміст $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ не перевищує 1 %, а білизна яких перевищує 84 %. Первинні каоліни кращої якості утворюються в корі вивітрювання за гранітами, особливо в місцях де кристалічні породи прориваються пегматоїдними чи аплітовими жилами. Вміст кварцу в таких

каолінах становить 40–60 % і він легко відокремлюється при відмучуванні каолінів.

Вмісти основних породоутворювальних оксидів у первинних каолінах зазначених проявів коливається в таких межах (%): $\text{SiO}_2=44,8\text{--}52,9$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,14\text{--}12,02$; $\text{TiO}_2=0,08\text{--}0,68$; $\text{SO}_3=0,02\text{--}0,27$ $\text{Al}_2\text{O}_3=29,4\text{--}47,11$; $\text{CaO}=0,25\text{--}1,38$. Вогнетривкість $1710\text{--}1770\text{ }^\circ\text{C}$; білизна 70–94,8 % [49].

За якісними показниками сировина збагачених первинних каолінів придатна для вироблення основних шамотних виробів, може бути використана в керамічній промисловості, відповідає вимогам першого і вищого сорту в паперовій промисловості [49].

Отже, рудоносність кори вивітрювання центральної частини Українського щита визначається насамперед мінерагенічною спеціалізацією порід фундаменту. Більшість рудних тіл порід кристалічного фундаменту продовжуються в корі вивітрювання за ними, утворюючи рудоносні зони в пухкій товщі елювіальних утворень, які в значній мірі повторюють контури рудної мінералізації в породах кристалічного субстрату. Як правило, кори вивітрювання збагачені стійкими до процесів вивітрювання мінералами, зокрема ільменітом, цирконом, рутилом, монацитом, золотом родовища і рудопрояви яких встановлені в корі вивітрювання.

Окрім цього, частина корисних копалин має гіпергенне походження. Наявність у корі вивітрювання рудопровів і родовищ, що утворилися безпосередньо в процесі вивітрювання обумовлена як мінерагенією, так і петротипом кристалічних порід фундаменту. До таких корисних копалин належать первинні каоліни, боксити, інфільтраційні прояви U, Au та ін.

Висновки до розділу 2. З'ясовано, що в результаті континентального літогенезу в межах центральної частини Українського щита за полігенними, поліхронними, різного петрографічного і мінерального складу ефузивними, інтрузивними і метаморфічними породами кристалічного фундаменту

сформувалися потужні каолінові та латеритні, площові і лінійні кори вивітрювання з відповідним набором корисних копалин. Корисні копалини кори вивітрювання поділяються на залишкові (переважно стійкі в гіпергенних умовах мінерали, рідкісноземельна, рідкіснометальна мінералізація тощо) та гіпергенні (первинні каоліни, боксити, інфільтраційна мінералізація золота, урану тощо).

З'ясовано, що межі поширення, тип, потужність, будова профілю та корисні копалини кори вивітрювання обумовлені петрографічним складом порід кристалічного фундаменту, геолого-структурними і геоморфологічними особливостями території та наявністю тектонічних зон.

У плині геологічного розвитку центральної частини Українського щита кори вивітрювання неодноразово зазнавали розмиву, внаслідок якого їх профілі зазнали часткового чи повного (на окремих ділянках) розмиву.

Наведено короткі відомості про елювіальні поклади ільменіту, циркону, монациту, золота, бокситів, первинних каолінів. Досліджено розподіл золота та його елементів-супутників (срібло, мідь) у профілі кори вивітрювання родовища золота Юріївське. З'ясовано, що руйнування і перетворення мінералів-концентраторів золота, міді та срібла відбувається практично у всіх зонах кори вивітрювання, і тому в кожній зоні існує джерело міграційно-здатних елементів. Наявність чітко виражених аномалій золота, міді й срібла в розрізі й за латераллю кори вивітрювання свідчить про їх активну міграцію у гідрогенній формі у профілі кори вивітрювання. Встановлено, що тісні геохімічні зв'язки золота, міді і срібла, які існують в ендегенних утвореннях, за гіпергенних умов руйнуються.

Встановлено, що сходження і розходження геохімічних шляхів цих елементів у зоні гіпергенезу обумовлені багатогранністю проявів геохімічних властивостей зазначених елементів і здатністю їх пристосовуватися до особливостей середовища.

РОЗДІЛ 3

ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД, ФАЦІАЛЬНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ ФЛЮВІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ

3.1 Історія дослідження нижньокрейдових континентальних флювіальних відкладів

Вперше нижньокрейдові континентальні відклади в межах території досліджень були описані Р. Р. Виржиківським у районі Канівського горсту в 1916 році при простеженні межі юри та крейди [28]. Він відмітив, що на контакті цих відкладів (юри та верхньої крейди) залягає товща сніжно-білих, інколи іржаво-жовтих кварцово-каолінових пісків і гравію потужністю від 0,5 м до 2,0 м. Коса верстуватість, склад і стратиграфічне положення відкладів дозволили вченому класифікувати їх як річкові чи дельтові утворення альбського віку. В подальшому ця товща отримала назву «верств Виржиківського». Таких же поглядів на генезис та вік цієї верстви дотримувався дещо пізніше і В. В. Різніченко.

У 1940 році Ф. М. Дисса встановив у свердловині м. Великого Токмака нижньокрейдові відклади. До нижньої крейди автор відніс чорні вуглисті глини, вторинні каоліни і сірі крупнозерністі піски, які залягають на кристалічних породах та продуктах їх вивітрювання. Перекриваються нижньокрейдові континентальні відклади сірувато-білими верхньокрейдовими мергелями з сірим дрібнозернистим піском у підосві.

У 1941 році Ю. Б. Басс при описі свердловини с. Вальдорф з нашаруванням, подібним до великотокмацького, ставить під сумнів нижньокрейдовий вік великотокмацьких глин і пісків, які не містять жодних,

придатних для визначення органічних решток, і встановлює вік їх як проблематичний.

У 1945-1946 роках при проведенні геолого-зйомочних робіт М. Ф. Балуховський встановив, що «верстви Виржиківського» мають невитримане поширення і зустрічаються спорадично. Їх стратиграфічне положення між келовесом і сеноманом дозволяє датувати нижньою крейдою. Під час робіт у відкладах було встановлено їх підвищену монацитоносність (вміст монациту 4–9%).

У зв'язку з цим у 1949 році під керівництвом М. М. Івантишина були проведені роботи, спрямовані на дослідження монацитоносності нихньокрейдової континентальної товщі району Канівських дислокацій. Під час робіт були детально описані, замальовані та опробувані відслонення «верств Виржиківського» і на базі цього зроблено висновок про те, що існує підстава розраховувати на збагачення цих верств важкими рудними мінералами.

З 1947 року по всій території Середнього Придніпров'я провадились пошукові роботи на буре вугілля, які супроводжувались значними об'ємами буріння. Через цілеспрямованість робіт лише на буре вугілля, інші корисні копалини не досліджувалися, зокрема не були виявлені раніше перебурені буровугільними свердловинами бокситові породи, відклади нижньої крейди.

Під час складання V тому «Геології СРСР» (1956-1958 рр.) вважали, що в межах Українського щита наявні відклади лише верхньої крейди, які належать до сеноману, турону і сенону.

У фундаментальній праці «Геологія України» В. Г. Бондарчук (1959) висловлює думку, що на щиті юрські і крейдові відклади поширені окремими плямами та виповнюють значні пониження рельєфу кристалічного фундаменту, переважно тектонічного походження.

Пізніше з'являються більш повні і конкретні повідомлення про поширення та особливості речовинного складу нижньокрейдових відкладів Українського щита. Значний внесок у це внесли роботи з вивчення корисних копалин, таких як боксити, залізні руди тощо.

Початок і виконання робіт (з 1959 по 1980 роки) з глибинного геологічного буріння, геолого-зйомочних робіт масштабу 1:200000 та 1:50000 дозволили отримати значний матеріал стосовно поширення, умов залягання, будови і речовинного складу нижньокрейдових відкладів [8,11, 12, 13, 21, 22, 25, 32, 42, 50, 59, 60, 64, 65, 66, 67, 68, 99, 100, 136, 148, 149, 150, 153, 154, 155, 172, 175, 176, 188, 189]. У процесі проведення цих робіт нижньокрейдові континентальні відклади були виявлені на припіднятій частині Українського щита. Роботами були встановлені рудопрояви та родовища вторинних каолінів, бокситів, титано-цирконієві розсипи. У зв'язку з цим підвищився науковий інтерес до цих утворень. На підставі отриманих даних була розроблена схема їх стратиграфічного розчленування.

У 1959 році Н. М. Баранов і В. Х. Геворк'ян публікують статтю про особливості літологічного і мінерального складу мезо-кайнозойських порід на сході території (в зоні так званого Маніїльського розламу).

У 1960 році вийшов друком «Атлас...», у якому були відображені неоком-аптський та альбський етапи розвитку території [2].

У науковій праці М. Г. Дядченко і А. Я. Хатунцева (1960) відмічають основні риси мезозойських континентальних відкладів Дніпро-Бузького району та порівнюють їх з більш молодими, зокрема четвертинними алювіальними утвореннями. Автори вказують на значну неоднорідність механічного складу нижньокрейдової товщі, постійну наявність тонкодисперсного, переважно каолінового матеріалу, значне поширення вторинних каолінів, наявність у верхній частині вуглистих глин та рослинних залишків і на повну відсутність обкатаності кластичного матеріалу. Вони

також вказують на загальну тенденцію до значної акумуляції важких мінералів у мезозої, аніж у пізніший час. Цього ж року, О. У. Литвиненко, виявляючи закономірності розміщення осадових залізних руд на південному сході України, підтримує думку М. Ф. Носовського щодо нижньокрейдового віку залізистої породи, строкатої кори вивітрювання Білозерського родовища. Орієнтовно до того ж віку автор відносить залізорудні родовища строкатих глин Нікопольського району.

У 1960 році Н. Н. Баранова, В. Х. Геворк'ян, К. І. Романова, Л. Ф. Плотнікова виділяють в районі Білозерської магнітної аномалії верстви, сформовані на корі вивітрювання, як нижньокрейдові, що утворилися за континентальних та морських умов. Вік континентальних порід за складом спорово-пилкового комплексу визначено як апт – альб.

У 1961 році Є. Т. Ломаєва виявила у доверхньокрейдових вуглистих глинах та бурому вугіллі басейнів Ірші та Ужа спори і пилок. Вік порід за палінологічними даними визначено як верхньоюрський-нижньокрейдовий. Автор підкреслює, що основну кількість рослинності становили папороті з родини *Gleicheniaceae*, найбільш поширені та характерні для відкладів нижньої крейди. Цього ж року В. М. Семененко вказує на острівне поширення нижньокрейдових відкладів Конксько-Ялинської западини в районі ст. Гуляй Поле, хутора Ульянівського, с. Новоселівки. Відклади складені підсеноманськими сірими та темно-сірими вуглистими глинами, вік яких І. М. Покровською за палінологічними даними визначено як аптський.

У цей час Л. І. Рябчун та В. К. Рябчун виявили дві товщі нижньокрейдових відкладів у Черкаській області в межах щита: смілянську – піщано-каолінітову та ротмістровську – темноколірні тонковерстовуваті глини з проверстками бітумінозних глин [153]. Перша з них виповнює Балакліївську депресію, друга – Ротмістровську западину. На їх думку складені обидві товщі типово континентальними, лагунно-болотними та

лагунними відкладами. У цьому ж році Б. У. Мастистий (1961) характеризує континентальні нижньокрейдові апт-альбські відклади південного схилу щита, які залягають на корі вивітрювання і перекриваються відкладами верхньої крейди. Вік їх підтверджується споро-пилковим комплексом. Південну межу поширення континентальної товщі він визначає по широті м. Вознесенська, сс. Григорівка, Ульянівка, Старософронівка; звідти вона повертає на південь до с. Новомиколаївки і далі.

У наукових працях, присвячених південно-східній (приазовській) частині України, В. Х. Геворк'ян (1960, 1962, 1963) вказує на занурення кристалічного фундаменту в ранньокрейдову епоху і пізніше. Різний літологічний склад та характер розподілу крейдових відкладів Приазов'я свідчать, на його думку, про диференційований геологічний розвиток окремих районів південно-східної частини України з переважанням негативних рухів.

У 1962 році Ю. І. Селін у рецензії на статтю М. Ф. Носовського відмічає відносно давній верхньоюрський-нижньокрейдовий вік континентальних вуглистих порід Білозерського залізрудного родовища, Новоселицького буровугільного родовища, пісковиків с. Поліктарівка (Кіровоградської області).

Починаючи з 1962 року трестом «Київгеологія» проводилися роботи з узагальнення фактичного матеріалу і складання прогнозних карт.

Велике значення мала поява роботи присвяченої вивченню титано-цирконієвих розсипищ УРСР, у якій, у стислій формі, розкривалися питання складу, умов утворення титано-цирконієвих розсипищ в нижньокрейдових континентальних відкладах, що поширені в межах Лебедин-Балакліївської депресії [44, 47]. Дослідження мінералогії та умов утворення розсипищ в нижньокрейдових континентальних відкладах північного схилу центральної

частини Українського щита пов'язане з іменами М. Г. Дядченко, С. М. Цимбала, Ю. О. Полканова, К. М. Заруцького, І. С. Романова [47].

Однак, основні перспективи товщі пов'язувалися з її бокситоносністю, дослідження якої пов'язане з іменем Ю.Б. Басса, А.П. Нікітіної [8, 135].

М. А. Самарін описує нижньокрейдові відклади західного схилу Катеринопільської депресії (околиці с. Новоселиці), які були розкриті багатьма свердловинами. Він зазначав, що залягають нижньокрейдові відклади на корі вивітрювання, перекриваються бучацькими буровугільними породами; представлені вторинним каоліном темного кольору. За споро-пилковим складом вік їх апт-альбський.

Л. Г. Токарська (1962) виявила в Житомирській області чималі острівні поширення нижньокрейдових відкладів у басейнах рік Жерева, Норина, Ужа (поблизу с. Ушиці, Бондарівки, Ушомира та р. Ірші), які складені різнозернистими, переважно гравелистими, сірими каоліністими пісками, піщаними та вуглистими глинами з залишками рослин та вторинними каолінами. Вік їх за споро-пилковим складом орієнтовно визначений як апт-альбський.

У 1963 році О. О. Гойжевський узагальнює відомості про поширення та властивості нижньокрейдових відкладів Приазовського виступу Українського щита та Причорноморської западини.

У 1967 році К. М. Заруцький, В. К. Рябчун публікують статтю, яка торкається питань літологічного складу та утворення ранньокрейдових річкових долин у межах Корсунь-Новомиргородського плутону [52]. У цьому ж році К.М. Заруцький захистив кандидатську дисертацію в якій розглянув умови формування похованих розсипів Правобережжя Придніпров'я (район Корсунь-Новомиргородського плутону і Інгуло-Інгулецького вододілу) [53].

У роботі О. В. Іваннікова та В. В. Пермякова (1967) узагальнені стратиграфічні матеріали по мезозойським відкладам Донбасу і Українського щита, на підставі яких розроблені легенди і місцеві стратиграфічні схеми.

У шістдесяті роки минулого століття детально вивчається (Шрамкова, Коломойцева, Ротман, Єгорова та ін) спорово-пилковий комплекс континентальної товщі нижньої крейди. Комплексне дослідження нижньокрейдових відкладів дозволило звести отримані результати у єдину «Унифицированную схему меловых отложений Украины» видану МСК у 1971 році.

У 1973 році з'являється спільна робота М. А. Воронової та С. Н. Єгорової, в якій за даними вивчення спорово-пилкового комплексу вперше здійснено стратиграфічне розчленування нижньокрейдової континентальної товщі [27].

У 1975 році виходить друком фундаментальна праця С. М. Цимбала та Ю. О. Полканова «Минералогия титано-циркониювых россыпей Украины» в якій також йдеться про розсипи ільменіту та циркону в континентальних нижньокрейдових відкладах [179].

У 1977 році О. Е. Шевченко коротко висвітлює основні риси палеогеографічної обстановки в межах Українського щита та його схилів у ранньокрейдову епоху [183].

У 1974-1978 роках були встановлені прояви розсипного золота у континентальних відкладах нижньої крейди на Мошногір'ї. Золото було встановлено у трьох розрізнених пробах у знакових кількостях.

У 1978 році виходить наукова праця А. А. Гойжевського «Древние долины Украинского щита» [33], яка спонукала геологів звернути увагу на золотоносність давніх ерозійно-тектонічних долин Українського щита.

Знахідки розсипного золота у районах Канівських та Мошногірських дислокацій наштовхнули геологів на думку про потенційну золотоносність

давньої палеодолини Канів-Звенигородської депресії. В зв'язку з цим у 1977-1980 рр. В. А. Ветров та інші дослідили на розсипну золотоносність нижньокрейдові алювіальні піски Канів-Звенигородської депресії [20]. Під час робіт були виявлені нові розсипища золота, вивчений літологічний, мінеральний склад відкладів, коротко розглянуто питання палеогеографії.

Питанням золотоносності товщі в цей час присвячена наукова праця К. М. Заруцького [55].

В. Х. Геворк'ян у 1981 публікує монографію, яка присвячена літології і мінералого-геохімічним особливостям нижньокрейдових відкладів півдня України [31]. У цей час побачила світ наукова праця О. Е. Шевченко «Закономерности континентального рудообразования на территории Украинского щита и его склонов» [184].

В 1983-1986 рр. під час проведення ревізійних робіт на золото Г. С. Соловйовим шліховим опробуванням золото було виявлене у 13 відслоненнях нижньої крейди району Канівських дислокацій та у трьох відслоненнях на Мошногір'ї [5].

Дослідженням континентальних обстановок нижньокрейдового віку, а саме річкових долин, закономірностей їх розповсюдження в залежності від тектонічної будови фундаменту, дослідженням речовинного складу, фаціальним аналізом та палеогеографічними реконструкціями займались в цей період А. А. Гойжевський та О. Є. Шевченко [33–36].

У 1984-1987 роках в Інституті мінеральних ресурсів були проведені дослідження з розробки та вдосконалення критеріїв методу локального прогнозування основних неметалічних корисних копалин України з побудовою прогнозних карт. На прикладі детального дослідження умов залягання, речовинного складу, генезису вторинних каолінів були встановлені локальні критерії розміщення високоякісних покладів вторинних каолінів у відкладах нижньої крейди.

У Центральній тематичній експедиції створюється карта масштабу 1:2000000 закономірностей розміщення та прогнозу вторинних каолінів, вогнетривких глин у відкладах нижньої крейди межиріччя річок Рось та Велика Вись, на якій показані палеогеографічні, структурні, формаційні, літологічні фактори розміщення покладів вторинних каолінів, виділені перспективні площі різного ступеню черговості [160]. Основна увага була приділена опису літологічних особливостей та фаціальній типізації відкладів нижньої крейди за матеріалами раніш проведених геолого-зйомочних робіт.

У цьому ж році за керівництва В. Н. Соловицького були складені літолого-фаціальні карти території України масштабу 1:1000000 [161]. Також були побудовані карти неоком-аптського часу території, що досліджується. У роботі висвітлено критерії (палеогеографічні, літологічні, тектонічні) пошуку різних корисних копалин в осадовому чохлі.

У 1990 році почалась детальна розвідка Рижанівського родовища вторинних каолінів, які локалізуються у відкладах нижньої крейди.

У 1992 році з'явилася праця М. П. Семенюка та К. М. Заруцького, яка торкається палеогеоморфологічних критеріїв прогнозу розсипного золота в центральній частині Українського щита, в тому числі і в нижньокрейдових континентальних відкладах [156]. Цього ж року І. П. Іллічова захистила кандидатську дисертацію, яка присвячена умовам утворення літофаціальних комплексів нижньої крейди південного схилу Українського щита, суміжної з центральною частиною Українського щита територією [61]. Хоча її робота як і монгорафія В. Х. Геворк'яна присвячена дослідженню нижньокрейдових відкладів у межах суміжної з центральною частиною Українського щита території, отримані результати мали велике значення для палеогеографічних, палеогеоморфологічних реконструкцій та для розуміння процесів нижньокрейдового континентального літогенезу загалом.

У 1993 році М. С. Ковальчук захищає кандидатську дисертацію в якій узагальнює наявний на той час матеріал щодо просторового поширення, будови, речовинного складу нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита та літостратиграфічного розчленування [69]. Автором вперше подано карти поширення відкладів, створено літолого-фаціальні карти та розроблено схему літостратиграфічного розчленування нижньокрейдових континентальних утворень, розглянуто питання механізму утворення розсипів золота і ільменіту.

З 1993 року по теперішній час дослідженням нижньокрейдових континентальних утворень центральної частини Українського щита активно займається М. С. Ковальчук та його співробітники.

У 1995 році виходить друком праця М. С. Ковальчука, яка торкається питань типоморфних особливостей самородного золота з нижньокрейдового алювію північного схилу центральної частини Українського щита [71].

У 1998 році М. С. Ковальчук публікує статтю, в якій розглядає особливості утворення палеорозсипів золота, пов'язаних з розмивом і перевідкладенням давніх кір звітрювання. В публікації автор робить висновок про тісний просторовий і парагенетичний зв'язок похованих річкових долин Українського щита з корама вивітрювання і виокремлює єдиний еволюційно-генетичний ряд, який складається з кори звітрювання і пов'язаних з її розмивом алювіальних відкладів (на прикладі нижньокрейдових і бучацьких алювіальних відкладів).

У 2001 році М. С. Ковальчуком досліджено міграцію золота в еволюційно-генетичному ряді залишкових кір вивітрювання і золотоносних розсипів на прикладі центральної частини Українського щита [73].

У 2011 році вийшла друком стаття «Мінералогія розсипного золота з нижньокрейдяного алювію центральної частини Українського щита» авторів

М. С. Ковальчук, Ю. В. Крошко в якій узагальнено наявний матеріал щодо розсипного золота з нижньокрейдового алювію та доповнено його новими даними [74]. У цьому ж році Ю.В. Крошко розглядає мінерально-сировинну базу нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита [102], а за результатами польових робіт і шліхового опробування відслонень континентальних відкладів нижньої крейди району Канівських дислокацій виходить друком стаття М. С. Ковальчука зі співавторами, в якій наведено літологічні колонки відкладів та дані щодо розподілу в них золота за розрізом [75].

У 2012 році побачила світ публікація узагальнюючого характеру «Типоморфні особливості розсипного золота з нижньокрейдяного алювію центральної частини Українського щита» авторів М. С. Ковальчука та Ю. В. Крошко [76]. У цьому ж році цим же авторським колективом здійснено аналіз фанерозойського палеоалювіального седиментогенезу в межах Українського щита [78].

У 2013 році М. С. Ковальчук зі співавторами наводить дані щодо літологічних особливостей і золотоносності мезозой-кайнозойських алювіальних відкладів центральної частини Українського щита [79]. Цього ж року виходить стаття Ю. В. Крошко у якій висвітлена роль тектоніки у становленні та розвитку нижньокрейдових річкових палеодолин та пов'язаних з ними корисних копалин у межах центральної частини Українського щита [105]. В цей же час Ю. В. Крошко зі співавторами [104] висвітлює загальні риси становлення і розвитку нижньокрейдових річкових долин центральної частини Українського щита.

У 2014 році М. С. Ковальчук та Ю. В. Крошко висвітлюють у своїй публікації геохімічні аспекти нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита [80]. Цього ж року Ю. В. Крошко створює і оприлюднює геолого-генетичну модель

нижньокрейдових континентальних відкладів центральної частини Українського щита і пов'язаних з ними корисних копалин [106]. У 2014 році вишла друком колективна монографія, в якій висвітлено результати цифрового структурно-літологічного моделювання золотоносних розсіпів нижньої крейди у межах Канів-Звенигородської палеодолини [121].

У 2015 році за авторства М. С. Ковальчука та Ю. В. Крошко побачили світ наукові публікації, в яких розглянуто особливості розвитку, будови та корисні копалини апт-нижньоальбських та еоценових континентальних відкладів центральної частини Українського щита [85, 86]. Цього ж року Ю. В. Крошко доопрацьовує і публікує модель геолого-генетичну модель нижньокрейдових континентальних відкладів центральної частини Українського щита [112].

У 2016 році Ю. В. Крошко створює і оприлюднює цифрову структурно-літологічну модель Бірзулівського розсіпу ільменіту, який локалізований в нижньокрейдових континентальних відкладах Лебедин-Балакліївської палеодолини [113]. Цього ж року вона оприлюднює результати дослідження ільменітоносності кори звітрування та продуктів її розмивання в межах верхньої палеотерії Лебедин-Балакліївської палеодолини та публікує результати цифрового структурно-літологічного моделювання нижньокрейдових континентальних розсіпів ільменіту верхньої палеотечії Лебедин-Балакліївської палеодолини [116].

У результаті досліджень нижньокрейдових континентальних відкладів у межах окремих Аркушів проведення геолого-знімальних, геолого-розвідувальних, пошукових робіт чи робіт з довивчення геологічної будови території було встановлено просторове поширення і стратиграфічне положення досліджуваних відкладів, з'ясовано особливості будови і морфології річкових палеодолин, проведено літостратиграфічне розчленування і встановлено фаціальні умови утворення континентальних

утворень, виявлено та досліджено розсипи важких мінералів, родовища і прояви глиноземистої та вогнетривкої сировини.

3.2 Просторове поширення нижньокрейдових континентальних флювіальних відкладів

Нижньокрейдові (барем, апт-нижній альб) континентальні флювіальні утворення, які нагромадилися в межах ерозійно-тектонічних та іншого походження депресій є найбільш давніми флювіальними континентальними утвореннями в межах центральної частини Українського щита. За даними Ю. Б. Басса, В. К. Рябчуна [8] найбільш високі відмітки підосви нижньої крейди, порядку 150–180 м розташовані в південних та західних частинах території в районі населених пунктів Оситняжки, Ново-Миргород, Шубіни Стави та ін., а найбільш низькі до 350–400 м приурочені до зони шельфу та південно-західного схилу Дніпровсько-Донецької западини (район м. Золотоноша, с. Григорівка), а також до локальних улоговин – Болтишської (440 м) та Ротмістрівської (93 м). За даними М. Г. Дядченко, С. М. Цимбала і ін. [48] відмітки покрівлі відкладів змінюються від 55 м поблизу с. Білозер'я до 130 м в районі с. Первомайська.

Залягають континентальні флювіальні відклади нижньої крейди на породах кристалічного фундаменту, їх корі вивітрювання та юрських глинах. Глибина залягання залежить від рельєфу ложа порід фундаменту та кори вивітрювання і змінюється від 15 до 119 м. [48].

У більшості випадків континентальні флювіальні відклади нижньої крейди перекриті фауністично охарактеризованими кварц-глауконітовими пісками верхнього альбу, писальною крейдою сеноману, брекчієподібними породами палеоцену, кварц-глауконітовими, вуглистими та кварцовими

вуглистими пісками – канівської та бучацької світи, мергелями – київської світи.

Найбільш давніми континентальними флювіальними утвореннями в межах території центральної частини Українського щита, які збереглися до наших днів є ротмістровські верстви. Ротмістровські верстви залягають виключно в Ротмістровській западині. Розкриті відклади лише трьома свердловинами. Потужність ротмістровських верст змінюється від 58,3 м до 113,3 м. Залягають відклади безпосередньо на кристалічних породах фундаменту та їх корі вивітрювання і трансгресивно перекриваються пісками та писальною крейдою сеноману-турону. В одній з свердловин у підосві ротмістровських відкладів серед глини знаходиться прошарок туфолави, яка складена дрібними зернами кварцу (до 1 см), зцементованих глинистим матеріалом.

За даними спорово-пилкового аналізу, виконаного М. А. Ворновою та С. Я. Єгоровою, у ротмістровських верствах встановлено переважання спор сімейств *Schizaceae* з видами *Anemia tricostata* Bolch., *Lygodium reticulatiformis* Bolch., *Lygodium subsimplex*(Naum), Bolch. та *Gleicheniaceae* з видами *Gl. Ornamentifera echinata*(Bolch), *Gl. Ornamentifera punctata* M. Voronova, *Gl. Plicifera delicate*(Bolch), Bolch, *Gl. Unbonata*(Bolch), Bolch, а також встановлено спори сімейств *Dicksoniaceae*, *Matoniaceae*, *Cyatheaceae*, *Polypodiaceae*, *Hymenophyllaceae*. У незначній кількості присутні спори селягінелієвих та моху. Голосім'яні представлені сімействами *Podocarpaceae*, *Araucariaceae*, *Pinaceae*, *Ginkgoaceae*, *Cyatoniaceae*. Спорово-пилковий комплекс дозволив палінологам датувати ротмістровські верстви як утворення пізнього барему.

Апт-нижньоальбські континентальні флювіальні утворення представлені верствами Виржиківського і Смілянськими, залягають на розмитій поверхні кристалічних порід та їх корі вивітрювання в межах

Бровахівської, Лебедин-Балакліївської, Канів-Звенигородської, Капітанівка-Степанківської, Косачівської, Ольшанської, Ротмістровської, Рижанівської, Смілянської, Топільно-Млієвської та ін. ерозійно-тектонічних депресій. Відслонюються на поверхні відклади в межах Канівських і Мошногірських дислокацій. Загальна схема поширення апт-нижньоальбських континентальних флювіальних утворень створена на основі матеріалів геологічного картування території масштабу 1:50000 і 1:200000 та представлена на рисунку 3.1.

Залягають континентальні флювіальні утворення майже горизонтально або зі слабким ухилом від верхів'я до гирла долини та від їх схилів до центральних частин. Глибина залягання відкладів коливається від 15–20 м у верхів'ях палеодолин та до 119 м в їх пригирлових частинах. Глибина врізання річкових долин в породи субстрату, як правило, 40–50 м. Внаслідок різного висотного положення базису ерозії, річкові палеодолини, які розкривалися в Дніпровсько-Донецьку западину мають меншу глибину врізання, аніж такі, що розкривалися в Причорноморську западину. Довжина окремих річкових палеодолин досягала 120 км, а ширина (встановлена по площі розвитку відкладів, які їх виповнюють) – 8,6 км.

У похованому рельєфі кори вивітрювання палеодолини виражені не завжди чітко.

Потужність флювіальних утворень, які виповнюють ерозійно-тектонічні депресії становить 32,7 м та 37,0 м відповідно для північного і південного схилів центральної частини Українського щита.

У межах палеодолин спостерігаються ділянки звуження і розширення. Значне розширення палеодолин обумовлене злиттям декількох притоків, або ж значною міграцією русла за латераллю в пухкому субстраті елювію чи більш давніх осадових утворень.

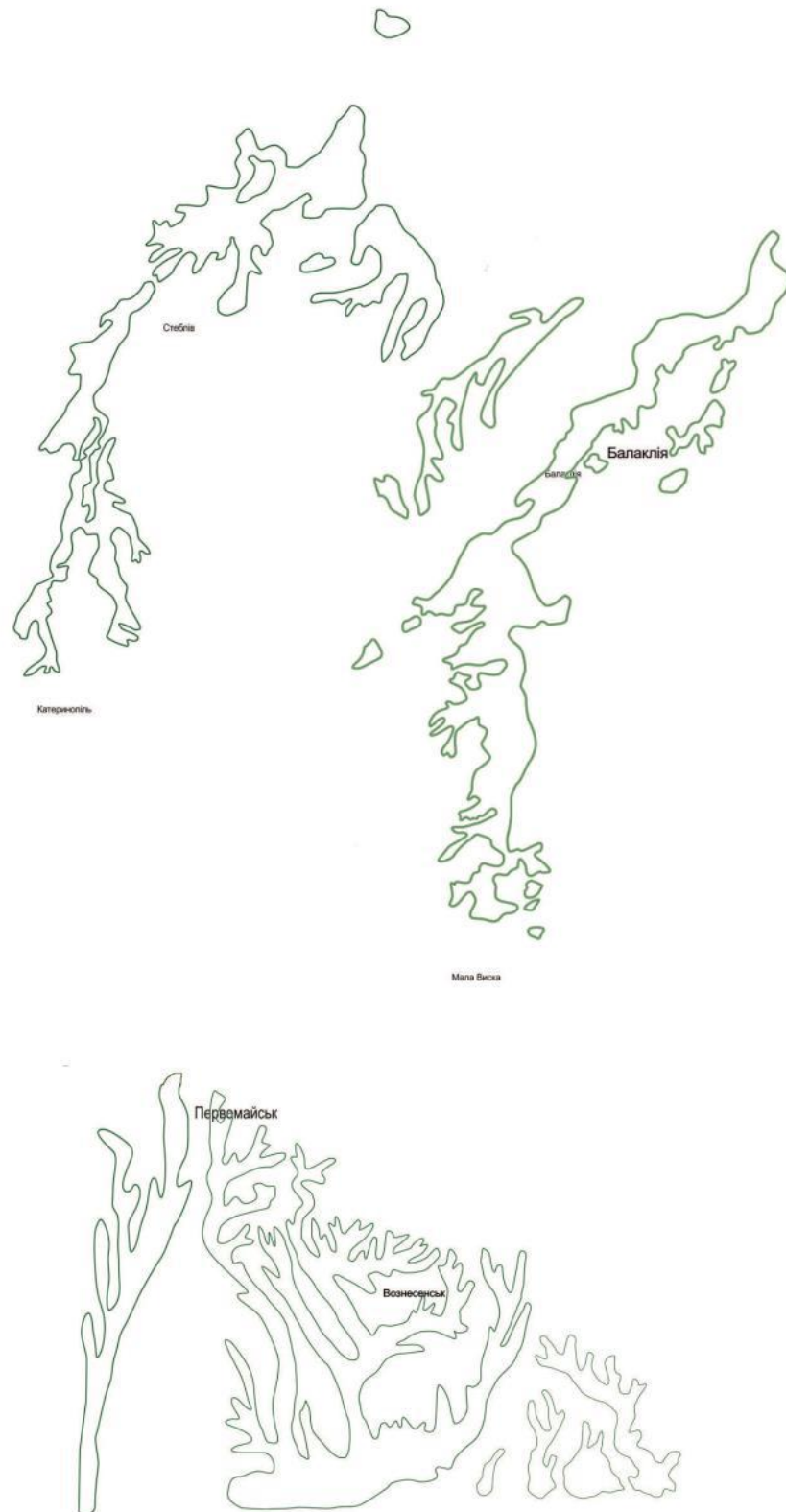


Рис. 3.1 Схема поширення континентальних флювіальних відкладів апту-нижнього альбу в межах центральної частини Українського щита

На морфологічні особливості річкових палеодолин суттєвий вплив мали палеорельєф окремих ділянок, обумовлений петрографічним складом порід фундаменту, тектонічним режимом різних блоків кристалічного фундаменту, а також розламна тектоніка та наявність бокових притоків. Так, на ділянках розмиву метаморфічних та порід основного складу і кір вивітрювання за ними річкові палеодолини мають широкі русла. Ширина русел значно збільшується і на ділянках впадіння притоків у головні річкові артерії. На ділянках розмиву гранітів і гранітоїдів та кір вивітрювання за ними ширина річкових палеодолин зменшується.

У більшості випадків відклади апту-нижнього альбу перекриті фауністично охарактеризованими відкладами верхнього альбу. На окремих ділянках палеодолин на апт-нижньоальбських утвореннях з розмивом залягають континентальні флювіальні утворення середнього еоцену та морські відклади харківської світи. В поодиноких випадках континентальні утворення апту-нижнього альбу перекриті четвертинними утвореннями (район Канівських дислокацій, верхня палеотечія Лебедин-Балакліївської палеодолини та ін.).

Нами, на підставі аналізу опису свердловин, були з'ясовані умови залягання апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів у межах різних палеодолин та на різних ділянках поширення палеодолин, результати якого представлені на рисунках 3.2–3.10.

Ухил днища палеодолин на різних їх ділянках відрізняється і змінюється від 0,8 м/км до 5,2 м/км. На більшості ділянках палеодолин ухил їх днища сприяв формуванню розсипів важких мінералів і в середньому не перевищував 3,1 м/км.

Поздовжній літолого-палеогеоморфологічний профіль однієї з найбільших апт-нижньокрейдових палеодолин – Лебедин-Балакліївської – представлено на рисунку 3.11.



Рис. 3.2 Схема розміщення ділянок, у межах розвитку апт-нижньоальбських палеодолини з різними умовами залягання апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів

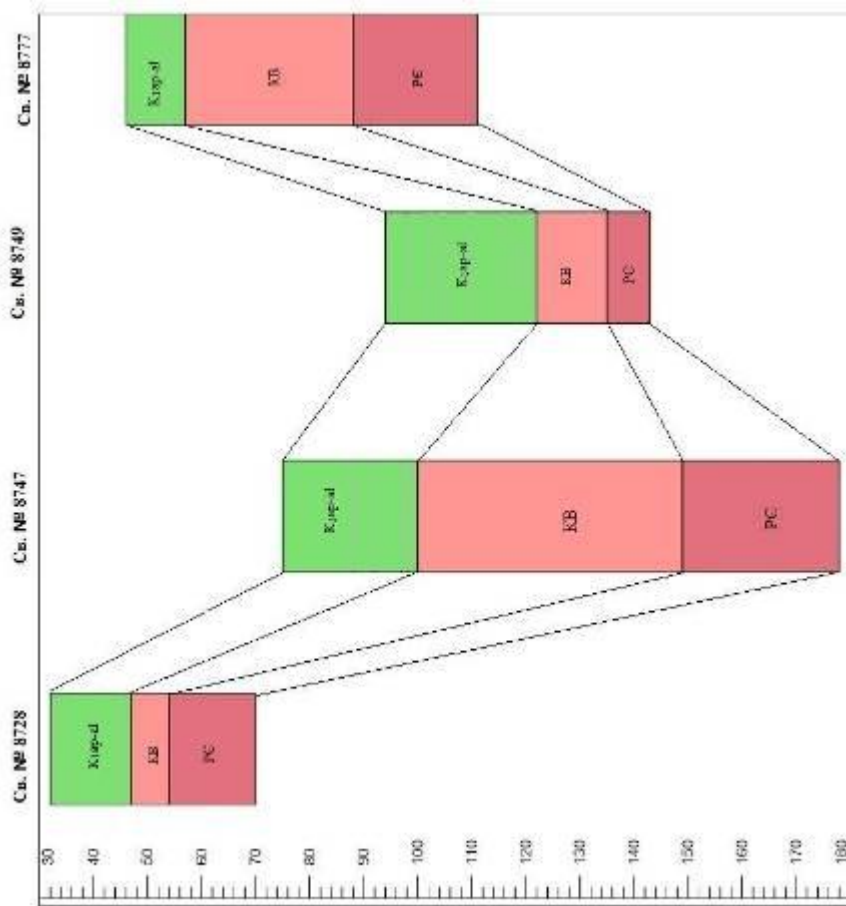


Рис. 3.3 Колонки свердловин на ділянці палеодолини, де відклади апт-нижнього альбу залягають на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту. Ділянка № 1, див рис. 3.2.2

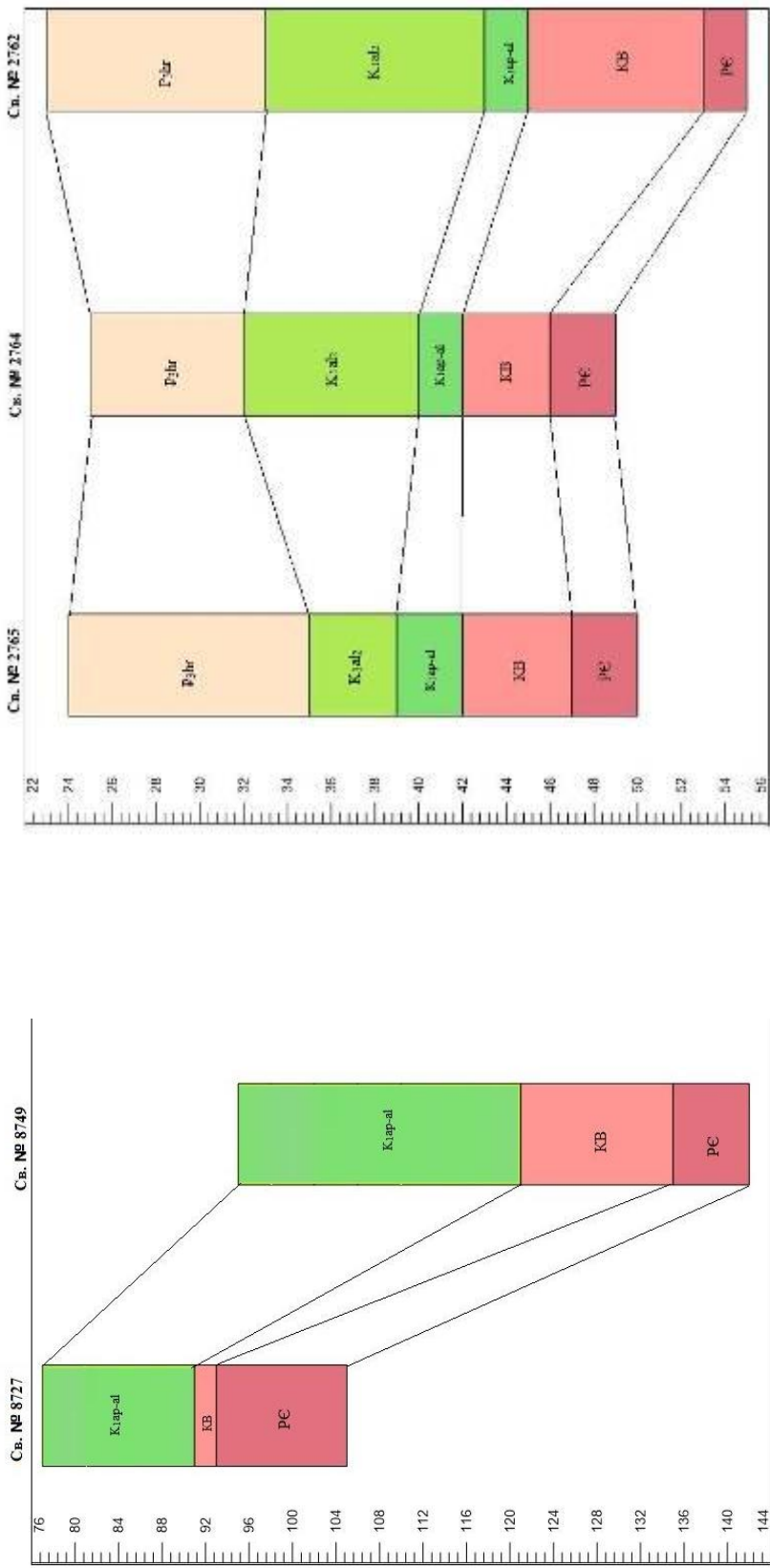


Рис. 3.4 Колонки свердловин на ділянці палеодолини, де залегали апту-нижнього альбу відклади апту-нижнього альбу залегали на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту. Ділянка № 2, див рис. 3.2.2

Рис. 3.5 Колонки свердловин на ділянці палеодолини, де залегали апту-нижнього альбу відклади апту-нижнього альбу залегали на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту і перекриваються нижньокрейдовими морськими утвореннями верхнього альбу. Ділянка № 3, див рис. 3.2.2

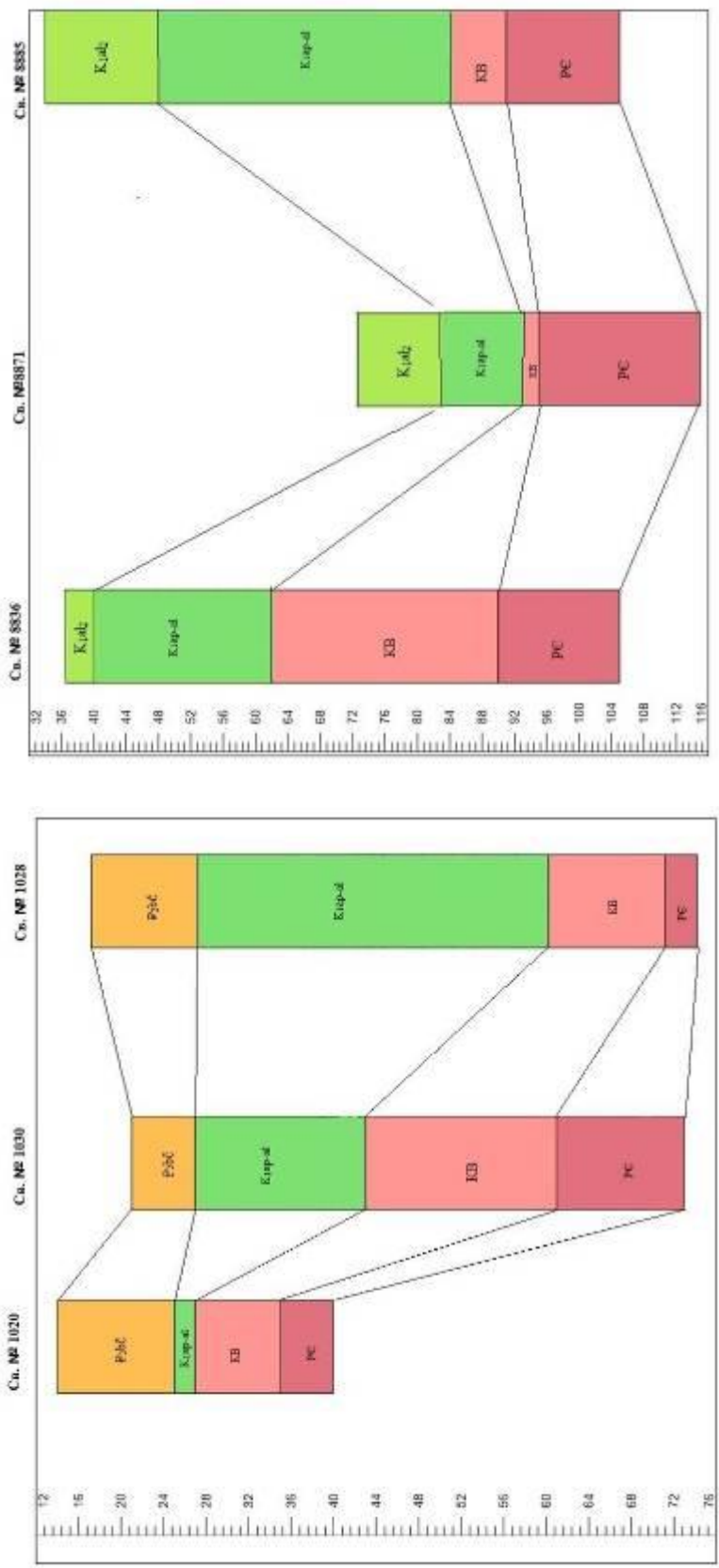


Рис. 3.8 Колонки свердловин на ділянці палеодолини, де відклади апту-нижнього альбу залягають на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту і перекриваються континентальними утвореннями середнього еоцену. Ділянка № 6 див рис. 3.2.2

Рис. 3.9 Ділянка апт-нижньоальбської палеодолини в межах якої континентальні відклади нижньої крейди залягають на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту і перекриваються морськими утвореннями сеноману. Ділянка № 7, див рис. 3.2.2

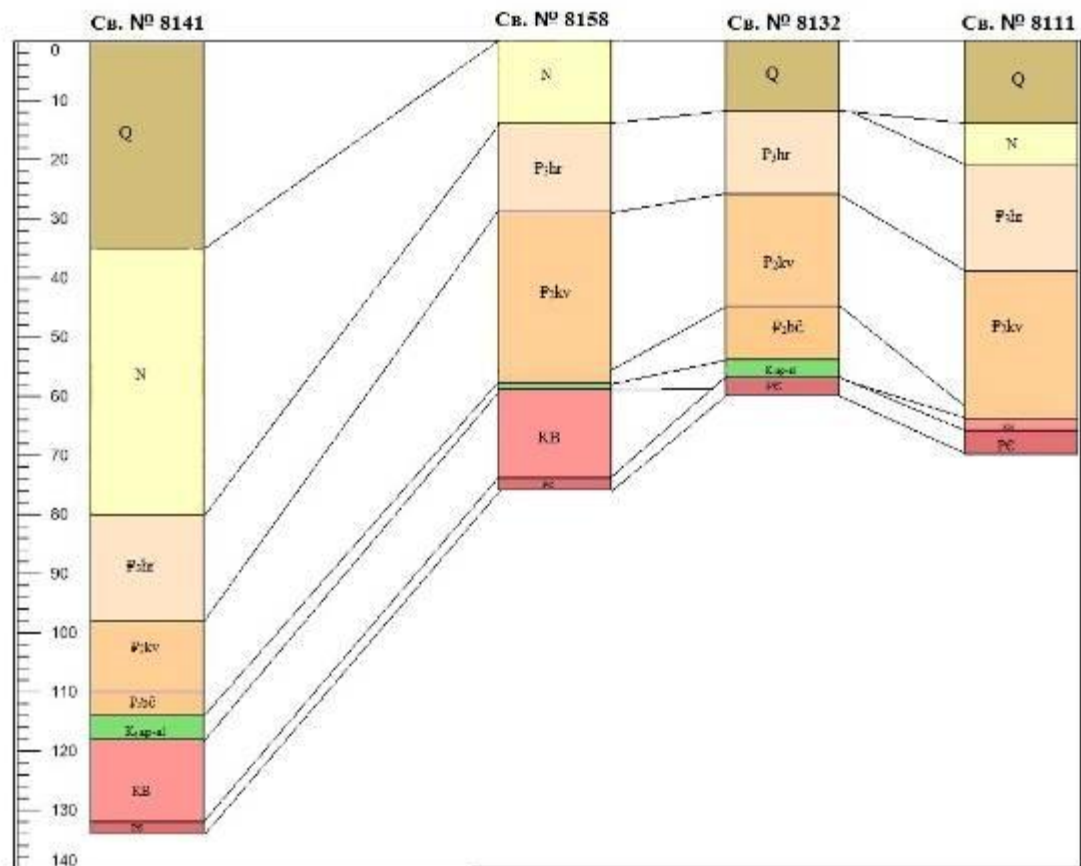
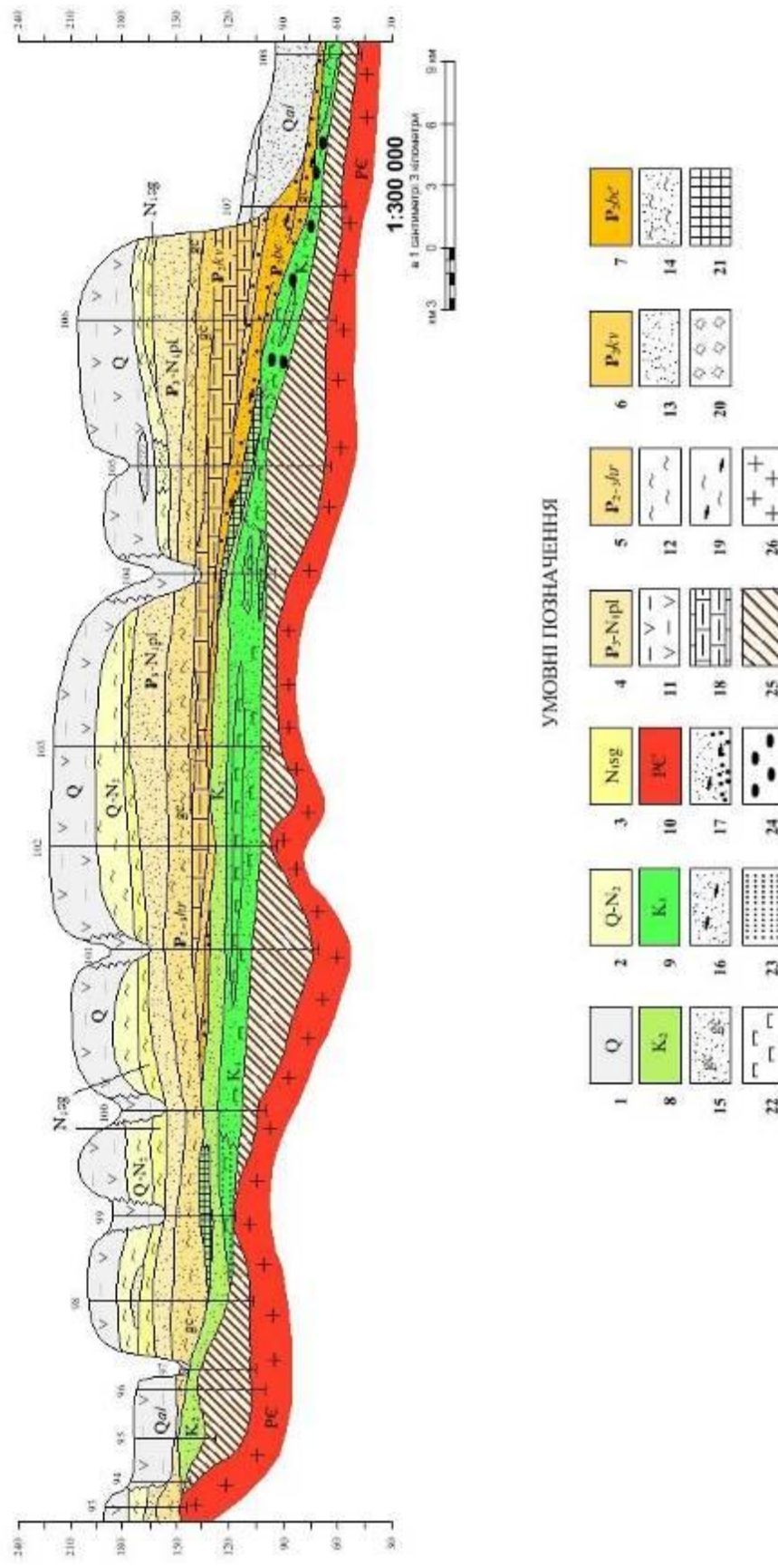


Рис. 3.10 Ділянка апт-нижньоальбської палеодолини в межах якої континентальні відклади нижньої крейди залягають на породах кристалічного фундаменту (останець) та їх корі вивітрювання і перекриваються утвореннями бучацької і київської світ. Ділянка № 8, див рис. 3.2

Апт-ранньоальбський вік цих континентальних флювіальних утворень встановлений палінологами на підставі результатів спорово-пилкового аналізу [26, 27].

Голо- та покритосім'яні представлені сімействами *Araucariaceae* з видом *Classopollis pfl.*, *Cupressaceae*; *Ginkgoaceae* з видом *Ginkgo*; *Pinaceae* з видами *Abies*, *Cedrus*, *Dacrydium sporites*, *Piceae*, *Pinus*, *Pseudopinus*; *Podocarpaceae* з видом *Podocarpus*; *Cyatoniaceae* з видом *Caytonia oncodes* (Harris)Bolch; *Taxodiaceae* з видами *Platisaccus i Protoquercus*; *Juglandaceae* з видом *Engelhardtia*, *Rhamnaceae*; *Salicaceae* з видом *Salix*.



Стратиграфіковані та нестратифіковані утворення: 1 – четвертинні системи; 2 – нерозчленовані четвертинно-неогенової систем, горизонт червоно-бурих глин; 3 – неогенової системи, горизонту строкатих глин; 4 – неогенової системи, полтавської серії; 5 – палеогену, харківської світи; 6 – палеогену, хпівської світи; 7 – палеогену, бучацької світи; 8 – верхньої крейди; 9 – нижньої крейди; 10 – докембрію. Речовинний склад порід: 11 – лесові породи; 12 – глини; 13 – піски дрібно- та середньозернисті; 14 – піски дрібно- та середньозернисті глинисті; 15 – піски дрібно- та середньозернисті глауконітові; 16 – піски дрібно- та середньозернисті вуглисті; 17 – піски різнозернисті вуглисті; 18 – мергелі; 19 – перешарування бурого вугілля та вуглистіх глин; 20 – брекчієвидні породи; 21 – крейда; 22 – каоліни; 23 – пісковики; 24 – боксити; 25 – кора виштрівання кристалічних порід; 26 – кристалічні породи.

Рис. 3.11 Поздовжній літолого-палеогеоморфологічний профіль Лебедин-Балаклівської палеодолини [за 53]

Основний фон у споровій частині складають спори плаунів та папоротів сімейств *Selaginellaceae* (вид *Selaginella*), *Lycopodiaceae* (вид *Lycopodium*), *Alsophilaceae*, *Cyatheaceae*, *Dicksoniaceae* (види *Cibotium*, *Coniopteris*), *Gleicheniaceae* (види *Gleichenioidites angulatus* (Bolch), Bolch; *Gl. carinatus* (Bolch), Bolch; *Gl. clavifera triplex* (Bolch), Bolch; *Gl. laetus* (Bolch), Bolch; *Gl. of glauca* (Thub) Hock; *Gl. peregrina* (Bolch), Bolch; *Gl. radiata* (Bolch), Bolch; *Gl. stell* (Bolch), Bolch; *Gl. tuberculata* Grig), *Hymenophyllaceae* (вид *Hymenophyllum*), *Matoniaceae* (види *Matonia parva* Bolch; *Phlebopteroides Couper*); *Mohriaceae*, *Schizaceae* (види *Lygodium valanjinensis* Bolch; *Lygodium reticulatiformis* Bolch; *Lygodium subsimplex* (Naum), Bolch), *Selaginellaceae* та ін. Палінологи М. Воронова, С. Єгорова та А. Коломойцева на підставі спорово-пилкових комплексів визначили вік відкладів як аптський.

Окрім цього у двох свердловинах (св. № 6404 і № 8310) у підосві апт-нижньоальбських відкладів встановлено прошарок мергелю зі стяжіннями кременю, аналогічний ротмістровським верствам у Ротмістровській западині, що підтверджує більш давній вік ротмістровських верств.

