

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
КАРПАТСЬКЕ ВІДДІЛЕННЯ
ІНСТИТУТУ ГЕОФІЗИКИ ІМ С.І.СУББОТІНА

На правах рукопису

УДК 550.838 (477.6)

Кудеравець Роман Степанович

**ОСОБЛИВОСТІ АНОМАЛЬНОГО МАГНІТНОГО ПОЛЯ
НАД РОДОВИЩАМИ ВУГЛЕВОДНІВ
(НА ПРИКЛАДІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ)**

04.00.22 – Геофізика

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник:
доктор фізико-математичних наук,
професор
Максимчук Валентин Юхимович



Львів – 2009

d 338

З М І С Т

	Ст.
ВСТУП.....	5
1. НАУКОВО-МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ЗАСТОСУВАННЯ МАГНІТОМЕТРІЇ ПРИ ПОШУКАХ РОДОВИЩ ВУГЛЕВОДНІВ	11
1.1. Основні напрямки використання геомагнітних даних при нафтопошукових роботах	13
1.2. Основні фактори впливу на тонку структуру локального аномального магнітного поля над родовищами нафти і газу	30
2. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНІЧНА БУДОВА ТА НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ	50
2.1. Особливості геологічної будови, нафтогазоносності і геофізичних полів Центральної частини ДДЗ	50
2.2. Геолого-тектонічна характеристика та нафтогазоносність району дослідження	62
3. ПОЩАРОВО-ЛАТЕРАЛЬНА МІНЛИВІСТЬ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА ОСОБЛИВОСТІ ЇХ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ В ЗОНАХ РОДОВИЩ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПЕРСПЕКТИВНИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ	72
3.1. Методика вимірювання магнітної сприйнятливості гірських порід та вивчення особливостей їх мінерального складу	72
3.2. Результати дослідження вертикальної мінливості магнітної сприйнятливості гірських порід на нафтогазоносних структурах Центральної частини ДДЗ	82
3.3. Результати дослідження латеральної мінливості магнітної сприйнятливості нижньокам'яновугільних відкладів у зонах родовищ вуглеводнів та перспективних структурах Центральної частини ДДЗ	97
4. ОСОБЛИВОСТІ ТОНКОЇ СТРУКТУРИ АНОМАЛЬНОГО МАГНІТНОГО ПОЛЯ У ЗОНАХ РОДОВИЩ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПЕРСПЕКТИВНИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ	107
4.1. Методика проведення високоточної наземної магнітної зйомки	107
4.2. Результати геомагнітних досліджень у зонах родовищ вуглеводнів Південної прибортової зони Центральної частини ДДЗ	110
4.3. Результати геомагнітних досліджень на родовищах вуглеводнів та перспективних структурах Північної прибортової зони Центральної частини ДДЗ	124
5. ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ЛОКАЛЬНИХ МАГНІТНИХ АНОМАЛІЙ НАД РОДОВИЩАМИ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПЕРСПЕКТИВНИМИ СТРУКТУРАМИ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ	146

5.1. Загальні особливості геомагнітних моделей нафтогазоносних структур	14
52. Магнітні моделі родовищ вуглеводнів Південної прибортової зони Центральної частини ДДЗ	15
53. Магнітні моделі родовищ вуглеводнів та перспективних структур Північної прибортової зони Центральної частини ДДЗ	15
ВИСНОВКИ	16
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	16
ДОДАТКИ	18
Додаток А. Літолого-стратиграфічні розрізи	184
Додаток Б. База даних вимірювання магнітної сприйнятливості керна матеріалу із окремих свердловин Південної і Північної прибортових зон Центральної частини ДДЗ	186
Додаток В. Діаграми розподілу магнітної сприйнятливості керна по свердловинах	210
Додаток Г. Номери відібраних взірців та їх магнітна сприйнятливість	221