3.3 Речовинний склад нижньокрейдових континентальних флювіальних відкладів

Ротмістровські верстви представлені темно-коричневими, сірими, зеленувато-сірими, блакитно-сірими щільними глинами з рослинними рештками. У глинах встановлені прошарки вапняків, пісковиків, кременів та зкременілих порід, брекчій та горючих сланців. Виокремлюють три різновиди порід, які відрізняються макроскопічно і пов'язані між собою поступовими переходами: темно-коричневі горючі тонкошаруваті глини; сірі, зеленувато-сірі та блакитно-сірі глини; кременисті глини. Переважають у розрізі сірі, зеленувато-сірі шаруваті (від грубо до тонкошаруватих) глини.

Глини легкі, слабо набухаючі, з прошарками вуглистих глин потужністю декілька міліметрів. Домішка кластичного матеріалу незначна (окрім невеликих гнізд піску). Аутигенні мінерали представлені – галуазитом (складає до 90 % породи), каолінітом, кременистою речовиною, вуглистою речовиною; кластична домішка – польовим шпатом, кварцом, біотитом. Галуазит ізотропний, утворює ланцюги дрібних скупчень, паралельної шаруватості.

Літологічний склад апт-нижньоальбських відкладів є строкатим (вторинні каоліни, каолінові глини, різнозернисті каолінові піски, подекуди з гравієм і галькою, боксити, бокситоподібні породи, буре вугілля), невитриманим за простяганням і значною мірою визначається складом кори вивітрювання кристалічних порід фундаменту, в межах яких закладені річкові палеодолини.

Згідно прийнятої класифікації осадових відкладів в товщі континентальних флювіальних порід виокремлено уламкові, глинисті, хемогенні та фіто органогенні групи порід.

Уламкові породи представлені різнозернистими (від алевритистих до гравійних) олігоміктовими пісками (рис. 3.12) і пісковиками (рис. 3.13), інколи з дрібними валунами (до 15 см) і галькою кварцу, уламками кристалічних порід та обвугленими рослинними залишками. Колір порід переважно сірий (різних відтінків), іноді бурий.

Структура уламкових порід пеліто-псамітова, пеліто-алеврито-псамітова, пеліто-алеврито-псаміто-псефітова; текстура – безладна, косо-, горизонтальношарувата, брекчієподібна.

Для піщаних порід характерна значна мінливість глинистої складової, що спричинило утворення алевритових, глинисто-алевритових, алеврито-глинистих, слабоглинистих, глинистих, значноглинистих відмін. Цемент колоїдальний, зернистий, переважно механічного заповнення, базальний.

Уламкові породи найбільш поширені в осьових частинах палеодолин і часто самотійно складають розріз. У різних палеодолинах відсотковий вміст уламкових порід у розрізі змінюється.



Рис. 3.12 Пісок різнозернистий кварц-каолінітовий ільменітоносний з відслонення району Канівських дислокацій



Рис. 3.13 Пісковик дрібно-середньозернистий ільменітоносний з відслонення району Канівських дислокацій

Як правило, в підшві розрізу, а іноді і в середній та верхній його частинах піски містять гальку та дрібні валуни кварцу (рис. 3.16).



Рис. 3.14 Відслонення апт-нижньоальбських відкладів складене пісками. Район Канівських дислокацій



Рис. 3.15 Відслонення апт-нижньоальбських відкладів складене пісками. Район Канівських дислокацій

Поздовжній перетин гальки (рис. 3.17) вказує на її утворення за умов пластичного динамічного стиснення, ймовірно на контакті гірських порід різного петротипу.



Рис. 3.16 Галька кварцу з відслонення апт-нижньоальбських відкладів району Канівських дислокацій



Рис. 3.17 Поздовжній перетин гальки кварцу з відслонення апт-нижньоальбських відкладів району Канівських дислокацій

Часто в товщі уламкових порід містяться незначні лінзи та катуні первинних каолінів (рис. 3.18) та уламки і бобовини бокситу.

Дрібнозернисті, алевроитові та глинисті різновиди уламкових відкладів подекуди містять обвуглені рослинні залишки.



Рис. 3.18 Відслонення апт-нижньоальбських відкладів з лінзою катунів первинних каолінів у товщі глинисто-піщаних порід. Канівські дислокації



Рис. 3.19 Відслонення апт-нижньоальбських відкладів з лінзою катунів первинних каолінів у товщі глинисто-піщаних порід. Канівські дислокації

Глиниста складова уламкових порід представлена каолінітом, гібситом, монтморилонітом, гідрослюдою, гідраргілітом та ін. Вміст її змінний і подекуди досягає 46 %.

Ступінь обкатаності теригенного матеріалу переважно поганий, добре обкатані лише галька та гравій.

За гранулометричним складом серед уламкових порід встановлено піски (пісковики) глинисті, алевритові, дрібно-, середньо-крупнозернисті, гравійні. Іноді розрізи повністю складені уламковими породами, які закономірно або незакономірно змінюють одна одну за розрізом. Закономірна зміна від більш грубозернистих до менш зернистих вказує на послідовну зміну гідродинамічного режиму і фаціальних умов утворення відкладів. Незакономірна зміна (поява в середній частині чи у верхній частинах розрізу більш грубозернистих піщаних утворень вказує на мінливість гідродинамічного режиму, зміну базису ерозії та відновлення руслових процесів. У розрізах складених різнозернистими пісками з переважанням грубозернистих і гравійних фракцій, дрібнозернистий, алевритовий і глинистий матеріал заповнює міжзерновий простір. Подекуди розрізи складені рівномірно зернистими пісками, в яких уміст різних фракцій приблизно однаковий.

Для з'ясування залежності гранулометричного складу апт-нижньоальбських відкладів від порід субстрату, які розмиваються, на підставі даних К. М. Заруцького [53] були побудовані гістограми, представлені на рисунках 3.20-3.21, а узагальнений гранулометричний склад піщаних відкладів за усією протяжністю Лебедин-Балакліївської палеодолини подано на рисунку 3.22.

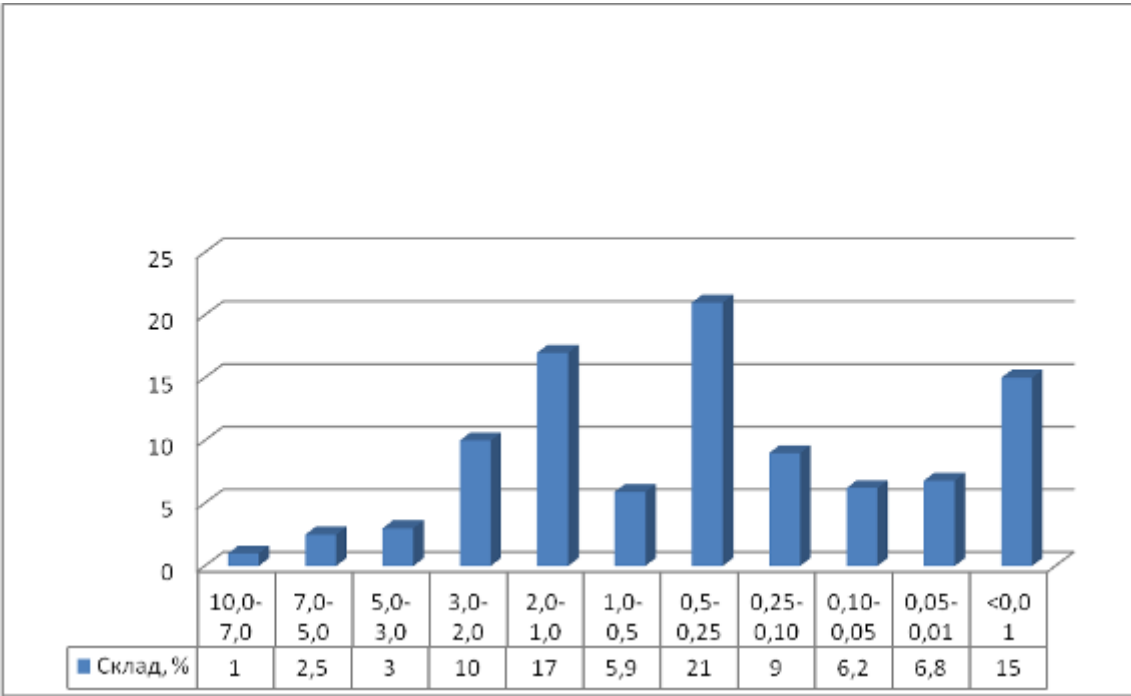


Рис. 3.20 Гранулометричний склад піщаних відкладів апт-нижньоальбського алювію на ділянках розмиву кір вивітрювання порід кислого складу

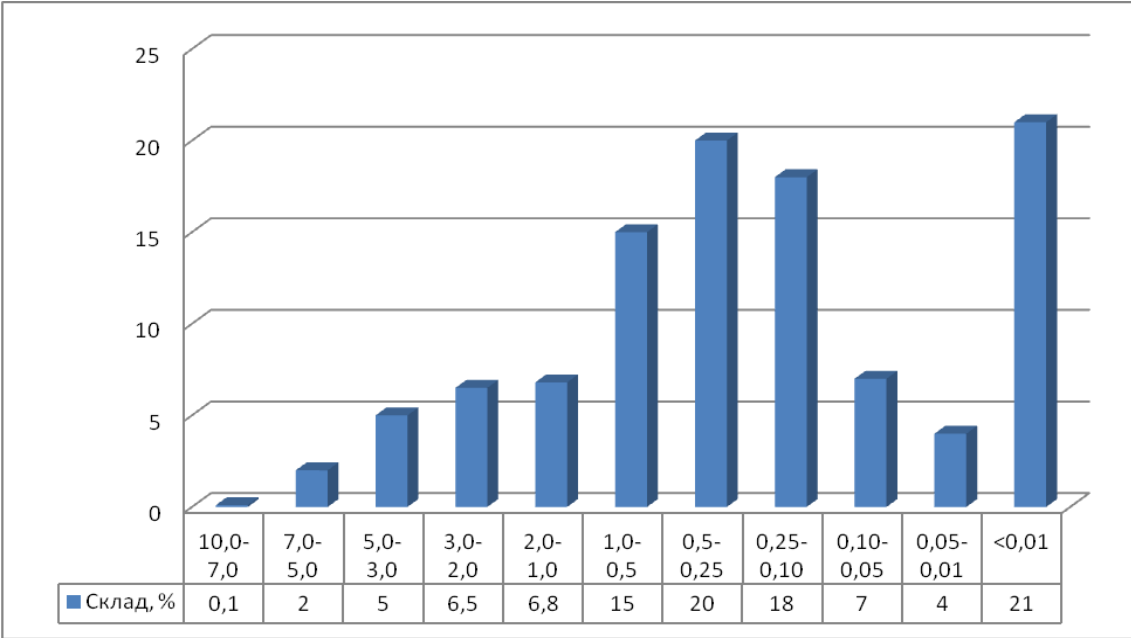


Рис. 3.21 Гранулометричний склад піщаних відкладів апт-нижньоальбського алювію на ділянках розмиву кір вивітрювання порід основного складу

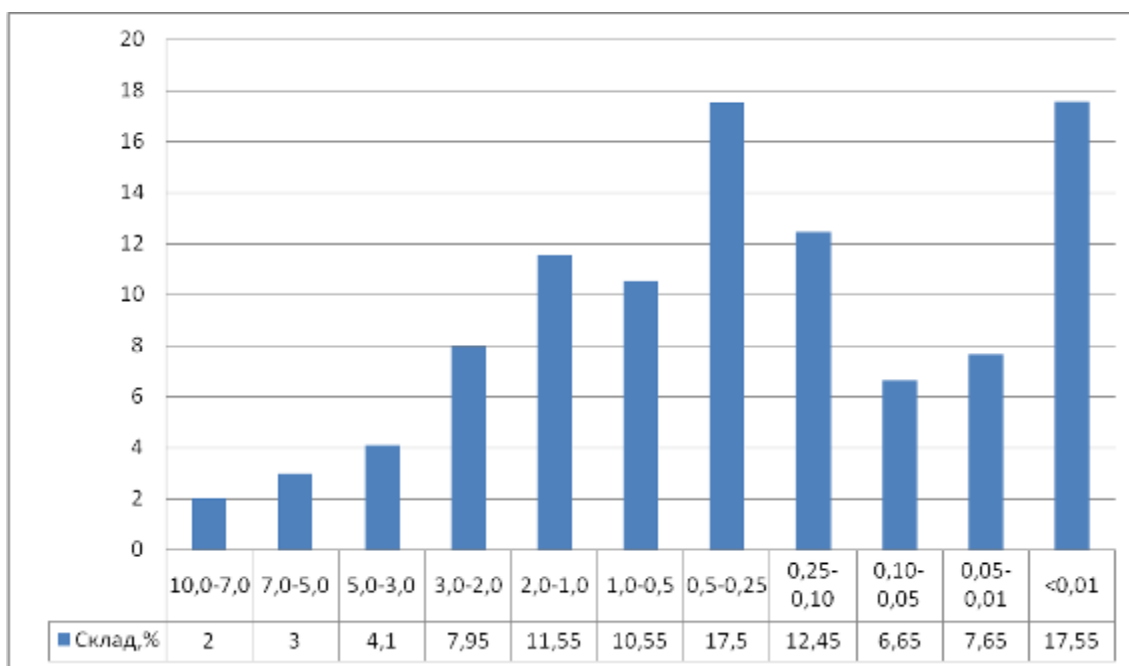


Рис. 3.22 Узагальнений гранулометричний склад піщаних відкладів апт-нижньоальбського алювію Лебедин-Балакліївської долини (по всій протяжності)

У континентальних флювіальних відкладах, на ділянках розмиву кір вивітрювання порід кислого і основного складу спільним є переважання фракції піску розміром 0,25–0,5 мм. У відкладах утворених за рахунок розмиву порід основного складу серед піщаних фракцій значну частку також складають піщані фракції розміру 0,1–0,25 мм та 0,5–1,0 мм, а вміст глинистої складової перевищує 20 %. У континентальних флювіальних відкладах, утворених на ділянках розмиву порід кислого складу більший вміст гравію та менший вміст глинистої складової.

Мінімальний і максимальний вмісти породотвірних оксидів в уламкових продах представлено на рисунках 3.23 – 3.26.

З піщаними породами пов'язані промислові промислові розсипи ільменіту, циркону, золота.

Глинисті породи представлені вторинними каолінами і каолінітовими глинами, які часто утворюють однорідну товщу. Колір їх строкатий: від білого, різних відтінків сірого до різних відтінків червоного.

Структура глинистих порід пелітова, алевро-пелітова, псаміто-алевро-пелітова, псаміто-пелітова, псефіто-псаміто-алеврито-пелітова. Текстура порід конгломератоподібна, масивна, плямиста, лінзоподібна, смугаста.

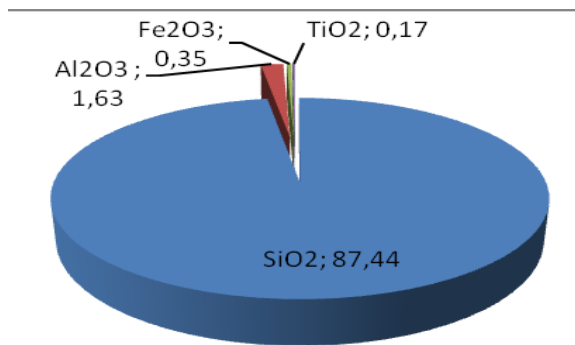


Рис. 3.23 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів у пісках різнозернистих нижньої крейди

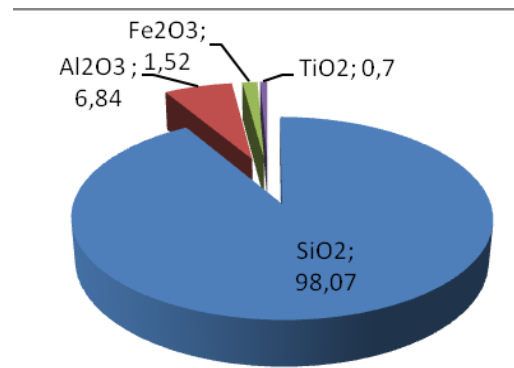


Рис. 3.24 Максимальний вміст основних породоутворюючих оксидів в різнозернистих пісках нижньої крейди

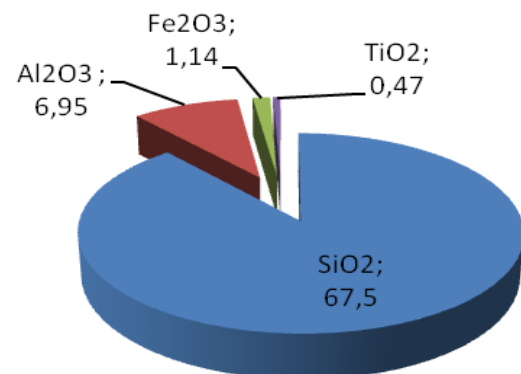


Рис. 3.25 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів в гравійно-галечних породах нижньої крейди

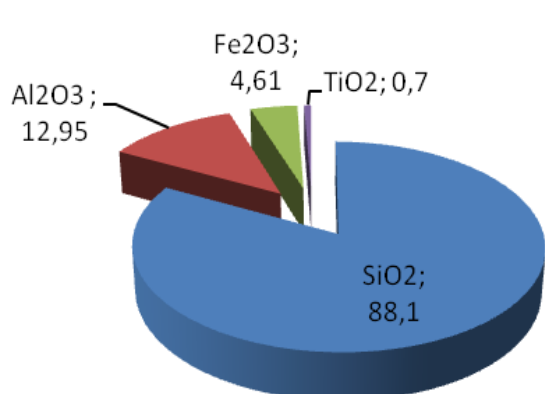


Рис. 3.26 Максимальний вміст основних породоутворюючих оксидів в гравійно-галечних породах нижньої крейди

Складені глинисті породи каолінітом з незначними домішками гідрослюди, гібситу, гідраргіліту, монтморилоніту та непостійними домішками теригенного матеріалу.

Вторинні каоліни (рис. 3.27) і каолінітові глини (рис. 3.28) мають відмінності в речовинному складі і фізичних властивостях. Глиниста

складова вторинних каолінів майже мономінеральна каолінітова з незначною домішкою галуазиту, гідрослюд, гібситу, гідраргіліту, в той час як у каолінових глинах частка гідрослюд значно більша, високоглиноземисті мінерали відсутні і присутні змішаношаруваті утворення та монтморилоніт. В окремих покладах вторинних каолінів вміст гібситу досягає 65 %.

Подекуди глинисті породи містять гальку кварцу, уламки кристалічних порід фундаменту та обвуглені рослинні залишки. Розподіл теригенного матеріалу в глинистих породах нерівномірний. Встановлено вторинні каоліни з незначною (до 5 %) домішкою теригенного матеріалу і вторинні каоліни в яких вміст уламкової складової значний (до 41 %).



Рис. 3.27 Вторинний каолін, який утворився за рахунок розмиву кори вивітрювання порід основного складу



Рис. 3.28 Каолінова глина, яка утворилася за рахунок розмиву кори вивітрювання порід основного складу

Іноді у вторинних каолінах спостерігаються обвуглені коріння рослин, які розташовані вертикально, а також прошарки темно-сірих і сірих глин каолінових зі значною кількістю залишків обвугленої, частково піритизованої рослинної органіки, подекуди аж до малопотужних прошарків бурого вугілля.

Глинисті породи часто самостійно складають розріз, або ж перешаровуються з уламковими, хомогенними чи фіторганогенними породами.

Залежно від петрографічного складу порід, що зазнали звітрювання глинисті породи відрізняються за складом глинистої та уламкової речовини. Так, у глинистих породах, що утворилися за рахунок розмиву порід основного складу містяться домішки монтморилоніту та значні концентрації ільменіту.

Вмісти основних породоутворювальних оксидів у глинистих породах представлені на рисунках 3.29-3.32.

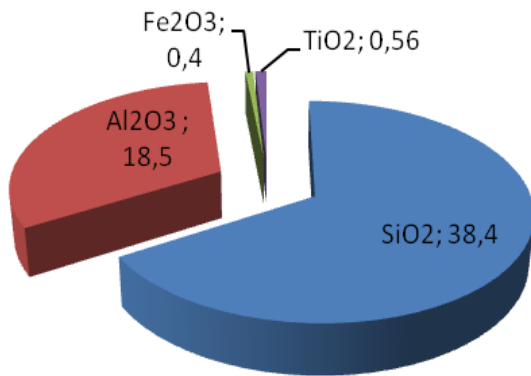


Рис.3.29 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів у вторинних каолінах нижньої крейди

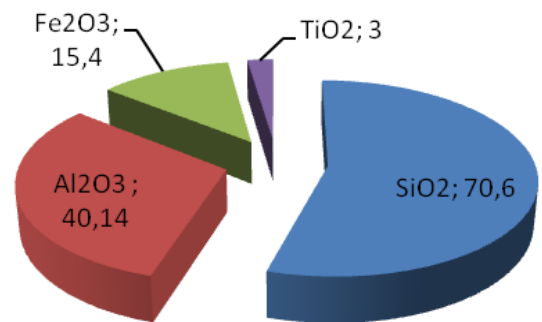


Рис.3.30 Максимальний вміст основних породоутворюючих оксидів у вторинних каолінах нижньої крейди

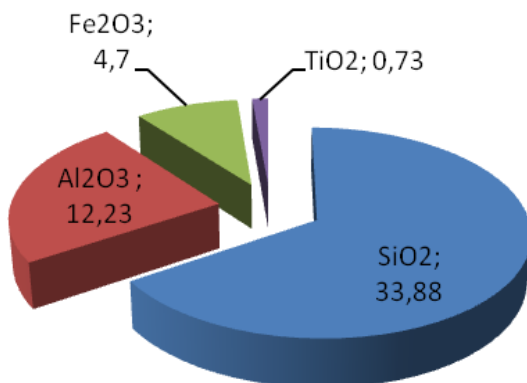


Рис. 3.31 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів у глинах каолінових нижньої крейди

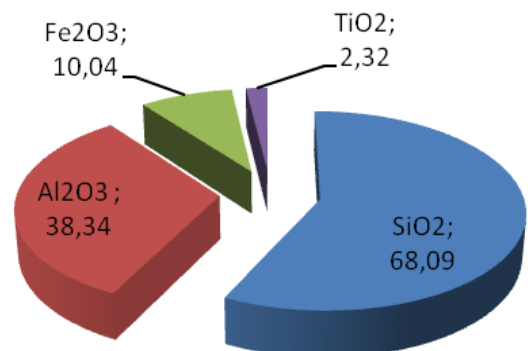


Рис. 3.32 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів у глинах каолінових нижньої крейди

Подекуди вторинні каоліни містять катуни первинних каолінів та бобовини (до 2,5 см) сірого, бурого, червоно-бурого та чорного кольору.

Вторинні каоліни з хемогенними породами часто утворюють поступові переходи. За даними М.Ф. Піддубного та ін. [148] спочатку у вторинних каолінах з'являються жовті, жовто-бурі плями гідроксидів заліза; потім з'являються бобовини і їх кількість поступово збільшується, аж до переважання на каоліновою речовиною.

Вторинні каоліни поширені в бортових і центральних частинах палеодепресій, або в межах їх притоків. Потужність пластів вторинного каоліну досягає 24,0 м. Найчастіше вторинні каоліни приурочені до бортових частин палеодепресій і простежуються у вигляді смуг і лінз видовжених вздовж їх осової лінії.

Вторинні каоліни, які приурочені до схилів палеодолин містять значні скупчення кварцу, ільменіту, циркону, сидериту в той час як вторинні каоліни, які розташовані в центральних частинах палеодепресій, зазначені мінерали містять в значно менших кількостях (аж до чистих вторинних каолінів з незначною домішкою кварцових зерен).

Іноді вторинні каоліни містять промислові вмісти ільменіту і циркону, а також містять золото і сульфід.

Каолінітові глини найбільш поширені на схилах та в прибортових частинах палеодолин. Залягають глини у вигляді гравітаційних тіл сповзання, горизонтальних шарів та лінз. Максимальна потужність каолінових глин становить 28 м.

Часто каолінові глини мають різний ступінь записоченості. Інколи вони містять гальку кварцу (до 4,0 см) та кристалічних порід (до 12 см).

Каолінові глини, як правило, мають строкате забарвлення обумовлене нерівномірною інтенсивністю забарвлення.

Глинисті осади на контакті з водою активно адсорбували мікроелементи. Захоронені в заплавних розрізах (переважно) глинисті осади були водотривими та активно акумулювали елементи з верхніх частин осаду.

Альбська трансгресія спричинила взаємодію солоних вод з глинистим осадом, яке супроводжувалося частковим переходом гідрослюди і каолініта в монтморилоніт та збагачення осадів Ga, Ca, Rb, B, Mn та іншими елементами.

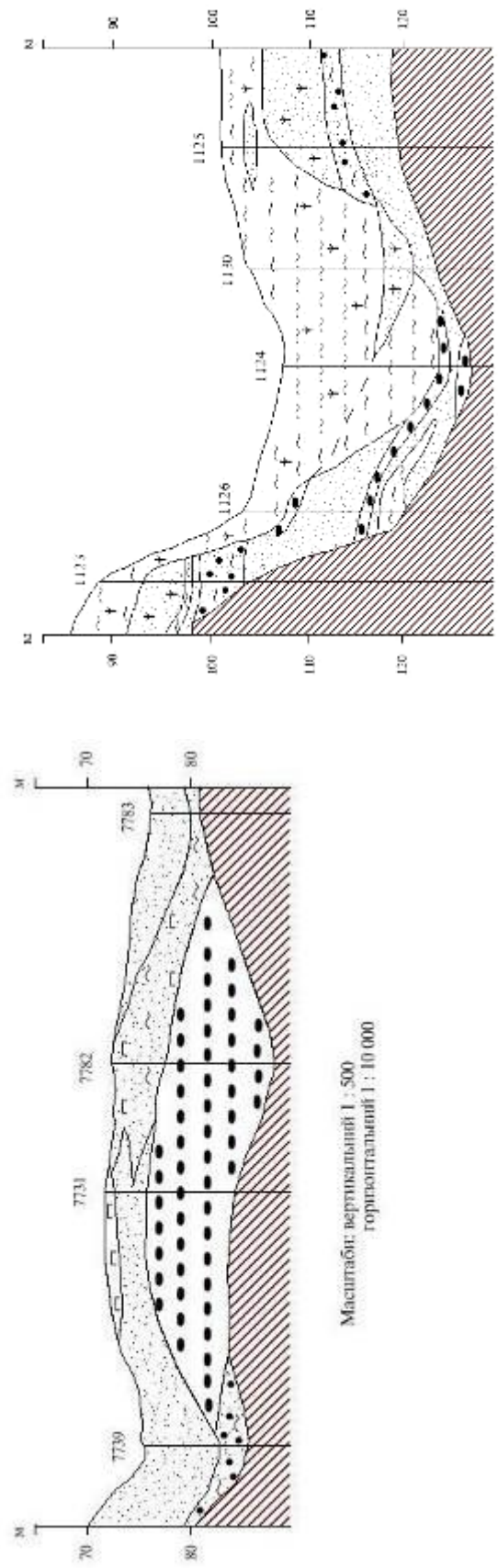
Початкові стадії літогенетичного перетворення глинистих відкладів виражені в появі плям озалізнення жовтого, жовто-бурого кольору, ущільненні.

Хемогенні породи представлені бокситами та бокситоподібними породами, які вперше були встановлені В.К. Рябчуном у 1969 році. Найбільш поширені боксити і бокситоподібні породи в межах Лебедин-Балакліївської, Звенигородської і Корсунської палеодолин неподалік від порід площ поширення порід основного складу.

Залягають хемогенні породи на одному чи одразу на двох схилах палеодолин, іноді в центральній частині. Як правило, боксити і бокситоподібні породи залягають безпосередньо на корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту, рідше утворюють поклади в піщано-каоліновій товщі (рис. 3.33-3.34).

Поклади бокситів пов'язані з делювіально-алювіальними, пролювіально-алювіальними та заплавно-озерними фаціальними обстановками.

Колір бокситів і бокситоподібних порід змінюється від сірого, темно-сірого з зеленуватим відтінком до бурого. Локальні плями побіління породи, вірогідно пов'язані з локальним виносом заліза. Вони являють собою місцями пухку, місцями порівняно міцну породу, складену червоно-бурими, бурими, сірувато-бурими і сірими бобовинами. Розмір бобовин 3–10 мм.



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

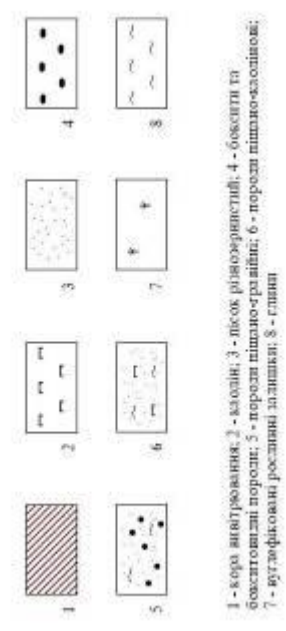


Рис. 3.33 Флювіальний поклад бокситів, що залягає припотоковому шарі флювіальної товщі. Лебедин-Балакліївська палеодолина та в

Простір між ними виповнений сірувато-білою піщано-глинистою речовиною. Бобовини складені глинистою дисперсною речовиною (до 68 %), карбонатами (до 7 %), гідроксидами заліза (до 5 %), піритом (до 7 %), лейкоксеном (до 3 %), гібситом (до 2 %), каолінітом (до 1 %). Декотрі бобовини в центральній частині інтенсивно піритизовані, містять дрібні зерна кварцу, ільменіту, циркону, турмаліну, піроксену. Як правило бобовини оточені крустифікаційними облямітками гібситу. Подекуди цементуюча речовина (каолінітового складу) бокситів розбитита сіткою тріщин, які виповнені гібситом.

Кластичний матеріал розподіляється у породі нерівномірно, утворюючи прошарки, лінзи, гнізда. Основна частина кластичного матеріалу представлена кварцом, сидеритом і піритом. Вміст ільменіту і циркону в бокситах і бокситоподібних породах незначний. Іноді хомогенні породи містять уламки кристалічних порід.

Вміст основних породоутворювальних оксидів хомогенних порід представлено на рисунках 3.35–3.38.

Структура хомогенних порід колоїдальна, пелітова, пеліто-алевритова, пеліто-псамітова, псаміто-колоїдальна, метаколоїдально-лускувата (ділянки без бобовин); текстура – бобова, плямиста, смугаста, згусткова, брекчієподібна.

Серед бокситів виокремлено такі різновиди (Басс та ін., 1971): кам'янисті, пухкі, глинисті, піщано-глинисті.

Кам'янисті і пухкі боксити мають бобову структуру, кремове, сіре і буре забарвлення. Бобовини жовто-коричневого, жовто-гарячого, сірого і чорного кольору. Вміст їх у породі коливається від 15 % до 60 %. Складені бобовини гібситом, гетитом, каолінітом, галлуазитом, карбонатами і кластичними зернами кварцу, гібситизованого плагіоклазу, лейкоксенованого ільменіту. У складі чорних бобовин присутній корунд,

магнетит, іноді бьоміт. Вміщувальна речовина складена дрібнокристалічним гібситом, гострокутними уламками кварцу, ільменітом, каолінітом, які цементуються гібситом і карбонатами.

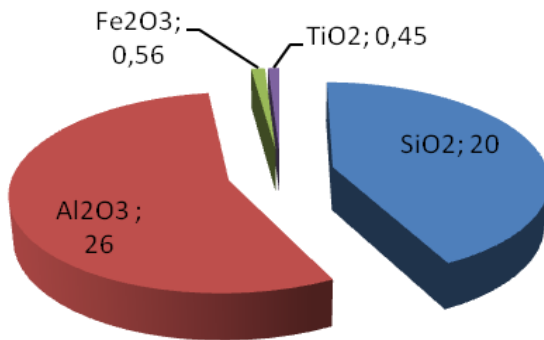


Рис. 3.35 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів у бокситах нижньої крейди

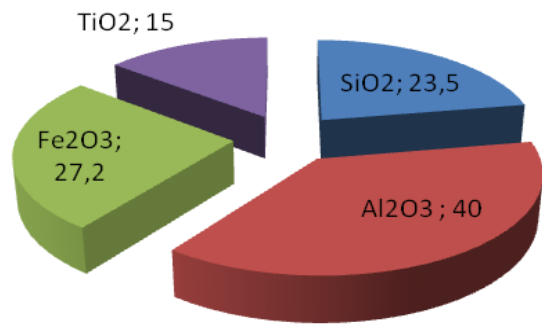


Рис. 3.36 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів в бокситах нижньої крейди

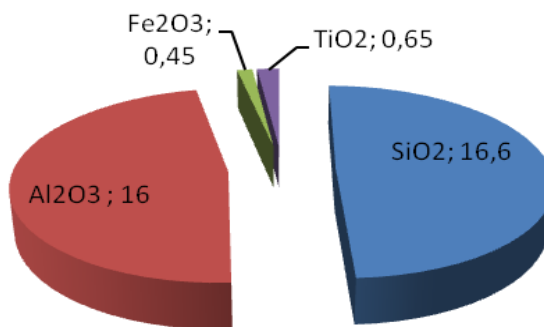


Рис. 3.37 Мінімальний вміст основних породоутворюючих оксидів в бокситоподібних породах нижньої крейди

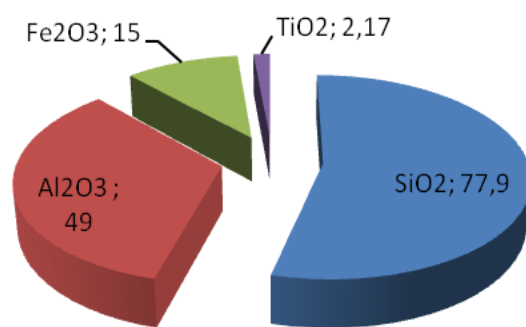


Рис. 3.38 Максимальний вміст основних породоутворюючих оксидів в бокситоподібних породах нижньої крейди

Глинисті та піщано-глинисті боксити являють собою пухку або слабозцементовану породу, яка не містить бобовин і зовнішньо подібна до каолінової глини. Серед глинистих і піщано-глинистих бокситів розрізняють каолініт-гібситові і кварц-каолініт-гібситові відміни.

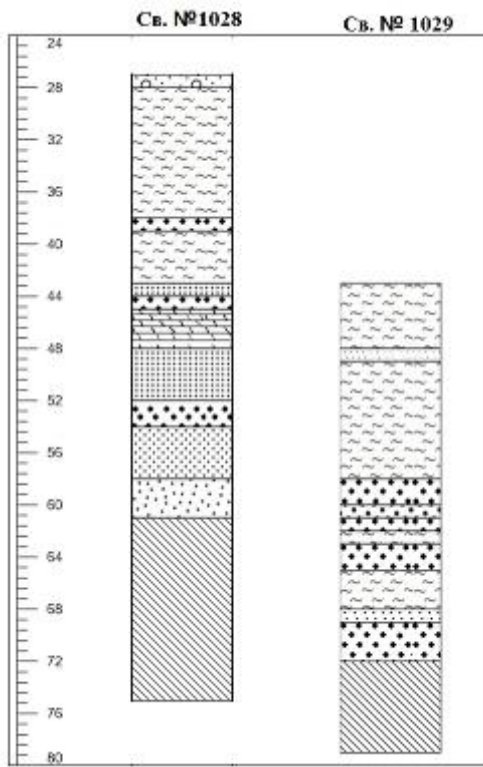
Діагенетичні процеси спричинили цементацію гібситом вміщуючої речовини і бобовин. Це яскраво виражено в утворенні численних січних

прожилків, виповнених дрібнозернистим гібситом, корозії зерен кварцу, бобовин. Вплив болотних вод, збагачених вуглекислою, на боксити спричинив дігенетичну сидеритизацію, побіління бокситів та розвиток другої генерації каолініту, яка у вигляді січних прожилків спричинює перетворення бокситів на вторинні каоліни.

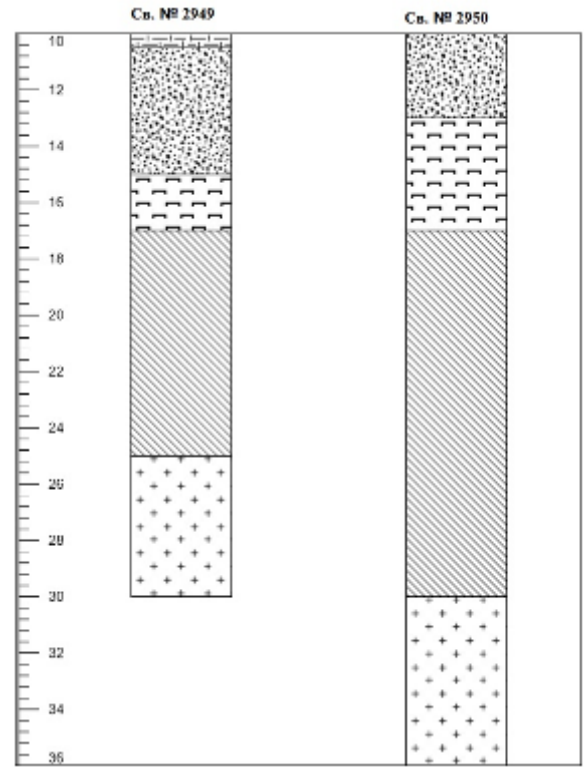
Фітоорганогенні породи представлені лігнітом та бурим вугіллям, які мають незначне розповсюдження в розрізі. Як правило, вони утворюють лінзи і прошарки в глинистих і псамітових відкладах (головне в палеодолинах, які відкриваються в Причорноморську западину) та представлені запісоченими відмінами.

Взаємовідносини у розрізі між різними типами порід доволі складні і незакономірні (рис. 3.39). Усі породи перешаровуються між собою, або утворюють прошарки, лінзи одне в одному, часто виклинюються (рис. 3.40). Лише глинисті і хемогенні породи подекуди складають однорідну товщу. Незважаючи на це, в розподілі літологічних відмін алювію спостерігається певна, нечітко виражена закономірність, а саме: в осьових частинах палеодолин переважають піщані відклади, які з наближенням до палеоустя займають провідне місце в будові товщі [53]. На присхильових ділянках палеодолин переважають піщано-каолінові відклади складені вторинними каолінами, каолінітовими глинами, каоліністими пісками і пісковиками, бокситоподібними породами і бокситами, які багаторазово перешаровуються між собою.

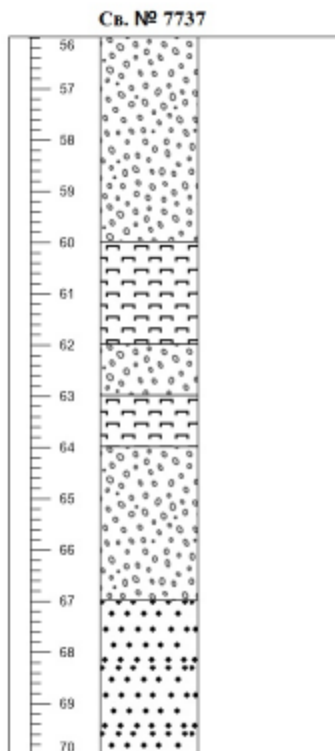
Мінеральний склад апт-нижньоальбських флювіальних утворень змінний і визначається акцесорною мінералізацією магматичних і метаморфічних порід кристалічного фундаменту та їх кір вивітрювання.



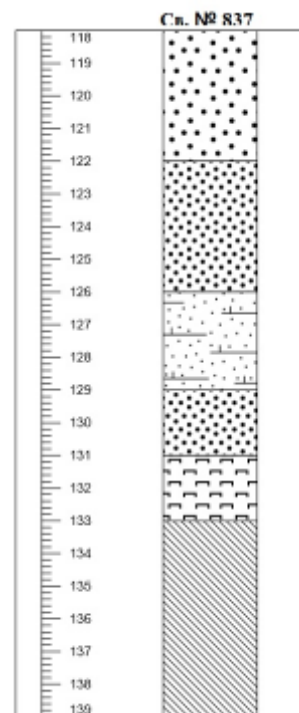
a



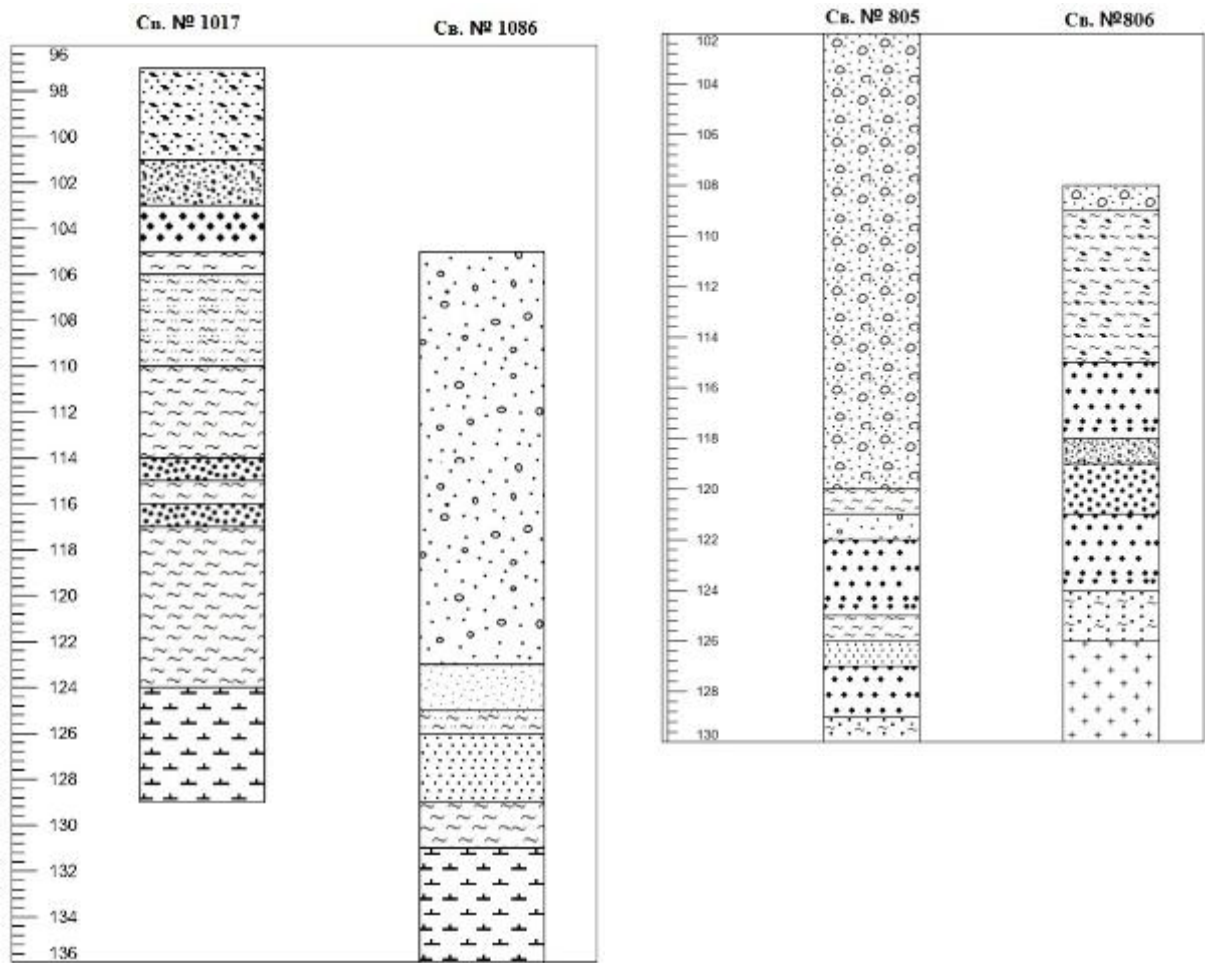
б



в



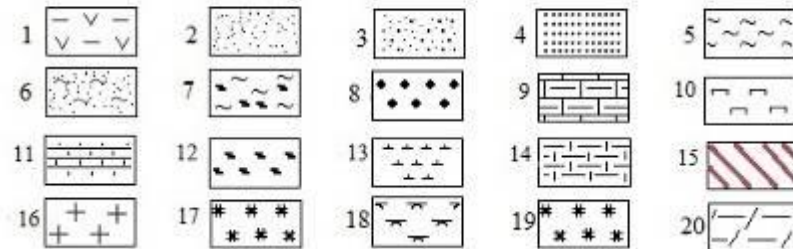
г



д

е

УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ



Речовинний склад порід: 1 - суглинки; 2 - піски дрібно-середньозернисті; 3 - піски середньо-крупнозернисті; 4 - пісковики; 5 - глини; 6 - глини загісочені; 7 - глини вуглисті; 8 - боксити; 9 - мергелі; 10 - каоліни вторинні; 11 - вапняки; 12 - вугілля буре; 13 - каоліни первинні; 14 - кремені; 15 - кори вивітрювання; 16 - граніти; 17 - ендербіти; 18 - амфіболіти; 19 - гнейси.

Рис. 3.39 Взаємовідношення різних типів порід в розрізі апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів (а, б, в, г, д, е)

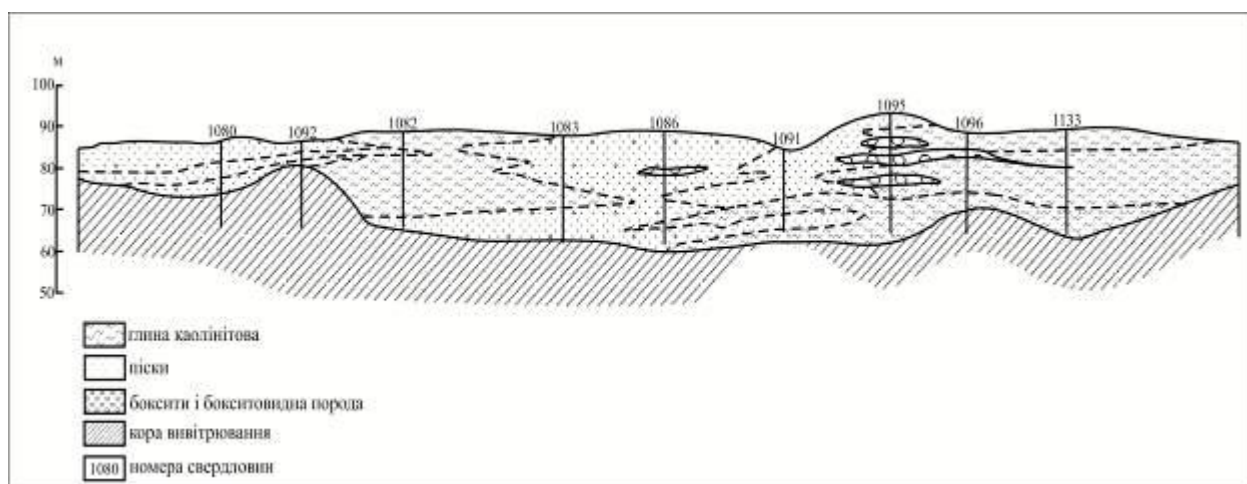


Рис. 3.40 Взаємовідношення порід у поперечному розрізі апт-нижньоальбської річкової палеодолини

Серед мінералів у апт-нижньоальбських відкладах встановлено: анатаз, андалузит, апатит, барит, біотит, галеніт, гематит, гібсит, гідраргіліт, гідрогетит, гідрослюда, гранат, графіт, дістен, епідот, золото, ільменіт, кальцит, каолініт, каситерит, кварц, коллофан, корунд, лейкоксен, лепідокрокіт, магнетит, марказит, монацит, монтморилоніт, мусковіт, опал, пірит, піротин, польовий шпат, рогова обманка, рутіл, серицит, сидерит, силіманіт, ставроліт, сфалерит, сфен, турмалін, халцедон, хлорит, циркон, цоїзіт та ін.

Аналіз даних хімічного і спектрального аналізів порід дозволив встановити деякі закономірності розподілу основних породоутворюючих компонентів та елементів у породах. Зокрема, у відкладах переважають слаборухомі, рухомі та слаборухомі при певних умовах і малорухомі елементи, що вказує на майже повний винос рухомих елементів у кінцевий басейн стоку [80]. Загальна кількість елементів збільшується в напрямку від хемогенних до піщано-глинистих порід, завдяки накладанню багатьох форм концентрації елементів при утворенні змішаних порід. Встановлено, що величина модуля TiO_2/MnO зменшується вгору за розрізом (18,0–2,8), що свідчить про поступове зменшення привносу теригенного матеріалу і

трансгресію вод Світового океану [80]. Значення співвідношення $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в породах, головним чином, >1 , що характерно для середовища зі слабнокислою геохімічною обстановкою, проте інколи цей коефіцієнт трохи менший за 1, що свідчить про існування локальних умов зі слабо відновною обстановкою [80]. Значне коливання вмісту породотвірних компонентів (Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3) відображає неоднорідний характер відкладів.

Постседиментаційні перетворення осадових порід мають нерівномірний, неоднорідний, локальний розподіл, обумовлений різною інтенсивністю і просторовою розбіжністю діагенетичних процесів (обезводнення, ущільнення, озалізнання, сульфідизація, бокситизація, ресиліфікація, сидеритизація, гібситизація).

На підставі даних гранулометричного аналізу та розробок В. І.Смірнова (1957) можна зробити припущення, що швидкість течії при накопиченні глинистих відкладів не перевищувала 0,25 м/сек; при нагромадженні піщаних утворень не перевищувала 0,5 м/сек; при нагромадженні піщаних утворень з гравієм і галькою не перевищувала 1,6 м/сек; а при нагромадженні піщаних утворень з гравієм, галькою і валунами не перевищувала 2,25 м/сек.

3.4 Фаціальні умови нижньокрейдового континентального флювіального седиментогенезу

Фаціальні типи апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів встановлювалися за набором основних типів порід, їх кількісним співвідношенням, потужністю, характером переходів одних порід в інші, особливостями речовинного і гранулометричного складу, текстурними особливостями, забарвленням, наявністю фітоорганічних залишків.

Утворилися апт-нижньоальбські континентальні флювіальні відклади за руслових, заплавних, озерно-заплавних, болотно-заплавних, делювіально-алювіальних, пролювіально-алювіальних фаціальних умов.

Руслова підфація представлена погано відсортованими, переважно косошаруватими і конгломератоподібними крупно-грубозернистими, подекуди гравійними пісками зі змінним вмістом глинистої складової та іноді з галькою і валунами кварцу, лінзами вогнетривких вуглефікованих глин. Колір їх світло сірий, сірий, подекуди жовтуватий, помаранчевий. Текстури руслових літофацій – обволікання і заповнення, безладні, косо-, горизонтальношаруваті, брекчієподібні. Залягають відклади руслової підфації в центральних осьових частинах палеодепресій безпосередньо на породах плотіка, або в межах контуру палеодолини в середній чи верхній частині розрізу.

Заплавна підфація представлена середньо-, добре відсортованими, переважно горизонтальношаруватими, середньо-дрібнозернистими пісками, запісоченими вторинними каолінами, вогнетривкими глинами. Відклади заплавної підфації містять незначні прошарки більш грубозернистих глинистих, погановідсортованих пісків, які нагромаджувалися під час повеней. Утворення заплавної фації збагачені обвугленими залишками рослин та містять дрібну розсіяну сульфідну вкрапленість та сульфідні стяжіння.

Утворення **озерно-заплавної підфації** представлені добре відсортованими, вторинними каолінами каоліновими глинами, різнозернистими пісками, бокситами, бокситоподібними породами.

Колір відкладів світло-сірий, сірий. Текстура озерно-заплавних літофацій – масивна, плямиста, смугаста, горизонтальношарувата. Утворення цієї підфації залягають у вигляді «острівних» тіл овальної, серпоподібної і

неправильної форми серед утворень заплавної фації в поглиблених частинах рельєфу.

Болотно-заплавна підфація представлена перешаровуванням глин піщанистих, різнозернистих пісків зі значним вмістом обвуглених рослинних залишків та вторинними каолінами, глинами вуглистими, лігнітом і бурим вугіллям. Текстура болотно-заплавних літофацій – землиста, конгломератоподібна, плямиста. Просторово відклади підфації приурочені до прибортових частин палеодолин і мають темно-сіре, буре забарвлення.

Делювіально-алювіальна підфація представлена бокситами, бокситоподібними породами, вторинними каолінами, які просторово приурочені до бортових схилів палеодолин і залягають у вигляді делювіальних шлейфів сповзання. Колір делювіально-алювіальних літофацій світло-сірий, сірий, сірувато-бурий, червоно-бурий; текстура – землиста, конгломератоподібна, бобова, плямиста, лінзоподібна.

Утворення **пролювіально-алювіальної підфації** представлені неясношаруватими, конгломерато-, брекчієподібними несортованими піщано-гравійними відкладами, інколи з бобовинами або уламками бокситів, галькою і валунами кварцу, значно запісоченими бокситоподібними породами. Пролювіально-алювіальні літофації часто залягають у підосві розрізу апт-нижньоальбських флювіальних утворень, або під кутом у вигляді лінз, язиків, конусів виносу вкорінюються в утворення інших фацій в надплотикових шарах. Пролювіально-алювіальна діяльність тимчасових флювіальних потоків з бортів палеодепресій подекуди була значною.

Для апт-нижньоальбських відкладів характерна різка фаціальна мінливість розрізу у вертикальному та горизонтальному напрямках.

У будові товщі спостерігається певна ритмічність. Як правило, виокремлюють три елементарних ритми, кожен з яких починається псефіто-псамітовими чи крупнопсамітовими утвореннями руслової фації і

завершується дрібнопсамітовими чи алеврито-пелітовими утвореннями заплавних, озерно-заплавних, болотно-заплавних підфацій. Ритмічність осадової товщі обумовлена циклами тектонічних рухів.

Подекуди у розрізах спостерігається зворотна ритмічність (у нижній частині залягають дрібнопсамітові чи алеврито-пелітові утворення, які перекриваються крупнопсамітовими чи псефіто-псамітовими). Часто розріз алювіальної фації ускладнюється делювіальними і пролювіальними процесами. У верхів'ях і меншою мірою у середній частині палеодолин збереглися реліктові палеофлювіальні розрізи, в яких в основі залягають глинисті відклади, які поступово змінюються дрібно-, середньо-, грубопсамітовими та гравійними утвореннями. Така будова профілю є характерною для алювію, що утворився за рахунок розмиву кір вивітрювання, коли спочатку ерозії зазнавала верхня, найбільш вивітрена частина елювію, а потім з її поглибленням – менш вивітрена і більш грубозерниста.

Слід зазначити, що навіть глинисті горизонти не є літологічно однорідними утвореннями, а являють своєрідний ритмічний комплекс з декількома елементарними ритмами. Ритмічна будова глинистих розрізів вказує на поступовий характер зміни гідродинамічного режиму палеоводотоків, який віддзеркалився у переході від суттєво пелітових до алеврито-пелітових і псаміто-алеврито-пелітових відмін.

Значна міграція русла в межах палеодепресій і коливальні тектонічні рухи, які періодично поновлювали ерозійну діяльність флювіального потоку, призвели до складної мозаїчної картини розміщення літофацій.

Для усіх, без винятку літофацій, які залягають в основі розрізу апт-нижньоальбської товщі притаманні текстури обтікання і заповнення, які вгору за розрізом змінюються на інші види.

Керуючись розробками В. О. Кузнецова [118] в межах досліджуваної формаційної одиниці можна виокремити такі літогеохімічні фації:

- літогенну, яка характеризується нагромадженням переважно уламкового матеріалу (псамітового, псефіто-псамітового), слаболужним та слабокислим середовищем, максимальними вмістами кремнезему та незначними вмістами алюмінію й інших елементів, незначним проявом вторинного мінералоутворення;
- сіалітно-глинисту, яка характеризується нагромадженням переважно глинистого (алеврито-пелітового, псаміто-алеврито-пелітового) матеріалу, переважно слабокислим середовищем, підвищеними вмістами алюмінію, значним розвитком коагуляції, сорбції, гідрогенного і біогенного накопичення елементів, значним проявом вторинного мінералоутворення.

Ці дві літогеохімічні фації знаходяться майже в рівних пропорціях з незначним переважанням сіалітно-глинистої.

3.5 Корисні копалини нижньокрейдових континентальних флювіальних утворень

Оскільки дослідження покладів корисних копалин нерозривно пов'язане з питаннями встановлення їх меж і наступної геометризації покладу та візуалізації розподілу корисного компонента у просторі нами для основних покладів корисних копалин створювалися картографічні матеріали, які охоплювали комплект карт: карта рельєфу і підосви покладу чи рудовмісних відкладів; карта потужності покладу чи покладовмісних відкладів; карта латерального розподілу вмістів корисного компонента.

Родовища і рудопрояви бокситів є типовим прикладом безпосереднього просторового і парагенетичного зв'язку з латеритними

корами вивітрювання. На території досліджень геологами-виробничниками встановлено декілька бокситопроявів: Смілянське, Новоселицьке, Звенигородське, Рижанівське, Озерянське, В'язівське та ін. (рис. 3.41).



Рис. 3.41 Карта бокситоносності району центральнорі частини Українського щита [159]

На окремих об'єктах спостерігається поступовий перехід від латеритних до перевідкладених у флювіальній обстановці бокситів і

бокситоподібних порід. В останніх боксити залягають на схилах або в центральних частинах палеодолин безпосередньо на корі вивітрювання, утворюючи делювіально-алювіальні і алювіальні поклади.