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

- АМП – Аномальне магнітне поле
- БА – Барановичсько-Астраханський глибинний розлом
- БП – Базовий пункт
- ГДС – Геофізичне дослідження свердловин
- ВВ – Вуглеводні
- ВКМ – Воронезький кристалічний масив
- ВНМЗ – Високоточна наземна магнітна зйомка
- ДДА – Дніпровсько-Донецький авлакоген
- ДДР – Дніпровсько-Донецький рифтоген
- ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина
- ЕПНГ – Метод електрофізичного прогнозу нафтогазоносності
- ЛМГ – Літомагнітний горизонт
- МС – Магнітна сприйнятливість (χ)
- МФГ – Мікрофауністичний горизонт
- ПМ – Прип'ятсько-Маничський глибинний розлом
- РМА – Регіональна магнітна аномалія
- УЩ – Український щит

ВСТУП

Актуальність роботи. Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) є однією з найбільших нафтогазоносних провінцій на теренах Східної Європи. За усі роки проведення геологорозвідувальних робіт від середини ХХ ст у надрах ДДЗ відкрито понад 200 нафтових, газових і нафтогазоконденсатних родовищ. На сьогоднішній час цей регіон все ще залишається одним із пріоритетних для проведення нафтогазопошукових робіт. Основні перспективи ДДЗ пов'язуються із нафтогазоносними комплексами нижнього карбону, в яких зосереджено 68,5% нерозвіданих ресурсів. Однак скорочення фонду антиклінальних структур, розміщення покладів вуглеводнів (ВВ) на значних глибинах у складних геолого-геофізичних умовах суттєво ускладнює інтерпретацію основного методу нафтової геофізики – сейморозвідки.

У зв'язку із цим виникає об'єктивна необхідність у використанні високоінформативних, недорогих, мобільних, екологічно-чистих методів, які б оперативно доповнювали дані сейморозвідки при виявленні та підготовці структур до пошуково-розвідувального буріння.

У світовій практиці нафтогазопошукових робіт магніторозвідку почали застосовувати ще у 30-х роках минулого століття переважно для вивчення кристалічного фундаменту. Високий технічний рівень магніторозвідки на сучасному етапі, як свідчить світовий досвід, дає можливість значно розширити коло задач аж до „прямих” пошуків родовищ ВВ. Однак, через фрагментарність проведених зйомок, відсутність ефективних методик виявлення локальних малоамплітудних магнітних аномалій та їх інтерпретації, інформативність та ефективність магніторозвідки при прогнозуванні нафтогазоносності все ще залишається невисокою.

Таким чином, актуальною проблемою є дослідження особливостей тонкої структури аномального магнітного поля (АМП), розробки методичних прийомів його інтерпретації та підвищення інформативності магніторозвідки у комплексі геофізичних методів пошуків родовищ ВВ.

Зв'язок роботи з науковими програмами. Дисертація підготовлена автором у Карпатському відділенні Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України (КВ ІГФ) під час навчання в аспірантурі (відділ динаміки магнітного поля Землі) у 1999–2002 рр. та під час подальшої роботи в 2002–2008 рр., під час наукового стажування у Інституті геологічних наук Єнського університету ім.Ф.Шіллера (ІГН ЄУ) у Німеччині у 2003-2004 рр.

Здобувач брав участь у науково-дослідній роботі по бюджетних темах: „Розробка методики прогнозування родовищ нафти і газу на основі комплексних геомагнітних досліджень” – Б2/650-97, 0197U012771, 2000 р; „Дослідження магнітних властивостей гірських порід у зоні розташування покладів вуглеводнів” – Б10/1п, 2005 р., 0105U003156; „Прогнозування нафтогазоносності геологічних структур за геомагнітними даними” – БП10/4-06, 0106U000976, 2008 р. та договірних темах: „Розробка геомагнітної моделі Центральної частини Дніпровсько-Донецької западини для довивчення її глибинної будови та прогнозу нафтогазоносності” – Д 08/48, 0199U002712, 2001 р.; „Проведення магніторозвідувальних робіт на перспективних площах “Чернігів ДРГП” з метою прямих пошуків нафти і газу” – Д45/10, 0100U004601, 2001 р.; „Прогнозування нафтогазоносності осадових басейнів України на основі дослідження особливостей аномального магнітного поля”, 0101U003356, 2002 р.; „Дослідження магнітної сприйнятливості гірських порід перспективних нафтогазоносних ділянок бортів ДДЗ” – Д17/10, 0104U008750, 2004 р.

Мета і завдання досліджень. Метою дисертаційної роботи є встановлення особливостей локального АМП над нафтогазовими родовищами і перспективними структурами Центральної частини ДДЗ та його інтерпретація, оцінка пошукової інформативності геомагнітних даних у комплексі геофізичних методів пошуків нафти і газу. Для реалізації даної мети були визначені наступні завдання:

- вивчити закономірності вертикального та латерального розподілу магнітних характеристик осадових товщ у межах нафтогазоносних структур;

- з'ясувати особливості просторової структури локального АМП над нафтогазовими родовищами і перспективними структурами Центральної частини ДДЗ та фактори, що її визначають;
- побудувати геомагнітні моделі нафтогазових родовищ та перспективних структур;
- оцінити інформативність геомагнітних даних у комплексі геофізичних методів пошуків нафти і газу та можливостей їх застосування в умовах ДДЗ.

Об'єкт досліджень – родовища ВВ та перспективні геологічні структури Центральної частини ДДЗ.

Предмет досліджень – тонка структура локального АМП над нафтогазоносними та перспективними геологічними структурами Центральної частини ДДЗ.

Методи досліджень. Використано результати магнітометричних зйомок виконаних КВ ІГФ у ДДЗ на Селюхівському, Прирічному, Південно-Берестівському родовищах ВВ, Вовківцівській та Юхтинській перспективних структурах, експериментальних вимірів магнітної сприйнятливості (МС) кернавого матеріалу із свердловин у межах та поза межами об'єктів досліджень, вимірів природньої залишкової намагніченості і напрямку намагніченості, рентгеноструктурного та рентгенфлюорисцентного аналізів відібраних зразків порід.

Інтерпретацію результатів проведено із використанням сучасних методів математичної і статистичної обробки даних та моделювання аномального магнітного поля. Отримані дані були співставлені із результатами геофізичних досліджень у ДДЗ, опублікованими геолого-тектонічними картами, результатами попередніх досліджень, викладених у монографіях, статтях і науково-дослідних звітах.

Наукова новизна одержаних результатів:

- вперше досліджено закономірності вертикального та латерального розподілу МС теригенно-карбонатних товщ нижнього карбону у межах

Південної та Північної прибортових зон Центральної частини ДДЗ та виділено опорні літомагнітні горизонти, які мають індикаторне значення;

- вперше встановлено відмінності у статистичних характеристиках МС гірських порід у зонах родовищ ВВ та за його межами:

- вперше у межах родовищ ВВ та перспективних структур Центральної частини ДДЗ детально вивчено особливості тонкої структури АМП та встановлено його специфічні морфологічні та амплітудно-частотні характеристики;

- побудовано геомагнітні моделі родовищ і перспективних структур у межах Центральної частини ДДЗ та оцінено вклад у спостережуване АМП різних магнітоактивних джерел;

- виявлено ознаки генетичного зв'язку локального АМП над родовищами ВВ та перспективними структурами із нафтогазоносністю у нижньокам'яновугільному комплексі у межах Південної та Північної прибортових зон Центральної частини ДДЗ.

Практичне значення одержаних результатів. Одержані результати використано для комплексної оцінки перспектив нафтогазоносності Селюхівської, Прирічної, Хортицької ділянок Південної прибортової зони ДДЗ, Вовківцівської, Юхтинської і Південно-Берестівської площ Північної прибортової зони ДДЗ. Вони підтверджені результатами буріння свердловин: Селюхівська-5, Юхтинська-1, Південно-Берестівська-3. Запропоновані методичні прийоми польових і лабораторних досліджень можуть бути використані при проведенні нафтогазопошукових робіт та прогнозуванні геологічного розрізу ДДЗ.