Аналіз і картографічне моделювання флювіальних покладів бокситів нами проведено на прикладі Смілянського родовища. Тут, поклади бокситів залягають вздовж русла палеодолини у вигляді лінз і тяжіють до її лівого борту і притоків. Розвідано декілька покладів, що утворюють майже безперервну смугу довжиною 15 км (рис. 3.42). Довжина покладів від 1,6 до 5,9 км, ширина – від 0,15 до 1,0 км. Глибина залягання від 70 до 80 м. Рудні тіла бокситів залягають горизонтально з незначним ухилом до осі палеодолини.

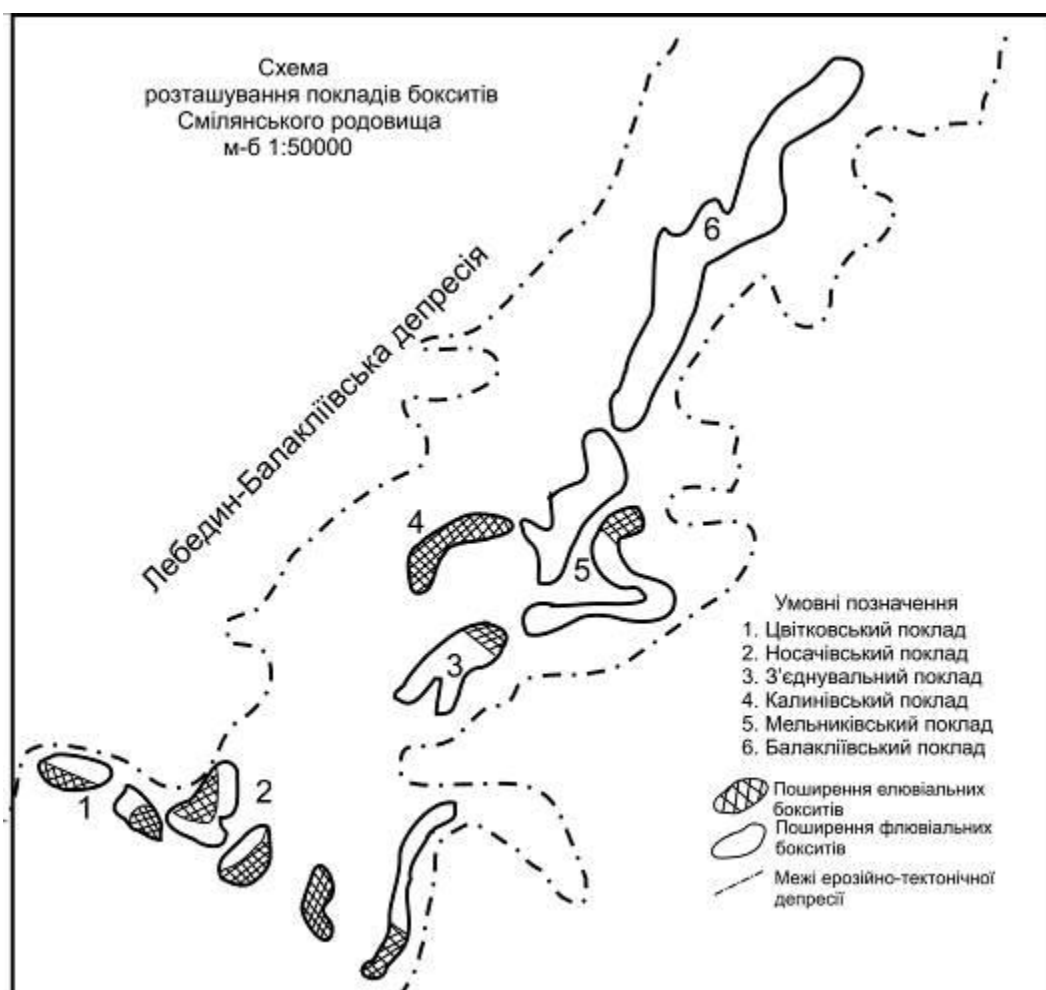


Рис. 3.42 Схема розташування покладів бокситів у межах Смілянського родовища[за 159]

Існують ділянки, де боксити і бокситоподібні породи зазнали значного переміщення від латеритного корінного джерела, і утворюють декілька покладів у вертикальному розрізі флювіальної товщі (рис. 3.43). Поклади вторинних каолінів, каолінових глин і бокситів залягають у середній і верхній частинах флювіальної товщі. На рисунку 3.43 чітко видно три русла давньої річки (русловий алювій представлений ільменітоносними пісками), які мігрували за латераллю і у вертикальному розрізі та частково розмили боксити, вторинні каоліни і каолінові глини.

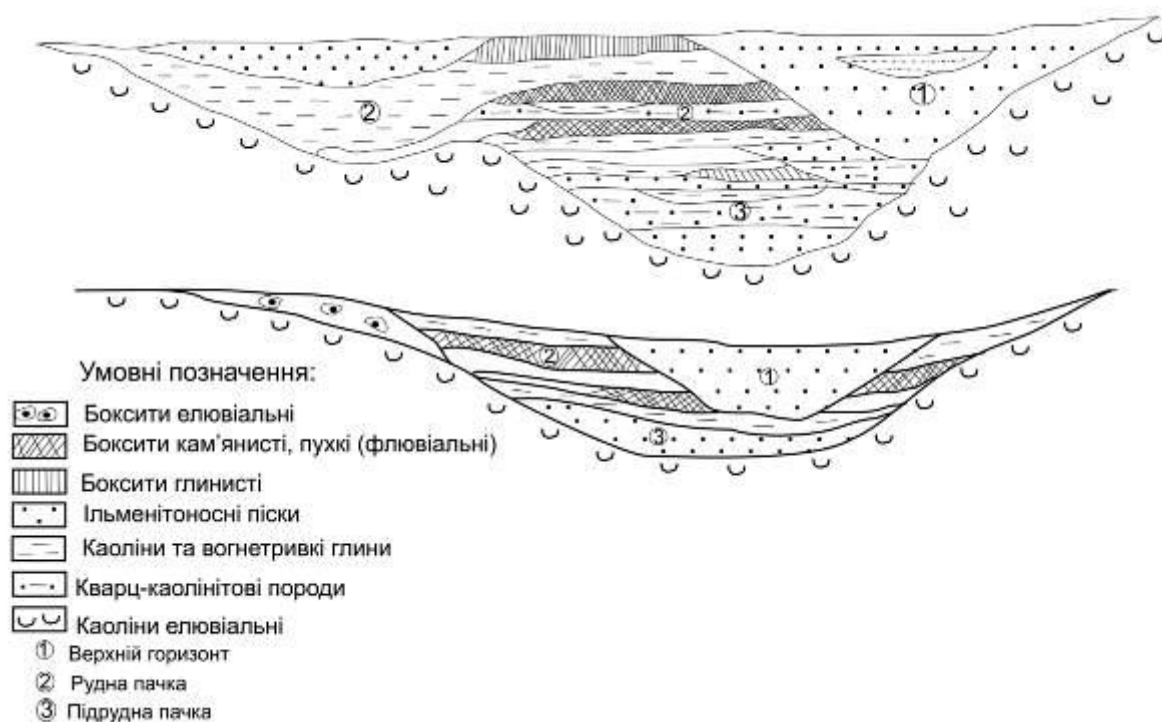


Рис. 3.43 Типові поперечні перетини продуктивної апт-нижньоальбської товщі, що вміщує поклади бокситів у межах Смілянського родовища [за 159]

Максимальна віддаленість перевідкладених бокситів від масивів лабрадоритів, габбро-лабрадоритів і норитів не перевищує 3 км.

У межах родовища поширені кам'яністі боксити з чітко вираженими бобовинами, а також глинисті і піщано-глинисті різновиди. Смілянські боксити мають високу кременистість, обумовлену значною домішкою

кластичного кварцу, що легко видаляється при збагаченні. Тому якість бокситів визначається не за кремінним модулем, а за вмістом вільного глинозему (гібсит), що повинний бути не менш 20 %.

Боксити містять від 35,4 до 44,1 % Al_2O_3 у т.ч. вільного глинозему від 17,4 до 37,9 %; Fe_2O_3 – до 10 %; TiO_2 – від 2,0 до 3,5 %; сума CaO і MgO – не більше 1 %. Співвідношення $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ для флювіальних перевідкладених кам'янистих бокситів 1,63–5,22, а для бокситів від 1,47–5.

Боксити придатні для виготовлення вогнетривів. Боксити разом з каоліновими глинами і дрібнозернистими пісками утворилися за заплавних, делювіально-заплавних умов.

Враховуючи те, що в межах родовища, окрім бокситів встановлені промислові розсипи ільменіту і рудопрояви вогнетривких глин, доцільна комплексна розробка цього родовища на три види корисних копалин..

Рельєф поверхні підосви і плотика флювіальних утворень нерівний з чітко вираженими западинами і підняттями (рис. 3.44). Рельєф покрівлі повністю відображає рельєф підосви. Розподіл потужностей покладів бокситів не має прямого зв'язку з рельєфом підосви товщі. Максимальна потужність бокситів приурочена до локального пониження в рельєфі підосви відкладів, у той же час у межах інших понижень потужність бокситів незначна або мінімальна (рис. 3.45).

Родовища і рудопрояви вторинних каолінів та вогнетривких глин. З континентальними флювіальними утвореннями апт-нижньоальбського віку пов'язані родовища вторинних каолінів та вогнетривких глин Балашовське, Гудзовське, Звенигородське, Мурзинське, Новоселицьке, Обознівське, Озерянське, Рижанівське, Смілянське та низка рудопровів (Катеринопільський, Лікарівський, Матусівський, Сердюківський, Трояново-Межигірський, Червоний, та ін. з потужністю вторинних каолінів 0,6–18,0 м).

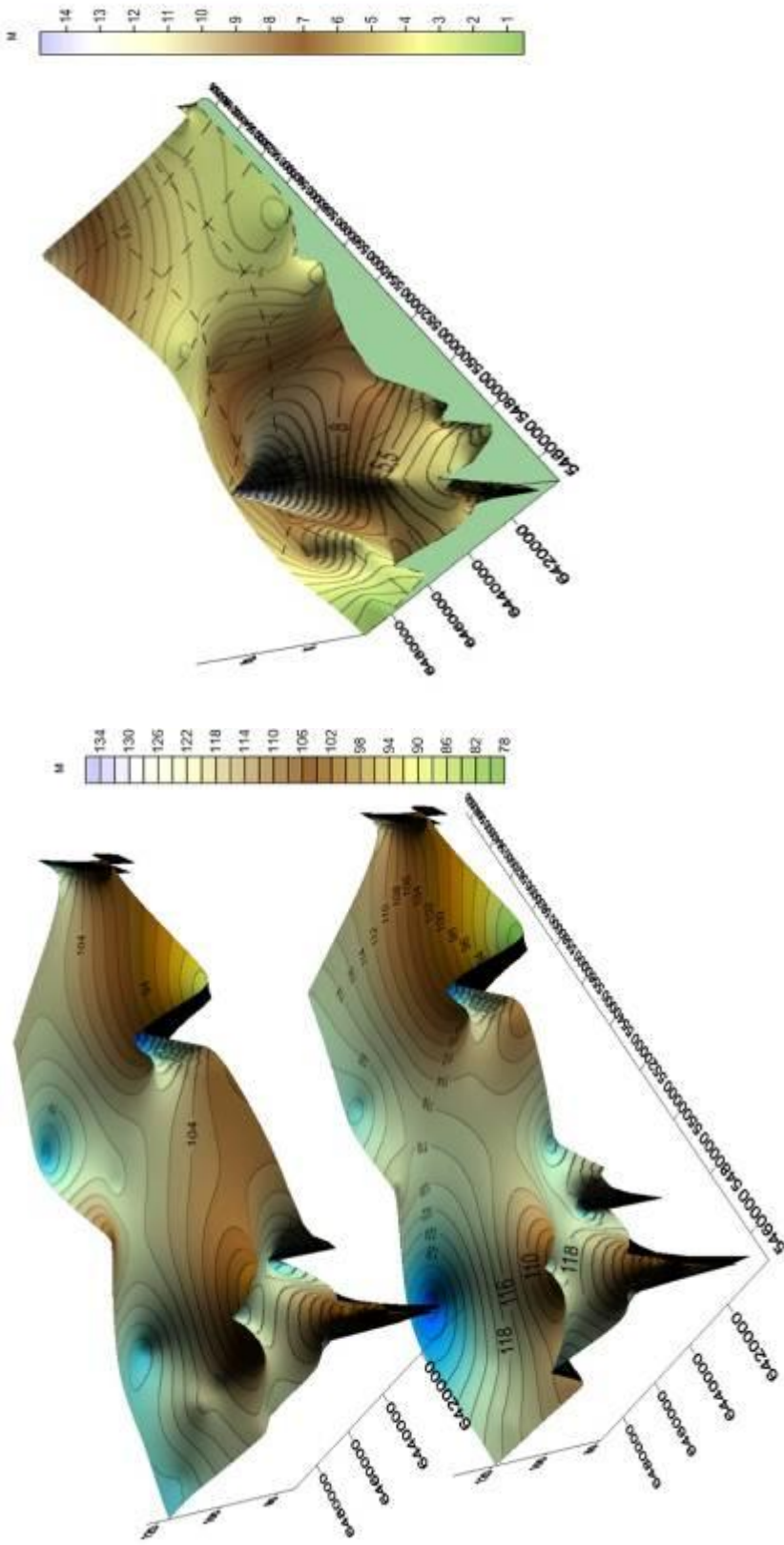


Рис. 3.44 Карта рельєфу підшви і поверхні бокситів у межах Смілянського родовища

Рис. 3.45 Карта потужності бокситів у межах Смілянського родовища

Вогнетривкість порід знаходиться в межах 1580°C–1770 °C. Вміст породотвірних оксидів змінюється в широких межах, зокрема (в %) $\text{SiO}_2=28,4\text{--}75,1$; $\text{Al}_2\text{O}_3=18,4\text{--}55,8$; $\text{TiO}_2=1,45\text{--}1,89$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=1,3\text{--}1,83$.

За речовинним складом вторинні каоліни цих родовищ належать до гібсит-каолінітового типу та являють собою дрібнодисперсну породу білого, світло-сірого, сірого кольору (на окремих ділянках строкатоколірного забарвлення) зі значним вмістом обвуглених рослинних залишків.

Вогнетривкі глини ближнього переносу, які утворилися за рахунок перевідкладення матеріалу кори вивітрювання порід основного складу мають підвищений вміст гібситу, в той час як вогнетривкі глини, які утворилися за дальнього переносу мають гідролудисто-каолінітовий склад.

Вторинні каоліни та вогнетривкі глини є продуктом розмиву і перевідкладення первинних каолінів за заплавлених, озерно-заплавлених, болотно-заплавлених та делювіально-алювіальних і пролювіально-алювіальних умов.

Мурзинське родовище вторинних каолінів локалізовано в осьовій частині Озерянської палеодолини, в якій вторинні каоліни поширені у вигляді горизонтальнозалягаючого пласта у верхній частині розрізу апт-нижньоальбських флювіальних відкладів. Залягають вторинні каоліни на крупнозернистих пісках, зрідка на корі вивітрювання, та перекриваються піщаними відкладами палеогену. Рельєф підосви і поверхні вторинних каолінів нерівний, ямчасто пагорбковий з чітко вираженими депресійними лійками, які успадковані від таких кори вивітрювання кристалічного фундаменту (рис. 3.46).

Потужність шару каолінів мінлива, так, у межах Північної ділянки вона становить 0,15–20,8 м, а у межах Південної ділянки – 0,1–23,75 м (рис. 3.47).

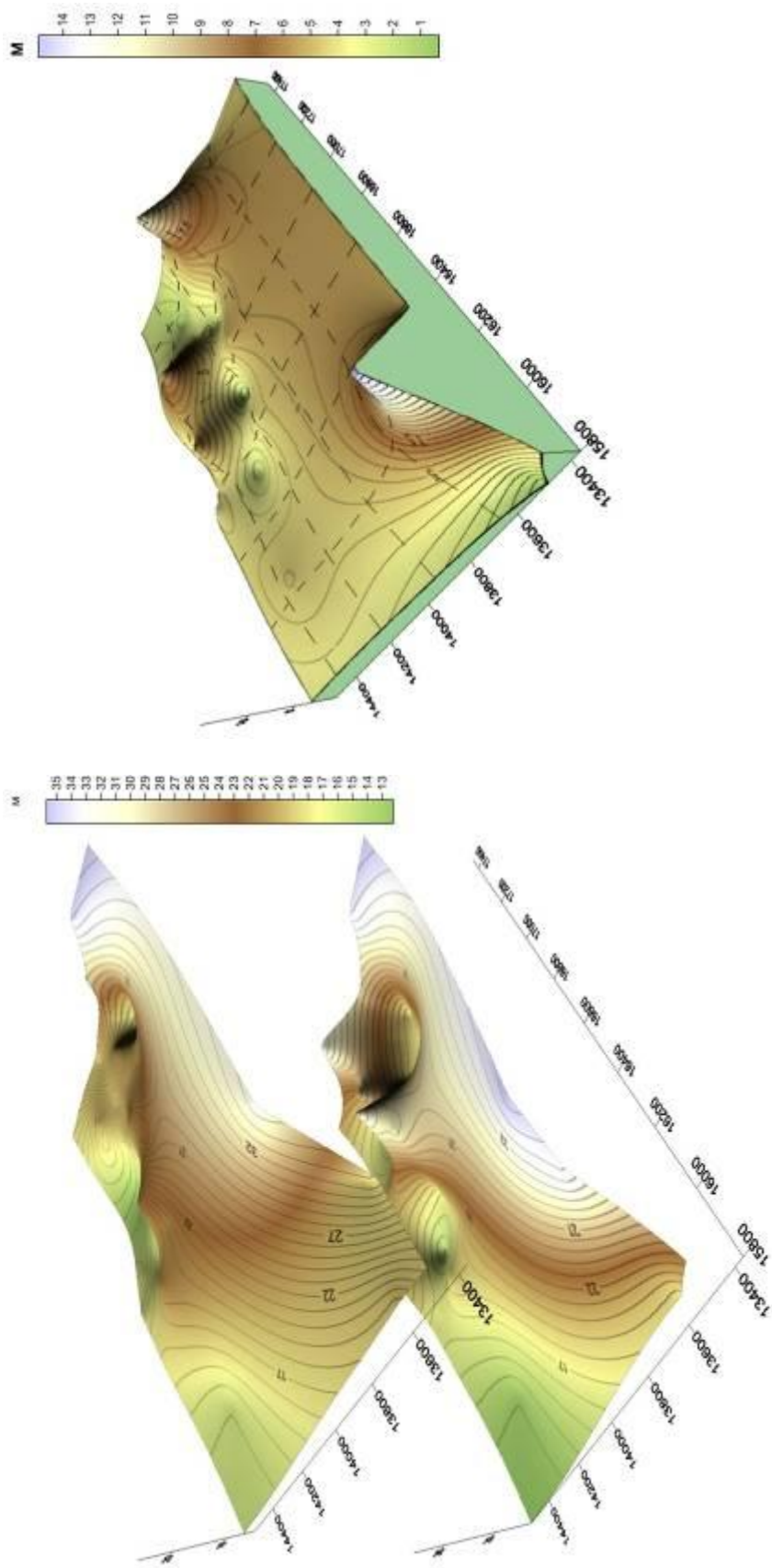


Рис. 3.46 Карта рельєфу підшви і поверхні вторинних каолінів Мурзинського родовища.

Рис. 3.47 Карта потужності вторинних каолінів Мурзинського родовища

Макроскопічно це світло-сіра, біла порода, масна на дотик, однорідна, іноді брекчієподібна, складена каолінітом з непостійною та незначною домішкою кластичного матеріалу, подекуди з домішками вуглистої речовини та невеликими стяжіннями марказиту. Вміст окису заліза у вторинних каолінах не залежить від їх записоченості та змінюється від 0,38 до 4,58 %. Титановмісні мінерали в каолінах розповсюджені рівномірно, середній вміст TiO_2 від 1,25 % до 1,39 %. Середній вміст CaO 0,3–0,53 %; MgO – 0,21–0,62 %; Na_2O – 0,06–0,10 %; K_2O – 0,06–0,11 %.

У межах родовища виробничниками виокремлено декілька сортів вторинних каолінів, хімічний склад яких представлений на рисунках 3.48–3.51.

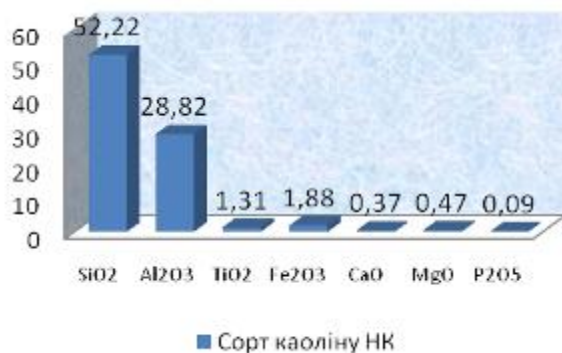


Рис. 3.48 Хімічний склад вторинних каолінів крейдового віку. Мурзинське родовище.



Рис. 3.49 Хімічний склад вторинних каолінів крейдового віку. Мурзинське родовище.



Рис. 3.50 Хімічний склад вторинних каолінів крейдового віку. Мурзинське родовище.

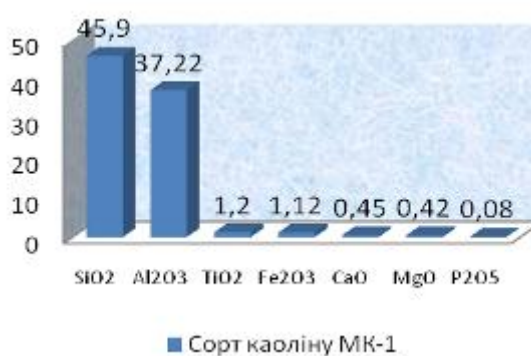


Рис. 3.51 Хімічний склад вторинних каолінів крейдового віку. Мурзинське родовище.

Розсипи золота. Золотоносність апт-нижньоальбських континентальних флювіальних утворень першочергово пов'язана з особливостями мінерагенії кристалічного фундаменту і його кір вивітрювання, в поєднанні з низкою сприятливих палеотектонічних, палеогеографічних та інших умов, які зумовили надходження золота у континентальні флювіальні водотоки та локальні фаціальні умови і механічні бар'єри, які спричинили його концентрацію.

Розсипи золота району Канівських дислокацій. Значні за вмістом, але не витримані за простяганням розсипи золота встановлені у відслоненнях у межах Канівських та Мошногірських дислокацій. Нижньокрейдові континентальні відклади району Канева є продовженням гілки річкової палеодолини, утворення якої виходять на поверхню в північній частині села Ковалі та південно-східній частині с. Литвинець. У районі м. Канів вони відслонюються на південно-західній його окраїні, в межах міста та на його північно-східній окраїні.

Розсипна золотоносність апт-нижньоальбських алювіальних відкладів району Канівських дислокацій встановлена О. К. Мазуром при проведенні пошукових робіт на боксити у 1973 – 1974 роках. В подальшому наявність розсипного золота в палеоалувії була підтверджена роботами Ю. І. Ветрова, О. Ф. Зуєва, Г. С. Соловйова, М. С. Ковальчука, М. С. Ковальчука зі співавторами [5, 69, 75].

Розсипне золото в нижньокрейдовому алювії встановлено у відслоненнях ярів Дунаєць, Костянецький, Меланчин Потік, Сухий Потік.

У генетичному відношенні континентальні відклади нижньої крейди тут представлені утвореннями фацій русла, прируслової відмілини. У літологічному відношенні це різнозернисті (від дрібно- до крупнозернистих) піски, що містять різне співвідношення глинистої речовини. Іноді у підосві та в середній частині розрізу зустрічаються гравій і галька (до 10 см) кварцу.

Потужність золотовмісних відкладів сягає 2,8 м. Золото встановлено майже по усьому розрізу (рис. 3.52), однак найбільші його вмісти приурочені до приплотикового шару; іноді золото утворює струмені в середній частині розрізу. Як правило, верхня частина розрізу, яка представлена дрібнозернистими пісками, з незначною кількістю глинистої складової, золота не містить, або містить лише поодинокі його знаки (переважно одне зерно золота на шліхову пробу).

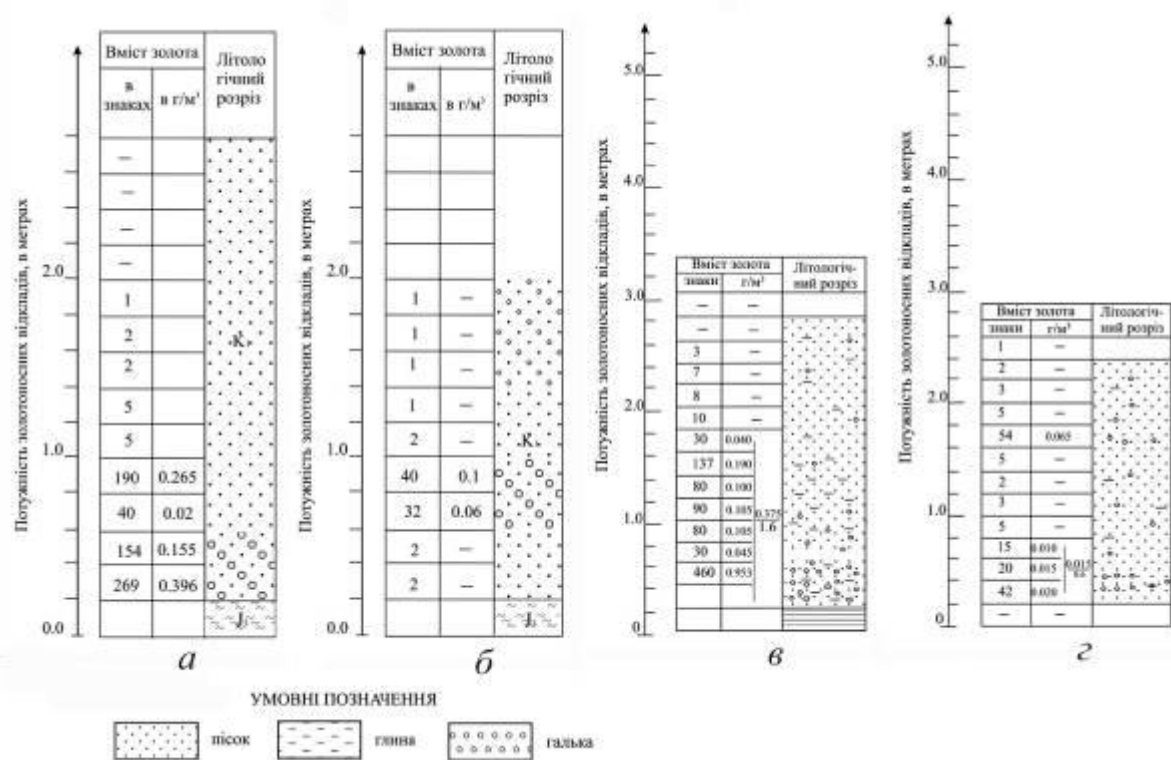


Рис. 3.52 Найбільш характерні розрізи апт-нижньоальбських континентальних утворень з елементами золотонесності (за Г. С. Соловйовим, 1986 р. [5]): *а* – золото в приплотиковому шарі в асоціації з галькою кварцу; *б* – золото в середній частині розрізу в асоціації з галькою кварцу; *в* – *г* – розрізи, які показують зв'язок золота з наявністю гальки кварцу та підвищеною глинистістю відкладів.

Встановлено прямий зв'язок між наявністю і розміром кварцової гальки та вмістом і розміром зерен золота, а також між глинистістю відкладів та наявністю золота. Так, золото завжди присутнє у відкладах що містять

гальку кварцу, і зі збільшенням розміру галечного матеріалу збільшується розмір зерен золота і його вміст у розрізі. Зі збільшенням глинистості галечно-гравійно-піщаних утворень зростає вміст у них золота. Ступінь сортування уламкового матеріалу поганий, або взагалі відсутній.

Електонно-мікроскопічні та мікрозондові дослідження золота проводилися на сканувальному електронному мікроскопі JSM – 6490LV компанії Tokyo Boeki CIS Ltd.

Золото зустрічається у вигляді грудко-, палянице-, конусо-, дрото-, серце-, гантеле-, коржикоподібних, а також пластинчастих зерен та кристалів переважно октаедричної форми (рис. 3.53; 3.54) [69, 71, 81]. Переважає золото пластинчастої морфології розміром до 1,0 мм. Форма пластинок золота різноманітна: від ідеальноокруглої, до сильно видовженої та екзотичної. Встановлено агрегати зерен золота, які являють собою декілька пластинок золота, що зрослися. Кожна пластинка золота має чіткі границі і добре виокремлюється за морфологією із загальної маси. Поверхня зерен нерівна, шагренева, гладка, дрібно-ямчаста, іноді з механічними подряпинами (рис. 3.53–3.55). Подекуди зустрічаються зерна з механічними загинами і пережинами країв. Часто зустрічається золото в зростках з кварцом, а іноді зерна покриті плівкою гідроксидів заліза та чорної речовини [69]. Розмір зерен золота 0,1 – 2,3 мм.

Мікрозондові дослідження зерен золота показали неоднорідність його хімічної будови в межах одного зерна (рис. 3.55; 3.56). Так у межах спектру 1 вміст золота 94,66 атомних відсотків, у межах спектру 2 вміст золота 93,21 атомних відсотків; у межах спектру 3 вміст золота 97,41 атомних %; у межах спектру 4 вміст золота 96,33 атомних відсотків (див рис. 3.56).

Проба зерен, як правило, вища на краях зерен, аніж в його центральних частинах.

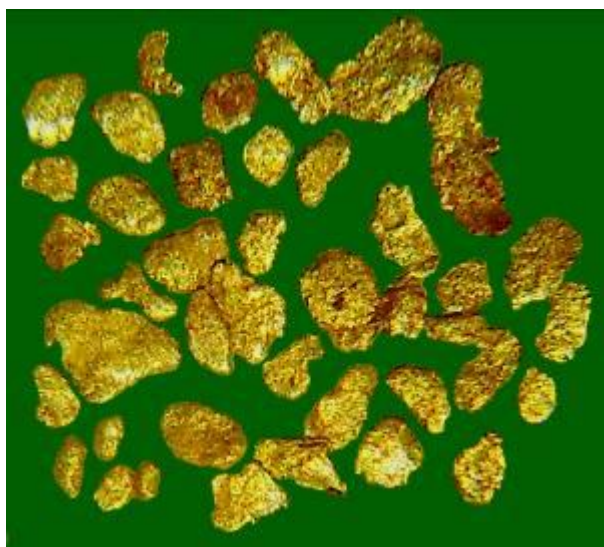


Рис. 3.53 Золото з апт-нижньоальбського алювію під бінокуляр. Збільшення в 10 раз

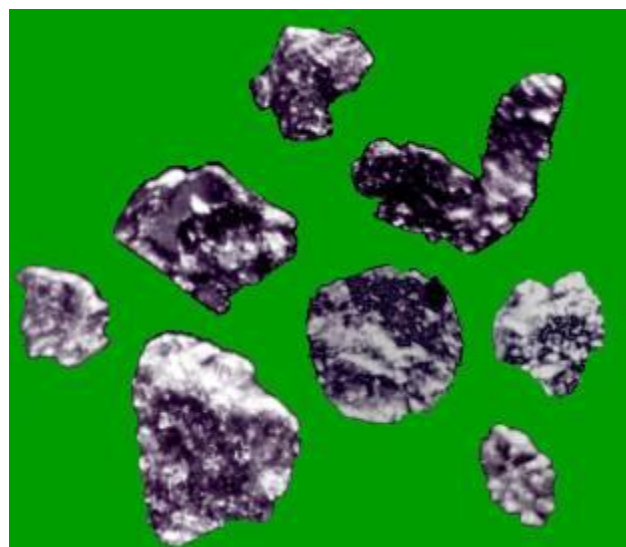


Рис. 3.54 Золото з апт-нижньоальбського алювію під бінокуляр. Збільшення в 15 раз

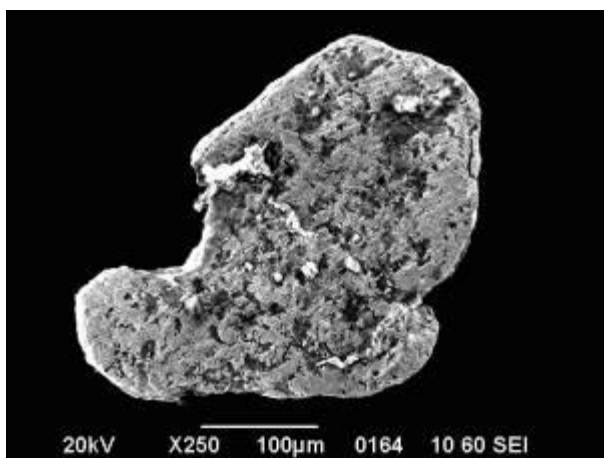


Рис. 3.55 Електронно-мікроскопічний знімок золота з апт-нижньоальбського алювію

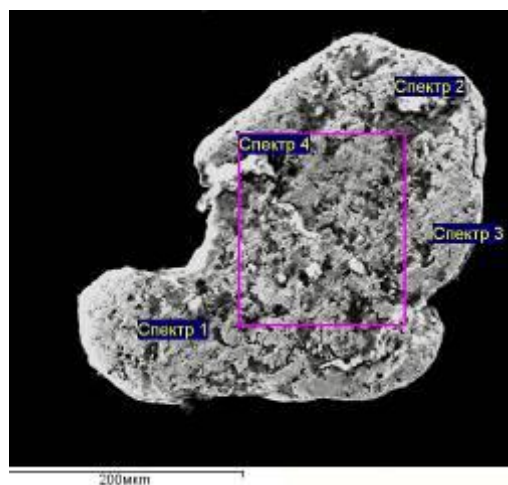


Рис. 3.56 Схема розміщення точок мікрозондового дослідження зерна золота з апт-нижньоальбського алювію

Загалом золото належить до дуже високопробного 988 – 992. Серед елементів-домішок у золоті встановлено (%) Ag (до 1,1), Bi (до 1,14), Zn (до 0,96), Pb (до 0,33), Sn (до 0,11), As (до 0,1), Hg (до 0,08), Cu (до 0,03), Fe (до 0,02), Sb (до 0,02), Ni (до 0,01) [75].

Виходячи з морфології зерен золота та їх поверхні можна зробити висновок, що частина золота зазнала значного і тривалого транспортування у водному потоці, а інша – має незначне перенесення. Вміст золота у відкладах сягає $2,2 \text{ г/см}^3$ [5].

Розсип золота Канів-Звенигородської палеодолини. Найбільший і найбільш вивчений розсип золота локалізований у межах верхньої палеотечії Канів-Звенигородської депресії [20].

Нами з застосуванням ГІС-технологій золотоносність детально досліджена за чотирма перетинами (рис. 3.57).

Тут розсипна золотоносність встановлена як у вертикальному розрізі, так і по усій ширині палеодолини [20]. Потужність золотоносних пластів $0,5\text{--}1,0$ м. Золото має грудко-, дрто-, паляницеподібну, пластинчасту форму [20]. Колір золота світло-жовтий, жовтий, червонувато-жовтий, пробність $881\text{--}997$ [20]. Розмір зерен змінюється від $0,12$ мм до $3,3$ мм [20].

Разом із золотом відклади містять (середні вмісти) (кг/м^3): пірит – 2; ільменіт – 9; циркон – $0,68$; лейкоксен – $0,12$; лейкоксен – $0,052$; монацит – $0,035$; рутил – $0,008$ [20].

За лінією 500 розподіл золота у вертикальному розрізі має такий вигляд: шари зі знаковими вмістами золота розташовані кулісоподібно по усьому розрізу, а шари з підвищеними вмістами металу тяжіють до плотика, або розташовуються безпосередньо над ним у приплотиковому шарі [20]. Вміст золота в розрізі змінюється від 120 до 920 мг/м^3 [20].

Рельєф підосви і поверхні флювіальних відкладів подібні (рис. 3.58). Розподіл потужності флювіальних утворень в значній мірі віддзерклює рельєф підосви і поверхні відкладів (рис. 3.58; 3.59). Підвищені вмісти золота утворюють декілька чітко виражених максимумів, але основна кількість золота тяжіє до правого борту палеодолини (рис. 3.60).

За лінією 420 золото тяжіє до плотика, а також утворює кулісоподібні шари в приплотиковому шарі та у верхній частині розрізу. Вмісти золота тут від 190 до 710 мг/м³ [20].

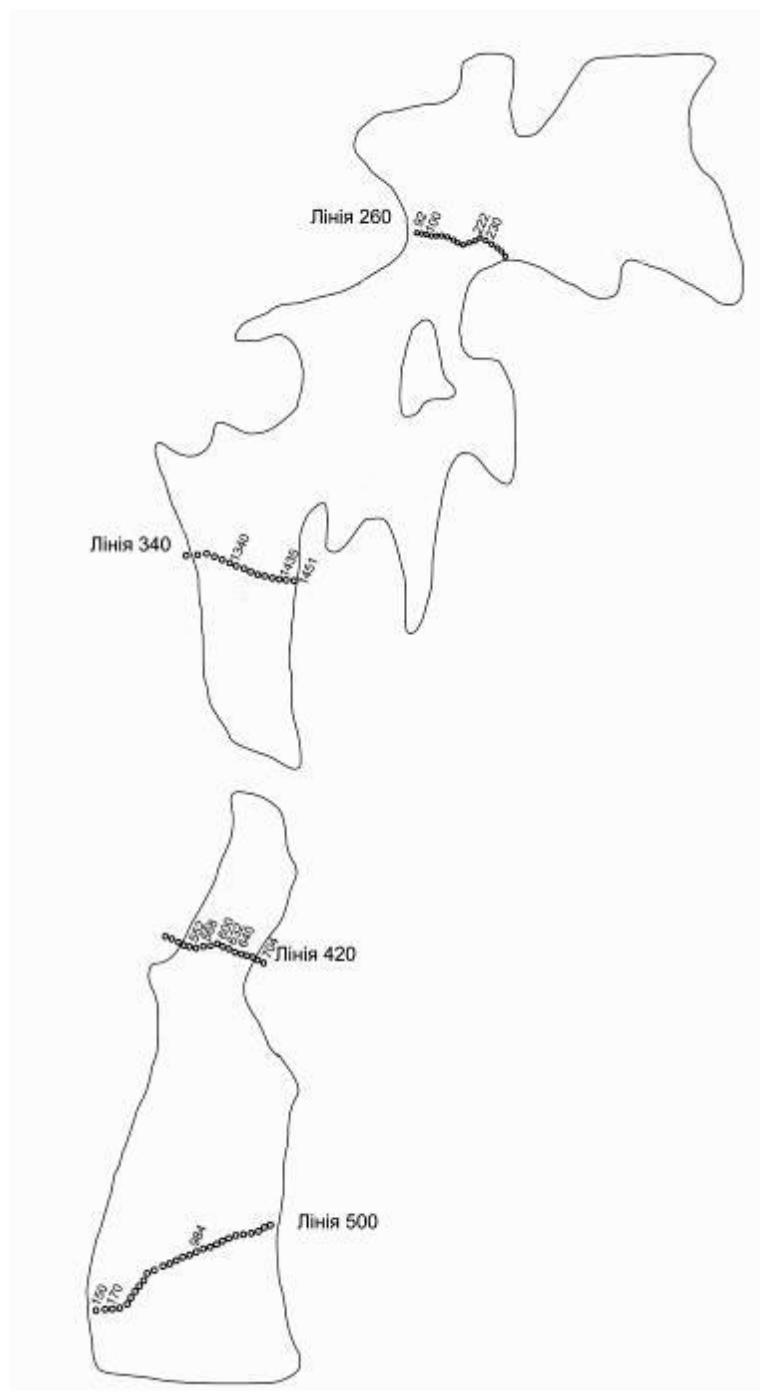


Рис. 3.57 Схема розташування золотоносного розсіпу у межах Канів-Звенигородської депресії та ліній перетину за якими досліджувалася золотоносність

Рельєф поверхні підошви і покрівлі відкладів пологий з нахилом вниз за течією з незначними локальними підвищеннями і пониженнями (рис. 3.61).

Ділянки збільшення і зменшення потужності флювіальних утворень віддзеркалюють рельєф підошви і поверхні відкладів (рис. 3.61; 3.62). Розподіл золота характеризується двома чітко вираженими максимумами, які просторово частково співпадають з підвищеннями в підошві відкладів (рис. 3.61; 3.63).

На ділянці лінії 340 золотоносні шари розташовані кулісоподібно високо над плотиком [20]. У рельєфі підошви флювіальних відкладів закартовано декілька локальних підняття (правий борт) та западина (центральна частина) (рис. 3.64). Внаслідок розмиву апт-нижньоальбських відкладів середньоеценовими водотоками рельєф підошви і поверхні дещо відрізняються. Розподіл потужності флювіальних відкладів віддзеркалює рельєф їх підошви (рис. 3.64; 3.65). Підвищені вмісти золота тяжіють до правого борту і центральної частини розсипу (рис. 3.66).

За лінією 260 рельєф поверхні підошви і плотика має асиметричну будову, яка виражена в наявності правого крутого борту та пологого лівого (рис. 3.67). Підвищені вмісти золота не корелюються з потужністю золотоносних відкладів і приурочені до центральної частини палеодолини та частково тяжіють до лівого її борту (рис. 3.67; 3.68). Вони просторово відповідають пониженням у рельєфі плотика (рис. 3.67; 3.69).

Золотоносні тіла в розрізі алювіальних відкладів представлені «кущами», «кишеннями», які формувались у западинах плотика, стрічко- і лінзоподібними тілами, що розташовані в приплотиковому шарі або високо над ним. Просторово підвищена розсипна золотоносність тяжіє до центральної частини палеодолини і правого її борту. [20].

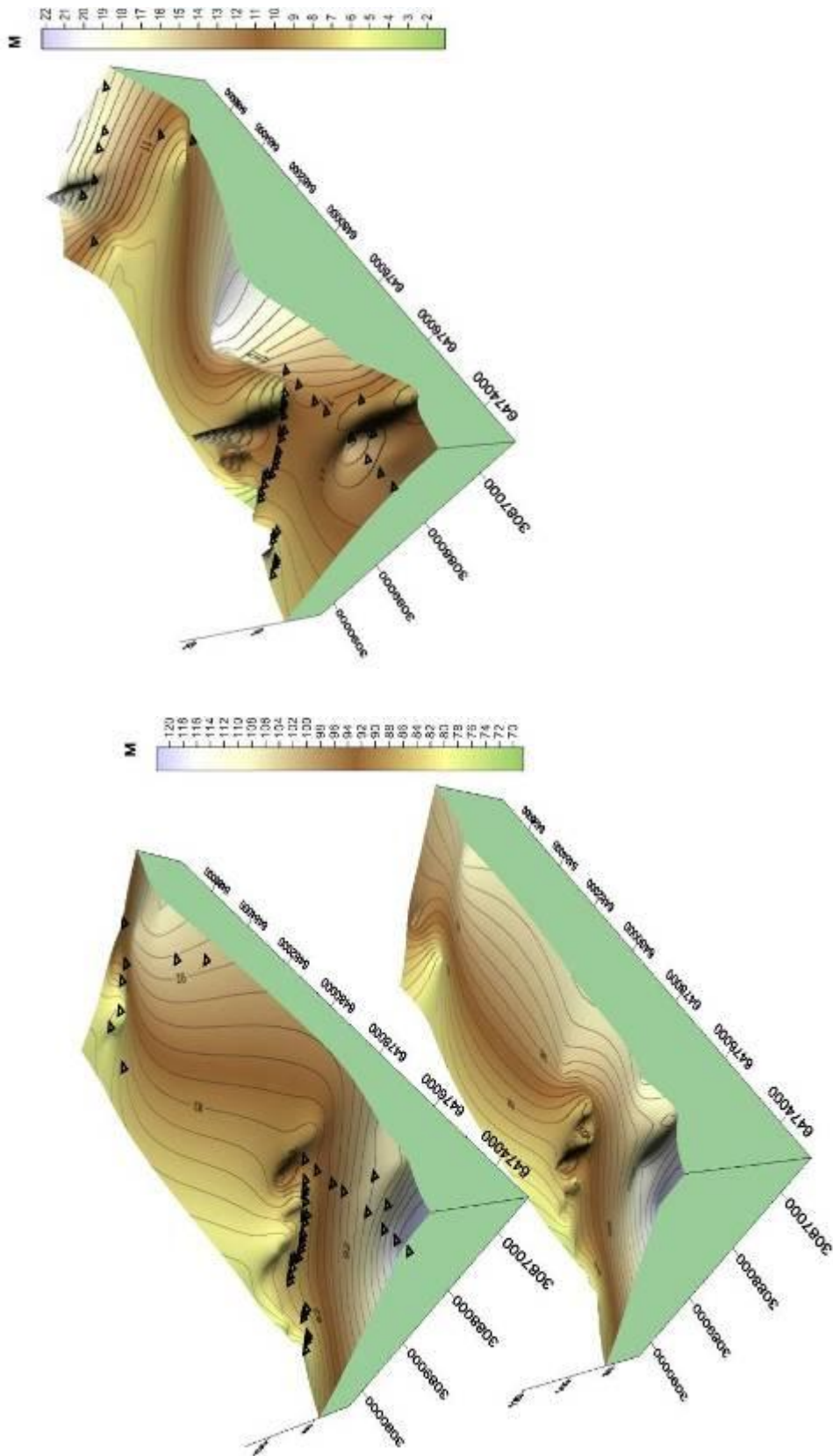


Рис. 3.58 Карта рельєфу підшви і поверхні золотоносних відкладів за лінією 500

Рис. 3.59 Карта потужності золотоносних відкладів за лінією 500

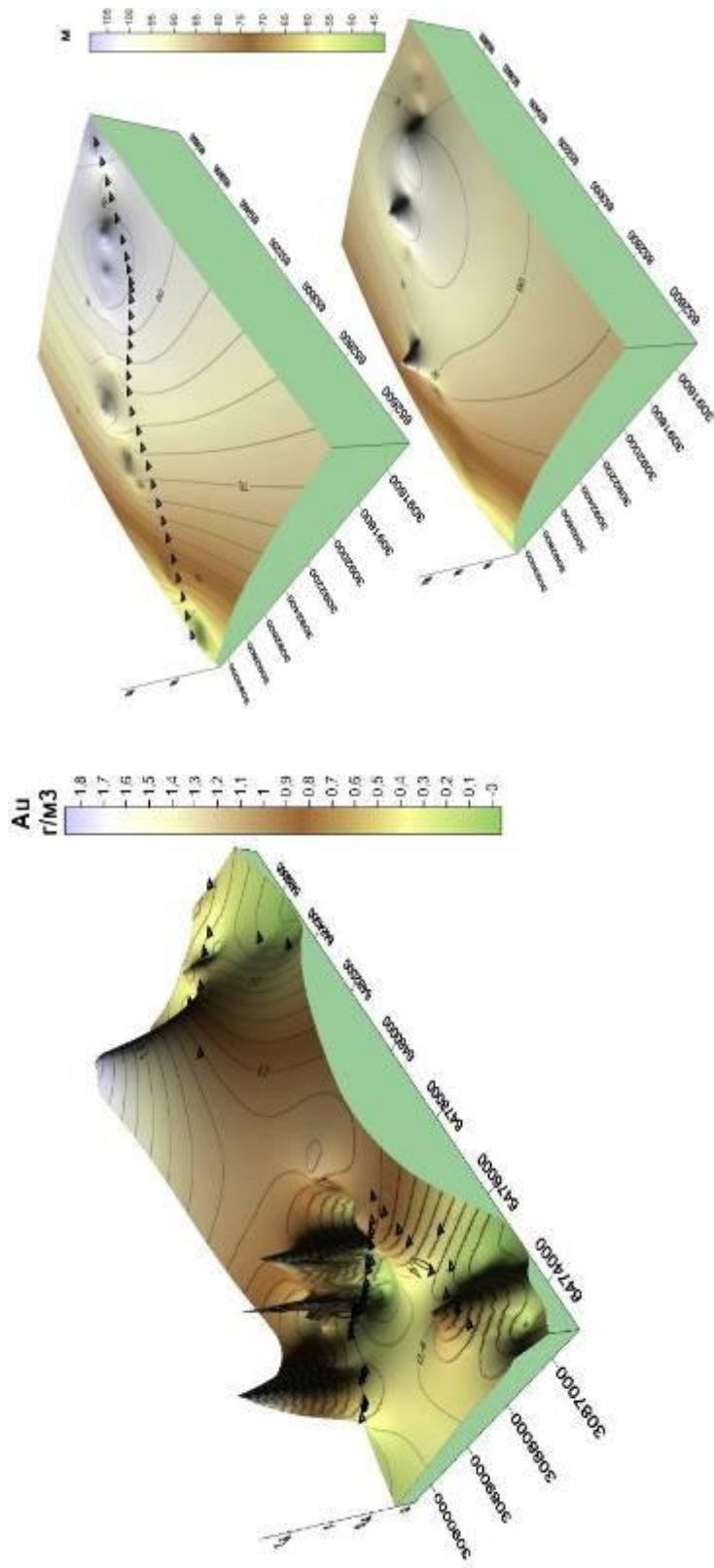


Рис. 3.60 Карта розподілу вмісту золота за лінією 500

Рис. 3.61 Карта рельєфу підшви і поверхні золотоносних відкладів за лінією 420

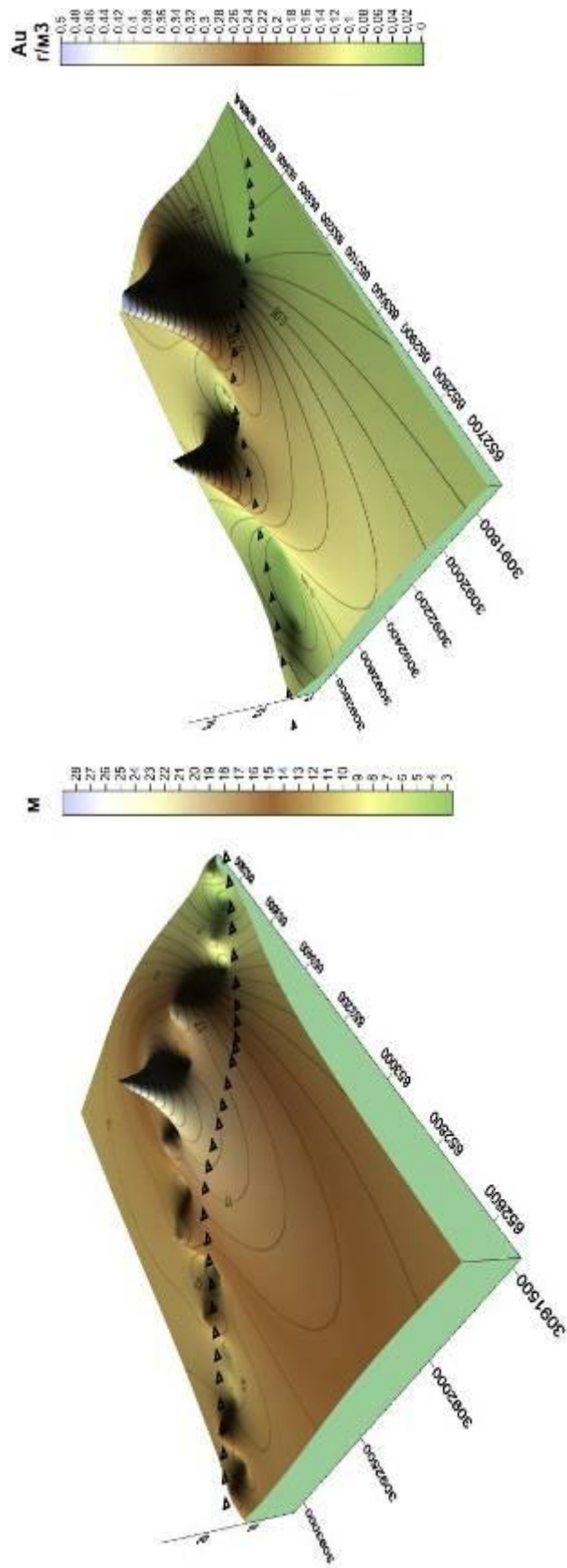


Рис. 3.62 Карта потужності золотоносних відкладів за лінією 420

Рис. 3.63 Карта розподілу вмісту золота за лінією 420

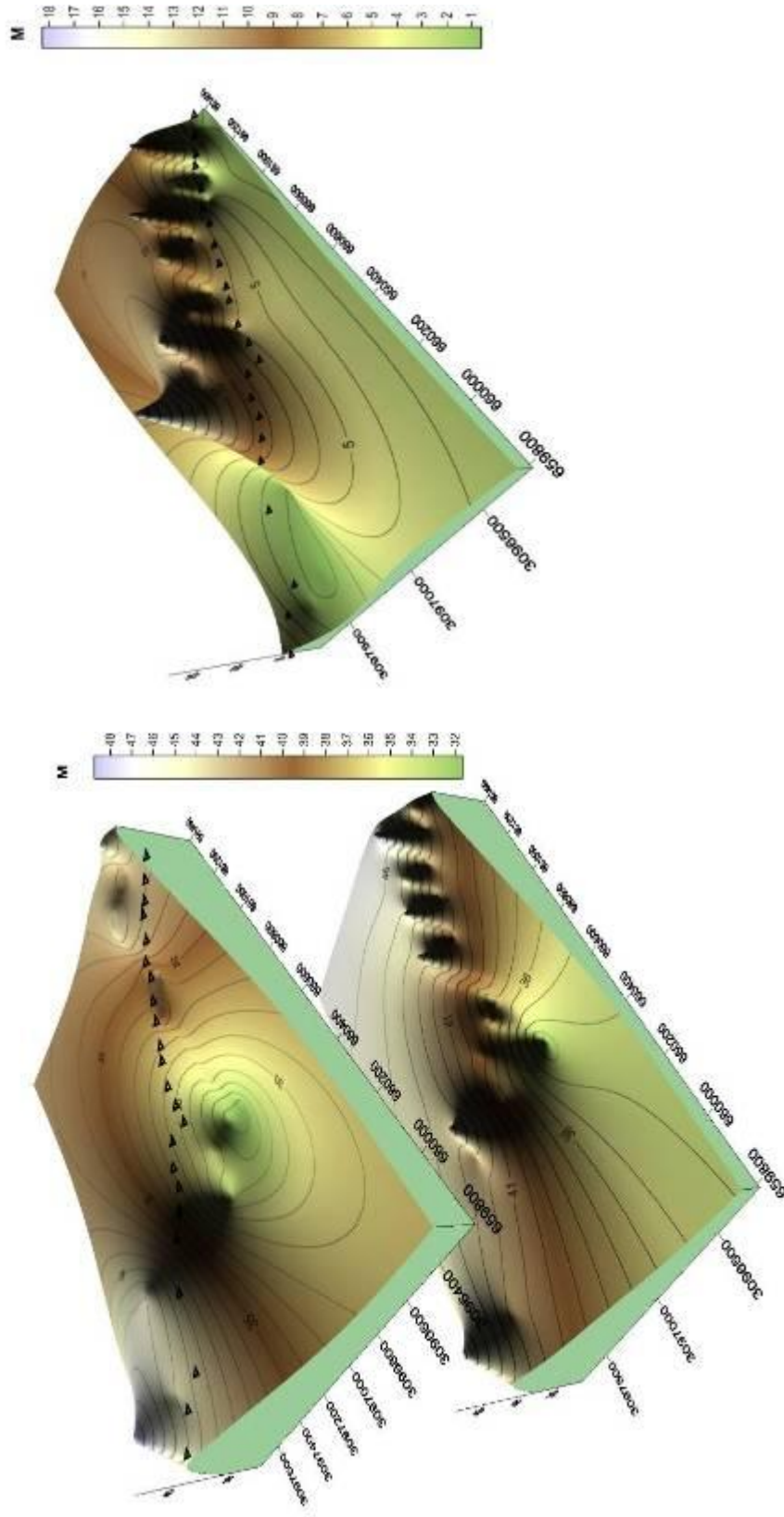


Рис. 3.64 Карта рельєфу підшви і поверхні золотоносних відкладів за лінією 340

Рис. 3.65 Карта потужності золотоносних відкладів за лінією 340

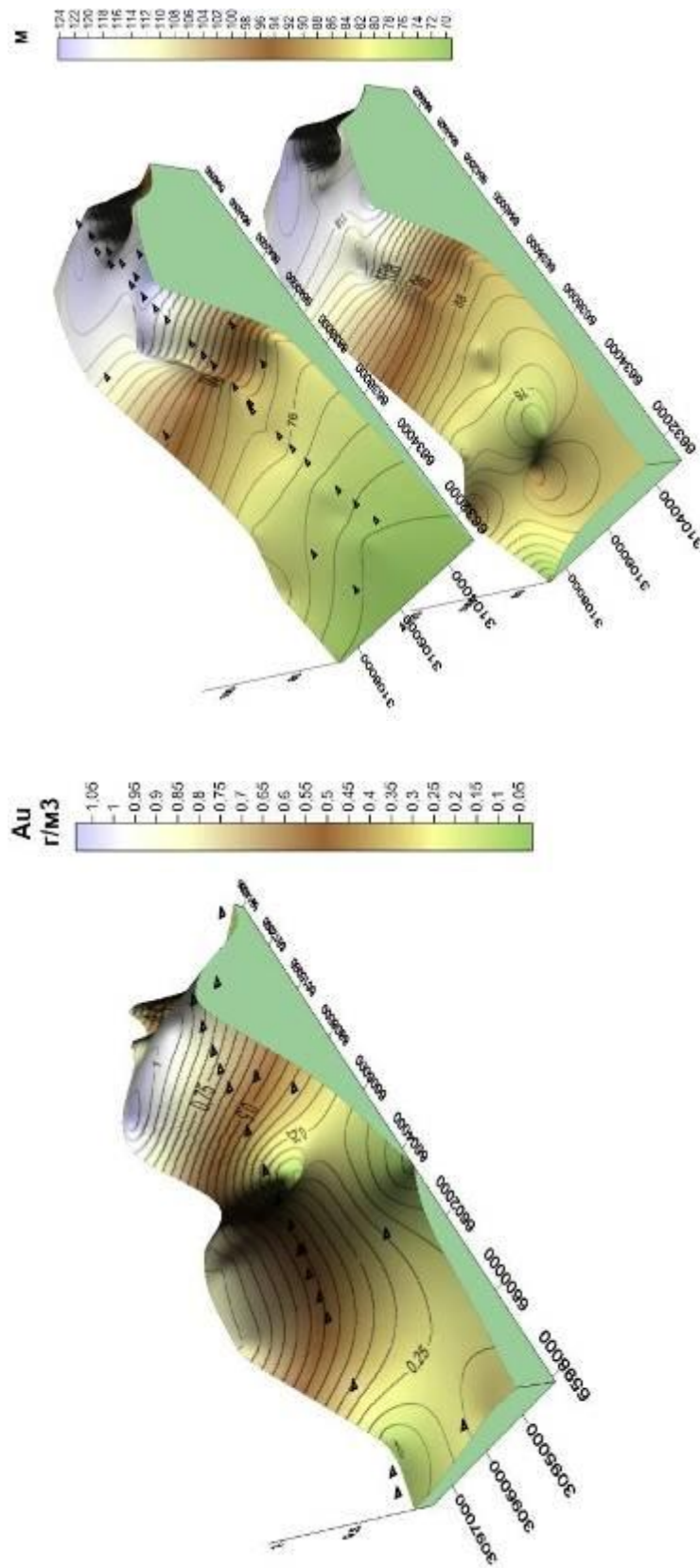


Рис. 3.66 Карта розподілу вмісту золота за лінією 340

Рис. 3.67 Карта рельєфу підшви і поверхні золотоносних відкладів за лінією 260

Окрім розсипного золота, мінерал встановлено (спектрозолотометричний аналіз) у гальці кварцу та в катунах каоліну в кількостях до 0,01 мг/т. [20]. Наявність золота в гальці кварцу та каолінових катунах не корелюється з наявністю у розрізі розсипного золота.