Особистий внесок здобувача. Особисто здобувачем були виконані вимірювання МС керну, приймав активну участь у геомагнітних спостереженнях на нафтогазоносних структурах, здійснено відбір, опис та підготовку до мінералогічних аналізів зразків гірських порід, виконано обробку, статистичний аналіз та інтерпретацію отриманих експериментальних даних.

Апробація результатів дисертації. Результати роботи доповідались на науковій конференції „Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи” (Львів, 2000), науковій конференції молодих вчених “Наука про Землю–2001” (Львів, 2001); на II міжнародній конференції „Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів і екологічного стану середовища”, (Київ, 2001); на конференції молодих вчених і спеціалістів ЛьУкрДГРІ, (Львів, 2005); на науковій конференції “Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі XXI століття”, Львів, 2005); на VI міжнародній конференції “Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти”, (Київ, 2007); на наукових конференціях „Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища” (Львів, 2005), „Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища” (Львів, 2008); на міжнародній науково-технічній конференції молодих учених „Техніка і прогресивні технології в нафтогазовій інженерії”, (Івано-Франківськ, 2008); на засіданні Відділення Наук про Землю НАН України, (Київ, 2007); на наукових семінарах відділу динаміки магнітного поля Землі КВ ІГФ та відділу седиментології ІГН ЄУ, на засіданнях геофізичної секції Наукового товариства ім.Т.Г.Шевченка.

Публікації. Результати дисертаційної роботи в достатній мірі відображені у наукових статтях. Здобувачу належить 16 опублікованих праць за темою дисертації, у тому числі 6 статей у наукових виданнях, (у т.ч. 4 статті у журналах рекомендованих ВАК України), 1 стаття на електронному носії, 9 – тези доповідей на наукових конференціях.

Обсяг і структура роботи. Дисертація складається із вступу, 5 розділів, висновків і містить 221 сторінки загального обсягу, в складі якого 66 рисунків, 11 таблиць та 4 додатки. Список використаних джерел включає 126 найменувань.

Автор щиро вдячний науковому керівнику доктору фізико-математичних наук, професору, зав.відділу динаміки магнітного поля Землі КВ ІГФ В.Ю.Максимчуку за постійну підтримку, всебічне сприяння і

консультації під час підготовки дисертації. Окрему щиру подяку висловлюю кандидату фізико-математичних наук, ст.наук.співробітнику Ю.М.Городиському і кандидату технічних наук, ст.наук.співробітнику В.Г.Кузнєцовій за цінні поради і об'єктивні зауваження, які сприяли в написанні роботи, а також професору, зав.відділу седиментології ІГН ЄУ, Р.Гауппу за консультації і сприяння у проведенні мінералогічних аналізів. Автор висловлює глибоку подяку за допомогу під час проведення польових робіт співробітникам відділу динаміки магнітного поля Землі КВ ІГФ: молод.наук. співробітникам Т.А.Климкович, І.О.Чоботку, пр.інженерам І.Ф.Доценку, В.Р.Тимощуку, Є.Ф.Накалову, ін.І.кат.І.Г.Кривій. Висловлюю також щиру подяку за надання до опрацювання фондів геолого-геофізичних матеріалів працівникам дочірнього підприємства Національної акціонерної компанії „Надра України” „Чернігівнафтогазгеологія”. За проведення рентгендіфрактометричних аналізів висловлюю подяку пр.інженеру Інституту геології та геохімії горючих копалин НАН України Л.Й.Скульській.

РОЗДІЛ 1

НАУКОВО-МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ЗАСТОСУВАННЯ МАГНІТОМЕТРІЇ ПРИ ПОШУКАХ РОДОВИЩ ВУГЛЕВОДНІВ

Для розробки ефективної методики проведення магнітометрії у нафтогазоносних районах, а також пошукових ознак нафтогазаності за геомагнітними даними необхідним є чітке уявлення про задачі, для яких використовують сучасну магніторозвідку та основні теоретичні засади, якими вона оперує при їх розв'язку. Даний розділ присвячений аналізу результатів наземних і аеромагнітних зйомок, які виконувались в різних нафтогазоносних регіонах світу з метою оцінки нафтогазоносності осадових басейнів.

Використання магніторозвідки у світовій практиці геофізичних робіт для прогнозування нафтогазоносності осадових басейнів відоме ще в 20-40 рр. минулого століття [1, 2]. На цьому етапі основним методологічним принципом пошуків ВВ за допомогою магніторозвідки був взаємозв'язок петрографічної неоднорідності і внутрішньої будови фундаменту із успадкованими структурами в осадовому поверсі (вали, моноклінальні схили, депресії тощо). Самі ж осадові комплекси нафтогазоносних басейнів зазвичай вважались немагнітними. Тому сприятливими для використання магнітометрії були регіони, де глибина до поверхні фундаменту була незначною. Магнітна зйомка проводилась на окремих профілях і комплексувалась із гравірозвідкою.

В 50-х рр. широко застосовано при нафтопошукових роботах площівне аеромагнітне знімання дрібного і середнього масштабу (1:1000 000, 1:200 000). Точність зйомки була невелика ($\pm 10-15$ нТл). Побудовано магнітні карти із січенням через 50-100 нТл. Задачі, які тоді ставились перед магніторозвідкою, в основному, обмежувались оцінкою глибини фундаменту, вивчення його рельєфу і структурно-речовинної неоднорідності, виділенням тектонічних порушень і їх ролі в його блоковій структурі [1, 2].

З появою високочутливих квантових і протонних магнітометрів в наземному і аероваріантах (М-33, МСС-1, ММА-301, ММП-203, КАМ-28, ММ-305, ЯМП-3) із кінця 60-х років намічається новий етап застосування магнітометрії при пошуках вуглеводнів. При точності зйомки ($\pm 0,5-2$ нТл) осадові породи розглядаються як магнітні комплекси. Відображення у магнітному полі пологих антиклінальних структур, пасток неантиклінального типу, рифових споруд, розривних порушень тощо виступали основними задачами, які могла вирішувати вже високоточна магніторозвідка [3-9].

Багаточисленні вимірювання виконані в різних районах показали, що нафтогазоносні відклади неоднорідні за вмістом феромагнітних мінералів. При проведенні аеромагнітних зйомок крупніших масштабів (1:50 000, 1:25 000) в різних нафтогазоносних районах появилось біля третини нових аномалій, які не фіксувались раніше. Крім цього такі аномалії при збільшенні точності зйомки виявились складної морфологічної будови та ускладненими аномаліями вищого порядку.

Аналіз отриманих даних показав, що джерела аномалій нерідко відносяться до верхніх зон фундаменту і осадового чохла. Цікавим був також факт приурочення самих родовищ нафти і газу до локального пониження магнітного поля. Детальний аналіз магнітних властивостей порід, які перекривають поклад на багатьох геологічних структурах продемонстрував їх неоднорідний характер. Таким чином, в кінці 70-х на початку 80-х рр., виділився третій етап у розвитку магнітометрії, коли її почали застосовувати вже для безпосередніх пошуків родовищ нафти та газу. Сучасна апаратура із цифровою реєстрацією інформації та використання якісного програмного забезпечення дозволяє вивчати тонку структуру аномального магнітного поля, виявляти в ньому складові, які обумовлені не лише первинним складом гірських порід, але і їх епігенетичними змінами метасоматичної природи [10-16].