Таким чином, максимальна розсипна золотоносність апт-нижньоальбських відкладів зосереджена за лінією 500, просторово пов'язана з розмивом кір вивітрювання амфіболітів, і поступово зменшується вниз за палеотечією, що дозволяє прогнозувати більш крупний розсип вверх за палеотечією від лінії 500.

Розсипи ільменіту. Значні концентрації ільменіту в апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладах встановлені ще при першому їх описі, оскільки ільменіт добре фіксується в піщаних і глинистих утвореннях та шліхах неозброєним оком (рис.3.70).



а



б

Рис. 3.70 Ільменіт з апт-нижньоальбських відкладів.

а - шліхова проба з ільменітом; б – зерна ільменіту під біноклюром (збільшено. в 10 раз)

Найбагатші розсипи ільменіту встановлені виробничниками в межах Лебедин-Балакліївської палеодолини (до 758 кг/м³); менш значущі розсипи ільменіту виявлені в межах Канів-Звенигородської депресії (від 10,4 кг/т в

районі с. Моринці до 67 кг/т в районі с. Цегельники та до 79,1 кг/т в районі с. Павлівка).

Розмір зерен ільменіту з апт-нижньоальбських відкладів Лебедин-Балакліївської палеодолини 0,1–3,0 мм, колір чорний. Хімічний склад ільменіту дуже змінний, зокрема вміст основних оксидів має такі значення (вагові %): TiO_2 – 48,93–60,72; SiO_2 – 0,24–0,86; Al_2O_3 – 0,4–1,71; Fe_2O_3 – 3,41–29,96; FeO – 5,96–45,12; MnO – 0,26–0,88; MgO – 0,27–1,41 [48].

Вміст ільменіту в розрізі і за простяганням апт-нижньоальбських відкладів у межах палеодолини змінний і залежить, головним чином від вмісту мінералу в кристалічних породах фундаменту та корах вивітрювання за ними. Найбільші вмісти ільменіту встановлені на ділянках палеодолини, де розмиваються кори вивітрювання порід основного складу. З віддаленням від меж поширення масивів основних порід вміст ільменіту у флювіальних утвореннях закономірно зменшується, що вказує на незначне перенесення ільменіту флювіальними потоками. Значна роль делювіально-алювіальних процесів у формуванні апт-нижньоальбських континентальних флювіальних утворень спричинила формування промислових вмістів ільменіту у вторинних каолінах, які розмивають кору вивітрювання у межах Смілянського масиву. З віддаленням від Смілянського та Новомиргородського масивів уміст ільменіту у вторинних каолінах зменшується і основними ільменітовмісними породами стають піщані відклади. У межах Лебедин-Балакліївської палеодолини виробничниками виокремлено декілька розрізнених ільменових розсипів шириною від 100 м до 1400 м і довжиною до 6900 м. Поперечний перетин розсипу звилистий і повторює нерівності плотика та після нижньоальбські розмиви. Таким чином, багаті розсипи ільменіту формувалися в умовах руслової, заплавної, делювіально-алювіальної підфації.

Нами досліджено нижньокрейдові континентальні флювіальні розсипи ільменіту в межах верхньої палеотечії цієї палеодолини, які утворилися за рахунок різного петрофонду корінних порід субстрату. Тут за різним ільменітоносним петрофондом фундаменту (анортозити, габро-анортозити, граніти-рапаківі) в ході континентального літогенезу сформувалися ільменітоносні кори вивітрювання, в результаті розмиву яких утворилися ільменітоносні континентальні флювіальні відклади, а згодом за рахунок розмиву останніх – морські ільменітоносні відклади. На прикладі цих об'єктів демонструється просторово-парагенетичний зв'язок ільменітоносних порід фундаменту – ільменітоносних кір вивітрювання – ільменітоносних континентальних флювіальних утворень – ільменітоносних утворень морського генезису. Розсипи цієї групи утворюють декілька окремих покладів: Бірзулівський (найбільший), Валуївський, Ляпянський, Андріївський (рис. 3.71).

Концентрація ільменіту в нижньокрейдових флювіальних утвореннях залежить (як за простяганням, так і у вертикальному розрізі) головним чином від вмісту мінерала в кристалічних породах фундаменту та їх корах вивітрювання, які слугували корінними джерелами та проміжними колекторами живлення флювіальних розсипів. Найбільші вмісти ільменіту притаманні континентальним флювіальним відкладам, поширеним в межах масивів порід основного складу і поступово зменшуються за простяганням палеодолини зі ступенем віддаленості від меж масивів. Зокрема, у верхній течії Лебедин-Балакліївської депресії, де розмиву зазнавали головне габро-анортозити західної окраїни Новомиргородського масиву, вміст ільменіту у континентальних флювіальних утвореннях досягає 343 кг/м^3 . У межах середньої частини палеодолини, де розмиву зазнавали головне рапаківіподібні граніти, вміст ільменіту зменшується від 47 кг/м^3 до 17 кг/м^3 .

У межах нижньої частини палеодолини, де розмиву зазнавали, головне, габро-анортозити Смілянського масиву, вміст ільменіту у континентальних флювіальних відкладах знову зростає до 225 кг/м^3 .

У вертикальному розрізі спостерігається чітка приуроченість значних вмістів ільменіту до базальних шарів елементарних ритмів. Залежно від кількості наявних елементарних ритмів континентальних флювіальних відкладів у межах певної частини палеодолини, кількість базальних шарів може коливатися від одного до трьох, а на окремих ділянках і семи. Чітко вираженого закономірного зв'язку значних концентрацій ільменіту з певними літологічними і фаціальними різновидами нижньокрейдових континентальних флювіальних утворень не встановлено, хоча дещо частіше підвищені вмісти мінералу притаманні крупнозернистим піскам руслової підфації.

Бірзулівський розсип розташований на ділянці між селами Коробчино і Бірзулів в 15 км на південний захід від м. Новомиргород в межах Новомиргородського розсипного району і входить до складу Новомиргородської групи розсипних родовищ титано-цирконієвих руд. У геологічній будові території досліджень беруть участь вивержені породи кристалічного фундаменту (лабрадорити, габро-лабрадорити і граніти-рапаків), їх кора вивітрювання, осадові піщано-глинисті відклади нижньої крейди, утворення неогену і четвертинного періоду. З кристалічних порід найбільше поширення мають лабрадорити і габро-лабрадорити, які майже повсюдно характеризуються підвищеною ільменітоносністю.

Повсюдно на кристалічних породах фундаменту залягає кора вивітрювання. Потужність кори вивітрювання змінюється в широких межах – від 8 до 36 м, у середньому 23 м. Максимальні потужності приурочені, головним чином, до тектонічно ослаблених зон, контактів різних петротипів порід. Потужність кори вивітрювання в значній мірі залежить і від

подальшого розмиву, який активно проявився в приосьових частинах палеодолини. У профілі кори вивітрювання основних порід виокремлено такі зони (зверху вниз): гібситова і каолініто-гібситова; каолінітова; гідрослюдисто-каолінітова; монтморилоніто-каолінітова; дезінтеграції та вилуговування. Значну частину розрізу складають зони дезінтеграції і вилуговування, гідрослюдисто-каолінітова і каолінітова. Кора вивітрювання повсюдно містить ільменіт, уміст якого нерівномірний і підвищуючись угору за розрізом досягає 138 кг/м^3 [45, 158]. Ільменіт утворює розсіяну по товщі вкрапленість, прожилки і лінзоподібні тіла. У корі вивітрювання по гранітам-рапаківі встановлені такі зони (зверху вниз): каолінітова; гідрослюдисто-каолінітова; серицито-каолінітова; дезінтеграції та вилуговування. Найбільш поширені перші дві верхні зони. Вміст ільменіту в корі вивітрювання гранітів незначний – $0,5\text{--}25 \text{ кг/м}^3$ [45, 158].

Континентальні відклади нижньої крейди повсюдно залягають на корі вивітрювання, яка для флювіальних відкладів є плотиком. У межах досліджуваної ділянки континентальні відклади представлені сірими дрібно- і середньозернистими кварцовими каоліністими пісками і вторинними каолінами. Потужність піщаних пластів коливається від 1,5 до 8,9 м, у середньому – 3,0 м. Збільшення потужності відбувається в північному напрямку і відповідає загальному нахилу руслової частини палеодолини. Вміст ільменіту в алювіальних відкладах нерівномірний, з коливаннями по окремих свердловинах від декількох кг/м^3 до 343 кг/м^3 [158]. Максимальний вміст ільменіту становить 758 кг/м^3 [23]. Найбільш збагачені ільменітом піщані породи, які приурочені до тальвегу палеодолини.

Вторинні каоліни зустрічаються у вигляді невеликих прошарків і окремих лінз, які залягають як усередині піщаних відкладів, так і в їх підшві. Це світло-сіра або білого кольору порода, жирна на дотик. Вміст

ільменіту у вторинних каолінах в окремих випадках становить 300 кг/м^3 [158].

Ільменіт чорного кольору, майже незмінений, слабелейкоксенізований і становить у середньому 97,1 %. Хімічні аналізи, які були виконані в лабораторіях тресту «Київгеологія» та Житомирської експедиції, показали високий вміст TiO_2 (54,54–57,93 %), незначну кількість шкідливих домішок і окису хрому, що визначає ільменіт як якісну сировину для отримання пігментного двоокису титану [158].

Загалом, вміст ільменіту у флювіальних континентальних утвореннях має прямий кореляційний зв'язок з їх потужністю (зі збільшенням загальної потужності континентальних утворень зростає в них вміст ільменіту) і приурочений до підвищення в рельєфі плотика, яке слугувало механічним бар'єром для концентрації ільменіту (рис. 3.72–3.75).

Прибережно-морські глауконіт-кварцові піски нижньої крейди в межах Бірзулівського розсипу представлені мілководними фаціями верхнього альбу, потужність яких досягає 12,0 м [45, 158]. Їх утворення відбувалося за рахунок розмиву елювіальних утворень і перемиву підстилаючих континентальних відкладів. Наявність багатих розсипів ільменіту в області денудації зумовило формування таких і в прибережно-морських фаціальних обстановках.

Таким чином, у межах Бірзулівського розсипу ільменітоносними є породи кристалічного фундаменту, кора вивітрювання, континентальні (алювіально-делювіальні) та прибережно-морські відклади.

Валуєвський розсип розташований у Маловиськівському районі Кіровоградської області, в 1 км північно-західніше с. Валуєвкі та в 1,5 км на південний схід від Бірзулівського розсипу. Розсип приурочений до верхів'я Лебедин-Балакліївської депресії.

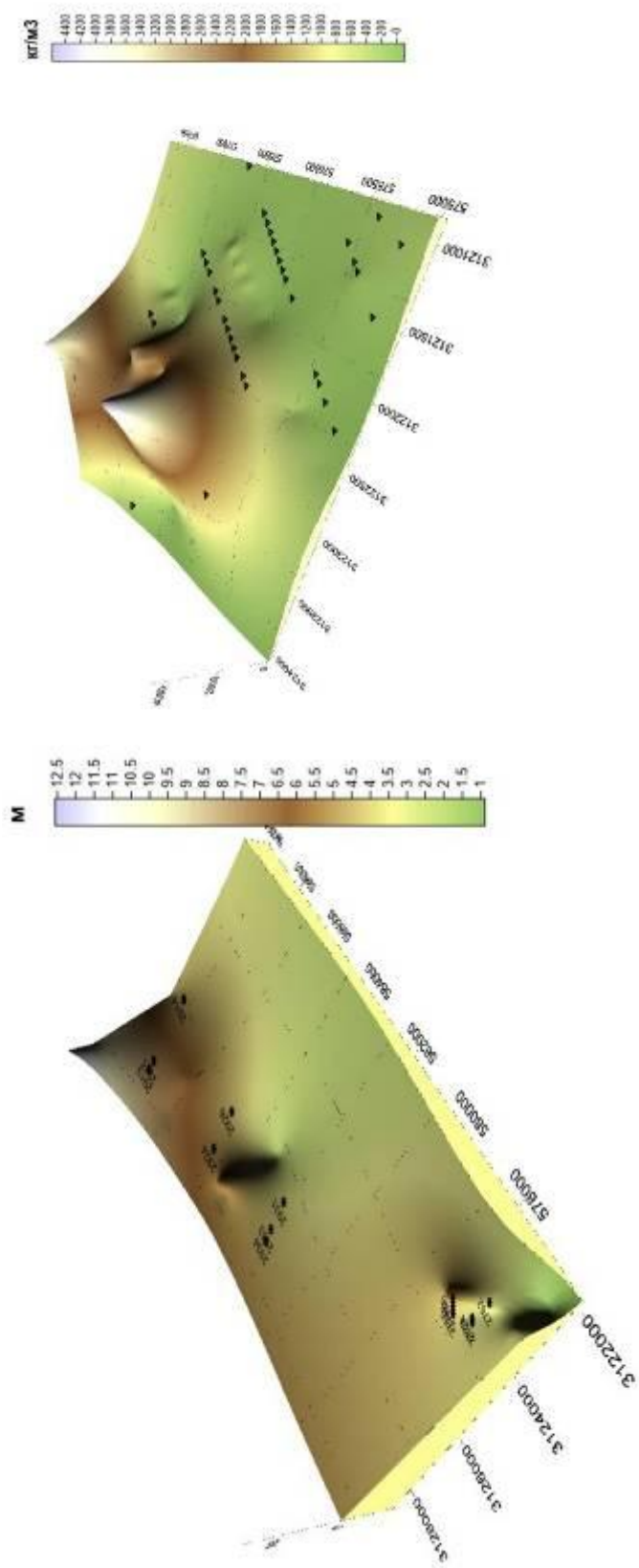


Рис. 3.74 Карта потужності ільменітоносних вторинних каолінів у межах Бірзулівського розсіпу

Рис. 3.75 Карта розподілу вмісту ільменіту в континентальних утвореннях Бірзулівського розсіпу

У геологічній будові території розсипу беруть участь (знизу вгору): лабрадорити, кора вивітрювання основних порід, нижньокрейдові, палеогенові, неогенові і четвертинні відклади. Ільменітоносними є породи кристалічного фундаменту, їх кора вивітрювання і утворення нижньої крейди.

Кора вивітрювання потужністю від 3 до 17 м (в середньому 10 м) представлена трьома зонами (знизу вгору): дезінтеграції і вилугування, гідрослюдисто-каоолітовою і каоолітовою. Вміст ільменіту в породах кори вивітрювання нерівномірний і збільшується вгору за розрізом від 79 до 112 кг/м³ [158].

Відклади нижньої крейди представлені двома фаціальними різновидами: континентальними і прибережно-морськими. Континентальні відклади розвинені в північно-західній частині Валуєвського розсипу і представлені алювіальними утвореннями руслової та заплавної фацій. Утворення руслової фації представлені пісками кварцовими, каооліністими, дрібнозернистими, а утворення заплавної фації – вторинними каоолінами світло-сірого кольору з зеленуватим відтінком. Потужність континентальних утворень коливається від 1,6 до 8,0 м (в середньому – 2,3 м).

Вміст ільменіту збільшується від бортів до центральної частини депресії і в середньому становить 88,3 кг/м³ [23]. Максимальний вміст ільменіту становить 690 кг/м³ [23]. Ільменіт чорний, середньозернистий, добре обкатаний.

Рельєф поверхні і підосви континентальних флювіальних відкладів характеризується підняттями і западинами (рис. 3.76). Потужність піщаних літофацій має біль-менш рівномірний розподіл за латераллю з трьома ділянками різкого її зростання (рис. 3.77). Розподіл потужності глинистих літофацій теж нерівномірний (рис. 3.78). Розподіл вмісту ільменіту в товщі здебільшого рівномірний за латераллю з максимумом у западині плотики, де переважають піщані літофації (рис. 3.79).

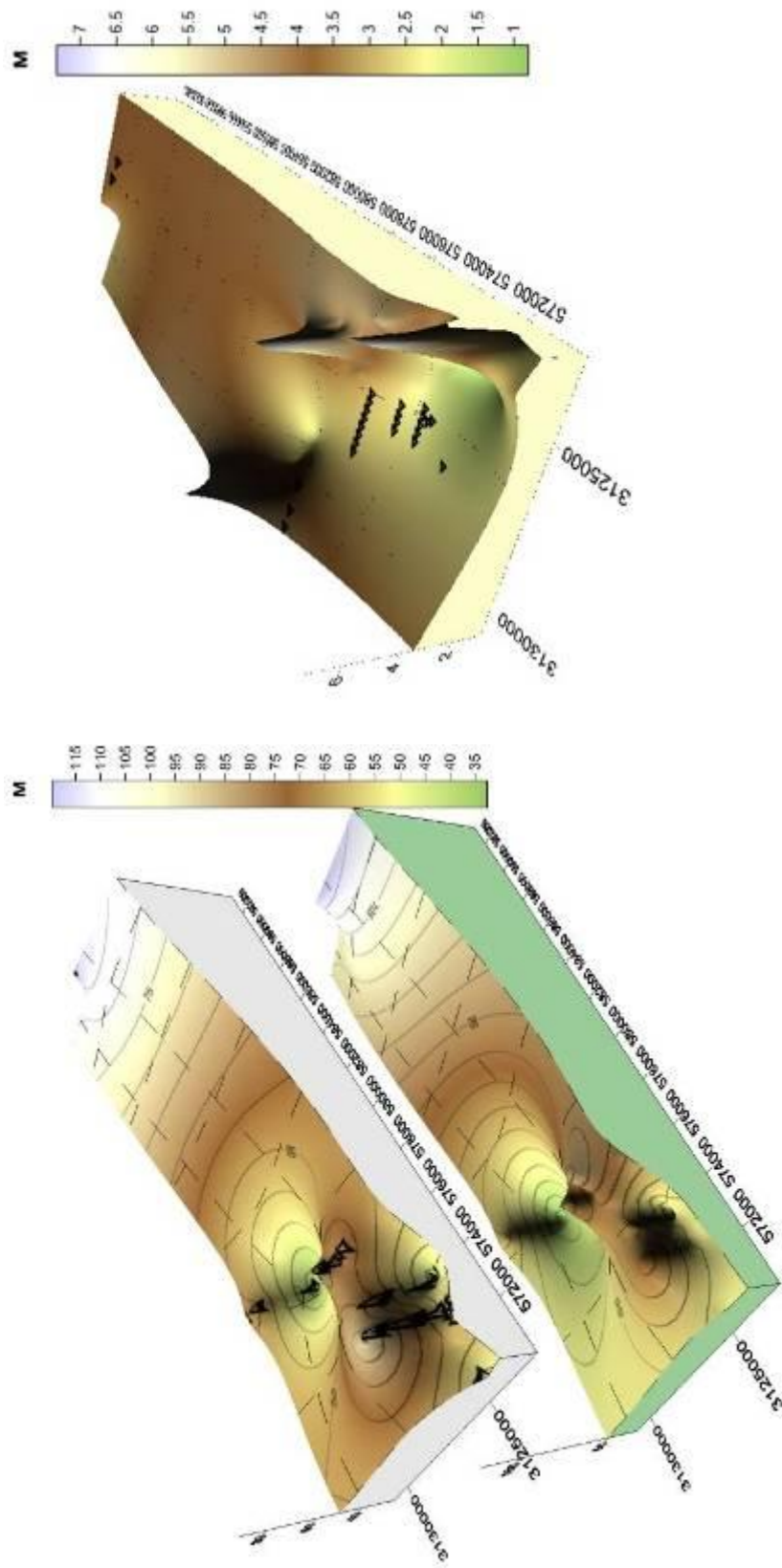


Рис. 3.76 Карта рельєфу поверхні та підшви нижньокрейдових континентальних відкладів у межах Валуєвського розсіпу

Рис. 3.77 Карта потужності ільменітоносних піщаних утворень у межах Валуєвського розсіпу

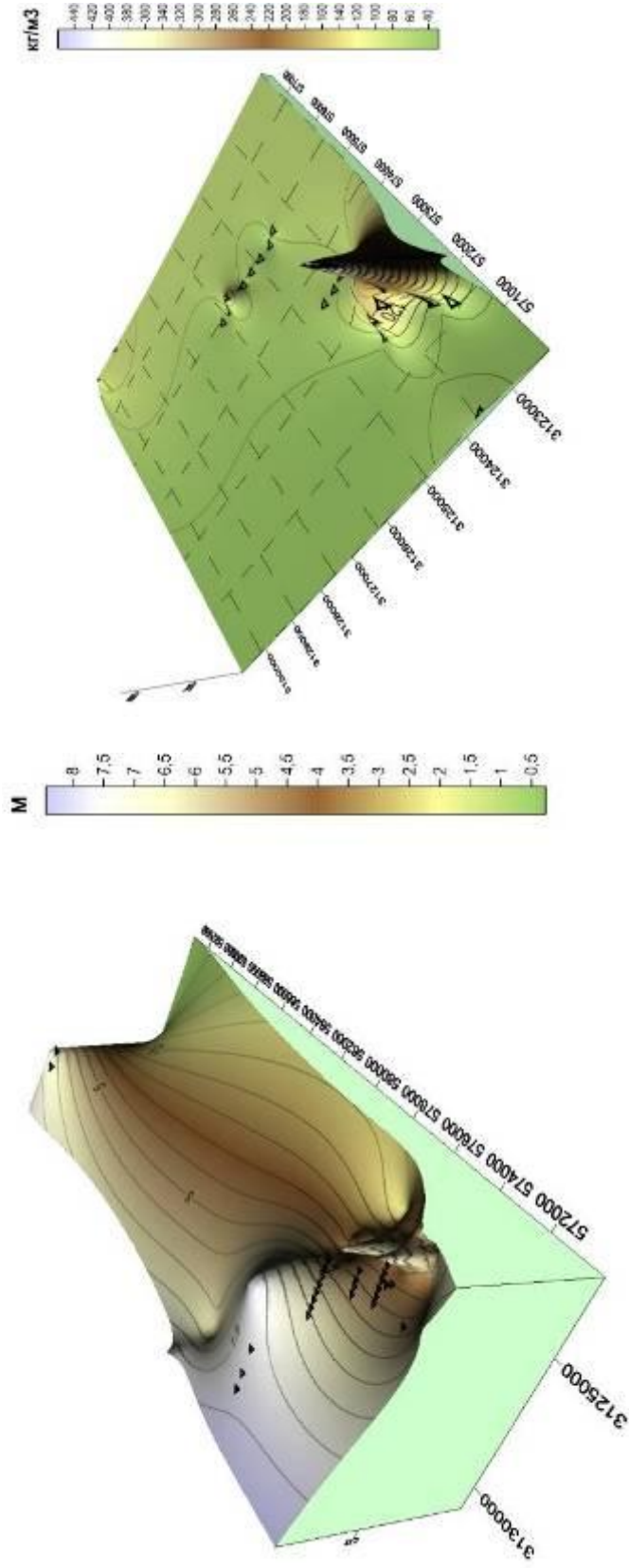


Рис. 3.78 Карта потужності ільменітоносних вторинних каолінів у межах Валуєвського розсипу

Рис. 3.79 Карта розподілу вмісту ільменіту в континентальних утвореннях Валуєвського розсипу

На континентальних відкладах, а в місцях їх відсутності (на південному сході розсипу) безпосередньо на корі вивітрювання кристалічних порід залягають прибережно-морські глауконіт-кварцові крупно- і середньозернисті піски альбу. Глауконіт-кварцові піски верхнього альбу утворилися за рахунок перемиву підстилаючих порід і в першу чергу за рахунок розмиву і перевідкладення кори вивітрювання, яка містить підвищені концентрації ільменіту. Потужність прибережно-морських відкладів у середньому становить 5,7 м. Вміст ільменіту нерівномірний і коливається від 25 до 136 кг/м³[158].

Липянський розсип знаходиться в Шполянському районі Черкаської області, в районі с. Лип'янки в 12 км на північ від Бірзулівського розсипу. Геологічна будова ділянки має суттєві відмінності від такої на попередніх ділянках. Зокрема, кристалічні породи тут представлені не ільменітоносними породами основного складу, а гранітами рапаківі. Внаслідок цього кора вивітрювання є слабоільменітоною. Кора вивітрювання потужністю від 1,8 до 15,9 м представлена трьома зонами (знизу вгору): дезінтеграції і вилуговування, гідрослюдисто-каолінітовою і каолінітовою. Нижньокрейдові утворення мають більш широке поширення, представлені повним розрізом і є найбільш ільменітоносними. У складі верхньоальбських відкладів переважають глибоководні фації, які складені кварцево-глауконітовими, темно-зеленими, дрібно-середньозернистими пісками.

Максимальна концентрація ільменіту в нижній частині розрізу досягає 47–57 кг/м³, а у верхній змінюється від 18 до 55,4 кг/м³ [158].

Рельєф поверхні і підосви континентальних флювіальних відкладів має ямчасто-пагорбкову поверхню (рис. 3.80), в якій віддзеркалюється потужність піщаних і глинистих літофацій (рис. 3.81; 3.82). Розподіл вмісту ільменіту має прямий кореляційний зв'язок із потужністю піщаних літофацій (рис. 3.81; 3.83).

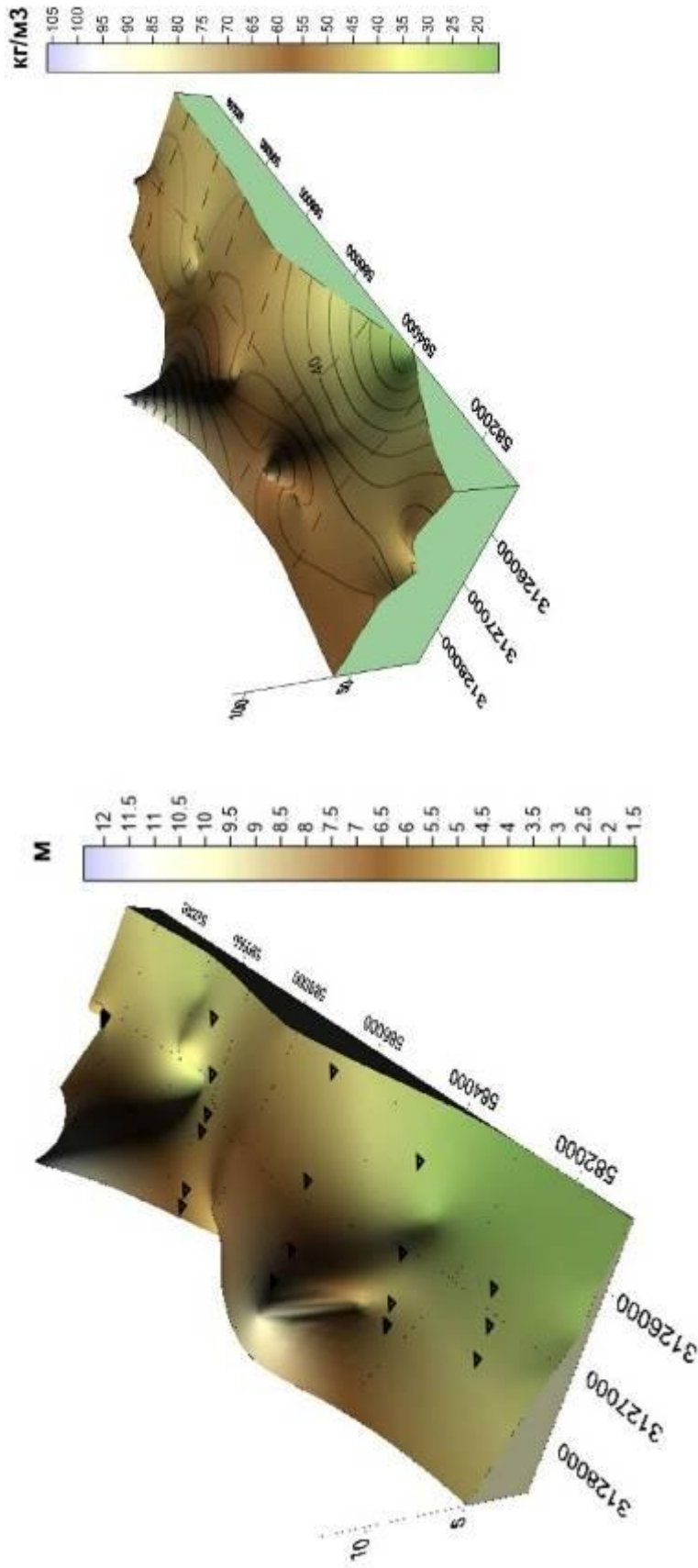


Рис. 3.82 Карта потужності ільменітоносних вторинних
каоолінів у межах Ліпянського розсіпу

Рис. 3.83 Карта розподілу вмісту ільменіту в
континентальних утвореннях Ліпянського розсіпу

Ільменітоносними тут є також прибережно-морські відклади верхнього альбу, вміст ільменіту в яких змінюється від від 10 до 59,8 кг/м³, закономірно збільшуючись від бортів депресії до її центру [158].

Андріївський розсип розташований у межах долини річки Велика Вись і її схилів на території Новомиргородського району Кіровоградської області (сіл Іванівка, Троянів, Андріївка, Лікарів). В геологічній будові ділянки беруть участь (від низу до верху): граніти рапаківі та їх кора вивітрювання, ільменітоносні континентальні відклади нижньої крейди і четвертинні алювіальні відклади долини річки Велика Вись. У межах схилів долини континентальні відклади залягають під шаром осадових порід, характерних для розрізу району досліджень. Континентальні відклади нижньої крейди поширені в західній частині ділянки, в точці перетину долини річки Велика Вись і Лебедин-Балакліївської палеодепресії, до якої приурочені ці відклади. Як і на попередніх ділянках вони представлені світло-сірими кварцовими пісками і вторинними каолінами.

Максимальна потужність ільменітоносного алювію 22 м. У межах осьової частини долини континентальні нижньокрейдові відклади частково розмиті в період формування сучасної долини річки Велика Вись. Вміст ільменіту у відкладах змінюється від перших десятків кг до 182,7 кг/м³ [158]. Рельєф підосви і поверхні розсипу рівний, без значних переаглиблень і підняття (рис. 3.84).

Розподіл потужності ільменітоносних відкладів має три виражених піка (рис. 3.85). Підвищена потужність глинистих відкладів приурочена до місць пониженої потужності піщаних (рис. 3.85; 3.86). Розподіл ільменіту в межах розсипу більш-менш рівномірний з вираженим максимумом біля підняття поверхні плотика (рис. 3.87), що вказує на накопичення ільменіту на механічному бар'єрі.

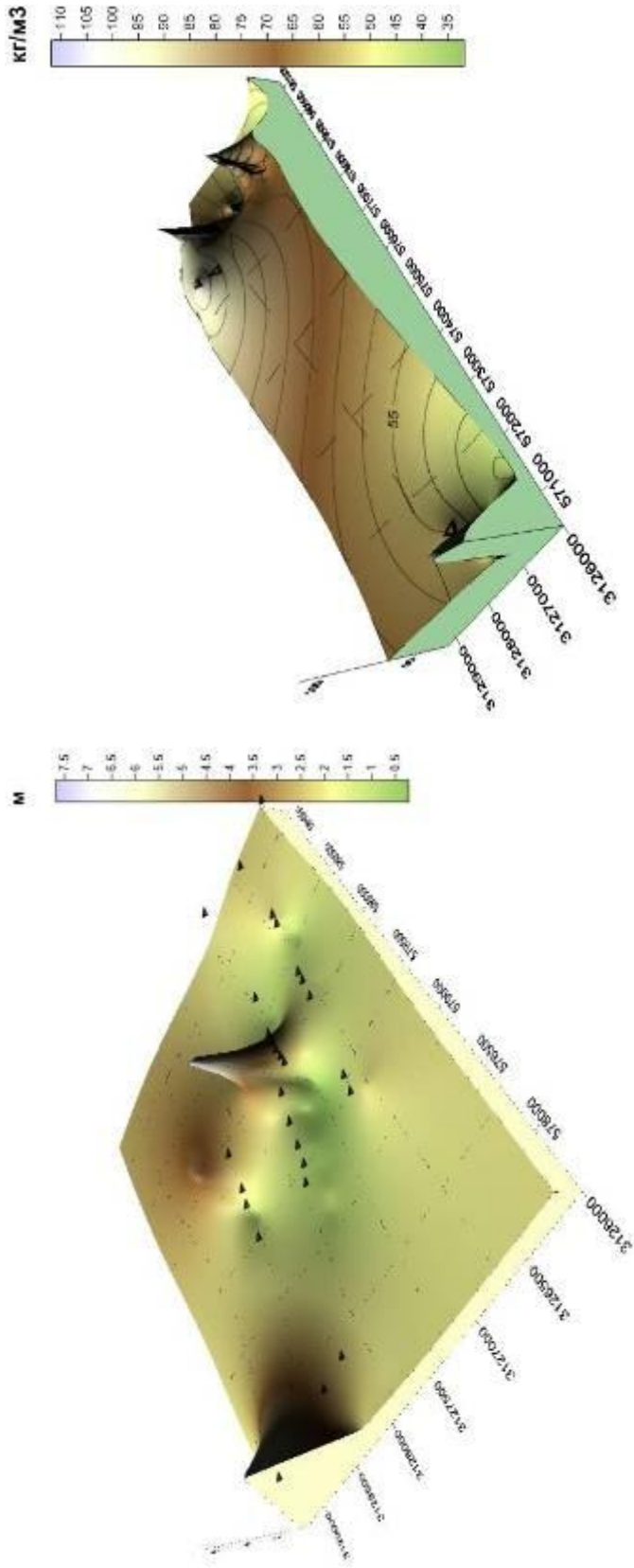


Рис. 3.86 Карта потужності ільменітоносних вторинних каоолінів у межах Андріївського розсипу

Рис. 3.87 Карта розподілу вмісту ільменіту в континентальних утвореннях Андріївського розсипу

Таким чином, у межах розсипу здійснюється перемив нижньокрейдового алювію алювію і переміщення розсипів ільменіту на більш високі стратиграфічні рівні. Цей просторово-парагенетичний зв'язок дозволяє одночасно розробляти як сучасні, так і давніші розсипи ільменіту.

Практична значимість отриманих результатів полягає у встановленні успадкованого характеру промислової ільменітоносності у широкому формаційно-стратиграфічному діапазоні – від кристалічних порід фундаменту, їх кір вивітрюванн до апт-нижньоальбських алювіальних, верхньоальбських прибережно-морських і, нарешті сучасних алювіальних відкладів, що зумовлює парагенетичний і просторовий взаємозв'язок та значні товщини продуктивних горизонтів. Цей фактор поряд зі сприятливими промисловими характеристиками (вміст ільменіту і його висока якість), а також сприятливими гірничо-геологічними умовами визначають інвестиційну привабливість даної ділянки. Створені картографічні матеріали і напрацьована база даних по окремим об'єктам становлять основу для інформаційного забезпечення робіт з їх промислового освоєння.

Розсипи циркону. Найбільш багаті розсипи циркону встановлені в межах Лебединського рудного поля. Джерелами циркону були породи кислого складу (граніти рапаківі і метасоматично змінені граніти Кіровоградсько-Житормирського комплексу) та їх кори вивітрювання. Розсипи циркону не утворюють самостійні поклади, а, як правило, утворюють стійку ільменіт-цирконову асоціацію в нижньокрейдових континентальних флювіальних утвореннях, в якій провідну роль відіграє ільменіт. В зв'язку з цим, розсипи циркону вивчені погано, розподіл циркону в товщі не досліджений. Відсутність достатньої (для картографічних побудов) кількості фактичного матеріалу по розсипам циркону не дає змоги здійснити картографічні побудови. Найбільш значущі розсипи циркону встановлені в межах Канів-Звенигородської та Лебедин-Балакліївської

палеодолин. Так, в межах Канів-Звенигородської палеодолини вміст циркону змінюється від 2,3 кг/т в межах с. Павлівка до 10,5 кг/т – в межах с. Цегельники; в межах Лебедин-Балакліївської палеодолини вміст циркону змінюється від 1,37 кг/м³ (район с. Лікарівське) до 5,34 кг/т (район с. Калинівка) та до 5,6 кг/т в районі сіл Лебедка і Межигорка.

Результати дослідження корисних копалин, що містять апт-нижньоальбські континентальні відклади центральної частини Українського щита дозволяють стверджувати, що усі вони утворюють певні генетичні типи, які сформувалися на відповідних стадіях розвитку річково-долинного комплексу за певних фаціальних умов, і можуть бути об'єднані в генетичну асоціацію річкових долин. Більшість з корисних копалин (розсипи важких мінералів, вторинні каоліни, каолінові глини, боксити, бокситоподібні породи) пов'язана з седиментаційною стадією літогенезу (делювіальний, пролювіальний, алювіальний генетичні типи, русловий, заплавний, заплавно-озерний комплекси).

Протягом стадії седиментогенезу на різних етапах розвитку річкових долин відбувалося формування корисних копалин, чи їх частковий або повний розмив і повторне утворення покладів корисних копалин у межах іншої ділянки палеодолини чи на вищому гіпсометричному рівні. Інша частина корисних копалин утворилася на стадії діагенезу і пов'язана з перерозподілом речовини (боксити, вторинні каоліни, бокситоподібні породи, сульфідна мінералізація, буре вугілля).

Підсумовуючи результати дослідження корисних копалин, слід зазначити, що більшість видів корисних копалин, які сформувалися під час континентального флювіального літогенезу в межах давніх палеодолин, утворюють самостійні рудопрояви і родовища (вторинні каоліни і вогнетривкі глини, боксити, буре вугілля, уран, розсипи золота, ільменіту, циркону, монациту), частина яких вже розробляється (буре вугілля, вторинні

каоліни і вогнетривкі глини). Переважно різні види покладів корисних копалин просторово суміщені, тому комплексний видобуток їх здешевить вартість розкривних робіт.

Висновки до розділу 3. На підставі даних виробничих звітів з геологічного картування окремих Аркушів території масштабу 1:50000 створена схема поширення апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів. З'ясовано умови залягання апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів у межах різних ділянок палеодолин. Уточнено літологічну будову та фаціальні умови формування відкладів.

Наведено короткі відомості про поклади корисних копалин (боксити, вторинні каоліни, ільменіт, золото, циркон), які вміщують апт-нижньоальбські континентальні флювіальні утворення.

Детально досліджено поклади корисних копалин у межах перспективних ділянок та побудовано цифрові їх (боксити, вторинні каоліни, розсипи золота, ільменіту та ін.) моделі: рельєфу поверхні і підосви продуктивних товщ; потужностей покладів корисних копалин та вміщуючих поклади корисних копалин літофацій; розподілу вмісту ільменіту та золота в межах розсипів.

Встановлено, що, як правило, розрізи апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів одночасно містять поклади різних корисних копалин (вторинні каоліни, каолінітові глини, розсипи ільменіту, циркону, золота). Окрім цього, встановлено просторово-парагенетичний зв'язок різнофаціальних (континентальних і морських) та різновікових (апт-нижньоальбських та верхньоальбських) розсипів ільменіту. Таке просторово-парагенетичне суміщення дозволяє здійснювати комплексний видобуток корисних копалин, що суттєво здешевить вартість робіт. Отримані результати становлять основу для інформаційного забезпечення робіт з промислового освоєння перспективних об'єктів.

РОЗДІЛ 4

ПРОСТОРОВЕ ПОШИРЕННЯ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ТА ФАЦІАЛЬНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ СЕРЕДНЬОЕОЦЕНОВИХ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ ФЛЮВІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

4.1 Історія дослідження середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів

Відклади палеогенової системи на території центральної частини Українського щита переважно морські і тільки утворення нижнього і середнього середнього еоцену є континентальними. Історія дослідження палеогенових відкладів налічує понад сто років, тому цілком природно, що до неї причетна велика кількість дослідників.

Континентальні відклади середнього еоцену в межах щита мають більше поширення і більш повні розрізи, аніж в інших геоструктурах України. Саме у межах Українського кристалічного щита були виявлені перші палеонтологічні рештки у відкладах палеогенової системи (с. Мандриківка, рр. Інгулець і Солона та ін.), які були покладені в основу стратиграфічної схеми палеогену південної Росії М. О. Соколова [163].

Палеогенові відклади в межах Київської губернії були виявлені у 1832 році вченим мандрівником Дюбуа де Монпере [163]. У пісковиках с. Бучак він встановив численну фауну молюсків, на підставі чого порівняв ці відклади з еоценовими відкладами Паризького басейну. Опрацювавши колекцію решток риб із синьої глини Києва, А. С. Рогович (1860) відніс її до еоцену. Щоб переконатися в правильності висновків Дюбуа де Монпере щодо віку пісковиків с. Бучак та с. Трактемирів, К. М. Феофілактов вислав колекцію фауни молюсків відомим конхіліологам Т. Фуксу у Відень і А.

Кенену в Берлін. Обидва палеонтологи прийшли до спільного висновку, що верстви, в яких знаходиться ця фауна, відповідають середньому еоцену Паризького басейну (Fuchs, 1967; Koenen, 1869).

У 1860 р. І. Гельмерсен провадив дослідження бурого вугілля в Звенигородці та Дурівці [163]. Відібрані ним з бурого вугілля флористичні залишки, були опрацьовані І. Шмальгаузенем та дозволили встановити еоценовий вік бурого вугілля.

У 1867 році М. П. Барбот де Марні розмежував (знизу догори) палеогенові відклади, які відслонюються на берегах Дніпра, на бучацький пісковик, трактемирівський пісковик і синю київську глину [163].

Підсумовуючою монографічною роботою того часу з дослідження палеогенових відкладів стала монографія М. О. Соколова (1893) у якій він запропонував чотириярусну стратиграфічну схему палеогенових відкладів [163]. Палеогенові відклади він розчленував на бучацький, київський, харківський і полтавський яруси. До бучацького ярусу увійшли піски та пісковики з фосфоритами і скрем'янілими стовбурами дерев, а також пісковики с. Бучак, с. Трактемирів і м. Новгород-Сіверський з численними рештками морських молюсків. Ці відклади відносились до середнього і частково до верхнього еоцену. Стратиграфічна схема М. О. Соколова отримала загальне визнання і була покладена в основу сучасного стратиграфічного поділу палеогенових відкладів УССР.

Велике значення для висвітлення умов поширення відкладів палеогену в межах платформної частини УРСР мали роботи академіка АН УРСР П. А. Тутковського [163]. Він встановив наявність палеогенових відкладів на Волині і вперше в історії геологічного вивчення третинних відкладів дослідив рештки мікроорганізмів із палеогену.

У 1899 році Г. А. Радкевич поблизу Канева розмежував нижню частину палеогенових відкладів за літологічними ознаками на чотири горизонти – а, b, c, d [163].

У 1903 році П. Я. Армашевський для відкладів цих чотирьох горизонтів і їх аналогів у басейні Десни запропонував назву канівський ярус [163].

Таким чином, їх роботами було обґрунтовано літологічний склад, палеонтологічну характеристику та вік канівського ярусу.

Монографії П. Я. Армашевського, Б. К. Ліхарєва і А. А. Борисяка, які ґрунтуються на матеріалах геологічного картування насичені різноманітною інформацією про палеогенові відклади [163].

Починаючи з 1924 року по 1936 рік була проведена триверстна геологічна зйомка (Л. Г. Ткачук, А. Д. Рошин). У 1936 році масштаби геологічної зйомки були уніфіковані та за матеріалами попередніх робіт М. І. Ожегової (1936), Ю. І. Половинкіної (1939) та інших були складені середньомасштабні геологічні карти [163].

Проводивши геоморфологічні спостереження на території середнього Придніпров'я Д. Н. Соболев (1928) встановив, що в основі сучасного рельєфу лежить давня морфологія фундаменту осадових порід Українського щита. У цьому ж році В. І. Луцицький вказав на наявність у рельєфі поверхні кристалічних порід заглиблень, приурочених до тектонічних зон. У 1930 році В. І. Луцицьким та Б. Л. Личковим була опублікована «Карта гідрогеологічних районів України», де був зображений рельєф поверхні кристалічних порід Українського щита.

За період з 1926 року по 1935 рік для значної частини УРСР складаються геологічні карти. Встановлюються нові райони поширення палеогенових відкладів на подільському Придніпров'ї. Буріння та земляні роботи сприяли з'ясуванню поширення, складу, умов залягання і фауни палеогенових відкладів на значних просторах.

Після відомої книги М. О. Соколова (1893) найбільш повною монографією про палеогенові відклади України стала книга М. М. Ключникова «Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР» [163]. Як свого часу М. О. Соколов узагальнив результати початкової стадії дослідження нижньотретинних відкладів, так і М. М. Ключников підсумував вивчення палеогенових відкладів у наступні шістдесят років. М. М. Ключников (1953) опрацював стратиграфічну схему палеогену, вперше виділив нові горизонти, зокрема деталізував будову і зміст бучацького, київського і харківського «ярусів» [163]. Доцільність та обгрунтованість його стратиграфічних розробок згодом підтвердилася, більше того, саме вони слугували підґрунтям для подальшої деталізації стратиграфічного поділу палеогенових відкладів.

У Придніпров'ї широко розвертаються пошуки та розвідка родовищ бурого вугілля. Пошуковими критеріями була схожість сучасного та давнього рельєфу, просторове поширення середньоеоценової та сучасної гідрографічної сітки. (В. Н. Чирвинський 1928, Б. Л. Личков 1930 та ін.).

У 1930-1932 роках провадилися геологозйомочні роботи масштабу 1:126000, які виконувалися М. І. Ожеговою, А. М. Козловською, В. М. Чирвинським, Л. Г. Ткачуком. Серед осадових порід автори виділяли бучацький, київський, харківський та полтавський яруси [163].

У 1934 році Л. Г. Ткачуком у рельєфі поверхні кристалічних порід встановлена Бовтисько-Тясмінська западина. Д. Н. Соболев у низці робіт висловлював думку, про наявність ряду геоморфологічних рівнів різного віку від реліктів докембрійської суші до міоценових та пліоценових берегових низин та четвертинних терас [163].

У 1946 році була опублікована робота І. Е. Слензака, присвячена бурому вугіллю Середнього Придніпров'я, в якій підкреслювався тісний генетичний зв'язок рельєфу поверхні докембрію з елементами тектонічних

структур. Він, прогнозуючи пошуки бурого вугілля, значну увагу приділяв вивченню похованого рельєфу кристалічного фундаменту та умовам його формування. Саме, він вказував на тісний генетичний зв'язок поверхні докембрію з елементами тектонічних структур. На основі наявного фактичного матеріалу, ним була побудована карта рельєфу поверхні порід кристалічного цоколя, поверхні відкладів бучацького та київського ярусів, а також ряд інших карт та розрізів, які охоплювали середнє Придніпров'я. У складному рельєфі кристалічних порід І. Е. Слензак виділив ряд структурних елементів різного просторового значення, зокрема дві крупні субширотні депресії: північно-східна – Рось-Тясминська та південно-західна, яка розташована в басейні Гірського Тікича, а також ряд більш дрібних, які відкриваються в Дніпровсько-Донецьку западину. Він виділив також Бовтиський грабен тектонічного походження.

У 1947 році Л. Г. Ткачук висловив думку про залежність розповсюдження депресій давнього рельєфу від петрографічного складу порід щита та їх приуроченість до зон розвитку порід, які легко розмиваються, а саме гнейсів. Проблеми, пов'язані з дослідженням похованого рельєфу вивчали в цей час К. І. Маков (1948), В. Г. Бондарчук (1947, 1949).

З 1947 року по всій території Середнього Придніпров'я провадились пошукові роботи на буре вугілля, які супроводжувались значними об'ємами буріння, але окрім даних по вугіллю, інші корисні копалини не розглядались. Значну частину геологічних досліджень займали пошукові роботи. Серед них, за об'ємом виконаних робіт, виокремлювались пошуки бурого вугілля, які виконувались Л. Ф. Кратковським, Т. Д. Саломухой, М. П. Северином та В. А. Данилевською, Л. Я. Роганкіною та Н. М. Заєзжевим, І. А. Падалкою та Б. В. Піддубним. За результатами цих робіт були відкриті та розвідані

Мокро-Калігорівське, Олександрівське, Південно-Юрківське буровугільні родовища та встановлено ряд вуглепроявів [64].

До повоєнного етапу належить початок дослідження похованих розсипів середнього Придніпров'я. За результатами робіт, проведеними на той час, встановлено окремі рудопрояви та декілька незначних розсипів титано-цирконієвих руд. Результати цих пошукових робіт наведені в звітах М. Т. Вадімова, М. Ф. Веклича, І. Ф. Злобенко та інших [14, 15, 16, 17, 58].

У результаті співпраці з експедицією геолого-розвідувального тресту М. Ф. Векличем та Ю. В. Кононовим (1956, 1957) були встановлені буцацькі континентальні розсипи ільменіту на ділянці похованої долини, яка перетинає Новомиргородський масив основних порід [16].

У 1957 році вийшла друком праця М. Ф. Веклича, М. Г. Дядченко, А. П. Ромоданової, в якій розглянуто основні етапи розвитку рельєфу та утворення розсипів [18]. Утворення розсипів, на їх думку, обумовлене поєднанням декількох геолого-геоморфологічних умов, головними серед яких є наявність корінних джерел живлення; широкий розвиток процесів каолінового вивітрювання; тривала дія екзогенних процесів, обумовлених, переважно, позитивними коливальними рухами земної кори. Утворення розсипів, особливості розміщення в осадових відкладах різного віку та генезису тісно пов'язані з історією геологічного розвитку Українського щита, яка відбувалася в різних фізико-географічних умовах.

Розглядаючи умови утворення середньоеоценового бурого вугілля Дніпровського буровугільного басейну В. Т. Сябряй (1958), вважав важливим фактором накопичення вихідної для утворення вугілля речовини – наявність депресій на поверхні кристалічних порід, які виникли в результаті тектонічних та ерозійних процесів [163]. У подальших наукових працях В. Т. Сябряй (1959, 1962) Бовтиську улоговину вважав глибокою депресією в

кристалічному фундаменті, яка з'єднується вузьким каналом з Дніпровсько-Донецькою западиною [163].

В 1960 р. колективом ІГН НАН під керівництвом академіка В. Г. Бондарчука був складений «Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР» [2]. Ряд карт, складених Н. М. Барановою, В. О. Зелінською, Б. Ф. Зернецьким, Е. Я. Краєвою, М. Е. Макаренко та ін., відображають послідовність геологічного розвитку району досліджень та навколишніх територій, палеогеографічну обстановку та зміну фізико-географічних умов, які мали місце від ранньої крейди до антропогену.

Особливості речовинного складу деяких розсипів Дніпровсько-Бугського району, умови їх утворення приводять в своїй роботі М. Г. Дядченко та А. Я. Хатунцева (1960). В інших публікація вони наводять основні данні про типи похованих розсипів, які встановлені на території України, їх головні особливості та можливу класифікацію.

Умови утворення, закономірності розміщення кайнозойських розсипів на території України наведені в роботі Н. М. Баранової, М. Ф. Веклича, О. В. Крашеніннікової, Г. І. Молявко (1960). А. Н. Козловська з колективом складає середньомасштабну карту рельєфу поверхні Українського щита. Ф. А. Руденко (1962) публікує гіпсометричну карту поверхні Українського масиву, складену на структурно-петрографічній основі.

Протягом (1958-1980 рр) виконання робіт з геологічної зйомки території масштабу 1:50000 і 1:200000 було отримано нові дані зі стратиграфії та тектоніки території, закартовано континентальні відклади середнього еоцену, досліджено їх речовинний склад, встановлено фаціальні умови утворення, виявлено та частково досліджено поклади корисних копалин [8,11, 12, 13, 21, 22, 25, 32, 37, 38, 42, 50, 59, 60, 64, 65, 66, 67, 68, 99, 100, 136, 148, 149, 150, 153, 154, 155, 172, 175, 176, 188, 189]. Нажаль детальні роботи проводилися лише в межах окремих Аркушів і відповідно до

геологічного завдання. Однак, завдяки цим роботам було накопичено основний матеріал по континентальним флювіальним відкладам середнього еоцену, який був покладений в основу подальших виробничих звітів та наукових публікацій.

У цей час продовжуються цілеспрямовані роботи по дослідженню буровугільних родовищ, локалізованих в континентальних відкладах середнього еоцену [37, 38].

У 1963 році було видано IX том «Стратиграфия УССР. Палеоцен». В межах центральної частини Українського щита виокремлено морські та континентальні фації палеогенового віку, та зазначено, що на щиті континентальні відклади мають більш широке розповсюдження, ніж в інших регіонах [163]. У виданні зазначалося, що континентальні фації поширені в палеоцені, нижньому та середньому еоцені. Цього ж року В. Ю. Зосімович, М. М. Ключников, М. Ф. Носовський публікують статтю «Про схему стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів платформеної частини УРСР». У 1963 році в «Геологическом журнале» була опублікована стаття В. М. Матвієнко «Стратиграфия и палеогеографические условия образования угленосных отложений палеогена Приднепровского района Украинского щита», в якій зазначалося, що формування вугленосних відкладів відбувалося в палеоцен-верхньоєоценовий час. У цьому ж році М. А. Самарінін та А. А. Сахаровою була складена «Прогнозная карта угленосности центральной части Днепробасса», яка тривалий час була найбільш повною узагальнюючою роботою [60].

У 1963 році за редакцією П. Г. Нестеренко виходить монографія, в якій висвітлено закономірності вугленакопичення на території Дніпровського буровугільного басейну. В роботі наведено комплекс послідовних карт, які відображають рельєф кристалічного фундаменту та деяких стратиграфічних поверхів кайнозойського осадового чохла, літологічний склад, потужність,

фаціальні та палеогеографічні умови осадо накопичення. В рельєфі кристалічного фундаменту авторами виділено ряд широких депресій меридіонального та субмеридіонального напрямків, а саме, Звенигородсько-Кіровоградська, Бовтиська, Олександрійська, які відкриваються в Дніпровсько-Донецьку западину; Кіровоградську, яка відкривається в Причорноморську западину.

Ю. Б. Басс (1964) наводить детальну карту рельєфу поверхні кристалічних порід та їх кори вивітрювання. У складному рельєфі кори вивітрювання автором виділено ряд крупних депресій ерозійного походження, які схожі з річковими долинами – Інгулецька, Саксаганська, Апостолівська.

У 1966 році виходить друком монографія М. Ф. Веклича, присвячена палеоморфології Українського щита, в якій розглянуто основні фактори та закономірності утворення та розвитку похованого рельєфу ложа осадового покриву Українського щита [18]. В роботі наведена карта рельєфу ложа доантропогенового осадового покриву Українського щита.

Загальні риси історії розвитку рельєфу осадового пориву Правобережного Придніпров'я та докембрійського кристалічного фундаменту наводились в роботах В. Г. Бондарчука (1958, 1959, 1963), П. К. Заморія (1958), Е. М. Матвієнко (1961, 1965), Н. П. Семененка (1958), Ф. А. Руденко (1958).

У 1965 році Е. М. Матвієнко подано відомості щодо стратиграфії та палеогеографічних умов утворення вугленосних відкладів палеогену Придніпровського району Українського щита. [129]

У подальші роки дослідженнями палеогенових відкладів займалися М. Я. Бланк, В. С. Горбунов, В. Ю. Зосимович, М. М. Іванік, Є. Я. Краєва, С. А. Люльєва, Н. В. Маслун, А. А. Міхеліс, С. А. Мороз, О. П. Ольштинська, Р. Н. Ротман, О. Б. Стотланд, та ін. На підставі монографічного вивчення

палеонтологічних матеріалів, ретельного аналізу будови і літологічних особливостей палеогенових відкладів була деталізована їх стратифікація, зокрема обґрунтована доцільність виділення декількох нових стратонів; на новій палеонтологічній базі виконано кореляційні побудови і обґрунтування віку стратиграфічних підрозділів палеогену; розроблено суттєво оновлені стратиграфічні схеми палеогенових відкладів України.

У 1987 році побачила світ монографія «Дніпровський буровугільний басейн» А. Я. Радзівілла, С. А. Гурідова, М. О. Самаріна та ін. в якій міститься вичерпна інформація стосовно Дніпровського буровугільного басейну загалом і окремих родовищ зокрема.

У 1990 році виходить праця С. А. Мороза «Проблемы стратиграфии палеогена Украины и смежных регионов».

У 1992 році за керівництва П. Ф. Марченко були завершені пошукові і пошуково-оцінювальні роботи на буре вугілля в центральній частині Дніпробасу [128].

У 1993 році М. С. Ковальчук описує континентальні відклади бучакської світи в межах родовища золота Клинци та наводить дані щодо їх золотоносності [70].

У 1995 році ним опубліковані дані щодо незвичайного морфологічного типу золота на цій ділянці з утворень середнього еоцену [71].

У 2013 році Ю. В. Крошко висвітлює питання еволюції бучакських алювіальних розсипів важких мінералів у межах центральної частини Українського щита [103]. Цього ж року колектив авторів (Ковальчук, Крошко, Сукач) публікують наукову працю в якій висвітлено питання літології і золотоносності мезозой-кайнозойських алювіальних відкладів центральної частини Українського щита [79]. У матеріалах V-тої Всеукраїнської наукової конференції молодих вчених, присвяченої 95-річчю Національної академії наук України Ю. В. Крошко зі співавторами коротко

характеризують становлення і розвиток середньоеоценових річкових долин в межах центральної частини Українського щита [104]. Цього ж року Р. І. Заболотня узагальнює матеріал по проявам вторинних каолінів у континентальних флювіальних відкладах середнього еоцену та наводить стислу характеристику вторинних каолінів [49].

У 2015 році Ю. В. Крошко у співавторстві з М. С. Ковальчуком в низці публікацій висвітлюють особливості будови, речовинного складу, корисні копалини еоценових континентальних відкладів центральної частини Українського щита та особливості розвитку річкових палеодолин [109, 110]. Логічним результатом проведених цим авторським колективом досліджень стала геолого-генетична модель еоценових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита і пов'язаних з ними корисних копалин, яка була оприлюднена на Міжнародному геологічному форумі «Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво» у вересні 2015 року [84].

У 2016 році Ю. В. Крошко на підставі даних опису свердловин, їх координат та результатів опробування на ільменіт створює картографічні побудови (для середньо еоценових континентальних відкладів у межах Корсунь-Новомиргородського плутону), які відображають рельєф поверхні і підосви продуктивних відкладів, їх потужність та латеральний розподіл ільменіту [115].

У результаті тривалого дослідження відкладів середнього еоцену у межах окремих Аркушів проведення геолого-знімальних, геолого-розвідувальних, пошукових робіт чи робіт з довивчення геологічної будови території було встановлено просторове поширення і стратиграфічне положення досліджуваних відкладів, з'ясовано особливості будови і морфології річкових палеодолин, проведено літостратиграфічне розчленування і встановлено фаціальні умови утворення континентальних

утворень, виявлено та досліджено розсипи важких мінералів, родовища і прояви покладів бурого вугілля.

4.2 Просторове поширення середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів

Залягають середньоеоценові континентальні флювіальні утворення середнього еоцену на розмитій поверхні кристалічних порід, їх корі вивітрювання та більш давніх осадових утвореннях у межах Бандурської, Братської, Валявської, Гурівської, Зелено-Табурищенської, Звенигородської, Катеринопільської, Кіровоградсько-Знам'янської, Кіровоградсько-Новомиргородської, Кіровоградсько-Смілянської, Лебедин-Балакліївської, Ново-Празької, Обознівської, Олександрівсько-Рижанівської, Ольшанської, Ротмістровської, Сердюківської, Созонівської, Ташликської, Тясминської, Хмарівської, Христофорівської, Шестаковської, Червоноярської, Юрківської та ін. ерозійно-тектонічних депресій (рис. 4.1). Встановлені відклади середнього еоцену також у межах Бовтиської астроблеми.

У сучасному рельєфі середньопалеогенові долини, зазвичай, не виражені. У плані долини мають лінійно-видовжену форму та звивисті абриси. Орієнтування долин різноманітне – одні долини відкривається в Дніпровсько-Донецьку западину, інші – в Причорноморську западину.

Частина середьоеоценової гідросітки загалом успадковувала ерозійно-тектонічні депресії більш ранніх етапів розвитку Українського щита (Лебедин-Балакліївська, Рижанівська, Канів-Звенигородська та ін.), інші закладались річками середнього еоцену в тектонічно ослаблених зонах та розламах (рис. 4.2).

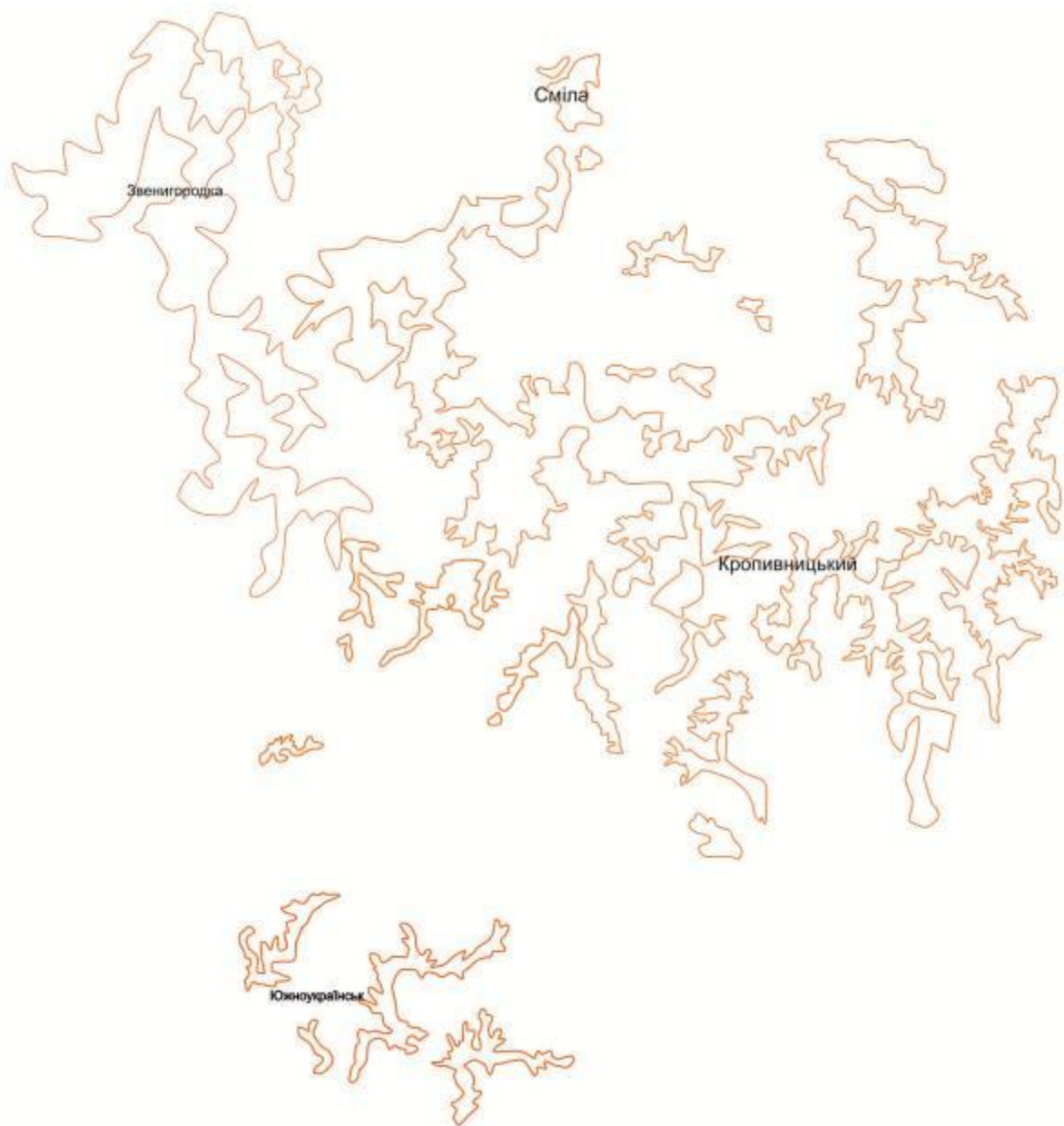


Рис. 4.1 Карта-схема поширення середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів в межах центральної частини Українського щита

Довжина окремих річкових палеодолин перевищує 150 км, ширина – 18,0 км.

Залягають континентальні флювіальні відклади майже горизонтально або зі слабким ухилом від верхів'я до гирла долини та від їх схилів до центральних частин.

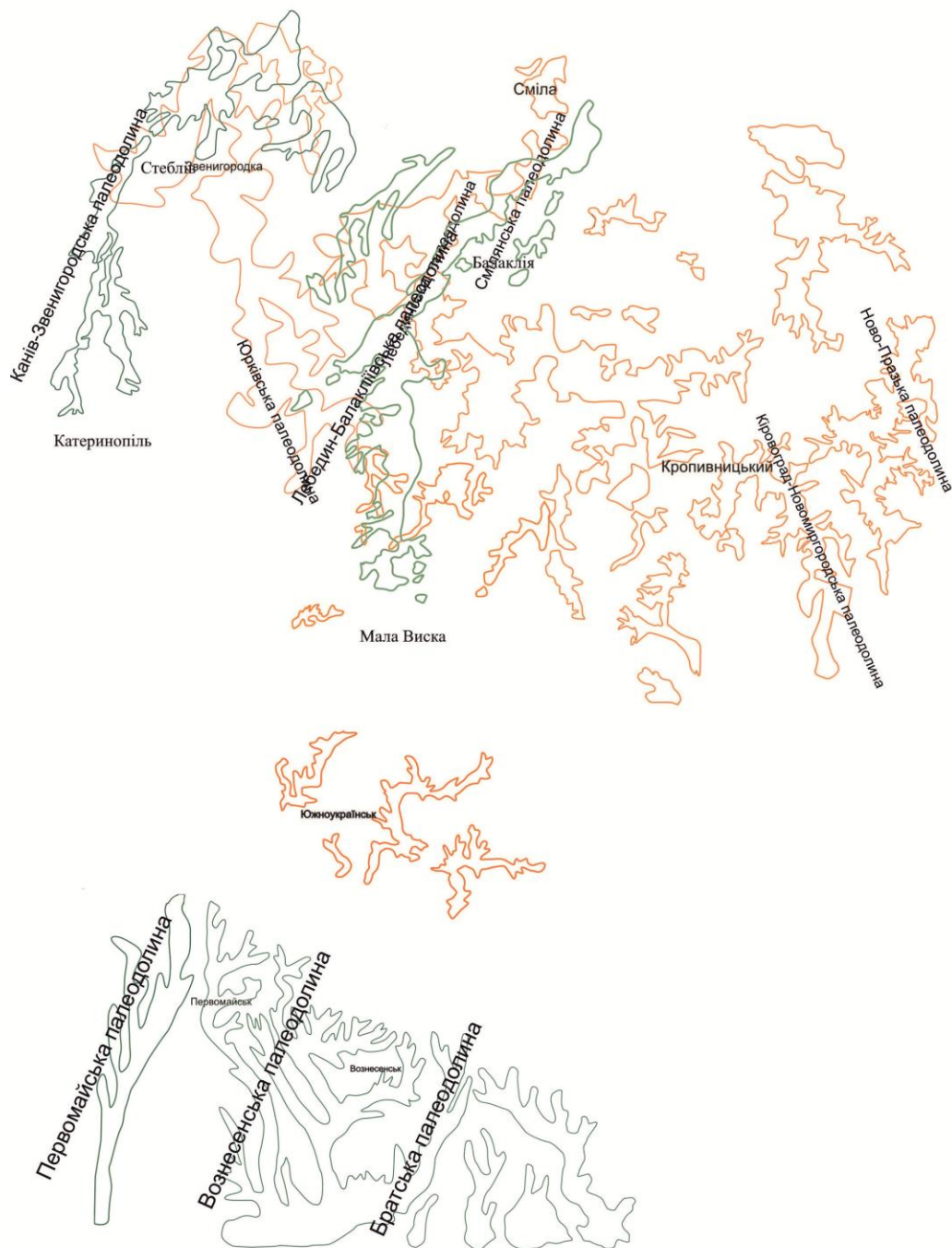


Рис. 4.2 Карта-схема часткового успадкування середньеоценовими палеодолинами апт-нижньоальбських палеодолин в межах центральної частини Українського щита

У більшості випадків відклади середнього еоцену залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту, на апт-нижньоальбських, нижньопалеогенових відкладах, зрідка на породах кристалічного фундаменту

і перекриті фауністично охарактеризованими відкладами київської світи, а за їх відсутності – утвореннями харківської серії, а рідкісно неогеновими і четвертинними відкладами (рис. 4.3. – 4.12).

Глибина врізу річкових долин у породи субстрату, як правило, 40 – 60 м. Глибина палеодолин, що розкриваються в Причорноморську западину більша, аніж таких, що розкриваються в Дніпровсько-Донецьку западину. Іноді в осьових частинах депресій наявна значна кількість переаглиблень ерозійно-тектонічного походження. Для палеодолин характерна асиметрія схилів. Ширина долини зазвичай, поступово збільшується до гирла, але у межах палеодолин спостерігаються ділянки звуження і розширення. Звуження ширини палеодолин обумовлене, як правило наявністю в їх межах більш стійких до вивітрювання і водної ерозії порід. У межах звужених ділянок берега річок стають крутішими. Звужені ділянки зазвичай незначні за довжиною. Значне розширення палеодолин обумовлене злиттям декількох притоків, або ж значною міграцією русла за латераллю у пухкому субстраті елювію чи більш давніх осадових утворень. Подекуди значне розширення обумовлене розташуванням певного відрізка палеодолин у межах низовинного рельєфу корінних порід. Інколи русло долини роздвоюється і обтікає ерозійно-денудаційні останці, які складені більш міцними породами (рис.4.13).

На певному відрізку палеодолин, що відкриваються в Дніпровсько-Донецьку западину, їх напрямок різко змінюється на субмеридіональний, який обумовлений, вочевидь, напрямком контакту між породами основного складу Новомиргородського масиву і гранітами-рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону.

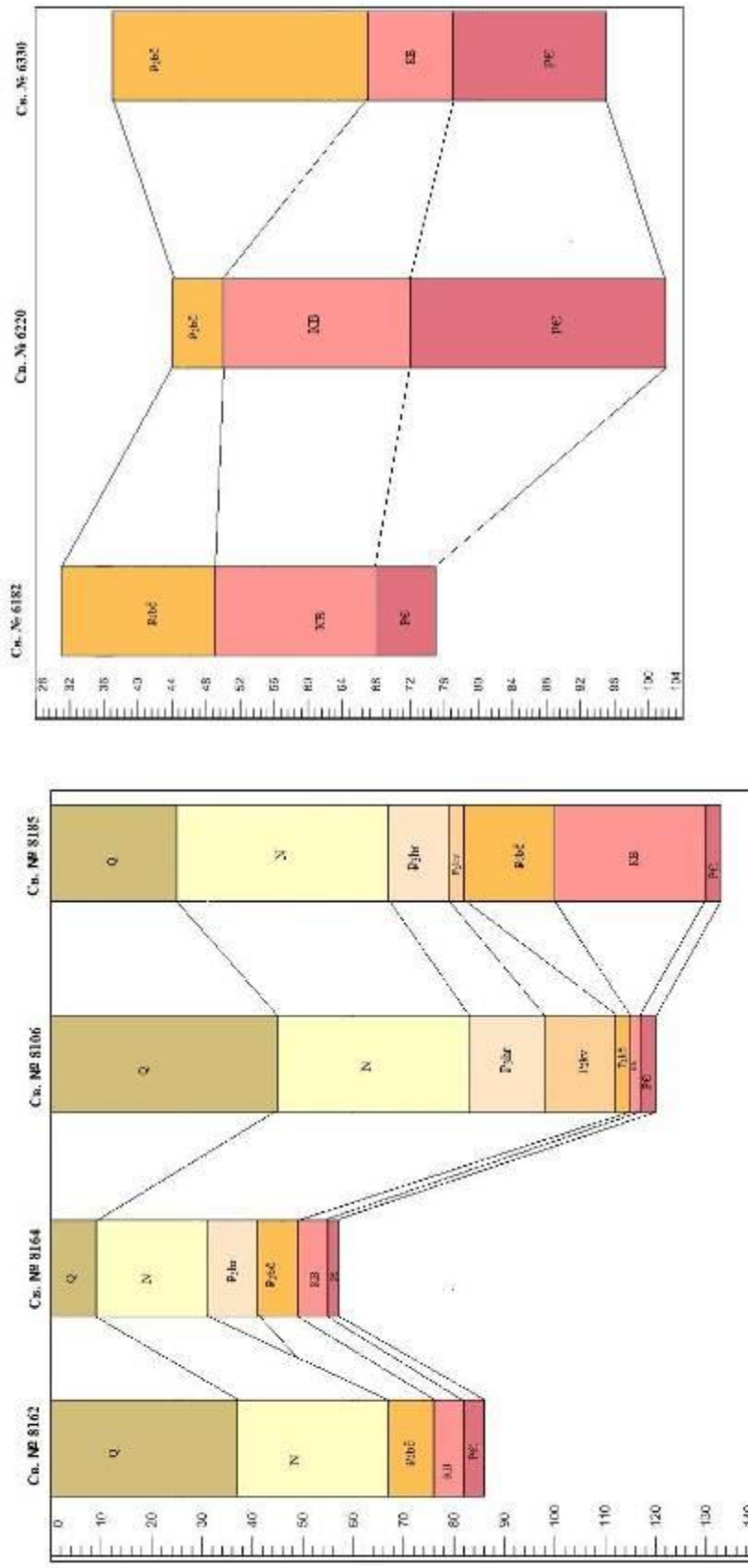


Рис. 4.5. Ділянка середньоеоценової палеодолини в межах якої континентальні відклади середнього еоцену залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундамену і перекриваються на корі вивітрювання кристалічних порід фундамену. Ділянка № 2, див рис. 4.3

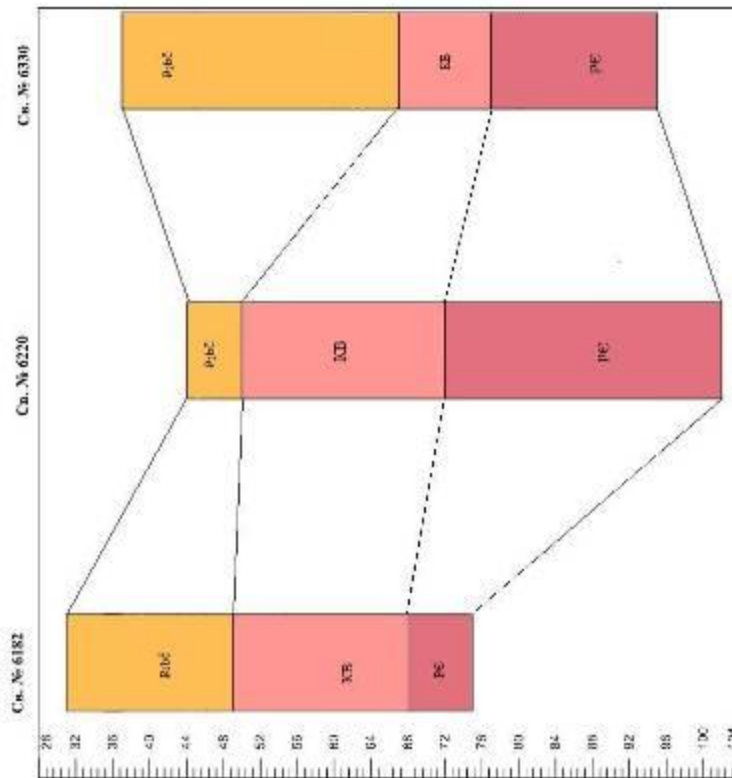


Рис. 4.6. Ділянка середньоеоценової палеодолини в межах якої континентальні відклади середнього еоцену залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундамену. Ділянка № 3, див рис. 4.3

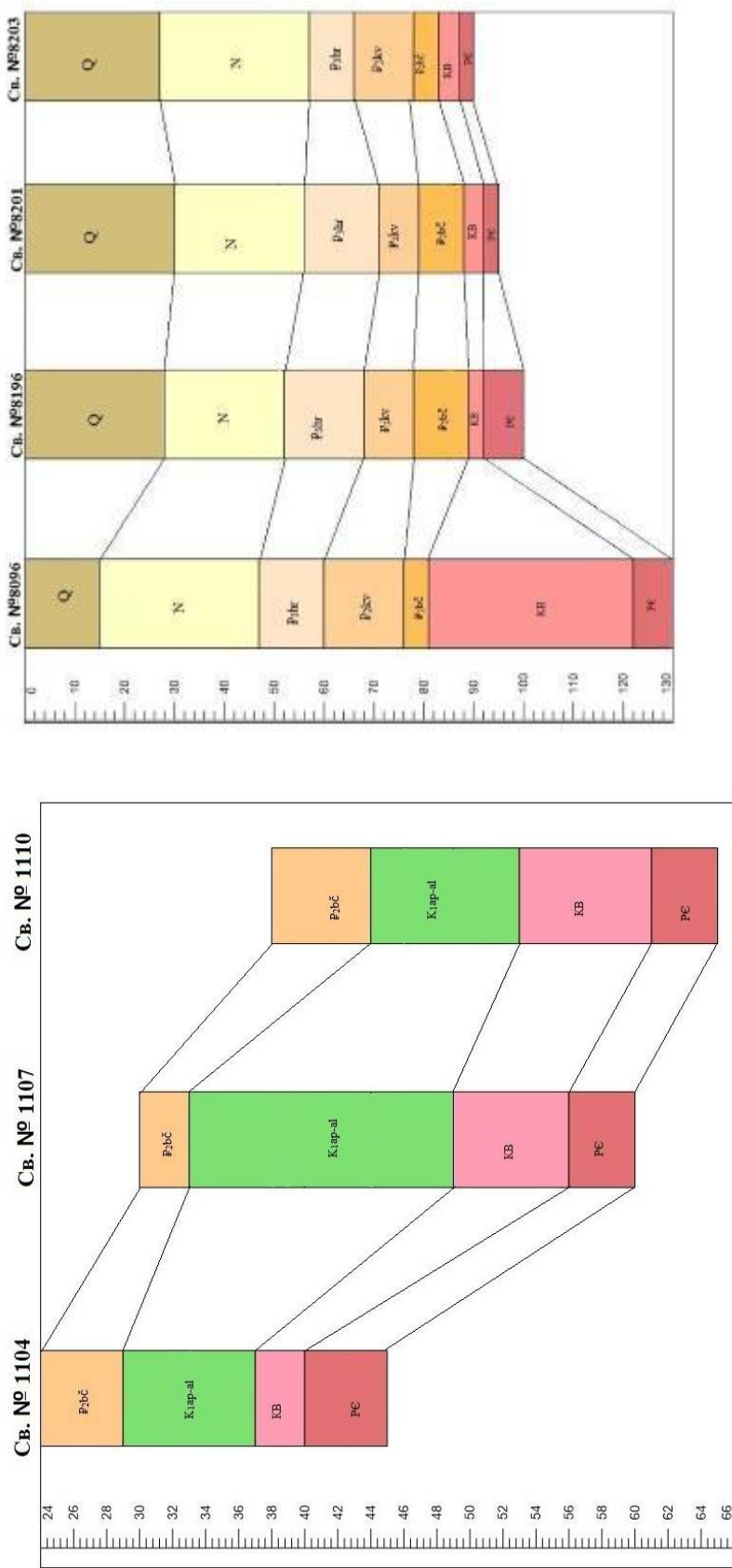


Рис. 4.7. Ділянка середньоеоценової палеодолини в межах якої континентальні відклади середнього еоцену залягають на континентальних відкладах апту-нижнього альбу. Ділянка № 4, див рис. 4.3

Рис. 4.8. Ділянка середньоеоценової палеодолини в межах якої континентальні відклади середнього еоцену залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундамену і перекриваються утвореннями кийської світи. Ділянка № 5, див рис. 4.3

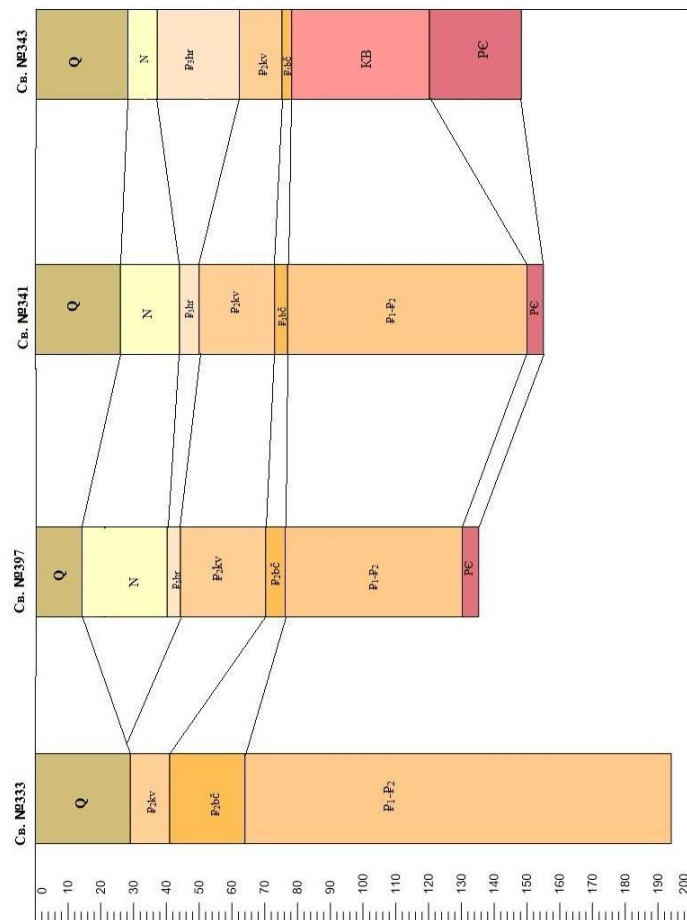
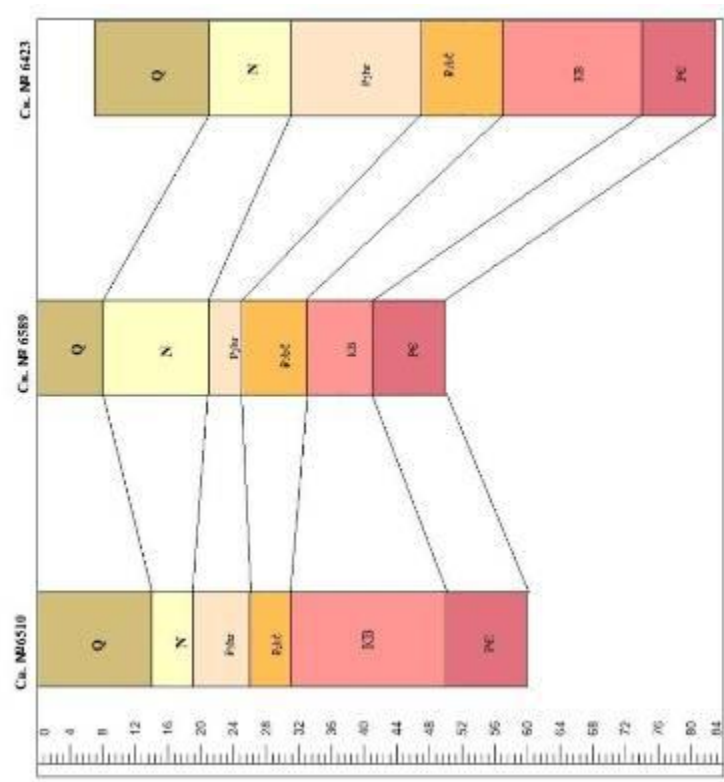


Рис. 4.10. Ділянка середньоеоценової палеодолини в межах якої континентальні відклади середнього еоцену залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундамену і перекриваються відкладами харківської світи. Ділянка № 7, див рис. 4.3

Рис. 4.9. Ділянка середньоеоценової палеодолини в межах якої континентальні відклади середнього еоцену залягають на морських утвореннях нижнього-середнього палеогену та корі вивітрювання кристалічних порід фундамену і перекриваються відкладами кийської світи. Ділянка № 6, див рис. 4.3

Наявність флексуроподібних форм палеодолин на певному їх відрізку, обумовлене наявністю тектонічно послаблених зон субширотного напрямку та зоною контакту між породами Корсунь-Новомиргородського плутону і гранітами кіровоградського типу, які простягаються у субмеридіональному напрямку. Інколи, на окремих ділянках, положення палеодолин просторово співпадає з зоною тектонічного розламу (наприклад, частина Зелено-Табурищенської палеодолини) і долина різко розширюється в межах інтенсивно катаклязованого і вивіреного субстрату. Подекуди розширені ділянки утворені ерозійною діяльністю численних різносторонніх притоків.

Поверхня днища палеодолин нерівна, з западинами і підвищеннями, ухил днища палеодолин різний на різних ділянках з загальною тенденцією ухилу у бік кінцевого морського басейну стоку (рис. 4.14).

Середньоеоценові долини зі стоком у Причорноморську западину мають менше поширення, оскільки були знищені процесами рельєфоутворення більш молодих етапів геоморфогенезу та в похованому рельєфі не збереглись. Для збережених долин характерна значна розгалуженість за рахунок значної кількості бокових притоків різної довжини, а також усі інші морфологічні риси долин зі стоком у Дніпровсько-Донецьку западину.

Середньоеоценовий вік цих континентальних флювіальних утворень встановлений палінологами (Г. М. Студинська, А. К. Коломойцева, Р. Н. Ротман) на підставі результатів спорово-пилкового аналізу.

За їх даними в спектрах спорово-пилкового комплексу переважає пилок давніх тропічних та субтропічних рослин.

Покритонасінні представлені *Myricaceae*, *Myrtaceae*, *Moraceae*, *Castanea*, *Ericaceae*, *Begoniaceae*, *Ficus*, *Rhus*, *Nyssa*, *Ilex*, *Menispermaceae*, *Goranthaceae*, *Santalaceae*, *Platycarya*, *Urticaceae*, *Carya*; меншою мірою *Palmae*, *Betulaceae*, *Rosaceae*, *Leguminosae*, *Begoniaceae*, *Oleaceae* та ін.; рідкісно трапляються *Engelhardtia*, *Hamamelidaceae*, *Aquifoliaceae*, *Araliaceae*, *Sapotaceae*, *Typhaceae*, *Sparganiaceae*, *Alismataceae* та види штучної групи *Extratrilporopollenites Pflug*.

Голонасінні займають підпорядковане положення, серед них визначені: *Pinaceae*, *Podocarpaceae*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Araucariaceae*, *Gliptostrobusaceae* та ін.

Чагарникові та трав'янисті представлені бобовими – *Leguminosae* та вересковими – *Ericaceae*.

Серед папоротникоподібних були виділені рідкісні спори: *Cyatheaceae*, *Matoniaceae*, *Gleicheniaceae*, *Polypodiaceae*, *Osmundaceae*, *Matoniaceae*, *Ophioglossaceae*, *Schizaceae*, *Leptochulus*, *Lygodium*, *Stenozonotriletes Cerebroformis* (Naum). Крім того, визначено пилок, який належить різновидам широколистих та жорстколистих порід.

Вуглисті глини та буре вугілля містять, головним чином, пилок покритонасінних рослин, де переважають родини: *Myricaceae*, *Mirtaceae*, *Euphorbiaceae*, *Palmaceae*, *Begoniaceae*, *Tremondraceae*, *Capparidaceae*, *Eucomiaceae*, *Euonymus*.

Аналіз середньоеоценових спорово-пилкових комплексів вказує на існування в середньоеоценовий час тропічного або субтропічного клімату.

4.3 Речовинний склад середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів

У літологічному відношенні середньоеоценові континентальні флювіальні відклади представлені уламковими, глинистими та фітоорганогенними породами.

Уламкові породи представлені сірими, буро-сірими, кварцовими, польовошпат-кварцовими, різнозернистими (від дрібно до крупнозернистих) рідше гравелистими пісками з рідкісною галькою кварцу, різною кількістю глинистої складової, незначною кількістю вуглистої, часто піритизованої речовини. Незначне поширення мають дрібнозернисті, зливні, кварцові, кварцитоподібні та на залізистому і глинистому цементі пісковики, з великою кількістю відбитків фрагментів рослин. Залягають пісковики безпосередньо на кристалічних породах, та приурочені до піднять кристалічного фундаменту.

У межах середньоеоценової товщі піски утворюють підвугільні, міжвугільні і надвугільні горизонти. Підвугільні піски переважно бурого кольору, збагачені вуглефікованим рослинним детритом, різнозернисті (головним чином середньо- та крупнозернисті), горизонтально-косоверстуваті, серед пісків зустрічаються проверстки піщано-вуглистих глин та пухких глинисто-вуглистих пісковиків. Міжвугільні піски складають незначної потужності шари у пластах бурого вугілля. Надвугільна частина розрізу практично завжди представлена пісками кварцовими, різнозернистими, горизонтально-косоверстуватими, сірого і світло-сірого кольору, інколи жовто-сірого кольору (забарвлення пов'язане з частковим озалізненням у межах окремих прошарків). Вміст глинистої складової у пісках змінний. Піски характеризуються строкатим гранулометричним

складом (рис. 4.15 – 4.25) і переважно поганим ступенем сортування уламкового матеріалу.

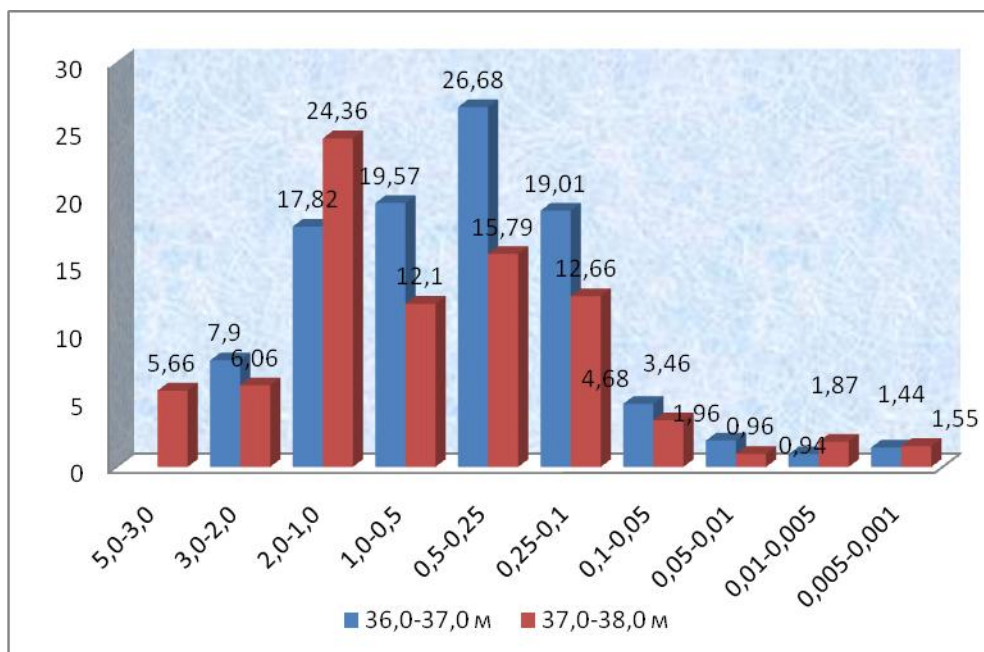


Рис. 4.15 Гранулометричний склад піску середньоеценового дрібно-середньозернистого гравійного з галькою. Св. № 939 (Зелено-Табурищенська палеодолина)

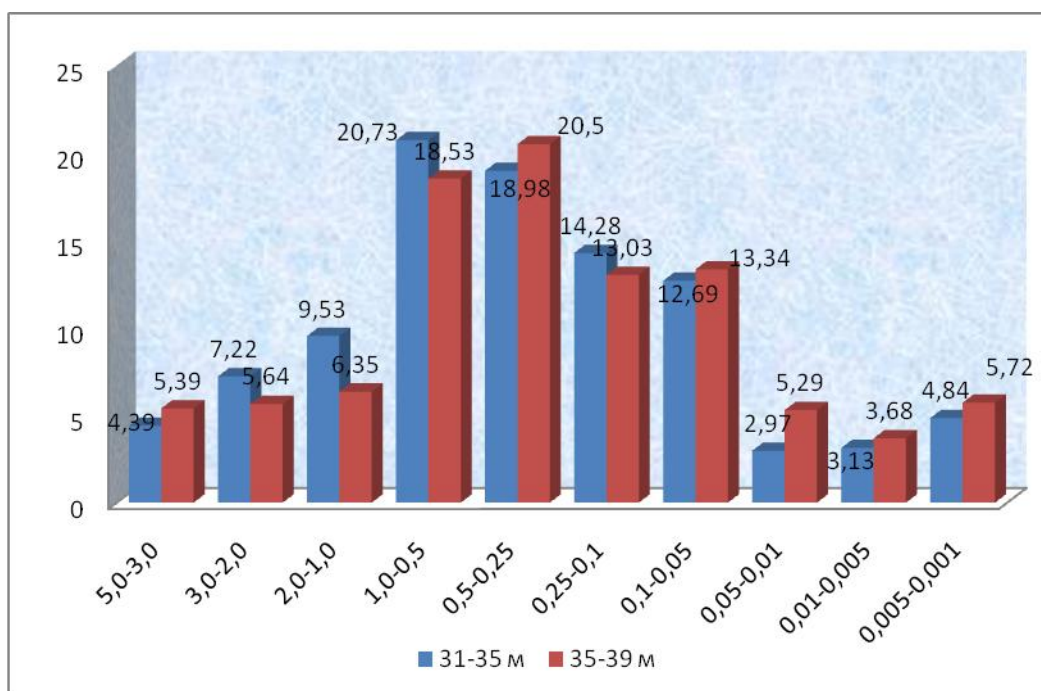


Рис. 4.16 Гранулометричний склад середньоеценового піску різнозернистого з гравієм і галькою. Св. № 1377 (Зелено-Табурищенська палеодолина)

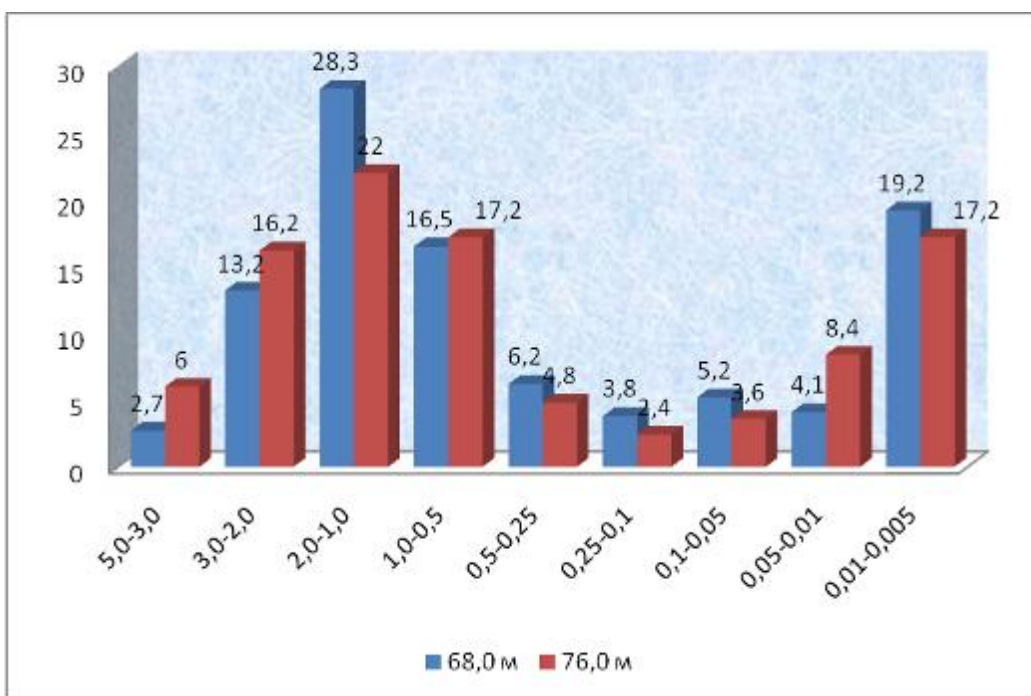


Рис. 4.17 Гранулометричний склад середньоєцевого піску глинистого крупнозернисто-гравійного з галькою. Св. № 26467 (Кіровоград-Смілянська палеодолина)

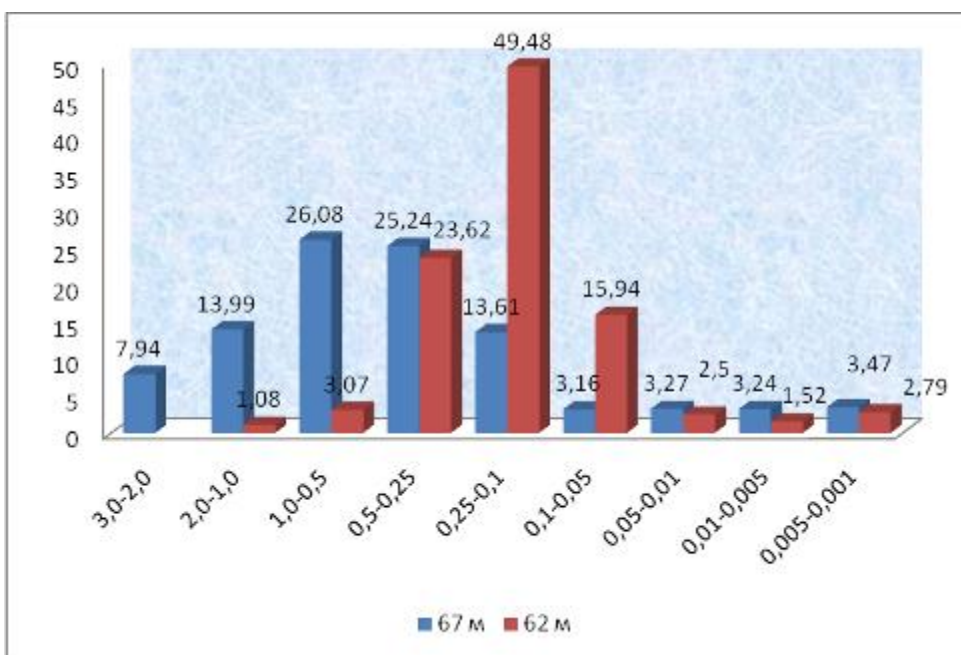


Рис. 4.19 Зміна гранулометричного складу піску середньоєцевого з глибиною від середньо-, дрібнозернистого до середньо-, крупнозернистого з гравієм і галькою. Св. № 25424 (Зелено-Табурищенська палеодолина)

Піщані породи, які приурочені до схилів палеодолин, характеризуються більшим розмаїттям мінералів, аніж ті, що поширені в центральних частинах палеодолин.

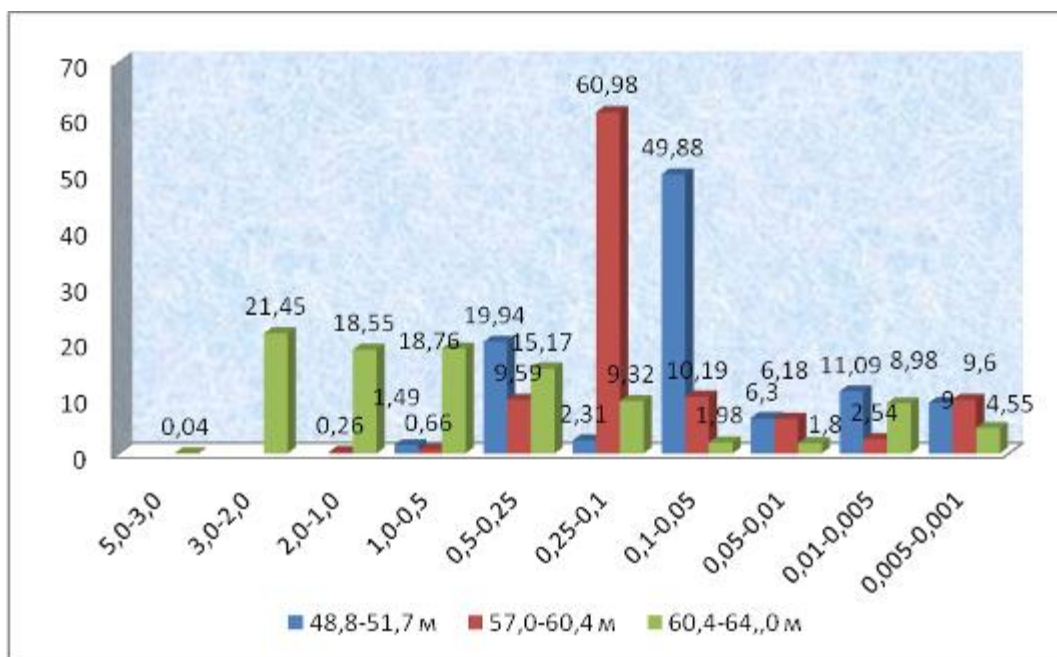


Рис. 4.18 Зміна гранулометричного складу піску середньоеценового з глибиною від дрібнозернистого до середньозернистого та до крупнозернистого з гравієм і галькою. Св. № 1363 (Зелено-Табурищенська палеодолина)

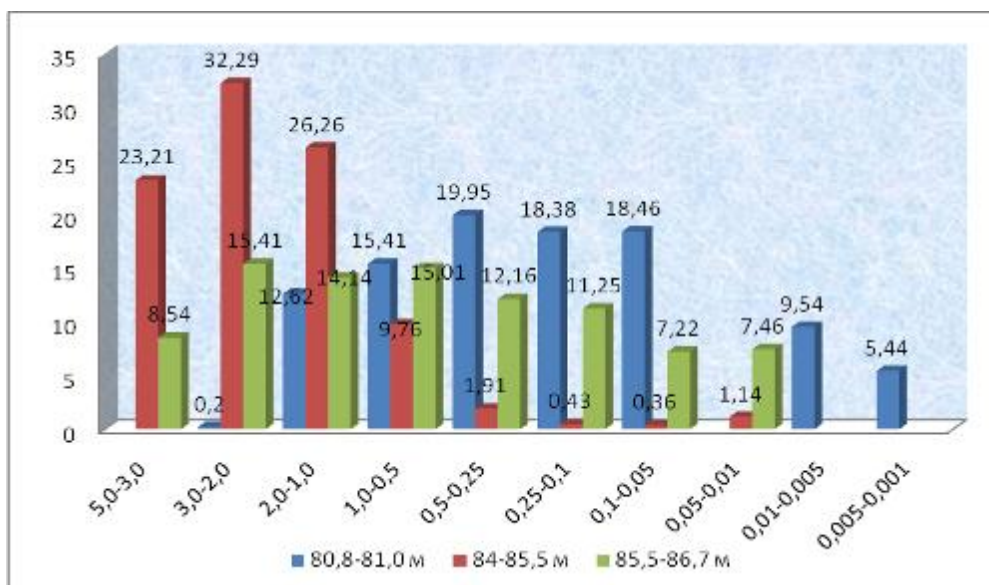


Рис. 4.20 Зміна гранулометричного складу піску середньоеценового з глибиною від алеврито-дрібнозернистого до гравелистого і до різнозернистого. Св. № 69 (Зелено-Табурищенська палеодолина)

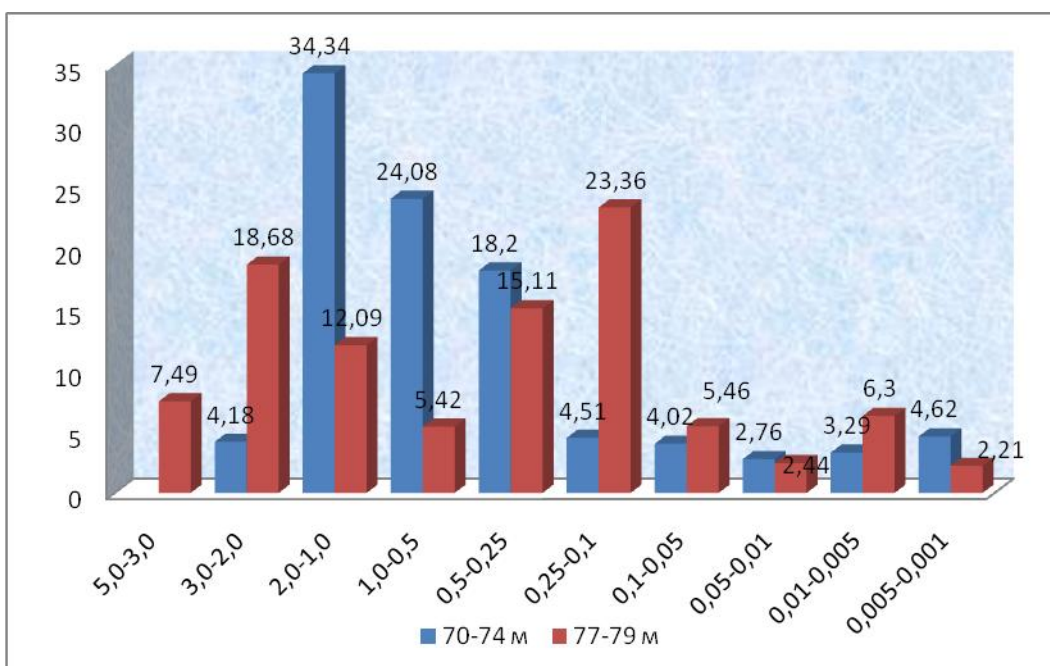


Рис. 4.21 Зміна гранулометричного складу піску середньоецевого з глибиною від крупнозернисто-гравійного до середньо-дрібнозернистого з гравієм і галькою. Св. № 15026 (Зелено-Табурищенська палеодолина)

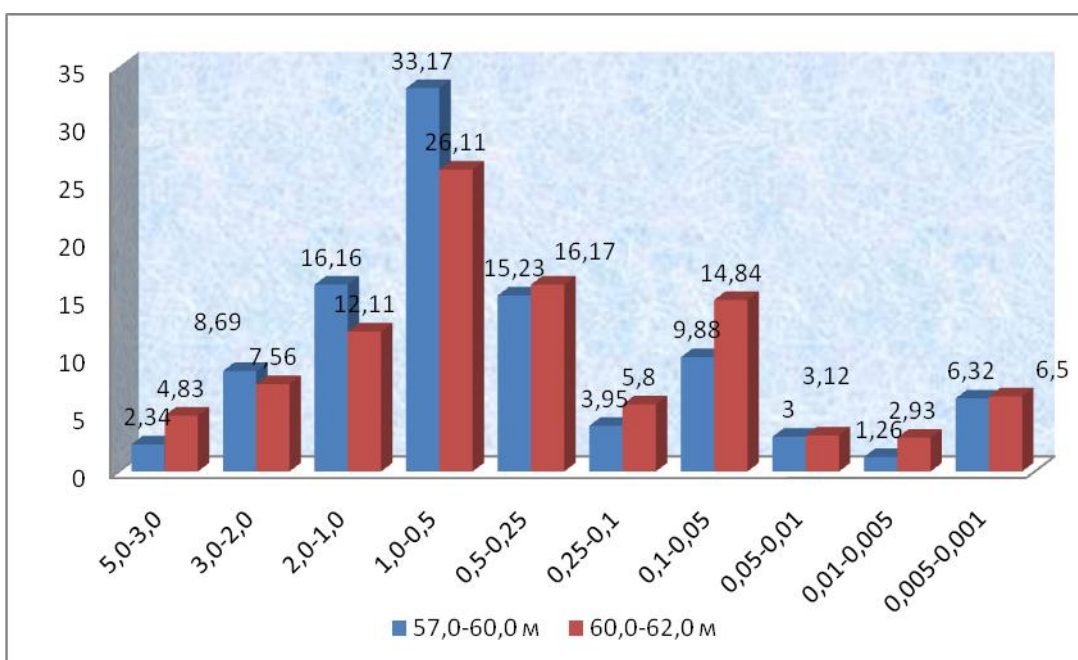


Рис. 4.22 Зміна гранулометричного складу піску середньоецевого з глибиною від середньо-крупнозернистого з гравієм і галькою до алевито-середньо-крупнозернистого з гравієм і галькою. Св. № 1388 (Кіровоград-Смілянська палеодолина)

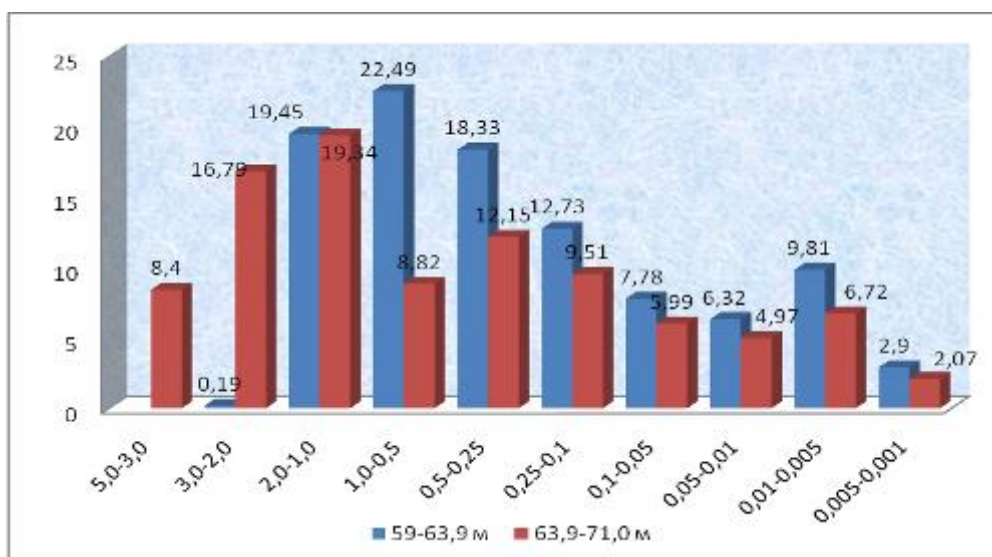


Рис. 4.23 Зміна гранулометричного складу піску середньоеценового з глибиною від середньо-крупнозернистого до гравійного з галькою. Св. № 15010 (Зелено-Табурищенська палеодолина).

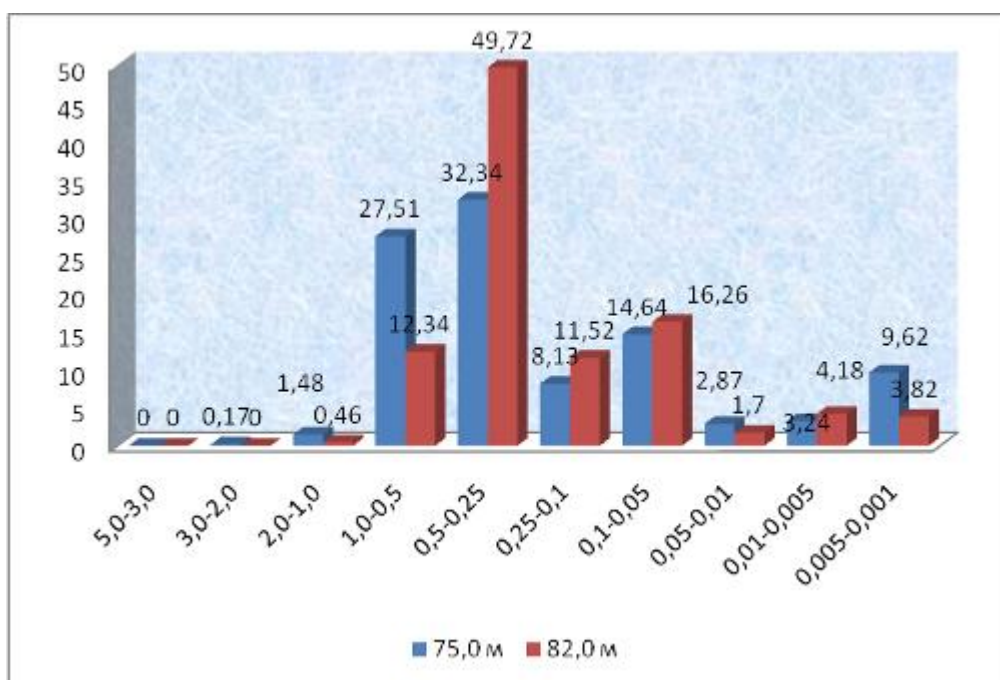


Рис. 4.24 Зміна гранулометричного складу піску середньоеценового з глибиною від крупно-дрібнозернистого до алевритово-дрібнозернистого. Св. № 1386 (Кіровоград-Смілянська палеодолина)

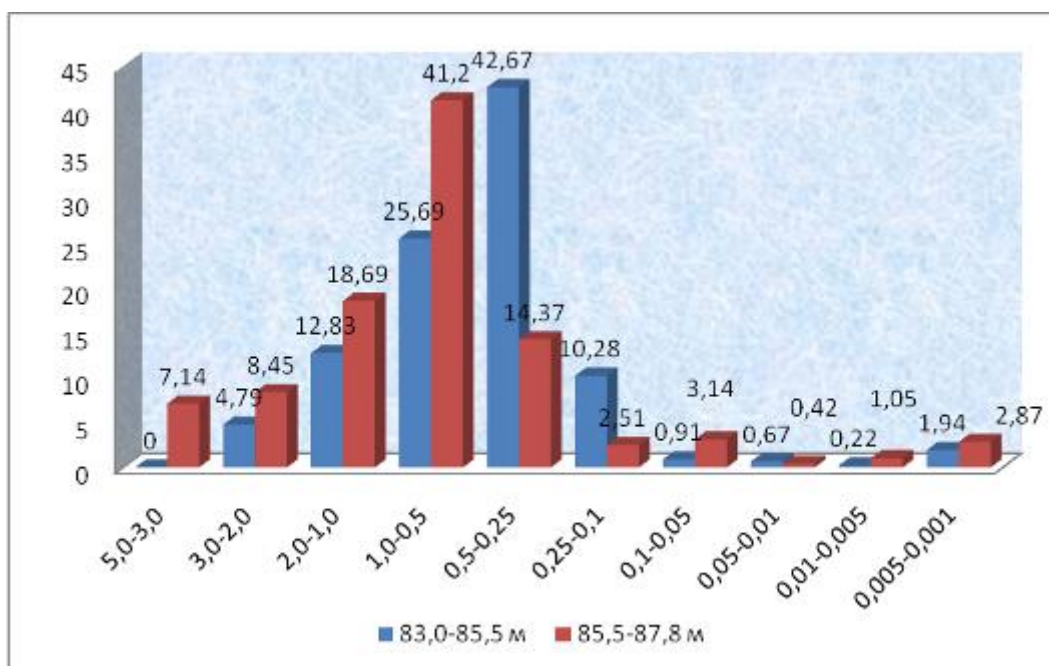


Рис. 4.25 Зміна гранулометричного складу піску середньоецевого з глибиною від крупно-середньозернистого з гравієм до середньо-крупнозернистого з гравієм і галькою. Св. № 1384 (Кіровоград-Смілянська палеодолина)

Для піщаних відкладів характерні підвищені вмісти Co, Be, Pb, W, La, Ce Sb (рис. 4.26 -4.27).