1.1. Основні напрямки використання геомагнітних даних при нафтопошукових роботах

Питання використання геомагнітних даних при нафтопошукових роботах досить детально висвітлено у світових і вітчизняних літературних джерелах. Завдяки тривалим теоретико-експериментальним дослідженням таких вчених як, В.М.Березкин, М.А.Киричек., А.А.Кунарев, В.В.Бродовой, В.В.Васянин, В.А.Безукладнов, В.В.Орлов В.Г.Мавричев, Д.А.Саар, Б.П.Травников, С.И.Козеев, А.А.Петрова, Г.М.Таруц, В.И.Попков, Ш.М.Сейфулин, Калинин М.И, К.Е.Веселов, А.А.Любимов, Ю.П.Горячев, Л.А. Гершанок., Р.А.Дягилев, М.А.Каршенбаум, В.Д.Харитонов, А.А.Гарбуза, О.Ю.Лукин, А.В.Тесленко, Т.С.Нечаева, Р.С.Сейфулин, Н.Є. Портнягин, В.Г.Кузнецова, В.Ю.Максимчук, М.І.Орлюк, А.Т.Сухорада, Т.Donovan, С.Wilson, D.Saunders, R.Burson, V.J.S. Grauch, S.Gay, R.Fooote, H.Machel, E.Burton, R.Elmore, M.Goldhaber, R.Reynolds, N.Fishman, F.van der Meer, W.Hawley, W.Jenny, M.Aldana, V.Costanzo-Alvarez, L.Qingsheng, Y.Zhang, G.Lebanc, W.Morris, L.LeSchack та багатьох інших було продемонстровано високу інформативність і ефективність магнітометрії при прогнозуванні нафтогазоносності. На сучасному етапі геологічні задачі, для вирішення яких використовують магнітометрію, базуються на певних геолого-геофізичних передумовах, таких як:

1. Приналежність зон нафтогазонакопичення до певних структурно-тектонічних елементів кристалічного фундаменту і осадового чохла;
2. Наявність диференціації порід за літологічним складом, магнітними властивостями та морфологією геологічних структур або пасток в осадовому чохлі;
3. Вплив вуглеводневих флюїдів на магнітні властивості гірських порід над родовищами нафти та газу.

Із цього випливають три головних напрямки використання магнітометрії – картування фундаменту, виявлення локальних структур і безпосередній пошук родовищ вуглеводнів. Кожний із них можна розширити, виділивши такі задачі:

1. Картування поверхні кристалічного фундаменту, визначення глибини залягання, вивчення його структурно-речовинної неоднорідності, виділення і трасування зон тектонічних порушень, оцінки їх характеру і ролі у формуванні структури фундаменту, виділення успадкованих структур осадового покриву;
2. Виявлення в осадовому чохлах структур різного морфотектонічного типу (антиклінальні структури, пастки неантиклінального типу), картування структурних планів різних стратиграфічних горизонтів чохла;
3. Вивчення тонкої структури магнітного поля, як носія інформації від впливу ВВ на вміщуючі і перекриваючі поклад гірські породи

Розглянемо коротко на конкретних прикладах результати вирішення перерахованих задач в різних нафтогазоносних басейнах із акцентом на вид таких робіт в межах Дніпровсько-Донецької западини.

Рішення комплексу геологічних задач **першого напрямку** відбувалось на початкових етапах, коли магнітну зйомку використовували в аероваріанті масштабу 1:100 000 і 1:200 000. Тоді, наприклад, в колишньому СРСР були закартовані в магнітному полі майже усі нафтогазоносні провінції. Спираючись на ці результати і використовуючи дані буріння і сейсморозвідки, були уточнені границі осадових басейнів і різновікових блоків фундаменту, визначені попередні дані про потужність осадових відкладів, виділені локальні виступи поверхні фундаменту, з якими в низах осадового шару можуть бути пов'язані пастки ВВ структурного і неструктурного типів. За морфологією магнітного поля можна було трасувати тектонічні розломи у фундаменті, що розділяють його на окремі блоки. До окремих блоків фундаменту і розривних порушень часто

приурочені успадковані структури в осадовому чохлі, в яких локалізуються поклади нафти і газу. Виявлення розломів є важливою задачею аеромагніторозвідки, оскільки вони виступають важливим чинником формування покладів вуглеводнів [14, 16, 17, 18].