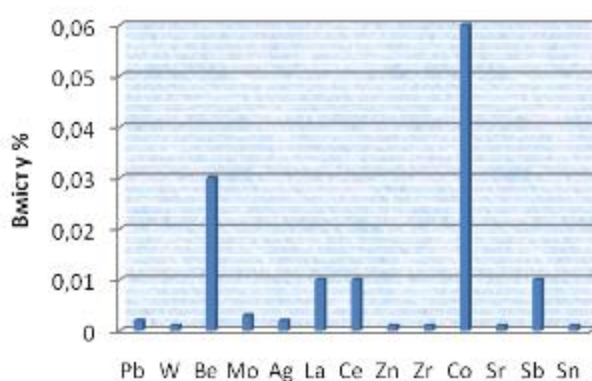


Рис. 4.26 Спектральний аналіз піску вуглисто, середньоецевого. Св. 3518 (глиб. 33,5 м)

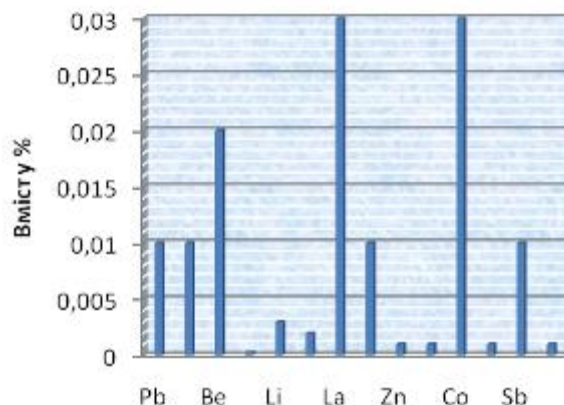


Рис. 4.27 Спектральний аналіз піску вуглисто, середньоецевого. Св. 3556 (глиб. 62,5 м)

Глинисті породи представлені вторинними каолінами та глинами. Вторинні каоліни мають незначне розповсюдження і приурочені переважно до схилів депресій, де залягають у покрівлі піщано-вуглистої товщі, або ж залягають у підшві середньоеценової континентальної товщі у вигляді потужних лінз чи прошарків у піщано-вуглистих відкладах. Зазвичай вони білі, світло-сірі, сірі, жовтувато-сірі, бурі, пелітоморфні, ущільнені, іноді записочені, з прошарками піску та включеннями обвуглених рослинних решток. Глинисті мінерали представлені головню каолінітом з домішкою монтморилоніту. У вторинних каолінах встановлено підвищені вмісти Zr, Sr, Ba, Ga, Li, Y.

Глини темно-сірі, щільні, часто записочені, слюдисті, лігнітизовані, з включеннями вуглистого матеріалу. Серед глин виокремлено алевритові відміни, які збагачені вуглистою речовиною. Іноді глини містять тонкі прошарки тонко-, дрібнозернистого вуглистого піску. Вуглисті глини залягають часто в центральних частинах палеодолин, де заміщують прибортові вторинні каоліни. Залягають глини у верхній або середній частині розрізу та часто перешаровуються із бурим вугіллям. Гранулометричний склад глин представлено на рисунку 4.28.

Незважаючи на те, що глини, як правило, залягають на піщаних утвореннях, вміст хімічних елементів у них співрозмірний з вмістом таких у пісках (іноді перевищує), але більш строкатий (рис. 4.29–4.30).

У глин значно вищі вмісти рідкісних і рідкісноземельних елементів, аніж у пісках, що можна пояснити значно вищою сорбційною здатністю глин.

До глинистих порід слід віднести так звані горючі (бітумінозні) алевроліти, які було виявлено у Бовтиській западині. Їх середньоеценовий вік обґрунтовано результатами палінологічних досліджень (визначення Р. Н. Ротман і Т. Б. Губкіної).

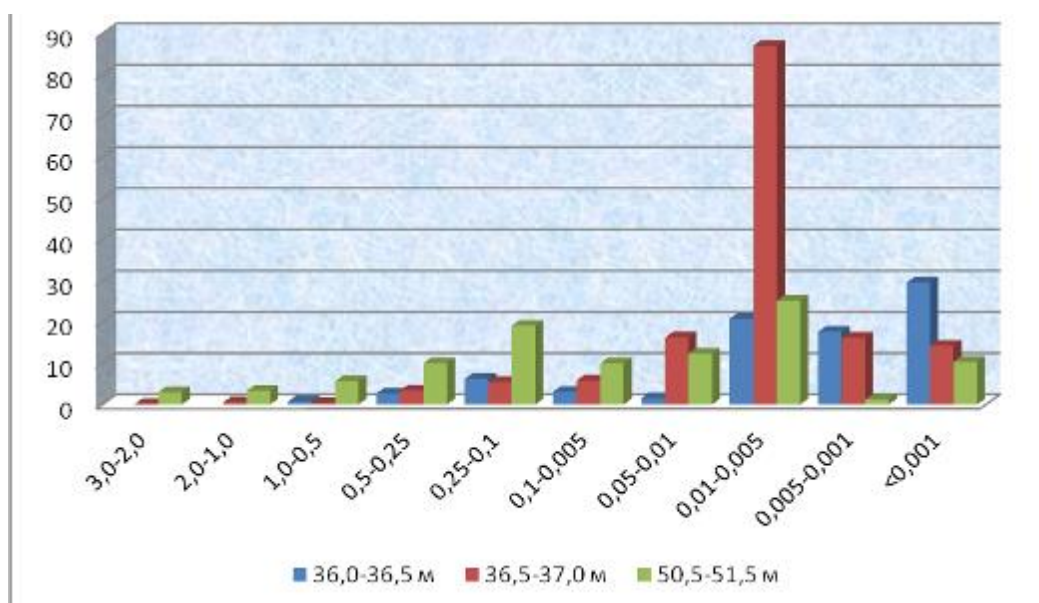


Рис. 4.28 Зміна гранулометричного складу глин в розрізі середньоєоценових континентальних відкладів. Св. №3560

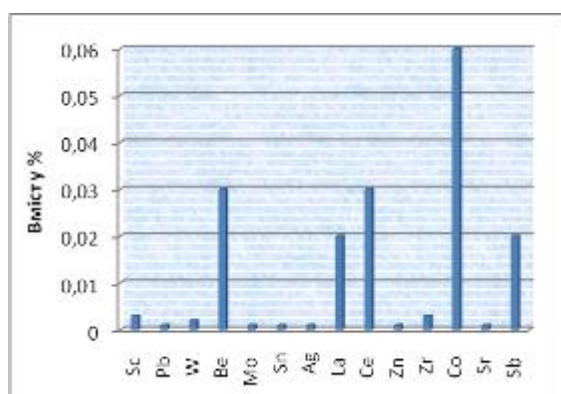


Рис. 4.29 Спектральний аналіз вуглистих глин середньоєоценових. Св. 3578 (глиб.79-80)

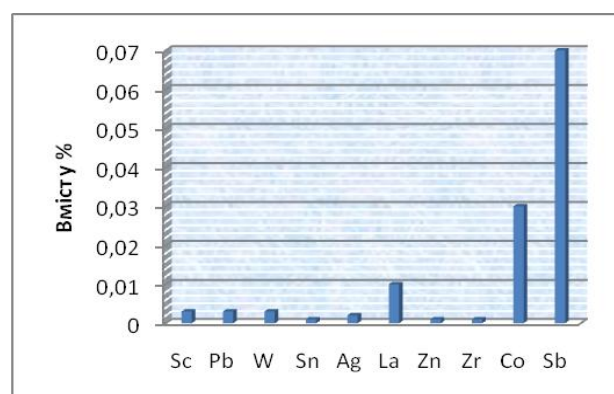


Рис. 4.30 Спектральний аналіз вуглистих глин середньоєоценових. Св. 3560 (глиб.46,5-47,5 м)

Фітоорганогенні породи представлені бурим вугіллям, яке представлено глинистими та піщанистими різновидами з тонкими прошарками пісків, глин, вторинних каолінів. У розрізах присутні від одного до трьох вугільних пластів, потужність яких від перших сантиметрів до 13 м. На окремих ділянках з буровугільними відкладами пов'язана уранова та рідкісноземельна мінералізація. Буре вугілля може бути приурочене до

нижньої, середньої чи верхньої частини товщі; в багатьох розрізах буре вугілля відсутнє.

Аналіз вмістів хімічних елементів показав розбіжності у їх вмістах в межах різних площ (рис. 4.31–4.32) та у глинистому і піщаному бурому вугіллі.

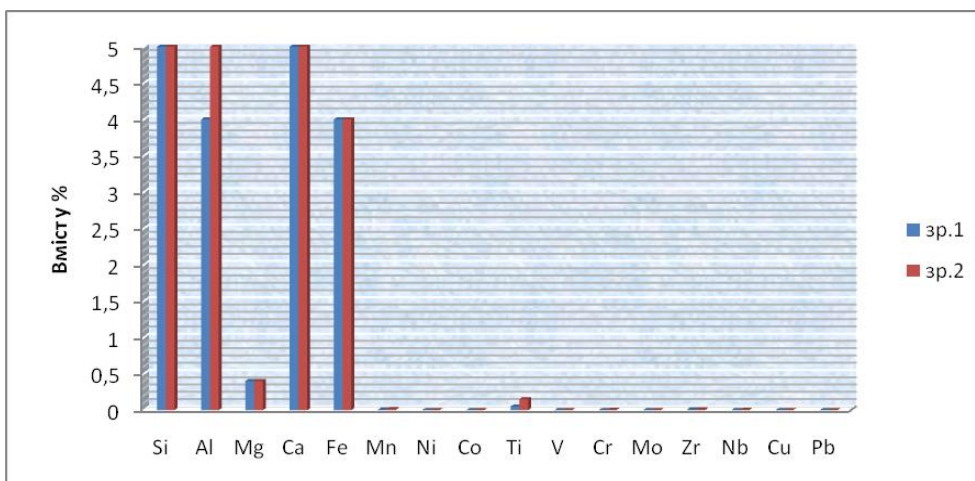


Рис. 4.31 Спектральний аналіз бурого вугілля середньоеценового. Костянтинівський розріз. Зразок 1, 2

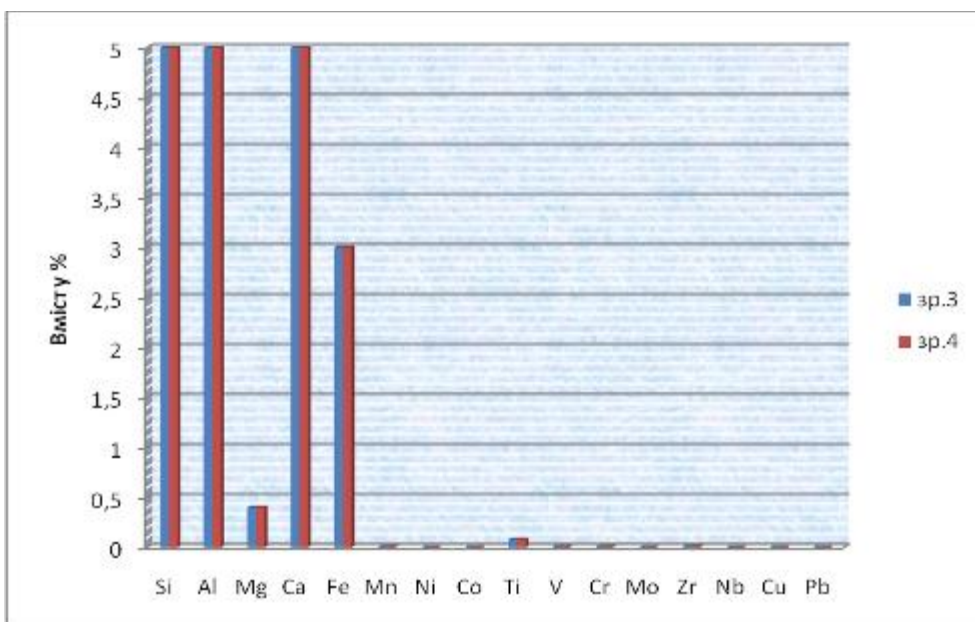


Рис. 4.32 Спектральний аналіз бурого вугілля середньоеценового. Протопопівський розріз. Зразок 3, 4

Глинисті відміни бурого вугілля мають підвищені вмісти Zr, Y, Sr, La. Піщанисті відміни бурого вугілля мають підвищені вмісти Zr і незначні вмісти інших елементів.

У різних частинах депресій розрізи середньоеоценових відкладів не схожі між собою, відрізняються літологічним складом, потужністю, повнотою горизонтів, що їх складають.

Усі породи перешаровуються між собою, або утворюють прошарки, лінзи одне в одному, часто виклинюються (рис. 4.33).

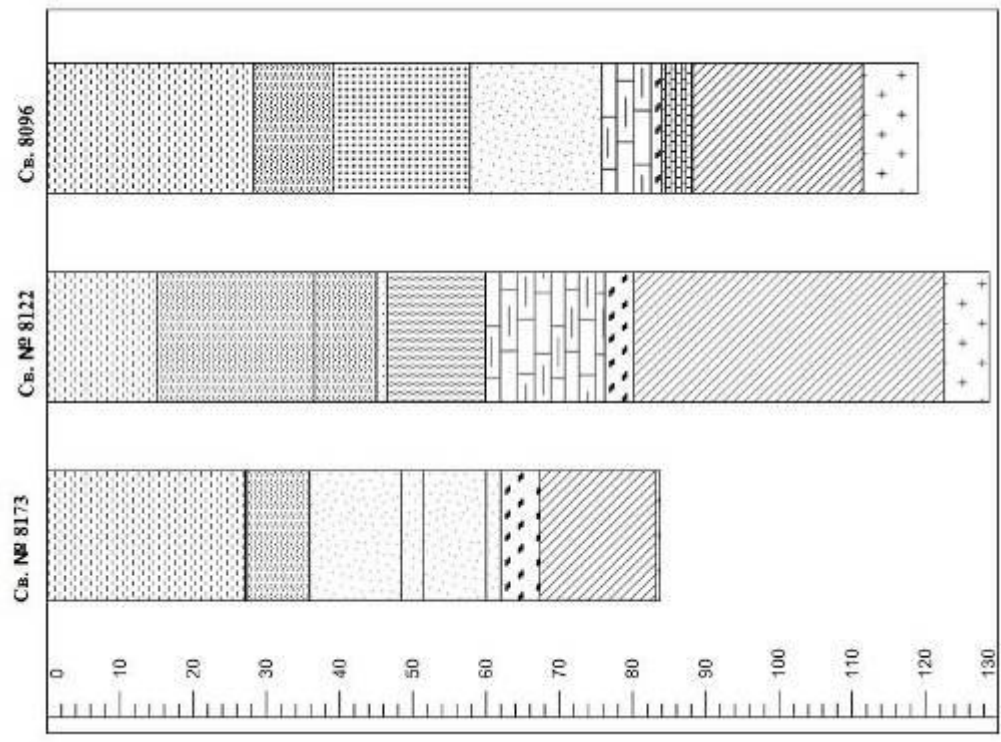
Загальна потужність континентальних утворень коливається від 0,2 м на схилах депресій до 37 м у центральних їх частинах.

У межах Бовтиської улоговини в розрізі озерного комплексу середнього еоцену, окрім вуглистих пісків та глин, вторинних каолінів, зустрічаються своєрідні глини та алевроліти [60]. Вони залягають у нижній частині розрізу, пов'язані між собою поступовими переходами і за простяганням заміщуються вуглистими пісками та глинами. Глини зеленкувато-сірі, темно-сірі, щільні, шаруваті, з блискучими поверхнями сколу, з тонкими прошарками та лінзами кварцового піску, іноді слабко вуглисті, з відбитками погано збережених мушель та насінням рослин, піритизовані [60].

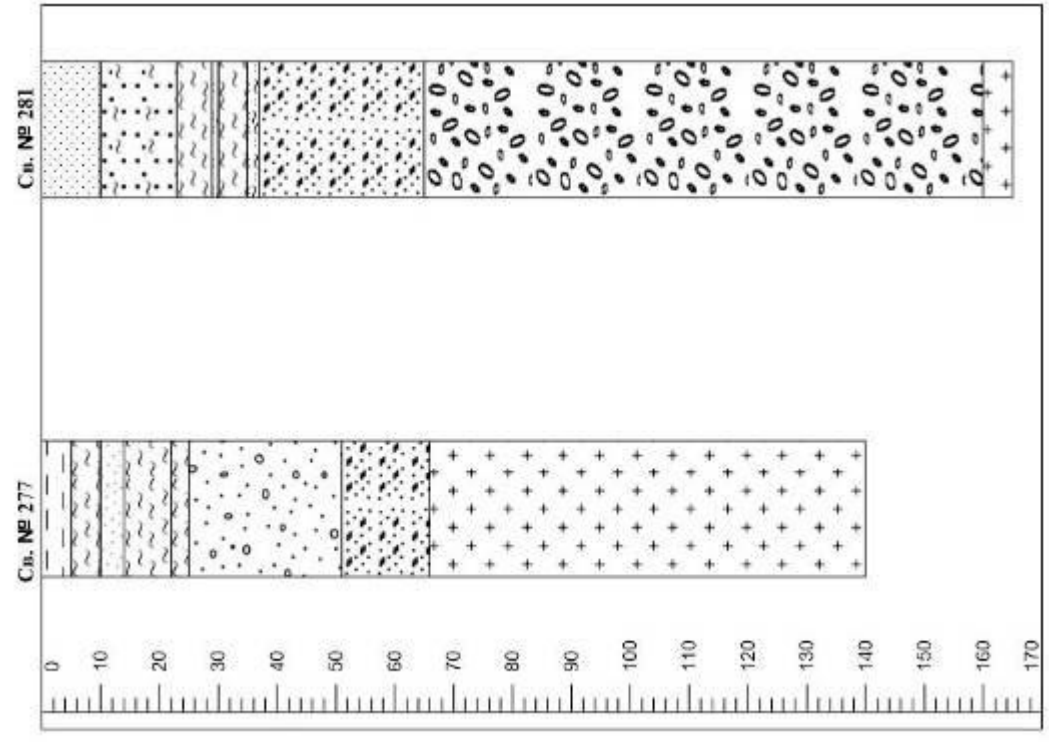
Глиниста речовина складається з каолініту та монтморилоніту, з незначною домішкою гідрослюд [60].

Алевроліти темно-сірі, сірі, іноді з зеленкуватим відтінком, щільні, грубошаруваті, запісочені, слюдисті, піритизовані [60]. Загальна потужність глин та алевролітів до 50,0 м.

У шліхових пробах встановлено: ільменіт, циркон, рутил, монацит, гетит, лейкоксен, турмалін, силіманіт, апатит, пірит, гранат, піротин, ставроліт, гідроgetит, андалузит, епідот, амфіболи та ін. У незначній кількості присутні ставроліт, дістен, рогова обманка, піроксени, шпінель, барит та ін.



б



а

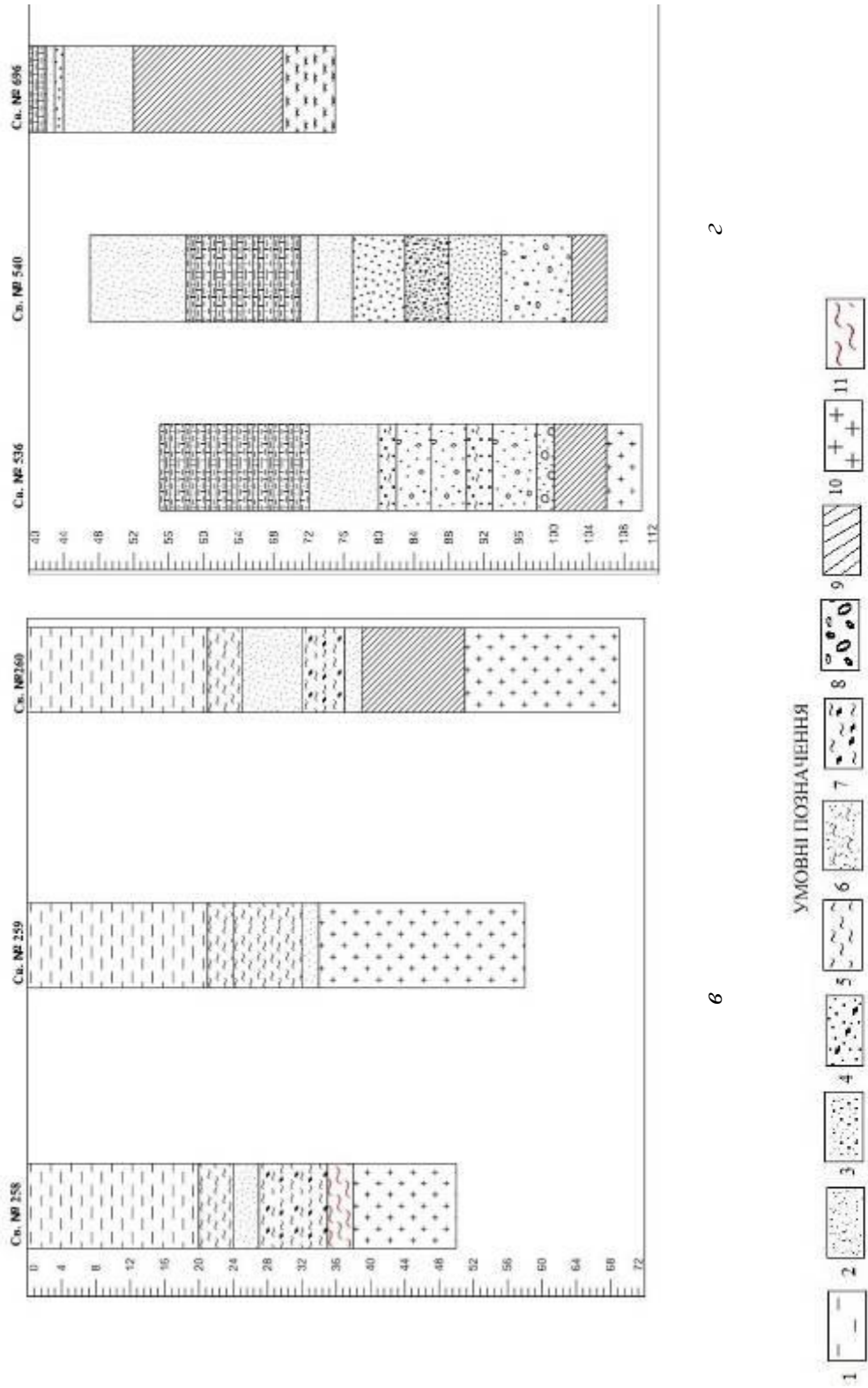


Рис. 4.33 Взаємовідношення різних типів порід у розрізі середньоєоценових континентальних флювіальних відкладів. 1 – суглинок; 2 – пісок дрібно-середньозернистий; 3 – пісок середньо-крупнозернистий; 4 – пісок вуглистый; 5 – глина; 6 – пісок глинистий; 7 – глина вуглиста; 8 – піщано-гравійно-галечні відклади; 9 – кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту; 10 – граніт; 11 – мігматит

4.4 Фаціальні умови середньоеоценового континентального флювіального седиментогенезу

Фаціальні типи середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів встановлювалися за критеріями, які були застосовані щодо апт-нижньоальбських відкладів, а саме за набором основних типів порід, їх кількісним співвідношенням, потужністю, характером переходів одних порід в інші, особливостями речовинного і гранулометричного складу, текстурними особливостями, забарвленням, наявністю фітоорганічних залишків.

Утворилися середньоеоценові континентальні флювіальні відклади за руслових, заплавних, болотно-заплавних, делювіально-алювіальних, пролювіально-алювіальних фаціальних умов

Утворення *руслової підфації* представлені світло-сірими, сірими, іноді білими різнозернистими (від дрібно до крупнозернистих) рідше гравелистими з рідкісною галькою кварцу та різною кількістю глинистої складової, погано відсортованими з незначною кількістю вуглистої речовини пісками (рис. 4.34) з лінзоподібними прошарками пісковиків, глини і тонкозернистого піску. Пісковики руслової фації мають незначне поширення і фаціально заміщують піски. Часто у подошві міститься шар галечнику. Утворення руслової підфації виповнюють переважно нижню частину долин по усій довжині. Залягають відклади руслової підфації в центральних осьових частинах палеодепресій безпосередньо на породах плотіка (кристалічних породах фундаменту, корі вивітрювання, континентальних відкладах апт-нижнього альбу та ін.) у вигляді звивистих стрічок. Окрім цього, відклади руслової підфації утворюють горизонти у міжвугільних пластах та часто утворюють надвугільний горизонт. Руслові піски характеризуються неоднорідністю гранулометричного складу; поряд з дрібними та

середньозернистими пісками зустрічаються прошарки записочених глин або грубозернистих та крупнозернистих пісків, гравію. У більшості розрізів, особливо в центральних частинах палеодолин, спостерігається поступова зміна гранулометричного складу пісків від гравелистих до крупнозернистих з включеннями дрібного галечника та щебеню в підшві шару [53].

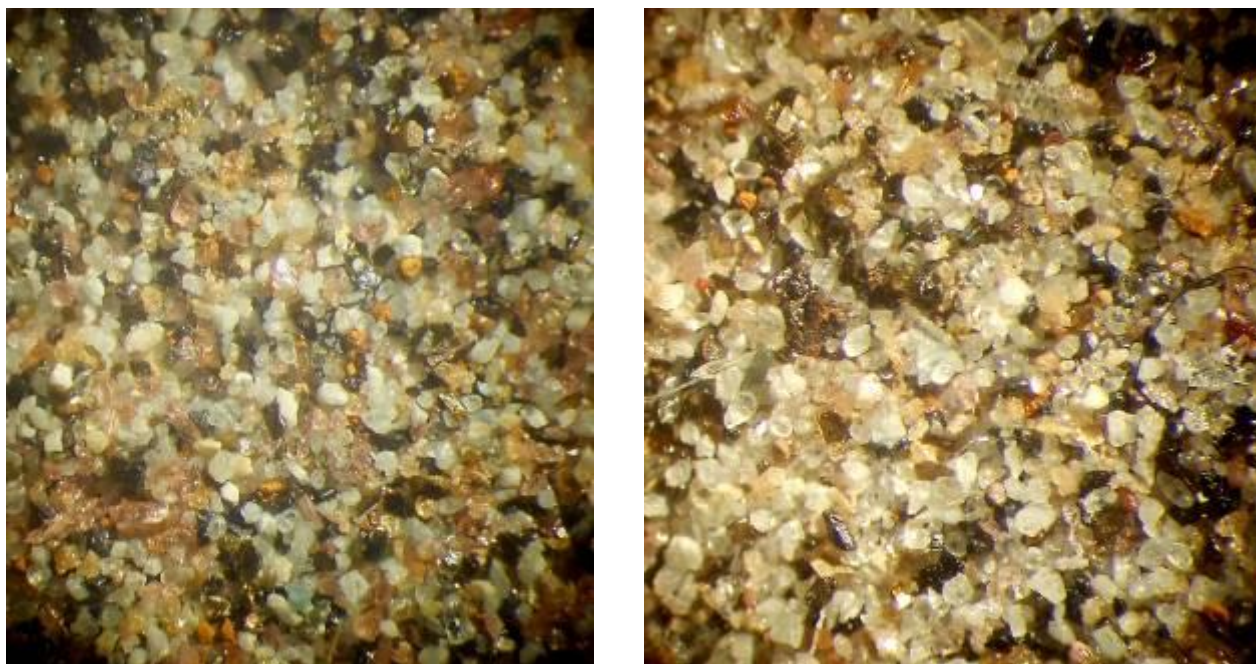


Рис. 4.34 Пісок середньоеоценовий руслової фації (фракція 0,1 та 0,01 мм) зі штучного відслонення поблизу с. Калинівка (Кіровоградська обл)

Гранулометричний склад руслового алювію часто залежить від морфології річкових палеодолин, зокрема на звужених ділянках палеодолин піски більш грубозернисті з гравієм і галькою, в той час як на розширених ділянках палеодолин поширені грубо- та середньозернисті піски, які не містять гравій і гальку [53].

Узагальнений гранулометричний склад руслових підвугільних, між вугільних і над вугільних пісків представлений на рисунках 4.35 – 4.37.

Крива середнього гранулометричного складу руслових пісків характеризується одним максимумом, приуроченим до дрібнозернистих фракцій. Сума грубозернистих фракцій складає 20 – 25 %.

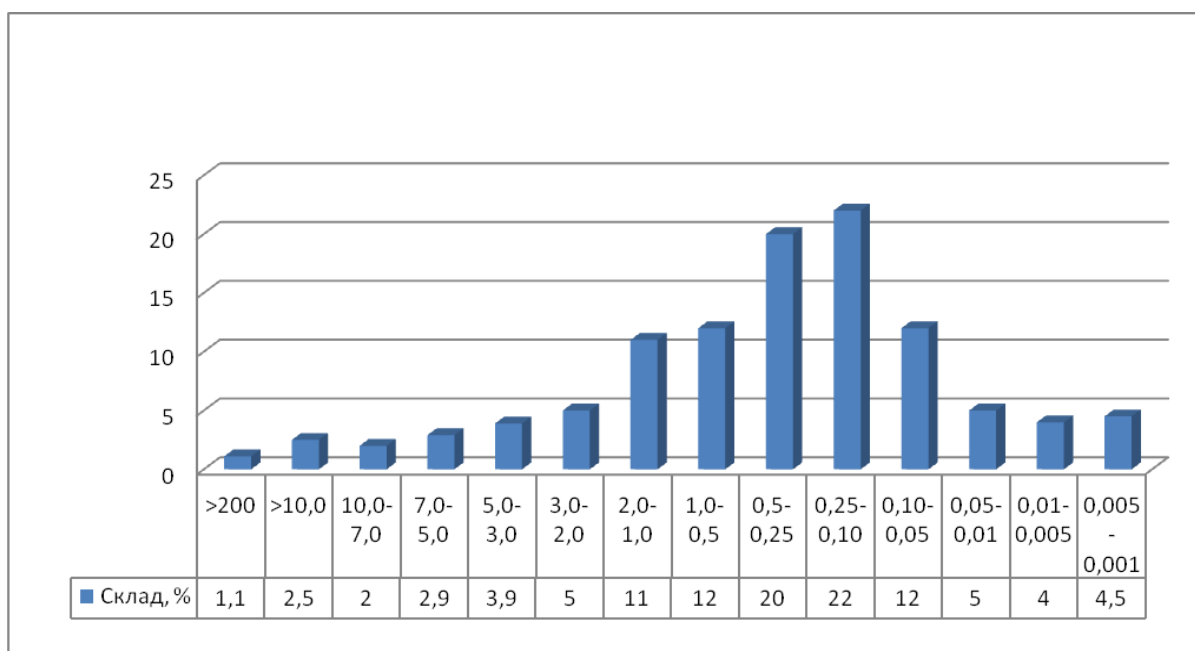


Рис. 4.35 Узагальнений гранулометричний склад пісків середньоеценових руслових підвугільних

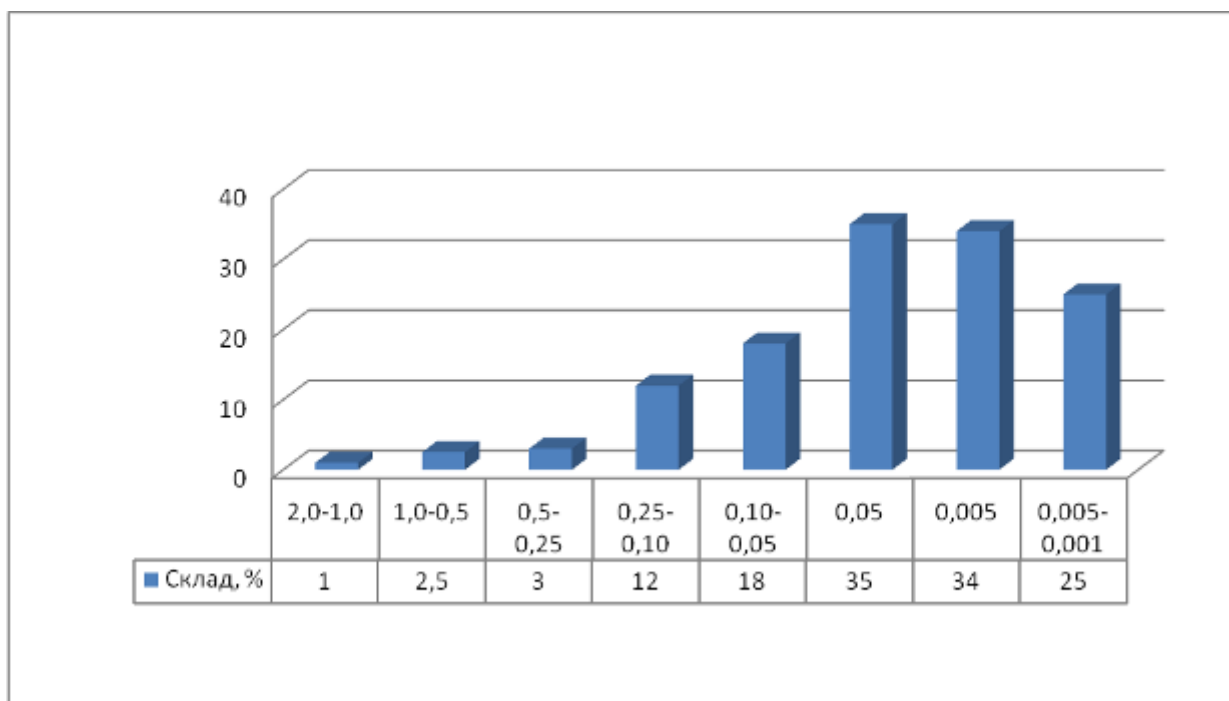


Рис. 4.36 Узагальнений гранулометричний склад пісків середньоеценових руслових міжвугільних

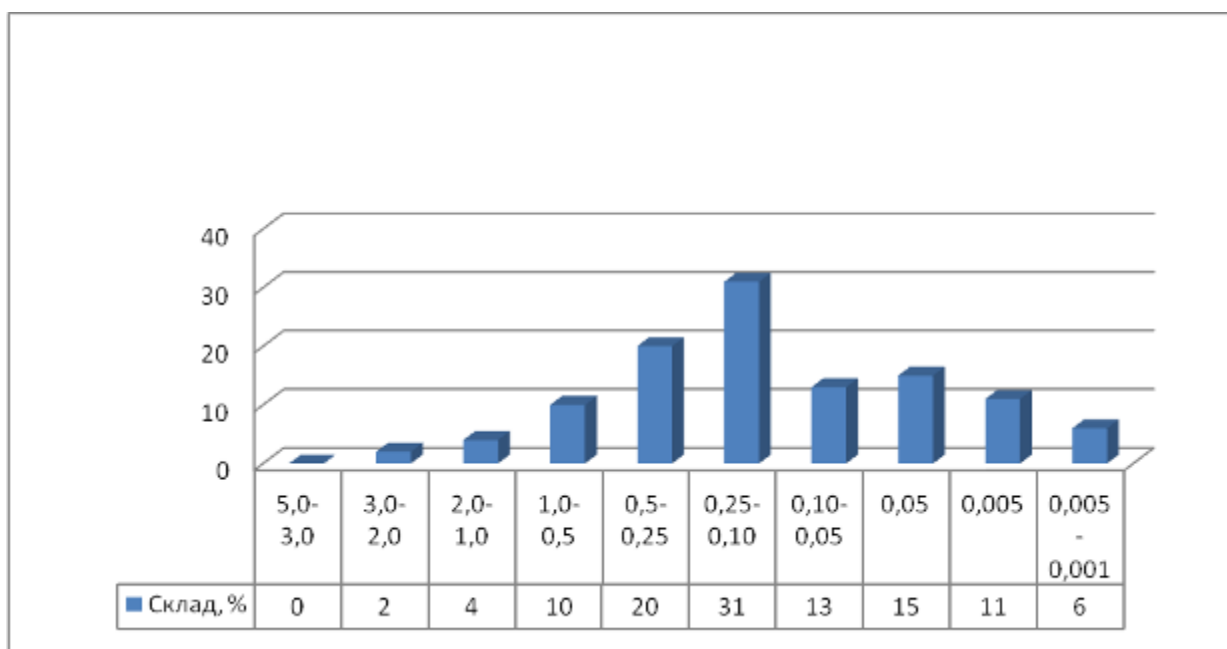


Рис. 4.37 Узагальнений гранулометричний склад пісків середньоеценових руслових надвугільних

Зміна гранулометричного складу піщаного матеріалу від грубозернистих відмін у підосви до дрібнозернистих відмін у покрівлі та наявність прошарків грубозернистих пісків та каолінітових глин у різних частинах розрізу свідчить на різну, змінну у часі динаміку руслових потоків.

Піщані утворення завжди залягають з ерозійним розмивом на породах лежа осадового чохла або більш давніх осадових утвореннях. Ерозійні розмиви встановлюються за відсутністю кори вивітрювання або за значною її потужністю в межах днищ середньоеценових долин, наявності в них невеликих останців більш давніх осадових відкладів, присутності в підосві алювію майже завжди крупнозернистого або гравелистого матеріалу. Ерозійний характер залягання середньо еценових флювіальних відкладів на каолінізованих породах докембрію або осадових утвореннях апту-нижнього альбу чітко прослідковується на повздовжніх та поперечних геологічних профілях.

Важливою характерною ознакою, яка свідчить про алювіальне походження піщано-гравійних утворень, є характер їх поширення у вигляді стрічки з падінням покрівлі в бік западин, які оточують Український щит [53]. Окатаність уламкового матеріалу (особливо крупного) середньоеценового алювію незначна. Як правило, в складі руслового алювію присутня кутасто-обкатана галька та гравій кварцу.

Потужність руслових відкладів непостійна та коливається від 0,5 – 1 м у бортових частинах долин до 10–17 м – в осьових. Характер розподілу потужності відкладів знаходиться в тісній взаємозалежності від морфології долини; на розширених ділянках вона зменшується і збільшується – у звужених.

Утворення *заплавної підфації* представлені горизонтальношаруватими вторинними каолінами, вуглистими глинами, дрібнозернистими пісками з вуглефікованим детритусом. Колір відкладів переважно сірий, буровато-жовтий, темно-сірий. Текстури смугасті, горизонтально шаруваті. Смугастість обумовлена зміною забарвлення (сірого на темно-сіре і навпаки), а шаруватість виражена у зміні літологічного складу та підкреслюється вуглефікованим рослинним детритусом або скупченням ільменіту (рідкісно). Відклади заплавної фації приурочені переважно до ділянок вигинів і розширення палеодолин.

Утворення *болотно-заплавних підфацій* представлені темно-сірими, буро-сірими, чорними часто вуглистими різнозернистими пісками, глинами, бурим вугіллям. Переважає буре вугілля, яке утворює ряд родовищ. Пласти бурого вугілля розмежовуються прошарками пісків, глин, вторинних каолінів.

Текстури неясно виражені, горизонтально шаруваті, землисті. Відклади болотно-заплавної фації приурочені до прибортових частин палеодолин.

Відклади заплав, заплавних боліт (вугільний горизонт) тісно пов'язані з утвореннями русла та залягають над ними, виповнюючи верхню широку частину давніх долин. Вони мають більш значне поширення. В їх будові переважають фітоорганогенні та глинисті породи, які представлені бурим вугіллям, запісоченими вуглистими глинами з прошарками вторинних каолінів. У розрізі типових осадів заплавних фацій часто присутні лінзи та прошарки алевритистих вуглистих пісків – залишків невеликих руслових потоків. Потужність заплавних відкладів змінна та коливається в межах 0,5–20 м.

Утворення *делювіально-алювіальної підфації* представлені вторинними каолінами, піщано-каоліновими породами світло-сірими, бурими, які приурочені до бортових схилів палеодолин. Текстура порід землиста, лінзоподібна, безладна.

Утворення *пролювіально-алювіальної підфації* представлені пісками різнозернистими неясношаруватими. Текстура безладна, неясно виражена. Пролювіально-алювіальні літофації мають обмежене поширення, залягають у підосві розрізу, або під кутом у вигляді лінз, язиків, конусів виносу на схилах палеодолин і вкорінюються в утворення інших фацій у надплотикових шарах.

Середньоеоценова континентальна флювіальна товща має ритмічну будову. Як правило, виокремлюють два елементарних ритми, кожен з яких починається псамітовими, (рідкісно псефіто-псамітовими) і завершується дрібнопсамітовими чи алеврито-пелітовими утвореннями часто зі значною кількістю рослинних рештків.

Для всієї товщі відкладів, які виповнюють ранньопалеогенові долини характерна швидка та значна мінливість за простяганням, у вертикальному розрізі та потужності, численні лінзи та прошарки піску, вуглистих глин, вторинних каолінів.

Керуючись розробками В. О. Кузнєцова [118] в межах досліджуваної формаційної одиниці можна виокремити літогенну літогеохімічну фацію, яка характеризується нагромадженням переважно уламкового матеріалу (псамітового, псефіто-псамітового), слаболужним та слабокислим середовищем, максимальними вмістами кремнезему та незначними вмістами алюмінію й інших елементів, незначним проявом вторинного мінералоутворення.

4.5 Корисні копалини середньоеоценових континентальних флювіальних утворень

Поклади бурого вугілля. У межах старорічищ і значної заплави за заплавних, заплавно-озерних, заплавно-болотних умов сформувалися поклади бурого вугілля (Бандурівське, Богданівське, Галаганівське, Глинське, Гурівське, Зеленогайське, Златопільське, Козацьке, Коханівське, Морозівське, Муравське, Новомиргородське, Рижанівське, Семенівсько-Олександрівське, Сердюківське, Тур'янівське, Тясмінське, Чигиринсько-Сентовське, Юрківське).

Нами досліджено Новомиргородське родовище бурого вугілля, яке локалізоване в Кіровоград-Новомиргородській палеодепресії. Вугільний поклад має складну форму та конфігурацію, обумовлену рельєфом депресії та її притоків. Протяжність покладу з півдня на північ, приблизно 10 км, ширина до 2,5 км. Вугільний шар залягає серед піщано-глинистих відкладів на глибині 40–80 м. Рельєф підосви і поверхні середньоеоценових відкладів характеризується наявністю чітко виражених припіднятої і пониженої ділянок у межах яких картуються депресивні пониження (рис. 4.38). Потужність середньоеоценових відкладів більш чітко відображає характер рельєфу підосви (рис. 4.39). Максимальні потужності відкладів просторово

відповідають підвищеним ділянкам підосви флювіальних утворень. Потужність буровугільного покладу знаходиться в прямій залежності від рельєфу підосви відкладів та їх потужності (рис. 4.40). Розподіл золи у вугіллі рівномірний.

Поклади вторинного каоліну. З середньоеоценовими відкладами пов'язані численні невеликі прояви вторинних каолінів у межах таких ділянок Балашівська, Великосеверинівська, Веселокутська, Вільшанська, Германівська, Грузька, Звенигородська, Колодиста, Красноярсько-Новоандріївська, Лебединська, Осикуватівська, Павлівська, Попівська, Почапінська, Пурпурівська, Соколівочка, Шаулиха та ін. Середня потужність вторинних каолінів 4–5 м, максимум 13,3 м.

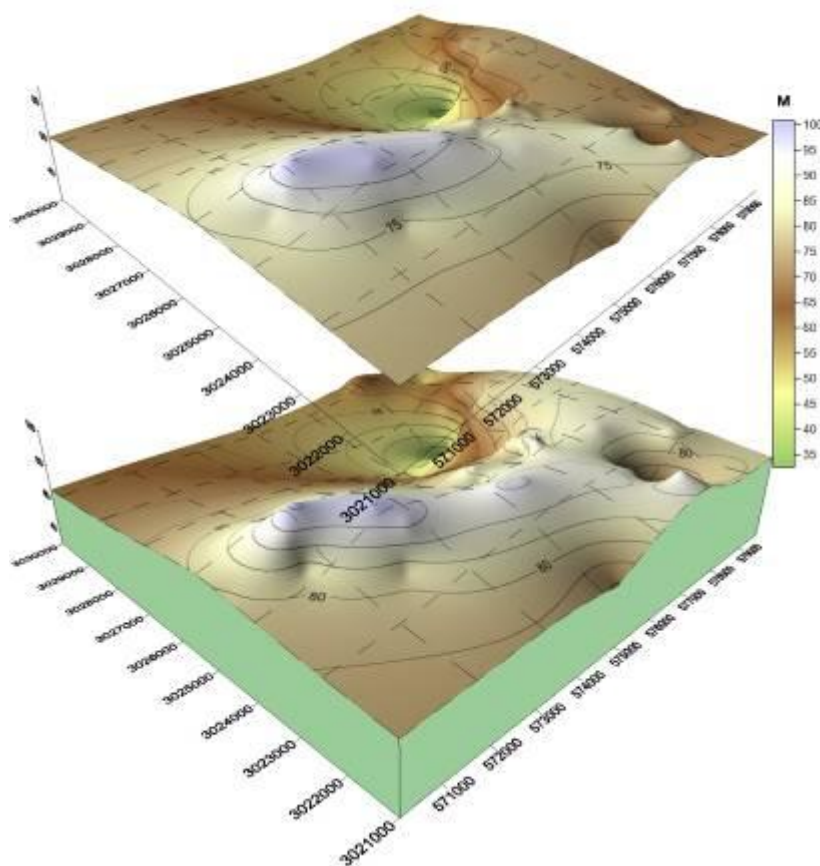


Рис. 4.38 Карту рельєфу підосви і поверхні середньоеоценових відкладів у межах Новомиргородського буровугільного родовища

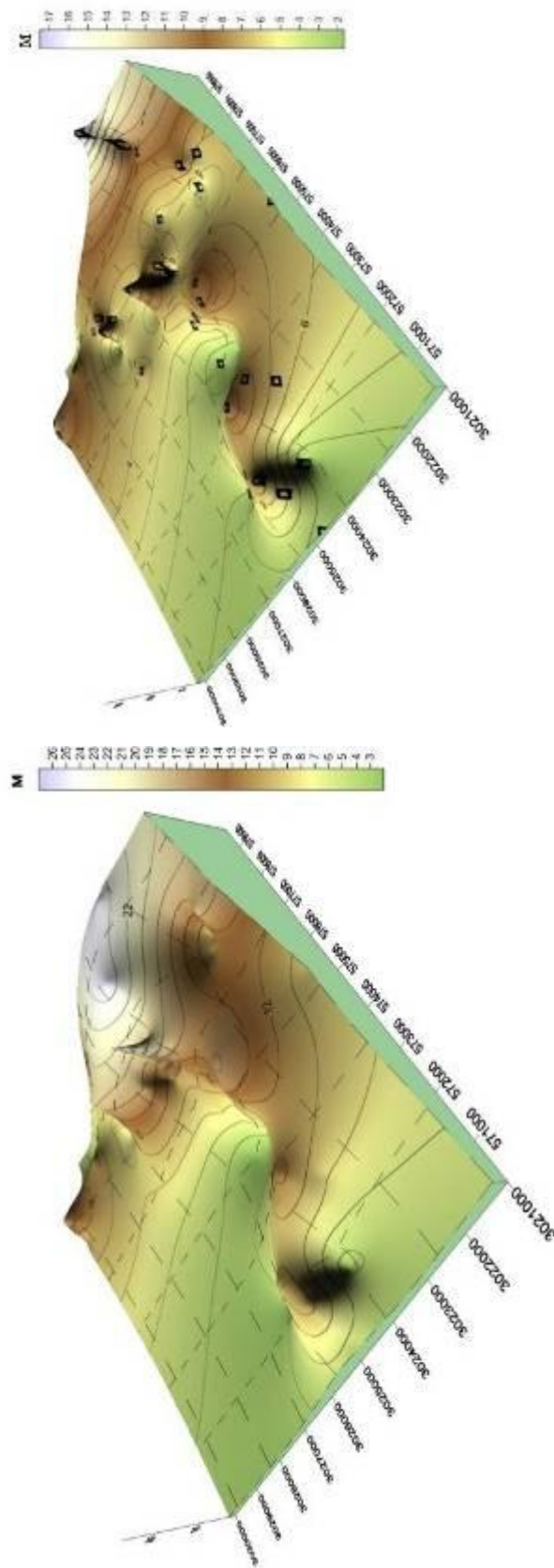


Рис. 4.39. Потужність середньооеценових відкладів у межах Новомиргородського родовища

Рис. 4.40 Розподіл потужностей буровугільного покладу у межах Новомиргородського родовища

У межах Балашевської ділянки виробничниками встановлені поклади вторинних каолінів різного сорту, які накопичилися за заплавних та озерно-заплавних умов (рис. 4.41). Прошарки та лінзи вторинних каолінів локалізовані в товщі середньозернистих, вуглистих, кварцових пісків, які, окрім вторинних каолінів, вміщують прошарки вуглистих глин, бурого вугілля, подекуди кварцитоподібних пісковиків. Потужність середньоєоценових континентальних флювіальних утворень 10–40 м. У верхній частині каолінових пісків наявні малопотужні лінзи вуглистих каолінових глин та вуглистих пісків. Серед вуглистих порід наявні малопотужні лінзи сірих вторинних каолінів. Основним породоутворюючим мінералом вторинних каолінів є каолініт 85–95 %, як домішка з глинистих мінералів присутні гідрослюда до 5 %, галуазит – 1–2 %; з інших домішок – гібсит до 18 %, кварц – 5–15 %, польові шпати – 1–3 %, мусковіт – 1–3 %, пірит, марказит. Цінність вторинних каолінів, як сировини для вогнетривкої промисловості визначається ступенем записоченості, гранулометриєю та мінеральним складом, вмістом глинозему та домішок, які впливають на вогнетривкість, пластичність. Хімічний склад вторинних каолінів має значну мінливість обумовлену наявністю в них різної кількості алевро-піщаних домішок та гідроокисів заліза й органічної речовини. Вміст глинозему становить 35,25–40,50 %. У важкій фракції наявні ільменіт, циркон, лейкоксен, силіманіт, анатаз, сфен, рутил, монацит, дістен та ін., більшість з яких характерні для кори вивітрювання гранітоїдних порід. Високоякісні вторинні каоліни (особливі та I сорт) утворилися за озерно-заплавних умов. Особливий сорт каоліну: каолініт – 85–98 %, гібсит – 5–18 %, галуазит – 1–2 %, кварцу – до 5 %. Вторинні каоліни I сорту: каолініт – 85–90 %, галуазит – 1–2 %, кварц – до 7 %. За середніми показниками хімічного складу (SiO_2 – 45,84–82,59 %, Al_2O_3 – 14,85–48,36 %, Fe_2O_3 – 0,30–5,12 %) вторинні каоліни

Балашевської ділянки близькі до чистого каолініту, що підвищує їх промислову цінність.

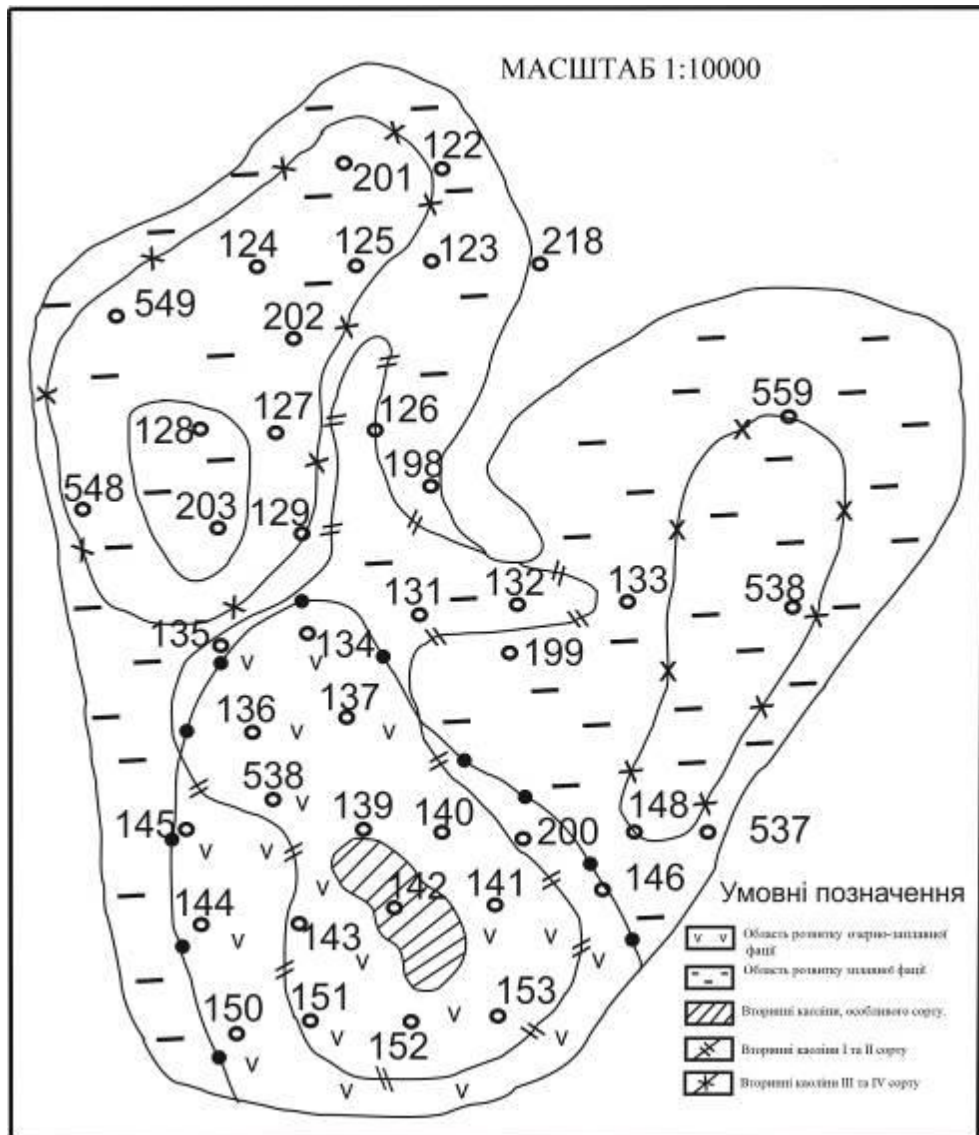


Рис. 4.41 Літолого-фаціальна карта середньоеценових континентальних відкладів у межах Балашівської ділянки [за 160]

У рельєфі підосви середньоеценових континентальних відкладів Балашівської ділянки встановлено три локальних підвищення і дві западини; а в рельєфі покрівлі – два пониження і одне підвищення (рис. 4.42). Пониженням у покрівлі просторово відповідають максимальні потужності вторинних каолінів (рис. 4.43).

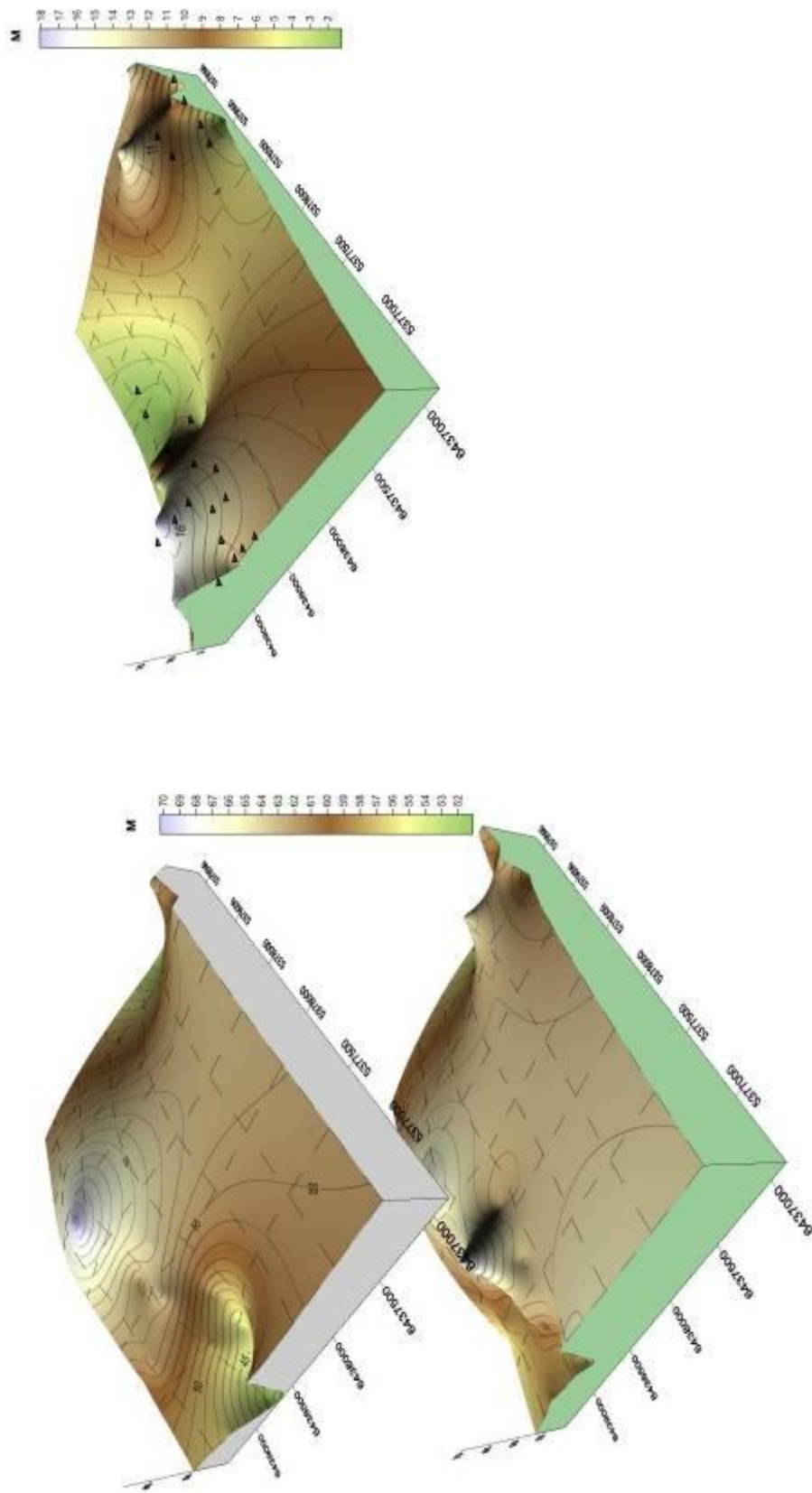


Рис. 4.42 Карта рельєфу підлоги і поверхні середньоеоценових континентальних відкладів у межах Балашівської ділянки

Рис. 4.43 Карта розподілу потужності вторинних каолінів у межах Балашівської ділянки

Поклади вогнетривких глин. Поклади вогнетривких глин локалізовані у межах Кіровоградського, Шостаківського, Івано-Благодатнівського та Кам'янецького родовищ. Потужність покладів вогнетривких глин змінюється від 0,45 м до 39,0 м. Вміст Al_2O_3 – 20,8–48,87 %, Fe_2O_3 – 0,46–12,55 %. Істотний економічний ефект може бути досягнутий при комплексному видобутку вогнетривких глин з бурим вугіллям, яке одночасно присутнє в розрізах.

Розсипи ільменіту. Розсипи ільменіту в середньоеоценових континентальних флювіальних відкладах досліджувалися геологами Західно-Української експедиції на початку шести десятих років минулого сторіччя (Н. М. Нагорнова, О. К. Тимошкін, М. Ф. Веклич, Ю. В. Кононов та ін.), а в подальшому виробничниками, які здійснювали роботи з геологічного картування території масштабу 1:50000 (І. Ф. Злобенко, В. Г. Злобенко, М. Ф. Піддубний, В. К. Рябчун та ін.). Підвищені вмісти ільменіту ними встановлені на окремих ділянках середньоеоценових річкових палеодолин, головним чином на ділянках їх перетину кір вивітрювання габро-анортозитів. Слід зазначити, що вміст ільменіту у флювіальних континентальних утвореннях середнього еоцену у верхніх палеотеріях незначний і пов'язаний лише з піщаними утвореннями руслової підфації, що пояснюється розмивом кір вивітрювання метаморфічних порід. У межах Новомиргородського масиву порід основного складу ільменітоносними є піщані утворення усіх підфацій та буре вугілля. Найвищі концентрації ільменіту встановлені в русловому алювію і збільшуються в напрямку від поверхні до підосви відкладів, де вміст ільменіту досягає 70 кг/м^3 . Слід зазначити, що просторово розрізнені, незначні за розміром розсипи ільменіту встановлені виробничниками у відкладах заплавної підфації. Тут вміст ільменіту досягає 26 кг/м^3 . З віддаленням від Новомиргородського масиву вниз за палеотечією вміст ільменіту у флювіальних континентальних утвореннях зменшується.

Найбільш значні розсипи ільменіту виявлені в межах Кіровоград-Смілянської палеодолини. У межах інших середньо еоценових палеодолин вміст ільменіту у флювіальних континентальних утвореннях середнього еоцену змінюється від 0,5 до 4,0 кг/м³ і лише на окремих ділянках досягає 15 кг/м³.

Нами досліджено Новомиргородський ільменітовий розсип, який розташований 2,15 км на південний-захід від центральної частини с. Чернявка Черкаського району Черкаської області. Результатом картографічних побудов стали карти рельєфу поверхні і підосви бучацьких відкладів (рис. 4.44), карта потужності бучацьких відкладів (рис. 4.45) і карта розподілу ільменіту в бучацькій товщі (рис. 4.46).

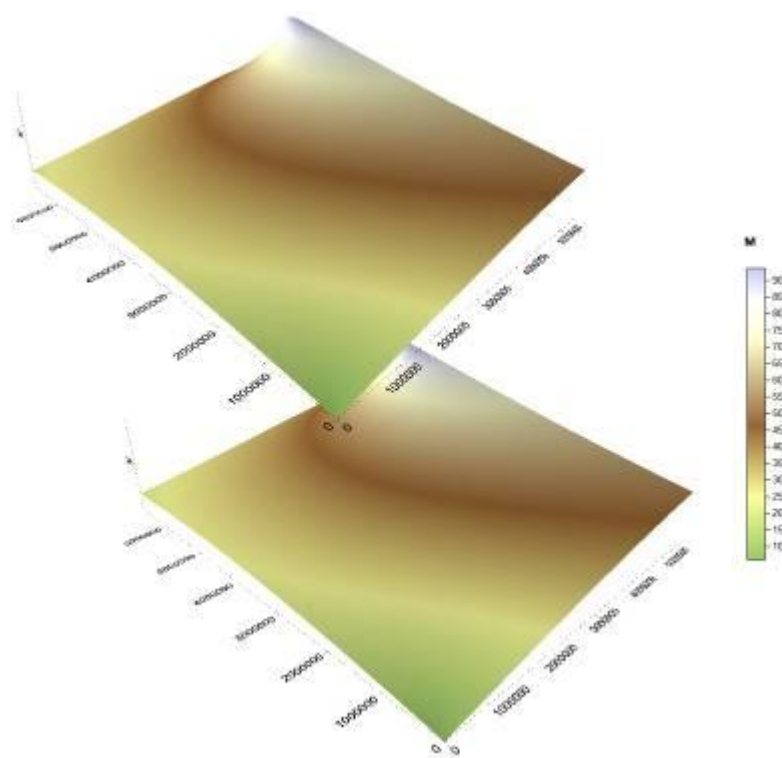


Рис. 4.44 Карта рельєфу підосви і поверхні середньоеоценових відкладів

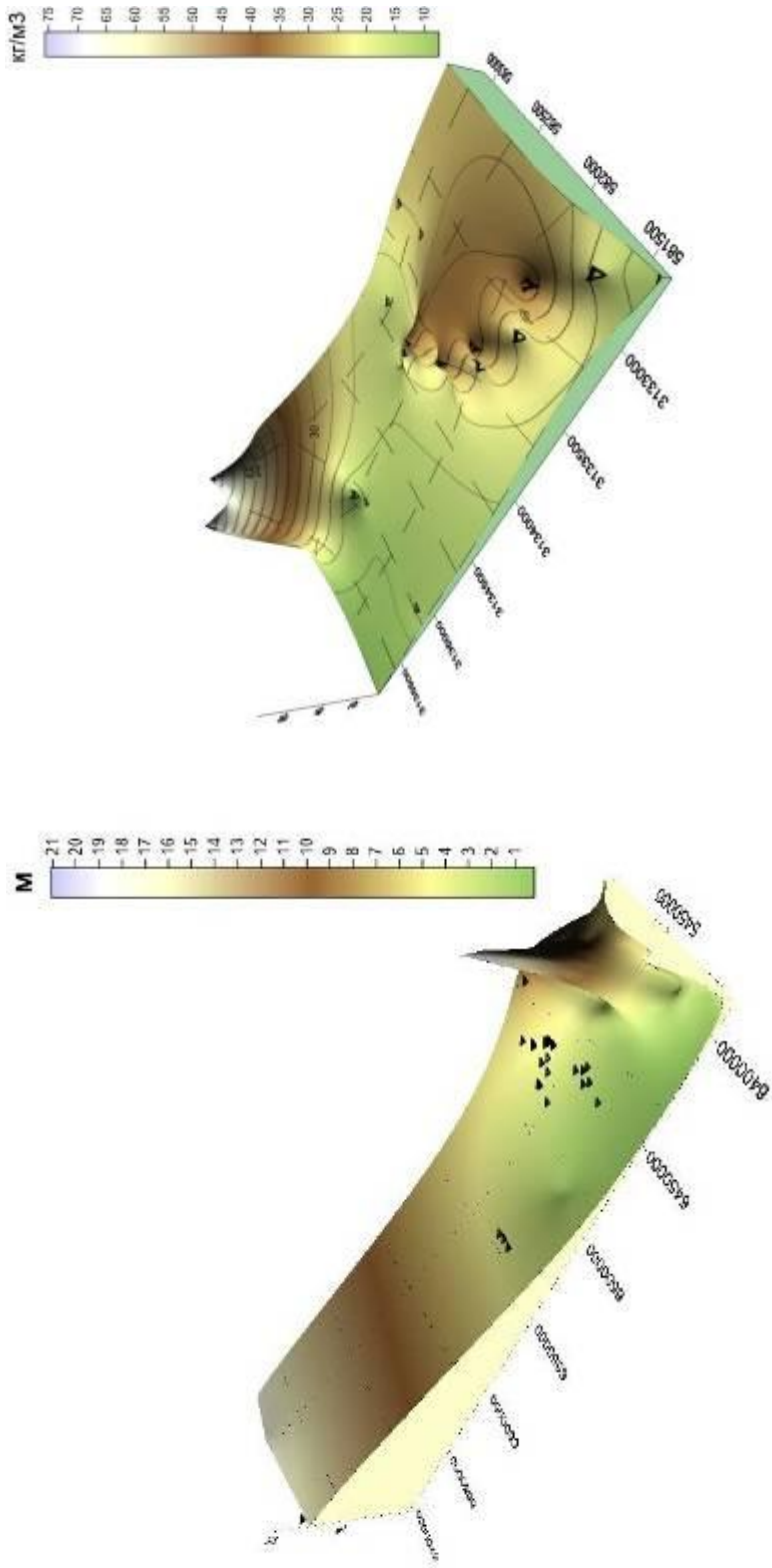


Рис. 4.45 Карта потужності середньооеоценових відкладів

Рис. 4.46 Карта розподілу вмісту ільменіту на ділянці розсипу

Потужність ільменітоносних пісків на ділянці розсипу становить 10–15 м. Вміст ільменіту складає 20–70 кг/м³, в окремих випадках – 192 кг/м³. У межах площі з підвищеною концентрацією ільменіту середній його вміст складає 64,2 кг/м³, потужність пласта 5,3 м, глибина залягання 15,5 м. Ільменіт представлений зернами неправильної, кутасто-обкатаної форми. Розмір зерен ільменіту 0,2–1,5 мм. Часто ільменіт лейкоксенізований (TiO₂ – 63,86%), внаслідок чого набуває коричнево-чорного і темно-коричневого забарвлення.

Розсипи циркону. Розсипна цирконієність континентальних флювіальних відкладів середнього еоцену досліджена недостатньо через те, що циркон постійно присутній в розсипах ільменіту, а пошуки рудопроявів і родовищ була зосереджена на пошуки титанової сировини. Разом з тим, при геолого-картувальних роботах масштабу 1:50000 у відкладах середнього еоцену циркон був встановлений у кількостях 46,69 кг/т. Циркон зустрічається у вигляді обкатаних зерен, кристалів призматичного габітусу часто з пірамідальними вершинами. Розмір зерен 0,2–0,7 мм.

Розсипи золота. Розсипна золотоносність середньеоценових континентальних флювіальних утворень досліджена вкрай погано. Золото в середньеоценових відкладах було встановлено при геолого-картувальних роботах. Згодом з'явилася наукова публікація, у якій було наведено дані щодо наявності золота в алювії похованих ранньопалеогенових долин та дана його коротка морфологічна характеристика [56]. У 1993 році побачила світ ще одна наукова публікація у якій було подано інформацію щодо золотоносності середньеоценових відкладів у межах родовища золота Клинці та охарактеризовано форми золотоносних тіл [70].

Згодом було досліджено типоморфні особливості розсипного золота та встановлено серед нього бісмутвмісне золото та мальдоніт (Au – 65,2 %, Ві – 34,4 %), який має сегрегаційну будову (рис. 4.47 а) [72].

Слід зазначити, що підвищені вмісти бісмуту встановлено у розсипному золоті з апт-нижньоальбських континентальних флювіальних утворень центральної частини Українського щита [71, 74, 75, 76].

За морфологією серед зерен золота переважають грудки, іноді з численними відгалуженнями, кулеподібні і короткостовчасті, гантелеподібні форми (рис. 4.47 б, в) [70, 72].

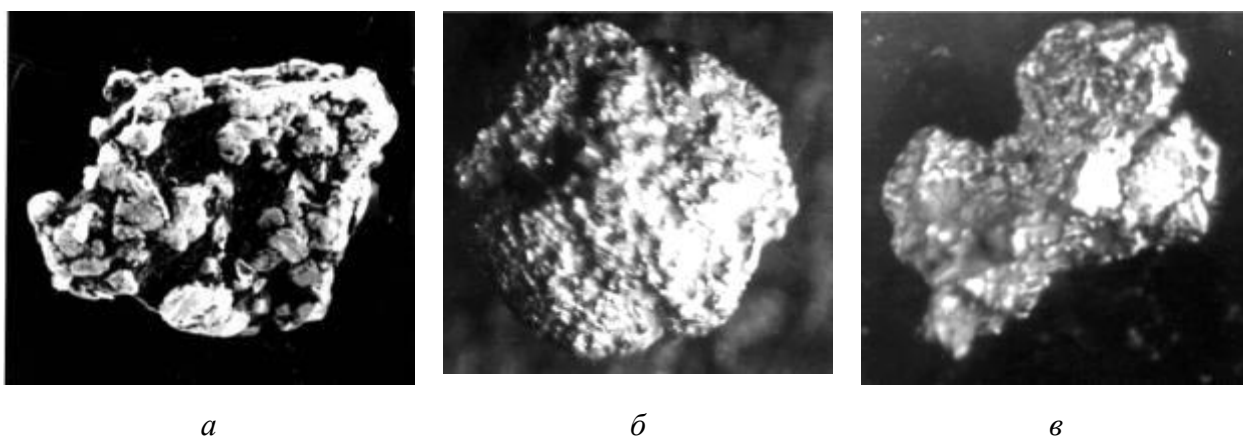


Рис. 4.47 Розсипне золото і його різновиди з середньоеоценових континентальних флювіальних утворень. Збільшено в 10 раз [7, 72]

a – мальдоніт, *б* – грудкоподібне зерно, *в* – гантелеподібний зросток зерен золота

За пробністю золото належить до високопробного і дуже високопробного [70, 72]. Розмір зерен золота різний – від 0,1 мм до 3,5 мм [70, 72].

Золотоносність середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів обумовлена закладанням їх водотоків у межах звітраних гнейсів чечеліївської світи (рис. 4.48), яка містить рудопрояви і родовища (Клинцівське) золота. Середньоеоценові відклади представлені русловим алювієм, складеним середньо-крупнозернистими пісками (див рис. 4.1.1) з крупними лусками біотиту.

Золото в середньоеоценових континентальних флювіальних відкладах концентрується в нерівностях плотика та в русловому алювії, утворюючи золотоносні кишені, ями, лінзи, стрічки і потоки розсіювання

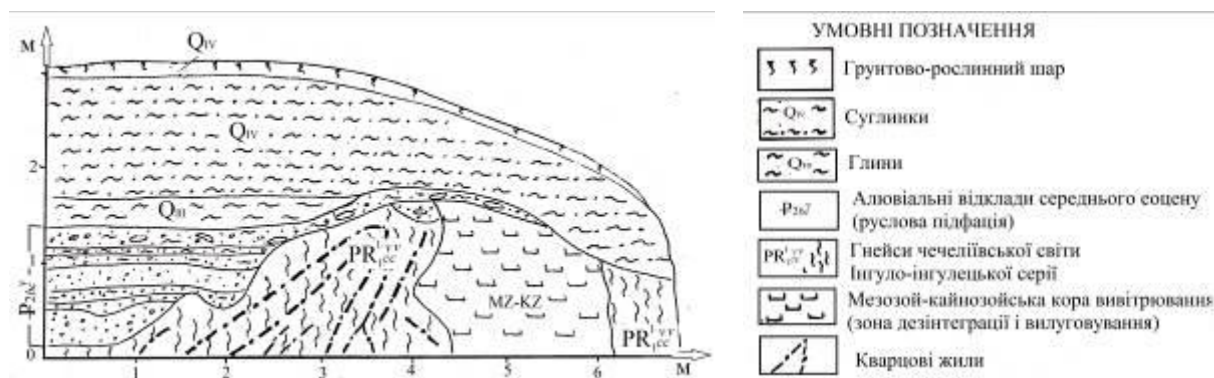


Рис. 4.48 Штучне відслонення золотовмісних середньоеоценових алювіальних відкладів (руслова підфація) [70, 72]

Наявний фактичний матеріал, результати дисертаційного дослідження та аналіз і дослідження золотоносності середньоеоценових континентальних відкладів у межах суміжної з центральною частиною Українського щита – Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області [77, 79, 121] дозволили нам зробити припущення щодо ймовірно значного золотоносного потенціалу досліджуваних середньоеоценових відкладів. Наші припущення зроблено на підставі наявності різновікових магматичних, метаморфічних і осадових золотоносних формаційних одиниць у межах поширення середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів [193] та розмив цих формаційних одиниць флювіальними потоками середнього еоцену; наявності розсипного золота в середньоеоценових відкладах.

Зокрема, нами прогнозуються розсипи золота в межах середньоеоценового континентального флювіального долинного комплексу на ділянках розмиву гнейсів чечеліївської світи, амфіболітів та їх кір

вивітрювання, а також апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів на ділянках їх розсипної золотоносності.

Факт успадкованості середньоеоценовими річковими палеодолинами апт-нижньоальбської річкової палеосітки дозволяє говорити про хронологічний транзит речовини (і золота зокрема) на більш високі стратиграфічні рівні та прогнозувати просторово-парагенетично суміщені різновікові розсипи золота. Прикладом такого просторово-парагенетичного суміщення різновікових розсипів золота може бути ділянка в межах Канів-Звенигородської палеодолини (див. рис. 4.49).

Тут, у межах апт-нижньоальбських континентальних флювіальних відкладів встановлені розсипи золота, які утворилися за рахунок кір вивітрювання золотоносних амфіболітів. У післяальбський час золотоносні відклади нижньої крейди були частково розмиті, в тому числі й середньоеоценовими річковими палеодолинами (з розмивом залягають на апт-нижньоальбських). Наслідком такого розмиву є хронологічний транзит речовини на більш високі стратиграфічні рівні і часткового формування речовинного складу середньоеоценового алювію за рахунок речовини апт-нижньоальбського алювію. У зв'язку з цим ми прогнозуємо наявність розсипного золота і в середньоеоценовому алювії.

Сульфідна мінералізація. В континентальних флювіальних утвореннях середнього еоцену інтенсивного розвитку набула діагенетична та інфільтраційно-епігенетична сульфідна мінералізація. Серед сульфідів переважають пірит, марказит, мельниковіт, сфалерит, бравойт, віоларит та ін. Сульфідизація відкладів поширена в різних літолого-фаціальних типах вуглевмісних відкладів. Значні прояви сульфідної мінералізації приурочені до виклинювання зон пластового окиснення [130].

Сульфіди утворюють вкрапленість, токі прожилки, стягнення і жовна в літотипах збагачених вуглистою речовиною. Подекуди сульфіди беруть участь у цементі пісковиків.

Уранова мінералізація. У межах центральної частини Українського щита з континентальними флювіальними відкладами середнього еоцену пов'язані уранові родовища девладівського типу, які утворюють Дніпровський урановорудний район [130]. У межах Дніпровського урановорудного району виробничниками у різні роки встановлені і детально розвідані Садове, Братське, Сафонівське, Девладівське, Новогуріївське, Христофорівське, Хуторське та ін. родовища [130]. Девладівське, Братське і Новогуріївське родовища тяжіють до центральної осьової частини палеорусел, у той час як Садове, Ташлицьке, Хуторське, та інші родовища локалізовані в прибортових частинах палеодолин [130]. Уранова мінералізація локалізована в бурому вугіллі, вуглистих глинах і вуглистих пісках.

Вважають, що формування уранової мінералізації відбувалося на новітньому етапі тектонічного розвитку території центральної частини Українського щита, а саме від середнього міоцену до теперішнього часу. На генезис уранової мінералізації в утвореннях середнього еоцену та джерела урану існують різні точки зору. А. А. Калашник опираючись на ідеї А. А. Абрамовича щодо зв'язку екзогенних родовищ урану з глибинними процесами, розглянула геолого-структурні особливості інфільтраційно-екзогенної уранової мінералізації в утвореннях середнього еоцену на прикладі Інгуло-Інгулецького рудного району. Вона вказує на тісний зв'язок уранового зруденіння з неотектонічними дислокаціями довгоживучих розламів широтного простягання на ділянках перетину з середньоеоценовими палеодолинами. А. А. Калашник встановила, що значна частина урану

надходила з рудоносними розчинами за зонами тектонічних порушень, що контролюють середньоеоценові палеодолини.

Опираючись на моделі утворення інфільтраційно-епігенетичних родовищ урану, які були розроблені М. М. Петровим, В. Г. Язіковим, Х. Б. Аубакіровим та ін. для уранових родовищ Казахстану і моделі Г. Чурзіна та М. Макаренко для буровугільних родовищ Дніпробасу (зв'язок зруденіння з зонами ґрунтового пошарового окиснення в проникних вугільних товщах), ми вважаємо, що ендегенний чинник відіграв значну роль як джерело урану у формуванні уранової спеціалізації середньоеоценової формаційної одиниці, але вирішальними в утворенні уранової мінералізації, на наш погляд, є літологічний чинник, адже добре відомо, що наявність рудної речовини не завжди спричинює утворення родовищ.

Перш за все слід зазначити, що в межах центральної частини Українського щита породи кристалічного фундаменту містять уранову мінералізацію. Гіпергенні процеси забезпечили інтенсивне хімічне вивітрювання порід кристалічного фундаменту та утворення потужних кір вивітрювання, які теж мають уранову спеціалізацію. За процесів вивітрювання уран переходив у гідрогенні форми і активно перерозподілявся у профілі кори вивітрювання. Розмив і перевідкладення речовини кір вивітрювання в межах ерозійно-тектонічних депресій призвело до утворення континентальних флювіальних товщ, складених породами різного літологічного складу і фаціальної належності. Ґрунтові води, які протікають по корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту містять підвищені вмісти урану (до $3 \cdot 10^{-4}$ г/л) [130].

Як нами зазначалося, у будові середньоеоценової товщі виокремлено підвугільний і надвугільний горизонти, які складені переважно гравійно-піщаними утвореннями з порівняно незначним вмістом глинистої складової; окрім того, в покладах бурого вугілля містяться прошарки піску. Це

забезпечує добру водну і повітряну проникність відкладів. Переважання у розрізі піщаних водопроникних порід над глинистими та незначний вміст глинистої складової в піщаних утвореннях забезпечили вільну міграцію ґрунтових і міжпластових вод. Процеси інфільтраційно-епігенетичного уранового рудогенезу забезпечувалися енергетичним потенціалом рудовмісних порід. Інфільтраційно-епігенетична уранова мінералізація має афаціальну приуроченість, тісний зв'язок з породами, що володіють відновною здатністю, яка забезпечується кількістю, якістю і формою розподілу вуглефікованої органічної речовини та наявністю дисульфідів заліза, шаруватих силікатів, сидериту. Інфільтраційно-епігенетичне уранове зруденіння (представлена настураном (переважає), урановою черню, уранілдіаквакабонатом, уранілтрикарбонатом) утворилося у бурому вугіллі на відновному геохімічному бар'єрі кисеньвмісними ґрунтовими і пластовими водами на межі з окисленими породами. У буровугільних пластах уранове зруденіння формувалося в крайових частинах зон виклинювання і в покрівлі пласта, рідше в його підшві на межі з водопроникними окисненими теригенними породами надвугільних і підвугільних пластів. Фаціально-літологічний склад і водопроникність порід, що підстеляють і перекривають буровугільні пласти, за якими розвивалися зони ґрунтового і пластового окиснення, відігравали важливу роль у розподілі зруденіння та в значній мірі визначали величину концентрації урану. Зона уранового зруденіння співпадає з зоною епігенетичного відновлення, сірководневого і сорбційного осадження деяких елементів.

Результати дослідження корисних копалин, що містять середньоеоценові континентальні відклади центральної частини Українського щита дозволяють стверджувати, що усі вони утворюють певні генетичні типи, які сформувалися на відповідних стадіях розвитку річково-долинного комплексу за певних фаціальних умов, і можуть бути об'єднані в

генетичну асоціацію річкових долин. Частина корисних копалин (розсипи важких мінералів, вторинні каоліни) пов'язана з седиментаційною стадією літогенезу (делювіальний, пролювіальний, алювіальний генетичні типи, русловий, заплавний, заплавно-озерний комплекси).

Розсипи ільменіту, золота, циркону почали формуватися ще на ранніх стадіях розвитку палеодолин. Через те, що середньоеоценові водотоки виробляли свої русла в елювіальному субстраті та апт-нижньоальбському алювії, важкі мінерали надходили у флювіальні потоки вже на стадії зародження палеогідросітки. У цей час переважали делювіальний, пролювіальний генетичні типи розсипів з підлеглим значенням алювіального. На ранній стадії розвитку палеодолин розсипи утворювалися безпосередньо поблизу корінних джерел чи проміжних колекторів (кора вивітрювання, апт-нижньоальбські континентальні утворення) і заповнювали нерівності плотика чи формували делювіально-алювіальні тіла сповзання на схилах палеодолин і пролювіально-алювіальні конуси виносу. Розсипи містили корисний компонент у значних кількостях, але мали невеликі розміри і потужність. У плинні розвитку флювіальної гідросітки середнього еоцену і збільшення її водності почали утворюватися розсипи важких мінералів у русловому комплексі. Важкі мінерали утворювали рудоносні тіла пластової, кулісоподібної форми в приплотиковому шарі і високо над ним. Після вироблення профілю рівноваги, флювіальні потоки почали розширювати свої русла, які інтенсивно мігрували і меандрували в межах контуру палеодепресій, розмиваючи вже сформовані розсипи, або ж розгалужувались, оминаючи стійкі до водної ерозії породи. Розширення контуру флювіального потоку спричинювало формування широких заплав, де переважали застійні гідродинамічні умови за яких активно розвивалася вологолюбива рослинність, яка в подальшому стала основою для утворення бурого вугілля.

Після вироблення річкою профілю рівноваги і внаслідок підпруджування дельти морськими водами, гідродинамічний режим річкових водотоків був сповільненим, а на окремих обширних ділянках заплави мав застійний характер, що спричинило заростання заплави вологолюбною рослинністю і розвиток заплавно-болотних умов. Такі умови були несприятливими для утворення розсипів. Відмерла органіка інтенсивно нагромаджувалася в середньоеоценових осадах. Формування значних покладів бурого вугілля відбулося на стадії діагенезу на якій осад, збагачений фітоорганікою, що утворився за обширних заплавно-болотних умов перетворився на буре вугілля.

Нетривале поновлення руслових умов обумовило формування міжвугільних піщаних літофацій, частково збагачених їх важкими мінералами. Однак, незначна потужність міжвугільних руслових піщаних літофацій, їх невитриманість за латераллю та не дуже високі вмісти важких мінералів роблять їх безперспективними.

Диференеційовані тектонічні рухи окремих блоків порід фундаменту та зміна базису ерозії після утворення осадів збагачених фітоорганікою (в подальшому вугільний горизонт) спричинили поновлення руслових процесів, інтенсивне надходження теригенного матеріалу з областей денудації і утворення потужної товщі руслових піщаних літофацій, збагачених важкими мінералами. Ерозійна діяльність у цей час була незначною, а корінні джерела і проміжні колектори важких мінералів знаходилися на значній віддалі від палеодолин, або були перекриті на той час сформованим середньоеоценовим алювієм.

Таким чином, перспективи виявлення розсипних родовищ в межах середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів пов'язані лише з раннім етапом розвитку палеогідросітки, на якому палеоводотоки виробляючи свої русла інтенсивно проводили ерозійну діяльність. Після

вироблення профілю рівноваги флювіальні водотоки мали спокійний, переважно застійний характер, що не сприяло формуванню розсипів важких мінералів.

Сульфідна мінералізація флювіальних утворень пов'язана з безпосереднім надходженням сульфідів з кір вивітрювання та існуванням відновних геохімічних умов, пов'язаних зі значним вмістом органічної речовини в осадах як руслових, заплавних так і болотно-заплавних підфацій.

Уранова мінералізація має інфільтраційно-епігенетичне походження і сформувалася на завершальних стадіях діагенезу та пов'язана з привносом речовини у гідрогенній формі ґрунтовими і пластовими водами.

Висновки до розділу 4. На підставі даних виробничих звітів з геологічного картування окремих Аркушів території масштабу 1:50000 створена схема поширення середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів. З'ясовано умови залягання середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів у межах різних ділянок палеодолин. Уточнено літологічну будову та фаціальні умови формування відкладів.

З'ясовано, що середньоеоценові флювіальні водотоки частково або повністю успадковували апт-нижньоальбські річкові палеодолини, що призвело до часткового, а іноді й повного розмиву нижньокрейдових палеофлювіальних утворень та перевідкладання їх матеріалу на більш високі стратиграфічні рівні. Суміщення схем поширення апт-нижньоальбських і середньоеоценових континентальних флювіальних утворень показало, що середньоеоценова гідрографічна мережа часто збігається з межами поширення апт-нижньоальбських континентальних флювіальних утворень.

Обґрунтовано, що в межах таких ділянок існує можливість утворення просторово суміщених комплексних різновікових і різнофаціальних розсипів важких мінералів. Таким чином, ділянки успадкованості середньоеоценовою гідромережею більш давньої апт-нижньоальбської гідромережі можуть

служувати пошуковим критерієм на поклади ільменіту, золота, які складені різновіковими континентальними флювіальними утвореннями.

Наведено короткі відомості про поклади корисних копалин (буре вугілля, вторинні каоліни, розсипи ільменіту, циркону, золота, сільфідна та уранова мінералізація), які вміщують середньоеценові континентальні флювіальні відклади.

Детально досліджено поклади корисних копалин у межах перспективних ділянок середньоеценових палеодолин та побудовано цифрові їх (вторинні каоліни, буре вугілля, розсипи ільменіту) моделі: рельєфу поверхні і підосви продуктивних товщ; потужностей покладів корисних копалин та вміщуючих поклади корисних копалин літофацій; розподілу вмісту ільменіту в межах розсипу. Картографічні побудови становлять основу для інформаційного забезпечення робіт з промислового освоєння перспективних об'єктів.

РОЗДІЛ 5

ЕВОЛЮЦІЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КРЕЙДА-ПАЛЕОГЕНОВОГО ЛІТОГЕНЕЗУ В МЕЖАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

У ході історії геологічного розвитку центральної частини Українського щита сформувалися різні за віком, генезисом, петрографічним, речовинним складом утворення, які знаходяться в складних сполученнях між собою, ускладнені тектонічними порушеннями різного рангу, які відрізняються за умовами утворення, глибиною закладання, просторовим положенням, та містять строкату мінералізацію, зокрема рідкісноземельну, благороднометальну, мідно-нікелеву, свинець-цинкову, цирконієву, титанову, уранову та ін. Складна розламно-блокова тектоніка обумовили диференціацію тектонічних рухів як вздовж диз'юнктивних порушень, так і вздовж контактів різних за віком, генезисом і петрографічним складом порід, що призвело до розчленування рельєфу і створення тектонічних депресій.

До початку крейдового періоду відбулася регресія морського басейну, встановився стабільний тектонічний режим і відбулася пенепленізація рельєфу. За умов гумідного клімату за породами різного віку, генезису і петрографічного складу сформувалася потужна каолінова і латеритна кора вивітрювання площового і лінійного морфологічних типів з відповідним набором корисних копалин, який визначався мінерагенією порід кристалічного фундаменту, типом вивітрювання та іншими фізико-географічними умовами.

За гіпергенних умов відбулося розчленування профілю кори вивітрювання на відповідні петротипу вихідних порід та переважаючим фізико-хімічним процесам мінерально-геохімічні зони. В результаті диференціації профілю кори вивітрювання на відповідні зони відбувся

перерозподіл мінеральної речовини за профілем і формування у різних зонах кори вивітрювання як залишкових, так і гіпергенних покладів корисних копалин.

У результаті короутворення на породах кристалічного фундаменту сформувалися відклади, які являють собою платформну континентальну гумідну елювіальну каоліно-боксито-ільменіто-цирконо-золото-рідкісноземельноносну субформацію.

На початку нижньокрейдового періоду відбулося епейрогенічне підняття території, що спричинило пониження базису ерозії та закладення ерозійно-тектонічних депресій. Різна тектонічна рухомість крупних тектонічних блоків у межах центральної частини Українського щита обумовила морфологічні риси давнього рельєфу.

На початку ранньої крейди територія центральної частини Українського щита являла собою суходіл з успадкованим з пізньої юри аридним кліматом. Зміна клімату обумовила поступове збільшення атмосферних опадів, що в свою чергу спричинило початок формування в межах суходолу річкових постійних долин, яке завершилось наприкінці барему.

У беріас-валанжинський час територія досліджень являла собою вирівняну денудаційну рівнину, яка на півночі і півдні переходила в алювіальні рівнини та акумулятивні низинні рівнини. У цей час в межах території панував тропічний клімат з температурами 25–30°C і атмосферними опадами до 12000 мм/рік. За таких умов панували ксерофілізовані тропічні ліси тропічних рівнин змішаного складу (голонасінні, хвойні, деревоподібні папоротники, чагарники) [161]. За даними В. Н. Соловицького [161] на підвищених ділянках суходолу зростали представники папоротей глейхенієвих і схізейних. На більш низьких геоморфологічних рівнях існували озерно-болотні умови з ужовніковими,

селянгінеллієвими. Деревоподібні папороті були представлені діксонієвими, матонієвими та ін. Значне розповсюдження і видове розмаїття мають глейхенієві. Вододільні простори покривають хвойні і гінкгові ліси з чагарниками ногоплодинкових і кіпарисових.

У готерів-баремський вік палеокліматичні та палеоландшафтні умови майже не змінилися. У межах незначних за розміром улоговин у баремі відбувалося накопичення малопотужних теригенних відкладів, представлених каолінітовими глинами з вуглистими включеннями. У цей же час у локальних улоговинах відбувалось нагромадження аргілітоподібних глин, збагачених органікою алевролітів (ротмістровські шари). У межах південної частини території на схилі щита у цей час відбувалось нагромадження теригенних порід громоклеївської світи - сірих і строкатих вторинних каолінів, бокситоподібних порід, алевролітів і пісків з вуглистими залишками.

В апті клімат змінюється на вологий тропічний, що в свою чергу спричинює різку зміну рослинного покриву, швидким поширенням покритонасінних рослин: магнолій, лаврів, платанів, троходендронів, евкаліптів і дубів, а також нової формації хвойних, в яких пануюче положення зайняли соснові і таксодієві [161]. Оновлюється склад папоротників (поширились глейхенієві і схизейні) і скорочується присутність юрських гінкгових, хейролепідієвих, ногоплодинкових та ін. [161].

Диференційовані блокові тектонічні рухи на фоні загального опускання території призвели до посиленого розчленування рельєфу і формуванню річкової сітки в межах тектонічних депресій. У межах північного і південного схилів центральної частини Українського щита відбувається поступове опускання прилеглих територій, що спричинило утворення річкових долин, які мали стік у Дніпровсько-Донецьку і Причорноморську западини. У межах Дніпровсько-донецької западини в апті-нижньому альбі у

межах низинних і приморських рівнин теж існували континентальні умови за яких утворилася потужна товща (понад 160 м) континентальних відкладів (кегичівська, леляківська світи), представлена піщано-каоліновими та глинисто-піщаними породами з вуглистими проверстками та включеннями рослинних залишків, з верствами вторинного каоліну. Літологічний склад неоднорідний, представлений частим чергуванням на незначній відстані глинистих та піщаних відмін.

Площа денудаційних рівнин значно зменшилася за рахунок збільшення площі алювіальних рівнин, активно почала функціонувати річкова мережа представлена розгалуженою сіткою широких і протяжних річкових палеодолин.

Формування постійних водних артерій відбувалося за ослабленими ділянками земної кори – тектонічними депресіями, які контролювалися диз'юнктивними порушеннями різного рангу, блоковою тектонікою і зонами контактів різних за віком, генезисом і петрографічним складом порід. Саме ці чинники обумовили звивистий, розгалужений характер річкової палеосітки та будову річкових палеодолин. Низький рівень базису ерозії спричинив інтенсивне врізання водотоків в елювіальний субстрат і формування ерозійно-тектонічних депресій, які заповнювалися, головним чином, продуктами розмиву кір вивітрювання.

Осадконагромадження відбувалося в плескатих широких річкових долинах та на їх схилах у слабоактивній гідродинамічній обстановці. Унаслідок закладання річкових палеодолин у нестійких до процесів ерозії утвореннях (глиниста кора вивітрювання) річки мали нестабільне положення русла (відбувалась постійна міграція русла за латераллю), у результаті чого формувався контур алювіальних утворень шириною в декілька кілометрів. Нестійкість бортів депресій до водної ерозії та переважно глинистий склад

вододільних просторів призводили до подавлення на окремих ділянках річкового стоку делювіально-пролювіальними процесами.

За рахунок значного вмісту в теригенному матеріалі глинистої складової, яка надходила з площ водозбору та бортів палеодолин, флювіальні потоки мали значну енергію і несучу здатність, які забезпечували транспортування теригенного матеріалу і важких мінералів на значні відстані при невисоких швидкостях течії [73].

Протягом апту-нижнього альбу у межах ерозійно-тектонічних депресій утворилися континентальні флювіальні відклади, представлені смілянськими верствами, верствами Виржиківського. У межах південного схилу щита в цей час утворилися континентальні відклади кодимської світи.

Речовинний склад континентальних флювіальних відкладів повністю визначався речовинним складом кори вивітрювання в субстраті якої річкові палеодолини виробляли своє русло. Для континентальних флювіальних відкладів притаманні значний вміст глинистої речовини у піщаних утвореннях і значна частка в розрізі вторинних каолінів і каолінітових глин. Набір корисних копалин, що сформувався в результаті континентального флювіального літогенезу відповідає такому у корах вивітрювання. За рахунок перевідкладення речовини кір вивітрювання на відносно обмеженому просторі та гравітаційній диференціації матеріалу у флювіальному потоці, поклади корисних копалин, пов'язані з апт-нижньоальбськими континентальними флювіальними відкладами є більш контрастні, чітко обмежені контурами палеодепресій чи поширенням певної підфації.

Наростання трансгресії призводило до підпруджування устя палеорічок, утворення лиманів, дельт. Утворення останніх залежало від особливостей морфології рельєфу, який існував перед фронтом морської трансгресії, а також тектонічного режиму окремих блоків порід фундаменту. Зміна тектонічного режиму спричинила еволюцію палеогеоморфологічних

обстановок, зокрема ділянки підвищеної денудаційної рівнини зміщувалися в бік субширотного вододілу (який розмежовував річкові долини Дніпровсько-Донецького і Причорноморського басейну стоку), поступаючись місцем низинним і акумулятивним рівнинам.

У результаті апт-нижньоальбського континентального флювіального седиментогенезу сформувалися відклади, які утворюють нижньокрейдову континентальну платформну гумідну передтрансгресивну піщано-глинисту каоліно-боксито-ільменіто-золотоносну субформацію.

Зміна тектонічного режиму спричинила еволюцію палеогеоморфологічних обстановок, зокрема ділянки підвищеної денудаційної рівнини зміщувалися в бік субширотного вододілу (який розмежовував річкові долини Дніпровсько-Донецького і Причорноморського басейну стоку), поступаючись місцем низинним і акумулятивним рівнинам.

У верхньому альбі на територію центральної частини Українського щита трансгресувало море. Ерозійно-тектонічні депресії були сприятливими шляхами для його проникнення в межі суходолу. Море повністю зайняло територію дещо південніше за лінією Богуслав-Корсунь-Шевченківський-Сміла, а потім окремими рукавами простягалося в напрямку Тальне, Шпола, Кропивницький. Слід зазначити, що з боку Дніпровсько-Донецької западини трансгресія відбувалася дещо швидше, ніж з боку Причорноморської западини. У зв'язку з цим, у межах північного схилу центральної частини Українського щита у пізньому альбі залишилися лише окремі річкові палеодолини чи окремі їх частини, в той час як у межах південного схилу центральної частини Українського щита апт-альбська гідромережа продовжувала функціонувати без суттєвих змін.

У результаті трансгресії палеоальвіальні відклади зазнали перемиву, часткового або повного розмиву. Внаслідок перемиву речовина континентальних утворень перемістилася на більш високий стратиграфічний

рівень, в результаті чого на окремих ділянках поклади корисних копалин апт-ранньоальбського і пізньоальбського віку просторово-парагенетично пов'язані і утворюють різнофаціально-різновікові родовища і рудопрояви, які являють собою єдиний об'єкт для комплексного освоєння.

У сеномані відбувається зміна клімату у бік похолодання (помірнотропічний клімат з температурами 22–24°C). У межах денудаційної низовини, яка частково зберегася на сході території, зростали покритонасінні і хвойні ліси.

У пізньокрейдову епоху морський басейн значно розширився. Починаючи з кампану море поступово почало регресувати. У межах денудаційної низовини в цей час існували саванни з оазами ксерофілізованими хвойних, лаврових, міртових. У сеномані більша частина центральної частини Українського щита була звільнена від моря. Диференційовані тектонічні рухи окремих блоків фундаменту спричинили підняття території на окремих ділянках палеодолин, що призвело до деформації розрізу палеоконтинентальних утворень та їх часткового або повного розмиву. Поряд з денудаційною низовиною у центрі території виокремилася підвищена денудаційна рівнина.

В еоцені у межах центральної частини Українського щита встановився континентальний тектонічний режим, за якого палеогеновий етап короутворення наклався на раніше утворену мезозойську кору вивітрювання. Таке сполучення двох найбільш інтенсивних епох короутворення в межах центральної частини Українського щита призвело до збільшення потужності кори вивітрювання і більш інтенсивного хімічного розкладу порід фундаменту.

У ранньоеоценову епоху в межах території досліджень почала зароджуватися гідрографічна мережа, яка набула найбільшого свого розвитку у середньоеоценову епоху. Середньоеоценова річкова палеосітка виробляла

свої долини переважно в субстраті кори вивітрювання або успадковувала ерозійно-тектонічні депресії апту-нижнього альбу. Використання середньоеоценовими річковими долинами апт-нижньоальбських річкових палеодолин призвело до часткового розмиву нижньокрейдових палеофлювіальних утворень та перевідкладення їх матеріалу на більш високі стратиграфічні рівні. Утворена таким чином середньоеоценова гідрографічна мережа часто збігається з межами поширення континентальних утворень нижньої крейди.

Речовинний склад континентальних флювіальних відкладів середнього еоцену формувався, головним чином, за рахунок розмиву кори вивітрювання та континентальних і прибережно-морських відкладів нижньої крейди, меншою мірою – за рахунок утворень нижнього палеогену.

Трансгресія буцацького моря відбувалася поступово, що знайшло своє відображення у взаємовідношенні континентальних і морських утворень, зміні фаціальних обстановок континентального осадконагромадження морськими. Трансгресія спричинила послаблення ерозійної діяльності флювіальних потоків. У палеодолинах переважали процеси бокової ерозії, утворювалися широкі виположені заплавні простори, серед яких річки меандрували, залишаючи численні старики, незначні руслові потоки зі слабкою течією. У низинах річкових палеодолин відбувалося розширення і нарощування дельти. Зменшення ролі ерозійних процесів у цій фазі розвитку призвело до скорочення надходження кластичного матеріалу в палеодолини з пологих схилів та низьких вододілів.

Поступова трансгресія моря використовувала середньоеоценові палеодолини, спричинювала підпруджування річок, сповільнення і припинення річкового стоку. Досить широкі долини, слабкий ухил поверхні, близькість морського басейну та сприятливий субтропічний клімат, призводили до заболочування заплавних територій.

Поширення на широких заплавах та вздовж берегів заболочених річкових долин та озер субтропічних лісів з великою кількістю деревних, чагарників, трав, мохів слугувало матеріалом (після їх відмирання) для формування фітоорганогенних утворень заплавних і болотно-заплавних підфацій.

На прикінці бучацького віку відбулося омолодження гідрографічної сітки. Незначна регресія середньоеоценового моря призвела до підвищення базису ерозії. У річкових долинах активізувалася ерозійна діяльність, відбувся лінійний розмив заплавних фітоорганогенних та глинистих відкладів, збільшилася денудація теригенного матеріалу зі схилів долин та низьких вододілів [53]. За рахунок матеріалу, який надходив формувалася більш молодша за віком товща алювіальних руслових відкладів – горизонт надвугільних пісків та вторинних каолінів [53]. Ерозійні процеси заключного періоду розвитку середньоеоценових палеодолин були значно слабші, ніж у період їх закладання та формування. У річкові долини зносився алевритовий та дрібнопсамітовий матеріал, збагачений значною кількістю вуглистої речовини. На незначну силу ерозійних процесів цього періоду вказує гранулометричний склад надвугільних руслових пісків.

У результаті середньоеоценового континентального флювіального седиментогенезу сформувалися відклади, які утворюють середньопалеогенову континентальну платформну гумідну передтрансгресивну глинисто-піщану буровугільну ільменіто-ураноносну субформацію.

Найбільш інтенсивного розмиву відклади середнього еоцену зазнали внаслідок трансгресії у київський час, яка використовувала перш за все понижені ділянки суходолу – річкові палеодолини середнього еоцену. Унаслідок цього в основі утворень київської світи залягає гравелисто-

галечний матеріал, а відклади містять змішаний києво-бучацький спорово-пилковий комплекси.

Таким чином, еволюція річкових палеодолин та зміна палеогеографічних обстановок призвели до мозаїчної картини заміщення літофацій і фацій і, як наслідок, просторового розміщення та різноманітної конфігурації й збереженості покладів корисних копалин.

У голоцені сучасна річкова сітка теж частково наслідувала ділянки більш давньої гідромережі. На окремих ділянках континентальні утворення нижньої крейди та середнього палеогену розмиті сучасними водотоками внаслідок чого алювій останніх збагатився перемитими і хронологічно переміщеними важкими мінералами та подекуди містить промислово значущі розсипи ільменіту.

Аналіз гумідного континентального флювіального літогенезу в межах центральної частини Українського щита дозволив з'ясувати, що історія становлення та розвитку річкових палеодолин апт-нижнього альбу та середнього еоцену має багато подібних і відмінних рис.

Подібним є те, що:

- 1) апт-нижньоальбські та середньоеоценові палеодолини утворилися за гумідного континентального клімату на передтрансгресивному етапі розвитку території і їх утворенню передували епохи короутворення за кристалічними породами фундаменту в умовах гумідного клімату;
- 2) річкові гідросітки нижньої крейди і середнього палеогену приурочені до ослаблених ділянок земної кори – тектонічних депресій;
- 3) континентальні флювіальні відклади виробляли свої долини переважно у субстраті кори вивітрювання, ерозійний вріз в який у палеодолин, що відкривалися у Причорноморську западину більший, аніж у палеодолин, що відкривалися у Дніпровсько-Донецьку западину;

- 4) континентальні флювіальні відклади мають подібні літологічний склад, набір корисних копалин, фаціальні умови утворення;
- 5) диференційовані тектонічні рухи окремих блоків кристалічних порід фундаменту спричинювали циклічність осадконагромадження і обумовили схожу етапність розвитку річкових палеодолин;
- 6) русла палеорічок мали просторово мінливий, меандруючий, розгалужений характер;
- 7) трансгресія вод Світового океану першочергово використовувала ерозійно-тектонічні депресії, виповнені апт-нижньоальбськими і середньоеоценовими континентальними флювіальними утвореннями, що спричинило їх частковий або повний розмив на окремих ділянках та захоронення під товщею морських відкладів.

Відмінними рисами є те, що:

- 1) апт-нижньоальбські континентальні флювіальні відклади утворилися майже виключно за рахунок розмиву порід кристалічного фундаменту та їх кір вивітрювання, в той час як середньоеоценові – за рахунок розмиву порід кристалічного фундаменту та їх кір вивітрювання, нижньокрейдових і верхньокрейдових континентальних і морських відкладів, утворень палеоцену;
- 2) середньоеоценові палеодолини є більш протяжними і більш широкими, аніж апт-нижньоальбські;
- 3) будова розрізу континентальних флювіальних утворень середнього еоцену більш проста, межі між різними літологічними відмінами порід більш чіткі, міжфаціальні переходи чітко виражені, кількість седиментаційних циклів не перевищує чотирьох;
- 4) роль гіпергенних утворень кори вивітрювання (каолінів, вогнетривких глин та бокситів) в будові розрізів середньоеоценових

континентальних флювіальних відкладів значно менша, ніж в будові апт-нижньоальбських континентальних флювіальних утворень;

- 5) в утворенні середньоеценових континентальних флювіальних відкладів роль делювіальних і пролювіальних процесів незначна, проте більш поширені відклади, що утворилися за заплавно-болотних умов.

Протягом геологічної історії розвитку центральної частини Українського щита неодноразово змінювалася палеогеографічні та тектонічні обстановки внаслідок чого геологічні структури та гірські породи зазнавали тектонічних переміщень, деформацій, метаморфічних, гіпергенних змін, денудації, відбувалося формування нового структурного плану території відповідно до геолого-тектонічної обстановки, що склалася.

Крейда-палеогеновий гумідний континентальний літогенез теж спричинив певні зміни, головними серед яких є утворення потужних кір хімічного вивітрювання кристалічних порід фундаменту; нівелювання домезозойського рельєфу процесами денудації; утворення значних ерозійних форм – ерозійно-тектонічних депресій; утворення акумулятивних форм рельєфу – континентальних флювіальних відкладів, що виповнюють ерозійно-тектонічні депресії тощо.

Тектонічні та неотектонічні рухи території та окремих блоків порід фундаменту спричинили розчленування рельєфу, зміну палеогеографічних обстановок, періодичну зміну континентальних умов осадконагромадження морськими, частковий або повний розмив мезозой-кайнозойських осадових утворень, їх часткову деформацію тощо.

Результатом геолого-тектонічного, денудаційно-ерозійного та акумулятивного перетворення території є сучасний рельєф поверхні та рельєф поверхні порід кристалічного фундаменту, 2-D модель якого створена автором на основі даних гіпсометрії кристалічних порід фундаменту (рис. 5.1).

На основі бази атрибутивних даних була створена 3-D модель поверхні порід кристалічного фундаменту центральної частини Українського щита, яка дозволяє в об'ємному вигляді побачити просторове поширення додатніх і від'ємних форм рельєфу, з'ясувати просторове поширення областей денудації і областей акумуляції, прогнозувати ділянки локалізації корисних копалин тощо (рис. 5.2).

Висновки до розділу 5. Встановлено, що за крейда-палеогенового гумідного континентального літогенезу в межах центральної частини Українського щита утворився просторово-еволюційно-парагенетичний ряд осадових формаційних одиниць (латеритної й каолінової кори вивітрювання площового і лінійного морфологічних типів та апт-нижньоальбських і середньоеоценових флювіальних продуктів розмиву і перевідкладення елювіальних утворень у межах ерозійно-тектонічних депресій) з відповідним набором корисних копалин.

У результаті короутворення на породах кристалічного фундаменту сформувалися відклади, які являють собою платформну континентальну гумідну елювіальну каоліно- боксито- ільменіто- цирконо- золото- рідкісноземельноносну субформацію.

У результаті апт-нижньоальбського континентального флювіального седиментогенезу сформувалися відклади, які утворюють нижньокрейдову континентальну платформну гумідну передтрансгресивну піщано-глинисту каоліно- боксито- ільменіто- золотоносну субформацію.

У результаті середньоеоценового континентального флювіального седиментогенезу сформувалися відклади, які утворюють середньопалеогенову континентальну платформну гумідну передтрансгресивну глинисто-піщану буровугільну ільменіто- ураноносну субформацію.

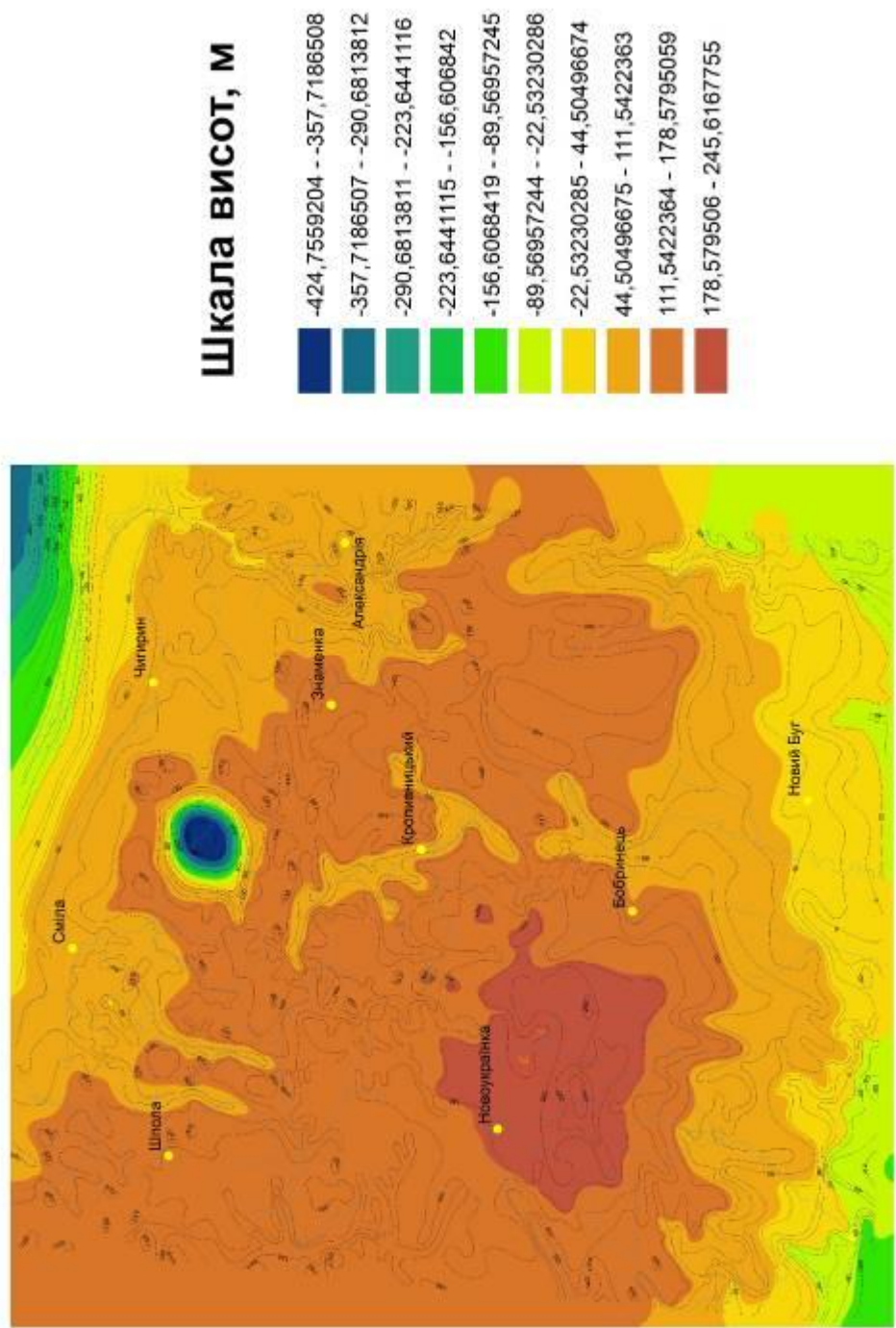


Рис. 5.1 2-D модель поверхні порід кристалічного фундаменту центральної частини Українського щита

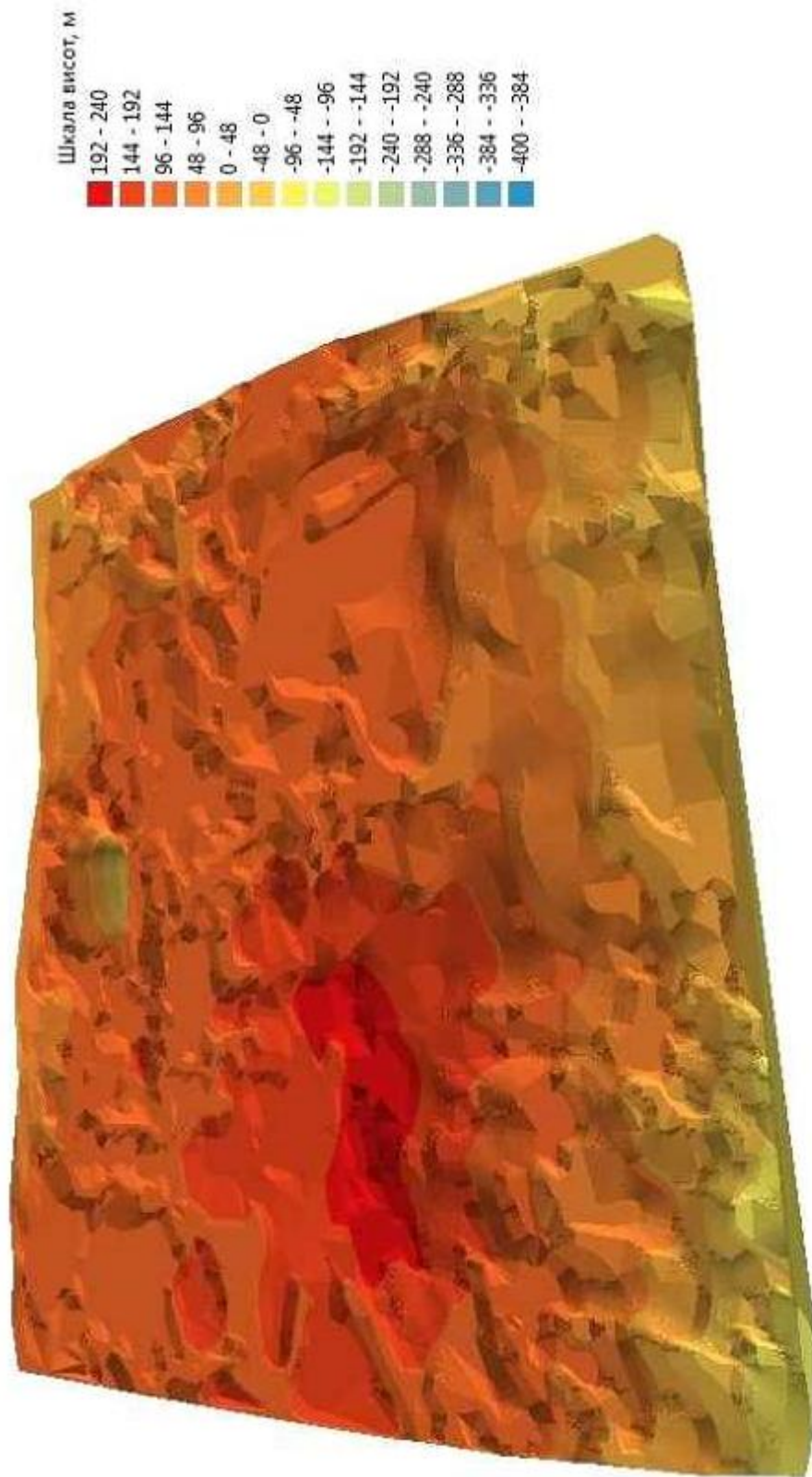


Рис. 5.2 3-D модель поверхні порід кристалічного фундаменту центральної частини Українського щита

З'ясовано, що історія становлення та розвитку річкових палеодолин апту-нижнього альбу та середнього еоцену має подібні (вони просторово-парагенетично пов'язані з ерозійно-тектонічними депресіями, корою вивітрювання кристалічних порід фундаменту та між собою, характеризуються подібністю речовинного складу, літологічної будови, фаціальних умов утворення та набором корисних копалин) та відмінні (будова розрізу континентальних флювіальних утворень середнього еоцену більш проста, складається з меншої кількості седиментаційних циклів, роль делювіальних і пролювіальних процесів незначна, проте більш поширені відклади, що утворилися за заплавних, заплавно-болотних умов, вміст глинистої складової у піщаних відкладах значно менший) риси.

Встановлено, що еволюція континентального літогенезу та пов'язаних з ним корисних копалин визначалася і контролювалася взаємодією ендегенних та екзогенних процесів у плінні геологічного розвитку території, що знайшло своє відображення в:

- диференційованих вертикальних і горизонтальних рухах фундаменту, що призвело до первинного розчленування рельєфу з утворенням підняття і депресій тектонічної природи;
- пенеппенізації рельєфу та утворенні за умов гумідного тропічного клімату площових і лінійних каолінових і латеритних кір вивітрювання з відповідним набором залишкових і гіпергенних корисних копалин;
- формуванні вододілів з переважанням короутворення і денудації та річкових долин з переважанням процесів акумуляції уламкового матеріалу;
- просторово-структурно-геоморфологічній приуроченості постійних флювіальних потоків до тектонічних депресій та утворенні на їх

місці ерозійно-тектонічних депресій, які наповнювалися континентальними флювіальними відкладами;

- етапності розвитку річкових палеодолин, циклічності осадконагромадження і просторовій локалізації літофацій, фаціальних комплексів та пов'язаних з ними корисних копалин;
- частковому або повному розмиві палеоалювіальних відкладів на окремих ділянках та похованні їх під більш молодими утвореннями;
- частковій або повній успадкованості більш молодшими річковими долинами давньої гідромережі та хронологічному транзиті теригенного матеріалу з низьких стратиграфічних рівнів на більш високі;
- утворенні різновікових (іноді й різнофаціальних), просторово-парагенетичних покладів корисних копалин.

Історико-палеогеографічний аналіз хронологічної послідовності геологічних подій у межах центральної частини Українського щита протягом крейди-палеогену та з'ясування впливу тектонічної обстановки на встановлення континентального режиму та формування і збереження осадових формаційних одиниць, що утворилися за умов континентального літогенезу має фундаментальне та практичне значення.

ВИСНОВКИ

Дисертація є завершеним науковим дослідженням. Основні наукові та практичні результати комплексного вивчення мезозой-кайнозойського континентального літогенезу в межах ЦЧУЩ такі:

1. За мезозой-кайнозойського гумідного континентального літогенезу в межах центральної частини Українського щита утворився просторово-еволюційно-парагенетичний ряд осадових формаційних одиниць (латеритної й каолінової кори вивітрювання площового і лінійного морфологічних типів та апт-нижньоальбських і середньоєоценових флювіальних продуктів розмиву і перевідкладення елювіальних утворень у межах ерозійно-тектонічних депресій) з відповідним набором корисних копалин.

2. Еволюція континентального літогенезу та пов'язаних з ним корисних копалин визначалася і контролювалася взаємодією ендегенних та екзогенних процесів у плинні геологічного розвитку території, що знайшло своє відображення в:

- диференційованих вертикальних і горизонтальних рухах фундаменту, що призвело до первинного розчленування рельєфу з утворенням підняття і депресій тектонічної природи;
- пенеппенізації рельєфу та утворенні в умовах гумідного тропічного клімату площових і лінійних каолінових та латеритних кір вивітрювання з відповідним набором залишкових і гіпергенних корисних копалин;
- формуванні вододілів з переважанням короутворення і денудації та річкових долин з переважанням процесів акумуляції уламкового матеріалу;
- просторово-структурно-геоморфологічній приуроченості постійних флювіальних потоків до тектонічних депресій та утворенні на їх

місці ерозійно-тектонічних депресій, які наповнювалися континентальними флювіальними відкладами;

- етапності розвитку річкових палеодолин, циклічності осадконагромадження і просторовій локалізації літофацій, фаціальних комплексів та пов'язаних з ними корисних копалин;
- частковому або повному розмиві палеоалювіальних відкладів на окремих ділянках та похованні їх під більш молодими утвореннями;
- частковій або повній успадкованості більш молодшими річковими долинами давньої гідромережі та хронологічному транзиті теригенного матеріалу з низьких стратиграфічних рівнів на більш високі;
- утворенні різновікових (іноді й різнофаціальних), просторово-парагенетичних покладів корисних копалин.

3. Встановлено причинно-наслідкові і просторові зв'язки корисних копалин континентальних флювіальних утворень з певними петротипами порід фундаменту та їх мінерагенією, кораами вивітрювання (боксити, багаті розсипи ільменіту, вторинні каоліни – пов'язані з породами основного складу; вторинні каоліни, каолінові глини, розсипи золота, циркону, монациту – з породами кислого складу і метаморфічними утвореннями), етапами розвитку річкових палеодолин та певними фаціями і підфаціями (багаті розсипи золота, ільменіту, циркону, монациту пов'язані з русловими підфаціями; високоякісні вторинні каоліни, каолінові глини – з озерно-заплавними підфаціями; боксити, бокситоподібні породи, вторинні каоліни – з делювіально-алювіальними і пролювіально-алювіальними підфаціями; буре вугілля – з болотно-заплавними підфаціями).

4. Уточнено та доповнено дані щодо просторового поширення, будови, речовинного складу, фаціальних умов утворення апт-нижньоальбських та середньоеоценових континентальних флювіальних відкладів та пов'язаних з ними корисних копалин, що дозволило уточнити їх формаційну належність

та відтворити цілісну картину континентального флювіального седиментогенезу у відповідні геологічні епохи.

5. За допомогою методів геоінформаційного картографування для покладів корисних копалин (боксити, вторинні каоліни, буре вугілля, ільменіт, золото та ін.) кори вивітрювання та апт-нижньоальбських і середньоеоценових континентальних флювіальних утворень палеодолин побудовано цифрові моделі, що візуалізують структуру покладу і демонструють розподіл в його межах корисного компоненту. Модельні побудови є основою для інформаційного забезпечення робіт з промислового освоєння (детальної геологічної розвідки і експлуатаційних робіт) корисних копалин.

6. З'ясовано, що історія становлення та розвитку річкових палеодолин апт-нижнього альбу та середнього еоцену має багато подібних і відмінних рис.

Подібними є: просторово-парагенетичний зв'язок з ерозійно-тектонічними депресіями, корою вивітрювання кристалічних порід фундаменту та між собою; речовинний склад; літологічна будова; фаціальні умови утворення; корисні копалини, їх просторово-фаціальна належність та зв'язок з певними етапами утворення формаційної одиниці та ін.

До відмінних рис належить те, що апт-нижньоальбські континентальні флювіальні відклади утворилися майже виключно за рахунок розмиву порід кристалічного фундаменту та їх кір вивітрювання, в той час як середньоеоценові – за рахунок розмиву порід кристалічного фундаменту та їх кір вивітрювання, нижньокрейдових і верхньокрейдових континентальних і морських відкладів, утворень палеоцену; середньоеоценові палеодолини є більш протяжними і більш широкими, аніж апт-нижньоальбські; будова розрізу континентальних флювіальних утворень середнього еоцену більш проста, межі між різними літологічними відмінами порід більш чіткі,

міжфаціальні переходи чітко виражені, кількість седиментаційних циклів не перевищує чотирьох; роль вторинних каолінів, вогнетривких глин та бокситів у будові розрізів середньоєоценових континентальних флювіальних відкладів значно менша, ніж в будові апт-нижньоальбських континентальних флювіальних утворень; в утворенні середньоєоценових континентальних флювіальних відкладів роль делювіальних і пролювіальних процесів незначна, проте більш поширені відклади, що утворилися за заплавно-болотних умов.

Таким чином, отримані в ході дисертаційного дослідження результати дозволяють створити цілісне уявлення щодо геолого-тектонічної будови центральної частини Українського щита та еволюції крейда-палеогенового континентального літогенезу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Агулов О.П. До флористичної характеристики генетичних типів бурого вугілля Дніпровського басейну / О.П. Агулов // Геол. журн. ІГН АН УРСР. – 1962. – т. XXII, вип. 4. – С. 37–43.
2. Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (з елементами літофацій). Масштаб 1:250 000 / [Айзенберг Д.Е., Баранова Н.М., Веклич М.В. та ін.; заг. керівник Бондарчук В.Г.]. – К. : АН УРСР, 1960. – 78 с.
3. Атлас «Геологія і корисні копалини України». Масштаб 1:5 000 000 / Л.С. Галецький, Н.М. Чернієнко, Ю.М. Брагін та ін. – НАН України, ТОВ УІЦПТ «Геос-XXI сторіччя». – К. : ДП «Такі Справи», 2001. – 168 с.
4. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Обломочные и глинистые породы. – М. : 1962. – ч. 1. – 517 с.
5. Бабынин А.К. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на золото на территории центральной и северо-западной частей Украинского щита за 1983-86 гг. [производственный отчет] / А.К. Бабынин. – Киев, 1986. – 233 с.
6. Баранова Н.М. Титановые и титано-циркониевые россыпи Украинской ССР / Н.М. Баранова. – К. : Академия наук УССР, 1967. – 849 с.
7. Барская Н.М. Отчет по общим поискам новых месторождений огнеупорных глин (вторичных каолинов) в Кировоградской области УССР. [производственный отчет] / Н.М. Барская, Т.Н. Колотенко. – Черкасы, 1986. – 181 с.
8. Басс Ю.Б. Геологический отчет о результатах поисков бокситов в центральной части Украинского щита. /Южно-Украинская экспедиция 1959-1966 гг. [производственный отчет] / Ю.Б. Басс, В.К. Рябчун. – Киев, 1966. – 297 с.

9. Бондарь И.И. Отчет о результатах поисковых работ на титан, проведенных в центральной части УЩ. [производственный отчет] / И.И. Бондарь. – Киев, 1969. – 74 с.
10. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости / Л.Н. Ботвинкина. – М. : Наука, 1965. – 258 с.
11. Брянский В.П. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории планшетов М-36-126-Б,Г. [производственный отчет] / В.П. Брянский. – Киев, 1972. – 160 с.
12. Брянский В.П. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-103-В (ю.п.), 114-Г, 115-А,В. [производственный отчет] / В.П. Брянский. – Киев, 1976. – 210 с.
13. Брянский В.П. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50000 территории листов М-36-102-А,В,Г и М-36-114-А,Б за 1976-80гг. [производственный отчет] / В.П. Брянский. – Черкассы, 1980. – 288 с.
14. Вадимов Н.Т. Итоги геолого-поисковых и разведочных работ на титановое сырье на территории УССР. / [производственный отчет] / Н.Т. Вадимов, А.Ф. Доброноженко. – Киев, 1962.
15. Веклич М.Ф., Кононов Ю.В. До характеристики алювіальних відкладів Новомиргородського масиву габрових порід / М.Ф. Веклич, Ю.В. Кононов // ДАН УРСР, 1956. – № 5. – С. 485–487.
16. Веклич М.Ф., Кононов Ю.В. Розсипи ільменіту в районі Корсунь-Новомиргородського плутону / М.Ф. Веклич, Ю.В. Кононов // ДАН УРСР, 1957. – № 2. – С. 169–171.
17. Веклич М.Ф. Этапы образования и вещественный состав россыпей Украины / М.Ф. Веклич, М.Г. Дядченко // Геология россыпей. – М. : Наука, 1965. – С. 219–227.
18. Веклич, М.Ф. Палеогеоморфологія області Українського щита (мезозой, кайнозой) / М.Ф.Веклич. – К. : Наук. думка, 1966. – 120 с.

19. Верховодов П.Н. Доразведка вторичних каолінов Северного участка розробляваного Мурзинського местородження в Звенигородському р-не Черкаської обл. УРСР, 1977-1988 гг. [промисловий звіт] / П.Н. Верховодов. – Часов-Яр, 1988. – 180 с.

20. Ветров В.А. Звіт по загальним пошукам для оцінки перспектив россыпної золотистості нижнемелових пісків Канев-Звенигородської депресії за 1977-1980 гг. [промисловий звіт] / В.А. Ветров. – Черкаси, 1980. – 111 с.

21. Виноградов Г.Г. Геологічна карта південної і східної частин Побужського нікеленого району масштабу 1:50000 (звіт геологосъемочної партії №30 о геологічній зйомці листів М-35-144-Г, М-36-133-В, М-36-133-Г. 134-Б,В. L-36-2-А,Б. [промисловий звіт] / Г.Г. Виноградов. – Київ, 1969. – 218 с.

22. Виноградов Г.Г. Геологічна карта масштабу 1:50000 території листів М-36-122-Б,Г (звіт ГСП 30 за 1973-76гг). [промисловий звіт] / Г.Г. Виноградов. – Київ, 1976. – 224 с.

23. Войновський А.С. Складання прогнозних і металогенічних карт в масштабі 1:200 000 по Кіровоградському блоку за 1974-1977 гг. [промисловий звіт] / А.С. Войновський, Л.С. Кузьменко. – Київ, 1977. – 299 с.

24. Войновський А.С. Середньомасштабні і локальні прогнозування гіпергенних родовищ золота в корах вивітрювання Українського щита, 1994-1998рр. [виробничий звіт] / А.С. Войновський. – Київ, 1999. – 122 с.

25. Володин Д.Ф. Геологічна карта маш.1:50000 території листів М-36-98-А,Б,В,Г і М-36-99-А,В (звіт геологосъемочної партії №12 Южно-Української геологічної експедиції за 1960-62гг). [промисловий звіт] / Д.Ф. Володин, А.О. Савельєва. – Київ, 1963. – 240 с.

26. Воронова М.А. Палеофлористические реконструкции областей бокситообразования на территории УССР. Палинологические исследования осадочных отложений Украины и смежных районов. / – К. : Наук. думка, 1976. – С. 40–45.
27. Воронова М.А. К стратиграфии нижнемеловой толщи с бокситопоявлением на Украинском щите и в Причерноморской впадине. / М.А. Воронова, С.Я. Егорова. – Геол. журн. – 1973. – №5. – С. 112–117.
28. Выржиковский Р.Р. К геологии южной части Каневского уезда. – К., 1916. – 11 с.
29. Виходцев М.К. Оцінка перспектив титано-цирконієвих розсіпів північно-східного схилу Українського щита (на території діяльності ПДРГП «Північгеологія»). [виробничий звіт] / М.К. Виходцев. – Київ, 2009. – 259 с.
30. Галій С.А. Генетичні особливості золоторудної мінералізації центральної частини Українського щита / С.А. Галій, Н.К. Шерінбеков // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. – 1993. – №46. – Вип. 1. – С. 39–50.
31. Геворкьян В.Х. Литология и минералого- геохимические особенности нижнемеловых отложений юга Украины / В.Х. Геворкьян. – К. : Наук. думка, 1981. – 276 с.
32. Гойжевский А.А. Составление структурной карты поверхности фундамента Украинского щита. Масштаба 1: 200000. [производственный отчет] / А.А. Гойжевский, О.Е. Шевченко. – Киев, 1974. – 116 с.
33. Гойжевский А.А. Древние долины Украинского щита / А.А. Гойжевский // Геоморфология. – 1978. – №2. – С. 18–25.
34. Гойжевский, А.А. Тектонические условия образования полезных ископаемых осадочного чехла Украинского щита / А.А. Гойжевский. – К. : Наук. думка, 1982. – 180 с.

35. Гойжевский, А.А. Циклы мезо-кайнозойского осадконакопления на Украинском щите / А.А. Гойжевский, О.Е. Шевченко // Геол. журн. – 1978. – Т. 38. – №6 (183). – С. 1–9.

36. Гойжевский, А.А. Рельеф поверхности фундамента Украинского щита [Текст] / А.А. Гойжевский. – К. : Геол. журн. – 1977. – Т. 37, – вып. 2.(173) – С. 99–107.

37. Грабовский В.К. Отчет о геологоразведочных работах на Новомиргородском бурогольном месторождении в 1961-1962 гг. (Кировоградская обл.) [производственный отчет] / В.К. Грабовский. – Киев, 1962. – 114 с.

38. Грабовский В.К. Отчет геологоразведочных работах, выполненных в 1961-1966 гг. на Новомиргородском месторождении бурого угля в Кировоградской области. [производственный отчет] / В.К. Грабовский. – Киев, 1966. – 119 с.

39. Гребенніков С.Є. Моделювання будови осадових басейнів в середовищі ArcView / С. Є. Гребенніков, О. П. Лобасов // Мінеральні ресурси України. – 2003. – № 4. – С. 25–31.

40. Гурський Д.С. Металічні і неметалічні корисні копалини України / Д.С. Гурський, К.Ю. Єсипчук, В.І. Калінін та ін. – К.-Л. : Неметалічні корисні копалини. Том. 2. – 2006. – 552 с.

41. Гурский Д.С. Металлические и неметаллическиеполезные ископаемые Украины / Д.С. Гурский, К.Е. Есипчук, В.И. Калинин и др. – К.-Л. : Металлические полезные ископаемые, Том. 1. – 2005. – 785 с.

42. Добрый А.Г. Отчет по крупномасштабному глубинному геологическому картированию на южном продолжении Кировоградской и Звенигородско-Анновской зон разломов в пределах листов L-36-16-Г, L-36-17-В,Г в масштабе 1:50000. 1976-1979 гг. [производственный отчет] / А.Г. Добрый, И.Н. Мокряк. – Одесса, 1980. – 320 с.

43. Додатко А.Д. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита / А.Д. Додатко, Д.П. Хорошева, В.Т. Погребной // Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. – К. : Наук. думка, 1975. – С. 35–81.

44. Древние и погребенные россыпи СССР : в 2 т. / [под ред. Н.П. Семенов, В.С. Трофимова] // Сб. IV Всесоюзного совещания по геологии россыпей, 22-25 мая 1973 г. – К., 1977. – 201 с.

45. Душенко І.С. Звіт про результати детальної розвідки Бірзулівського розсипного родовища ільменіту в Кіровоградській області Новомиргородського району (заключний). [виробничий звіт] / І.С. Душенко. – Дніпропетровськ, 2007. – 183 с.

46. Дядченко М.Г. Монацитовые россыпи Приднепровья и Побужья / М.Г. Дядченко. – К. : Издательство АН УССР, 1961. – 271 с.

47. Дядченко М. Г. Особливості речовинного складу розсипищ України / М.Г. Дядченко. – К. : Наукова думка, 1965. – 225 с.

48. Дядченко М.Г. Минералогия и условия образования россыпей Украины (Книга 3 - ильменитоносность и золотоносность осадочных пород центральной части Украинского кристаллического щита, титано-циркониевые россыпи Днепровско-Донецкой впадины). [производственный отчет] / М.Г. Дядченко, С.Н. Цымбал, Ю.А. Полканов, К.М. Заруцкий, И.С. Романов. – Киев. 1974. – 106 с.

49. Заболотня Р.І. Пошуки та пошуково-ревізійні роботи на перспективних проявах території діяльності ДП «Центрукргеологія». [виробничий звіт] / Р.І. Заболотня. – Черкаси, 2013. – 188 с.

50. Зайцев А.А. Промежуточный отчет о геологической съёмке масштаба 1:50000 территории листов L-36-7-B(в.п.),Г(з.п.); L-36-19-A(в.п.),Б. [производственный отчет] / А.А. Зайцев, М.А. Самарин. – Киев, 1956. – 99 с.

51. Заруцький К.М. До мінералогічного складу буцацьких відкладів середнього Придніпров'я / К.М. Заруцький. – ДАН УРСР, 1965. – № 11. – С. 1510–1513.
52. Заруцький К.М., Рябчун В.К. Ранньокрейдові долини на Корсунь-Новомиргородському плутоні / К.М. Заруцький, В.К. Рябчун // ДАН УРСР. – К. : Наук. думка, 1967. – Б. – №6. – С. 485–487.
53. Заруцкий К.М. История развития доантропогенного рельефа и условия формирования погребенных россыпей Правобережья Приднепровья (район Корсунь-Новомиргородского плутона и Ингуло-Ингулецкого водораздела) : Дис. канд. геол.-мин. наук. Киев, 1967. – 251 с.
54. Заруцький К.М. Про зв'язок золотоносності осадового покриву з докембрійським фундаментом Українського щита (на прикладі Верхівцевського району) / К.М. Заруцький, В.О. Стульчиков, Е.В. Веденєєв // ДАН УРСР. – К. : Наук. думка, 1975. – Б. – №7. – С. 585–588.
55. Заруцкий К.М. О находке золота в аллювии погребенных раннемеловых долин центральной части Украинского щита / К.М. Заруцкий, Ю.И. Ветров, И.Ф. Злобенко та ін. // Геол. журн. – 1980. – Т. 40. – № 3. – С. 149–151.
56. Заруцкий К.М. Находка золота в аллювий погребенных раннепалеогеновых речных долин центральной части Украинского щита / К.М. Заруцкий, Ю.И. Ветров, И.Ф. Злобенко и др. // Геол. журн. – 1981. – 41. – вып.5. – С. 155–156.
57. Заруцкий К.М. Золото в мезо-кайнозойском осадочном покрове и коре выветривания докембрійских пород центральной части Украинского щита / К.М. Заруцкий // Геохимия и рудообразование. – 1989. – №12. – С. 89–92.
58. Злобенко И.Ф. Отчет Южно-Украинской геологической экспедиции о результатах поисковых работ на титано-цирконовые руды,

проведенных в 1959-1960 гг. [производственный отчет] / И.Ф. Злобенко. – Киев, 1961. – 82 с.

59. Злобенко В.Г. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-112-А,Б,В,Г. [производственный отчет] / И.Ф. Злобенко. – Киев, 1963. – 313 с.

60. Злобенко В.Г. Геологическая карта масштаба 1:50000 (Центральная часть УЩ). Листы М-36-113-А (ю.п.), В. М-36-124-А,Б. М-36-125-А.(Отчет геологосъемочной партии №13 Южно-Украинской геологической экспедиции за 1962-1966 гг.). [производственный отчет] / В.Г. Злобенко, В.П. Брянский. – Киев, 1966. – 296 с.

61. Ильичева, И.П. Условия формирования литофациальных комплексов нижнего мела юного склона Украинского щита: дис. канд. геол.-минерал. наук: 04.00.21 / И.П. Ильичева. – Киев. 1992. – 210 с.

62. Калашник А.А. Геолого-структурные особенности экзогенно-инфильтрационных месторождений урана в Ингуло-Ингулецком рудном районе Украинского щита / А.А. Калашник. – Науковий вісник НГУ, 2013. – № 3. – С. 11–18.

63. Каляев Г.И. Структура Кировоградского блока / Г.И. Каляев, А.Н. Комаров // Допов. АН УРСР, 1969. – № 5. – С. 393–398.

64. Карпов Г.М. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-111-А,Б,В,Г; М-36-123-А,Б. [производственный отчет] / Г.М. Карпов. – Киев, 1963. – 275 с.

65. Карпов Г.М. Отчет геологосъемочной партии №11 и гидрогеологической партии Южно-Украинской геологической экспедиции за 1965-1967 г.г. Комплексная геологическая карта масштаба 1:50000. Центральная часть Украинского щита, листы М-36-125-Г и М-36-126-В. [производственный отчет] / Г.М. Карпов. – Киев, 1968. – 267 с.

66. Карпов Г.М. Отчет о результатах работ по изучению глубинного строения Завадовского участка и металлогеническим исследованиям в северной части Кировоградского блока (листы М-36-101-В,Г. М-36-113-А,Б). [производственный отчет] / Г.М. Карпов. – Киев, 1974. – 155 с.

67. Карпов Г.М. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-89-В, М-36-101-А,Б. (Отчет геологосъемочной партии II за 1974-78гг.). [производственный отчет] / Г.М. Карпов. – Киев, 1978. – 348 с.

68. Ключков В.М. Геологічна карта України, масштабу 1:50000. Західне обрамлення Корсунь-Новомиргородського плутона. Ватутінська група аркушів. М-36-99-А,В; М-36-111-А. [виробничий звіт] / В.М. Ключков. – Київ, 2010. – 63 с.

69. Ковальчук М.С. Літологія нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита та умови утворення в них розсипищ важких мінералів: дис. канд. геол.-мінерал. наук: 04.00.21 [Текст] / М.С. Ковальчук. – К.: 1993. – 230 с.

70. Ковальчук М.С. Бучакские аллювиальные отложения в пределах Клиновского участка / М.С. Ковальчук // Геол. журн. – 1993. – № 2. – С. 51–56.

71. Ковальчук М.С. Мінералогія самородного золота з нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита / М.С. Ковальчук // Геол. журн. – 1995. – № 3–4. – С. 41–45.

72. Ковальчук М.С. Незвичайний морфологічний тип золота з розсипу поблизу рудопрояву Клинці (Український щит) / М.С. Ковальчук, В.М. Квасниця // Геол. журн. – 1996. – № 1–2. – С. 169–173.

73. Ковальчук М.С. Особливості міграції золота в еволюційно-генетичному ряду залишкових кір вивітрювання і золотоносних розсипів / М.С. Ковальчук. – Геол. журн. – № 2(296). 2001. – С. 94–102.

74. Ковальчук М.С. Мінералогія розсипного золота з нижньокрейдяного алювію центральної частини Українського щита / М.С.Ковальчук, Ю.В. Крошко // Записки Українського мінералогічного товариства. – К. : 2011. – Т. 8. – С. 130–132.

75. Ковальчук М.С. Літологія та золотоносність нижньокрейдових континентальних відкладів району Канівських дислокацій / М.С. Ковальчук, Л.А. Фігура, Ю.В. Крошко // Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій зб. наук. праць Інституту геологічних наук НАН України. – Київ, 2011. – Вип. 4. – С. 45–48.

76. Ковальчук М.С. Типоморфні особливості розсипного золота з нижньокрейдяного алювію центральної частини Українського щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Такий різний світ мінералогії: зб. матер. наук. конф. присвяченій 100-річчю з дня народження акад. Є.К. Лазаренка, 19-20 квітня 2012 р. – К., 2012. – С. 79–82.

77. Ковальчук М.С. Типоморфні особливості розсипного золота з бучацьких алювіальних відкладень Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області / М.С. Ковальчук, В.В. Сукач, Ю.В. Крошко // Такий різний світ мінералогії: зб. матер. наук. конф. присвяченій 100-річчю з дня народження акад. Є.К. Лазаренка, 19-20 квітня 2012 р. – К., 2012. – С. 83–88.

78. Ковальчук М.С. Фанерозойский палеоаллювиальный седиментогенез в пределах Украинского щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Мінерально-сировинні багатства України: шляхи оптимального використання: матер. V Всеукраїнської наук.-краєзнав. конф., 7 грудня 2012 р. – Володарськ-Волинський, 2012. – С. 19–22.

79. Ковальчук М.С. Литология и золотоносность мезозой-кайнозойских аллювиальных отложений центральной части Украинского щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко, В.В. Сукач // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической

истории: матер. VII Всероссийского литолог. сов., 28-31 октября, 2013 г. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. II. – С. 13–16.

80. Ковальчук М.С. Геохімічні аспекти нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Пошукова та екологічна геохімія, 2014. - № 1–2 (14–15). – С. 56–60.

81. Ковальчук М.С. Типоморфные особенности россыпного золота из нижнемеловых аллювиальных отложений района Каневских дислокаций / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения – 2014): матер. минералог. сем. с междунар. участ., 19-21 мая 2014 г. – Сыктывкар : ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. – С. 124–125.

82. Ковальчук М.С. Становлення і розвиток нижньокрейдових та середньопалеогенових річкових долин в межах центральної частини Українського щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Новітні проблеми геології: матер. міжн. наук.-практич. конф. до 100 річчя від дня народження В.П. Макридіна, 21-23 травня 2015 р. – Харків : Вид-во Іванченка І.С., 2015. – С. 155–157.

83. Ковальчук М.С. Структурно-літологічні моделі золотоносних кір вивітрювання Українського щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Новітні проблеми геології: матер. міжн. наук.-практич. конф. до 100 річчя від дня народження В.П. Макридіна, 21-23 травня 2015 р. – Харків : Вид-во Іванченка І.С., 2015. – С. 157–159.

84. Ковальчук М.С. Геолого-генетична модель еоценових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита і пов'язаних з ними корисних копалин. / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука

й виробництво: матер. міжн. геологічного форуму, 7-12 вересня 2015 р. – К. : УкрДГРІ, 2015. – Т.1. – С.142–146.

85. Ковальчук М.С. Апт-нижнеальбские и эоценовые речные долины центральной части Украинского щита. / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Modern Science – scientific journal – Praha. – Czech Republic, Nemoros, 2015 – №4. – С. 174 – 182.

86. Ковальчук М.С. Особливості розвитку, літологічної будови і корисні копалини апт-нижньоальбських та еоценових континентальних відкладів центральної частини Українського щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Харків, 2015. – ScienceRise. – №7/1(12). – С.13–18.

87. Ковальчук М.С. Золотоносность кор выветривания Украинского щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: матер. XV междунар. сов. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, 24-28 августа 2015 г. – Пермь, 2015. – С. 99–101.

88. Ковальчук М.С. Апт-нижньоальбські та еоценові річкові долини центральної частини Українського щита / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Вісник львівського ун-ту. Серія геологічна, 2015. – вип. 29. – С. 67–76.

89. Ковальчук М.С. Цифровая структурно-литологическая модель золотоносности коры выветривания месторождения золота Балка Широкая (Украина) /М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Екатеринбург, 2016. – Проблемы недропользования – вып. 1. – С. 19–26.

90. Ковальчук М.С. Золото, срібло та мідь у корі вивітрювання Юріївського родовища (Кіровоградський блок, Україна) / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко, О.Ю. Шестаков // Геологія і рудоносність України – Дніпропетровськ, 2016. – вип. 1. – Т 2. – С. 17–24.

91. Ковальчук М.С. Еволюційно-генетичний ряд ільменітоносних кір вивітрювання Українського щита та мезозойських продуктів їх розмиву і

перевідкладення / М.С. Ковальчук, Ю.В. Крошко // Новітні проблеми геології: матер. наук.-практич. конф. пам'яті В.П. Макридіна, 27-28 травня 2016 р. – Харків : Вид-во Іванченка І.С., 2016. – С. 64–65.

92. Колесников Р.М. Пошуково-ревізійні роботи на золото у східній частині Кіровоградського блоку УЩ у 1998-2006 рр. [виробничий звіт] / Р.М. Колесніков. – Черкаси, 2006. – 169 с.

93. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500000. Пояснювальна записка / [Войновський А.С., Бочай Л.В., Нечаєв С.В. та ін.] – К. : УкрДГРІ, 2003. – 336 с.

94. Концепция развития литологических исследований на современном уровне. [Електронний ресурс]. – Режим доступу : <http://www.lithology.ru/node/887>

95. Коря выветривания на территории Украины. Часть 1. (Отв. редактор В.Ю. Кондрачук). – К. : Наук. думка, 1971. – 262 с.

96. Коря выветривания на территории Украины. Часть 2. (Отв. редактор В.Ю. Кондрачук). – К. : Наук. думка, 1971. – 228 с.

97. Коря выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. – К : Наук. думка, 1975. – 238с.

98. Котельников Д.Д. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации / Д.Д. Котельников, Н.Н. Зинчук // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2001. – Т. 76. – № 1. – С. 45–53.

99. Крамских Е.П. Отчет о государственной геологической съемке масштаба 1:50000 УССР (Побужье) Листов L-36-3-Г, L-36-4-В,Г. L-36-16-Б, L-36-17-А,В. [производственный отчет] / Е.П. Крамских. – Одесса, 1974. –198 с.

100. Крамских Е.П. Отчет по геологической съемке маш.1:50000 территории УЩ (Южного Побужья) листов L-36-3-В. L-36-15-А. Геолого-

съёмочная партия №8, 1974-1977 гг. [производственный отчет] / Е.П. Крамских. – Одесса, 1978. – 301 с.

101. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. / Г.Ф. Крашенинников. – М. : Высшая школа, 1971. – 367 с.

102. Крошко Ю. В. Мінерально-сировинна база нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита / Ю.В. Крошко // Матер. четвертої Всеукраїнської наук.-краєзнавч. конф. «Мінерально-сировинні багатства України: шляхи оптимального використання, 9 грудня 2011р. – Володарськ Волинський, 2011. – С. 30–34.

103. Крошко Ю.В. Еволюція бучакських алювіальних розсипів важких мінералів в межах центральної частини Українського щита / Ю.В. Крошко // Хімічне та фізичне життя Землі: матер. міжнар. наук. конф. присвяченій 130-ю від дня народження акад. О.Е. Ферсмана, 5-7 червня 2013 р. – Берегове, Крим, 2013. – С. 78–80.

104. Крошко Ю.В. Становлення і розвиток нижньокрейдових та середньоеоценових річкових долин в межах центральної частини Українського щита / Ю.В. Крошко, М.С. Ковальчук, В.В. Сукач // Матер. V-тої Всеукраїнської наук. конф. молодих вчених, присвяченої 95-річчю Національної академії наук України. – К, 2013. – С. 44–45.

105. Крошко Ю.В. Роль тектоніки у становленні та розвитку нижньокрейдових річкових палеодолин та пов'язаних з ними корисних копалин у межах центральної частини Українського щита / Ю.В. Крошко // Тектоніка і стратиграфія. – 2013. – №40. – С. 64–68.

106. Крошко Ю.В. Геолого-генетична модель нижньокрейдових континентальних відкладів центральної частини Українського щита і пов'язаних з ними корисних копалин / Ю.В. Крошко // Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука і виробництво: матер. міжнар.

геологічного форуму, 7–13 вересня 2014 р. – К. : УкрДГРІ, 2014. – Т.2. – С. 174–177.

107. Крошко Ю.В. Геохімія золота в нижньокрейдових континентальних відкладах північного схилу Центральної частини Українського щита / Ю.В. Крошко, М.С. Ковальчук // Актуальні проблеми пошукової та екологічної геохімії: зб. тез міжнар. наук. конф., 1-2 липня 2014 р. – К. : Інтерсервіс, 2014. – С. 142–143.

108. Крошко Ю.В. Модель становлення и развития нижнемеловых речных долин в пределах центральной части Украинского щита / Ю.В. Крошко // Виртуальные и реальные литологические модели: матер. Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии, 23-24 октября 2014 г. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. – С. 80–82.

109. Крошко Ю.В. Особливості розвитку, геологічної будови і корисні копалини еоценових континентальних відкладів центральної частини Українського щита / Ю.В. Крошко, М.С. Ковальчук // Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи: матер. міжн. наук. конф., 2-4 вересня 2015 р. – К., 2015. – С. 80–84.

110. Крошко Ю.В. Литология и золотоносность эоценовых палеоаллювиальных отложений центральной части Украинского щита / Ю.В. Крошко, М.С. Ковальчук // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: матер. XV междунар. сов. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, 24-28 августа 2015 г. – Пермь, 2015. – С. 121–122.

111. Крошко Ю.В. Полезные ископаемые апт-нижнеальбских и эоценовых речных палеодолин центральной части Украинского щита / Ю.В. Крошко, М.С. Ковальчук // Сучасні напрямки геологічних досліджень в

Україні: зб. матер. молодіжної наук. конф., 25-26 листопада 2015 р. – К., 2015. – С. 26–27.

112. Крошко Ю.В. Геолого-генетична модель нижньокрейдових континентальних відкладів центральної частини Українського щита. / Ю.В. Крошко // Первый независимый научный вестник. – К., 2015. – №1. – ч. 2. – С.49–52.

113. Крошко Ю.В. Цифрова структурно-літологічна модель Бірзулівського розсипу ільменіту (Середнє Придніпров'я). / Ю.В. Крошко // Первый независимый научный вестник. – К., 2016. – №5. – ч. 2. – С.4–7.

114. Крошко Ю.В. Цифрові структурно-літологічні моделі нижньокрейдових континентальних розсипів ільменіту верхньої палеотечії Лебедин-Балакліївської палеодолини (центральна частина Українського щита). / Ю.В. Крошко // Геоінформатика, 2016. – вип. 3(59). – С. 49–57.

115. Крошко Ю.В. Ільменітоносність еоценових континентальних утворень у межах Новомиргородського розсипу / Ю.В. Крошко // Матер. десятих наук. читань ім. акад. Євгена Лазаренка, 9-11 вересня 2016 р. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – С. 53–55.

116. Крошко Ю.В. Ільменітоносність кори звітрювання та продуктів її розмивання в межах верхньої палеотерії Лебедин-Балакліївської палеодолини (центральна частина Українського щита) / Ю.В. Крошко // Матер. десятих наук. читань ім. акад. Євгена Лазаренка, 9-11 вересня 2016 р. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – С. 55–57.

117. Крошко Ю. Цифрові структурно-літологічні моделі апт-нижньоальбських і середньоеоценових континентальних розсипів ільменіту в межах Корсунь-Новомиргород-ського плутону / Ю. Крошко // Мінерал. зб. – 2016. – № 66, вип. 1. – С. 30–39.

118. Кузнецов В.А. Геохимия аллювиального литогенеза / В.А. Кузнецов. – Минск. : Наука и техника, 1973. – 208 с.

119. Кулиш Е.А. Вещественно-генетические типы гипергенных концентратов золота и их перспективы в Украине / Е.А. Кулиш, И.Л. Комов, Н.И. Лебедь // Проблемы золотоносности недр Украины. – К., 1997. – С. 245–276.
120. Кулиш Е.А. Геохимия и металлогения золота в зонах гипергенеза / Е.А. Кулиш // Проблемы золотоносности недр Украины. – К., 1997. – С. 234–245.
121. Лаверов Н.П. Цифровое структурно-литологическое моделирование месторождений тяжелых минералов / Н.П. Лаверов, П.Ф.Гожик, Д.П. Хрущев [и др.]. – К.–М. : Интерсервис, 2014. – 242 с.
122. Левченко М.М. Детальна геолого-економічна оцінка Бірзулівського розсипного родовища ільменіту в Кіровоградській області. [виробничий звіт] / М.М. Левченко. – Київ, 2012. – 166 с.
123. Лепигов Г.Д. Составление геологпрогнозных карт северо-западной и центральной частей УЩ маш-ба 1:200000 на титан, апатиты, сульфидное оруденение, золото, апатиты. [производственный отчет] / Г.Д. Лепигов. – Киев, 1982. – 222 с.
124. Лепигов Г.Д. Оценка перспектив рудоносности северо-западной и центральной части УЩ на вольфрам, молибден, благородные металлы. [производственный отчет] / Г.Д. Лепигов. – Киев, 1987. – 144 с.
125. Лепигов Г.Д. Дослідження рудоносності кори вивітрювання кристалічних порід Українського щита. [производственный отчет] / Г.Д. Лепигов. – Киев, 2002. – 204 с.
126. Литолого-фациальные, палеогеографические карты и карты закономерностей размещения полезных ископаемых территории Украины. – Киев: Госгеолслужба Украины, 2001. – 150 с.
127. Марченко П.Ф. Геологический отчет о результатах детальной разведки Новомиргородского бурогоугольного месторождения в

Кировоградской области УССР за 1977-1978 гг. [производственный отчет] / П.Ф. Марченко, Н.В. Ларкина. – Киев, 1978. – 202 с.

128. Марченко П.Ф. Поисковые и поисково-оценочные работы на бурый уголь в центральной части Днепробасса. [производственный отчет] / П.Ф. Марченко. – Киев, 1992. – 169 с.

129. Матвієнко Е.М. Стратиграфія та палеогеографічні умови утворення вугленосних відкладів палеогену Придніпровського району Українського щита. / Е.М. Матвієнко. – Геол. журн. ІГН АН УРСР, 1965. – т. XXV. – вип. 1. – С. 3–4.

130. Металічні і неметалічні корисні копалини України : у 2 т. / [Д.С. Гурський, К.Ю. Єсипчук, В.І. Калінін та ін.]. – К. – Львів : Центр Європи, 2005-2006. – Т. 1: Металічні корисні копалини. – 2005. – 785 с.

131. Методика разведки россыпей золота и платиноидов. / под ред. И.Б. Флерова, В.И. Куторгина. – М.: ЦНИГРИ, 1992. – 305 с.

132. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Принципы и методы оценки рудоносных геологических формаций / Б.М. Михайлов. – Л. : Недра, 1986. – 238 с.

133. Нагірний В.М. Палеогеографічні умови утворення кайнозойських буровугільних покладів України / В.М. Нагірний. – К. : Наук. думка, 1977. – 108 с.

134. Несмеянов С.А. Корреляция континентальных толщ / С.А. Несмеянов. – М. : Недра, 1977. – 198 с.

135. Никитина А.П. Смелянское месторождение бокситов речного типа / Генетические классификации и типы бокситовых месторождений СССР. – М. : Наука, 1974. – С. 120–128.

136. Нудельман Г.А. Отчет ГСП №7 Южно-Украинской ГЭ и геофизической партии №1021 КГКЭ за 1971-73гг. по теме: Геологическая

карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-136-А,Б. [производственный отчет] / Г.А. Нудельман. – Киев, 1973. – 275 с.

137. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм / Ю.П. Оровецкий .- Киев: Наук. Думка, 1990. – 169 с.

138. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М. : Научный мир. – 2004. – 526 с.

139. Осадченко Н.Л. Месторождение золота Балка Широкая на Украинском щите. [производственный отчет] / Н.Л. Осадченко. – Кировоград, 2001. – 386 с.

140. Панкратов И.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ингул. Отчет о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:200000 листов М-36-XXXIII, L-36-III (листы М-36-125-Б; 126; 137-В,Г;138;L-36-5;6-А,В;17-А;18). [производственный отчет] / И.Н. Панкратов. – Кировоград, 1995. – 391 с.

141. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций / Н.Г. Патык-Кара. – М. : ИГЕМ РАН, 2008. – 528 с.

142. Педанюк Г.І. Палеогеографія та еволюція ранньокрейдового осадконакопичення на території України // Збірник наукових праць УкрДГРІ., 2010. – № 3–4. – С. 89–104.

143. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд. 3-е / А.И. Перельман. – М., 1968. – 331 с.

144. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза / А.И. Перельман. – М., 1972. – 288 с.

145. Петров Н.Н. Урановые месторождения Казахстана (экзогенные) / Н.Н. Петров, В.Г. Языков, Х.Б. Аубакиров, В.Н. Плеханов, А.Ф. Вершков, В.Ф. Лухтин. – Аламаты, Гылым, 1995. – 264 с.

146. Погребной В.Т. Прогноз комплексной рудоносности кор выветривания Побужского рудного района и сопредельных территорий. [производственный отчет] / В.Т. Погребной. – Днепропетровск, 1993. – 201 с.

147. Погрібний В.Т. Створення комп'ютерної бази геоданих з комплексних досліджень речовинного складу та зональної будови опорних розрізів кори вивітрювання Українського щита. [виробничий звіт] / В.Т. Погрібний. – ДВ УкрДГРІ Дніпропетровськ, 2005. – 191 с.

148. Поддубный Н.Ф. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-99-Б,Г. М-36-100-В. [производственный отчет] / Н.Ф. Поддубный. – Киев, 1962. – 208 с.

149. Поддубный Н.Ф. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории планшетов М-36-125-В, М-36-137-А,Б. (Кировоградская область) [производственный отчет] / Н.Ф. Поддубный. – Киев, 1970. – 187 с.

150. Поддубный Н.Ф. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-88-А,Б,В,Г. [производственный отчет] / Н.Ф. Поддубный. – Киев, 1978. – 377 с.

151. Попов В.И. Генетическое учение о геологических формациях / В.И. Попов, В.Ю. Запрометов. – М. : Недра, 1985. – 457 с.

152. Рожков И.С. Палеогеоморфологические исследования при поисках древних россыпей / И.С. Рожков // Проблемы палеогеоморфологии. – М. : Наука, 1970. – С.109–121.

153. Рябчун В.К. Геологическая карта масштаба 1:50000 листов М-36-100-А,Б,Г.(отче Смелянской геологической партии №13 Южно-Украинской геологической экспедиции за 1959-1961 гг). [производственный отчет] / В.К. Рябчун, Л.И. Рябчун. – Киев, 1962. – 319 с.

154. Рябчун В.К. Геологическая карта масштаба 1:50000 территории листов М-36-113-Г М-36-114-В. [производственный отчет] / В.К. Рябчун. – Киев, 1971. – 211 с.

155. Самарин М.А. Отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1:500000 планшетов L-36-7-В,Г; L-36-19-А,Б. Южно-Украинской экспедиции ГСП №10. [производственный отчет] / М.А. Самарин, Л.Г. Самарина. – Киев, 1960. – 225 с.

156. Семенюк Н.П. Палеогеоморфологічні критерії прогнозу розсипного золота в центральній частині Українського щита [Текст] / Н.П. Семенюк, К.М. Заруцкий // ДАН України. –1992. – № 1. – С. 84 – 86.

157. Сергеева Э.И. Теория литогенеза: Учеб. пособие. / Э.И. Сергеева – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2005. – 140 с.

158. Скоробагач В.И. Геологический отчет о результатах поисков ильменитовых россыпей в пределах южной части Лебедино-Балаклеевской депрессии на Бирзуловском и других участках Среднего Приднепровья, проведенных Южно-Украинской геологической экспедицией в 1971-1973 гг. [производственный отчет] / В.И. Скоробагач, В.Г. Кармазенко В.Г. – Киев, 1973. – 202 с.

159. Скоробач В.І. Аналіз та узагальнення матеріалів по бокситоносності відкладень чохла Українського щита в областях центральної України (Заключний). [виробничий звіт] / В.І. Скоробач. – с. Бірки, 2009. – 92 с.

160. Соболевская М.Ф. Составление карт прогноза по вторичным каолинам в районах действующих предприятий Черкасской и Кировоградской областей масштаба 1:200000 за 1989-1991 гг. [производственный отчет] / М.Ф. Соболевская. – Черкассы, 1991. – 120 с.

161. Соловицкий В.Н. Составление литолого-фациальных и палеогеографических карт территории УССР масштаб 1:1000 000 (Мезокайнозойский этап). [производственный отчет] / В.Н. Соловицкий. – Киев, 1989. – 335 с.

162. Стратиграфія УРСР. Т. 8. Крейда / Відп. ред. О.К. Каптаренко-Чорноусова. – К. : Наукова думка, 1971. – 320 с.
163. Стратиграфія УРСР. Т. 9. Палеоген / Відп. ред. В.Т. Сябряй. – К. : АН УРСР, 1963. – 319 с.
164. Стратиграфічний кодекс України [Текст] / Stratigraphic Code of Ukraine : затв. 11.09.2012 р. / Нац. стратигр. ком. України; [уклад.: П.Ф. Гожик та ін.; відп. ред. П.Ф. Гожик]. – 2-ге вид. – К. : [б. в.], 2012. – 66 с.
165. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. – Том 1. / Н.М. Страхов. изд. – Москва : Издательство АН СССР, 1960. – 122 с.
166. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. – Том 2. / Н.М. Страхов. – изд. Москва : Издательство АН СССР, 1960. – 574 с.
167. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М. : Госгеолтехиздат / Н.М. Страхов. – 1963. – 535 с.
168. Сукач В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Мокрая Сура (Листы М-36-142-Б-в,г) [производственный отчет] / В.В. Сукач. – Новомосковск, 2000. – 327 с.
169. Сухарева Л.М. Отчет о детальной разведке южного участка Мурзинского месторождения огнеупорных глин в Черкасской области. [производственный отчет] / Л.М. Сухарева. – Киев, 1965. – 219 с.
170. Тектонічна карта України (комплект карт і пояснювальна записка) масштабу 1:1000000 / голов. ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурський. – Київ : УкрДГРІ, 2007.
171. Ткаченко Е.А. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:50000 с общими поисками территории листов М-36-125-Г, М-36-137-Б, Г. Отчет геологосъемочного отряда №7 за 1991-1997 г.г. [производственный отчет] / Е.А. Ткаченко. – Черкассы, 1998. – 254 с.

172. Труцько Ф.В. Геологическая карта масштаба 1:50000, территории планшетов М-36-138-А,В,Г. [производственный отчет] / Ф.В. Труцько. – Киев, 1971. – 219 с.

173. Труцько Ф.В. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50000 на территории листов М-36-123-В,Г. М-36-124-В,Г за 1975-1981 гг. [производственный отчет] / Ф.В. Труцько. – Киев, 1981. – 277 с.

174. Файнер Ю.Б. О механизме переноса титано-циркониевых минералов водными потоками // Ю.Б. Файнер / Закономерности размещения полезных ископаемых. Россыпи. – М., 1966. – С. 246–247.

175. Федорцов В.А. Отчет геологического отряда №3 Криворожской ГРЕ 1969-1973 гг. О геологической съемке масштаба 1:50000. L-36-19-В,Г. [производственный отчет] / В.А. Федорцов. – Днепропетровск, 1973. – 180 с.

176. Федюшин С.Е. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50000 М-36-138-Б; М-36-139-А (ю.п.), Б (з.п.), В; L-36-6-Б,Г. [производственный отчет] / С.Е. Федюшин. – Кривой Рог, 1971. – 280 с.

177. Хрущев Д.П. Компьютерное отображение структуры, состава и состояния осадочных формаций / Д.П. Хрущев, М.С. Ковальчук, Е.А. Ремезова, Ю.В. Кирпач, А.П. Лобасов // Екологічна безпека: проблеми і шляхи вирішення : зб. наук. статей IV міжнар. наук.-практ. конф., 8-12 вересня 2008 р. – Харків, 2008. – Т. 1. – С. 139–144.

178. Хрущев Д.П. Структурно-литологические модели перспективных осадочных формаций / Д.П. Хрущев, А.П. Лобасов, М.В. Гейченко, М.С. Ковальчук, Е.А. Ремезова, Л.П. Босевская, Ю.В. Кирпач, А.В. Степанюк // Мінеральні ресурси України. – 2010. – № 4. – С. 39–44.

179. Хрущев Д.П. Целевые экспертные системы геологической направленности / Д.П. Хрущев, А.П. Лобасов, М.С. Ковальчук // Геол. журн. – 2012. – № 2. – С. 87–99.

180. Цымбал С.Н. Закономерности образования и вещественный состав титано-циркониевых россыпей Украины / С.Н. Цымбал // Минеральные месторождения : сб. XXV сессии междунар. геол. конгресса. – М. : Наука, 1976. – С. 196–212.

181. Цымбал С.Н. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины / С.Н. Цымбал, Ю.А. Полканов. – К. : Наук. думка, 1975. – 247 с.

182. Шварц Г.А. Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1:200000 южного склона УЩ в пределах центральной части листа L-36-1. [производственный отчет] / Г.А. Шварц. – Одесса, 1981. – 363 с.

183. Шевченко О.Е. Палеогеографическая обстановка на Украинском щите и его склонах в раннем мелу. Региональная палеогеография. / Тез. докл. Всесоюз.конф. по палеогеогр.основам рационального использования естественных ресурсов / О.Е. Шевченко, А.А. Гойжевский. Днепропетровск. – К. : Наук. Думка, 1977. – С. 43–46.

184. Шевченко О.Е. Закономерности мезозойского континентального рудообразования на территории Украинского щита и его склонов / О.Е. Шевченко // Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. – К. : Наук. думка, 1981. – С. 50–54.

185. Шестаков О.Ю. Золото та його елементи-супутники в корі вивітрювання родовищ золота Юріївське та Балка Широка: автореф. дис...канд. геол. наук : 04.00.21 / О.Ю. Шестаков; НАН України, Ін-т геол. наук. – К., 2012. – 21 с.

186. Шило Н.А. Учение о россыпях: теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей / Шило Н.А. – Владивосток : Дальнаука, 2002. – 576 с.

187. Щекіна Н.О. Флора бучацького віку на території України за даними спорово-пилковихдосліджень / Н.О. Щекіна // Ботанічний журнал. – 1953. – Т. X, №1. – С. 45–61.

188. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита / И.Б. Щербаков. – Львів : ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
189. Этингоф И.М. Отчет геологосъемочной партии №18 и гидрогеологической партии Южно-Украинской экспедиции о комплексной геолого-гидрогеологической съемке территории листа М-36-XXXIII (Кировоград) масштаба 1:200000. 1958-1960 гг. [производственный отчет] / И.М. Этингоф. – Киев, 1960. – 373 с.
190. Этингоф И.М. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:50000 планшетов М-36-125-Б и М-36-126-А /по работам геологосъемочной партии №41 и гидрогеологической партии Южно-Украинской геологической экспедиции за 1966-1969 гг. [производственный отчет] / И.М. Этингоф, В.К. Рябчун. – Киев, 1969. – 358 с.
191. Япаскерт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования / О.В. Япаскерт. – М. : Эслан. – 2008. – 356 с.
192. Яценко Г.М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита / Г.М. Яценко. – Львов : Вища школа, 1980. – 140 с.
193. Яценко Г.М. Золотоносність гранітоїдно-метатеригенного формаційного комплексу докембрію центральної частини Українського щита / Г.М. Яценко, О.К. Бабинін, М.О. Паршина, А.І. Росихіна // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1992. – Вип. 11. – С. 51–64.
194. Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР/ Н.А. Ясаманов. – М. : Недра, 1978. – 224 с.