У ДДЗ накопичений певний досвід проведення аеромагнітних зйомок для вивчення глибинної будови фундаменту і трасування тектонічних порушень. Результати робіт дозволили зафіксувати глибинні розділи в земній корі і магнітоактивні тіла, виділити аномальну складову обумовлену впливом магнітних неоднорідностей осадового чохла, закартувати позитивні аномалії, які обумовлені впливом магнітоактивних порід, що входять до складу діапирових брекчій соляно-купольних структур, і негативні – над нафтогазовими покладами (за матеріалами Нечаєвої Т.С і ін., 1989).

Проводились також і наземні площівні магнітні зйомки. Так, з 1985 року по 1993 рік Дніпровське Державне геофізичне підприємство "Дніпрогеофізика" у ДДЗ на ряді відомих родовищ нафти і газу та на перспективних площах (Східно-Мурафінська, Західно-Скворцовська, Киянівська, Гуковсько-Люботинська, Виноградівсько-Дорошевська, Харківська, Волганська, Роганська та інші) проводило комплексні геофізичні дослідження, які склалися з площівної гравімагнітної зйомки масштабу 1:10 000, різних модифікацій електророзвідки, геохімії. Перевага цих робіт полягала у розробці технології досліджень, яка дала можливість одержати високоточні результати площівних зйомок, і спеціальної технології аналізу отриманих даних під назвою "інтегральна інтерпретація", з допомогою якої вдавалось позбутись високочастотних завад, виділити залишкові аномалії, пов'язані із локальними структурами (за матеріалами підприємства „Дніпрогеофізика”, 1990). Однак, отримані результати не були детально проінтерпретовані, не була дана об'єктивна оцінка ролі нафтогазоносності у формування залишкових магнітних аномалій.

Вирішення другого типу задач для виявлення локальних об'єктів в осадовому чохлі базується на неоднорідностях літологічного складу і

магнітних властивостей порід, особливостях геометрії геологічної структури або пастки ВВ (амплітуда, крутизна крил). Локальні магнітні аномалії з'являються у випадках, коли магнітні шари утворюють антиклінальні складки, перегини, флексури, змінюють свою потужність або виклинюються [6-8].

В багатьох районах, наприклад в Тімано-Печорській провінції, в межах Південно-Каспійської западини, нафтогазоносних районів Мангишлаку та Устюрту в розрізі осадового чохла над покладами ВВ виділяються потужні товщі порід із високими значеннями МС ($\chi=(65-500)\times 10^{-5}\text{Ci}$). Над родовищами пов'язаними із пологими антиклінальними складками у таких випадках спостерігаються магнітні аномалії, інтенсивність яких зменшується від склепіння структур до крил складки [1, 6].

Цей ефект також ілюструється результатами магнітометричних робіт китайських вчених у Січуанському басейні [18]. При глибині фундаменту 5-6 км в аномальному магнітному полі були виявлені високочастотні магнітні аномалії, деякі з яких відповідають відомим антикліналям, а інші пов'язані з відомими резервуарами нафти і газу. Типовим прикладом є область поблизу Шонгкінг (Chongqing) в басейні Січуань (Sichuan), де виявлено ряд антикліналей у мезозойських відкладах (рис.1.1). Вздовж осей цих антикліналей простягаються шари темно-червоної глини та глинистих сланців нижньотріасової формації. Шари досягають 300 м товщини та мають магнітну сприйнятливість $\chi=200-600\times 4\pi\times 10^{-6}\text{Ci}$. Антикліналям відповідають лінійні аномалії 10-30 нТл з боковими мінімумами. В Січуанському басейні такі магнітні аномалії виявлені над більшістю структурних пасток.

Однак, досвід проведення магнітних зйомок свідчить, що найбільш типовою ознакою відбиття у магнітному полі локальних нафтогазоносних структур є пониження поля ΔT амплітудою в перші нТл, яке співпадає в плані із положенням об'єкту [8].

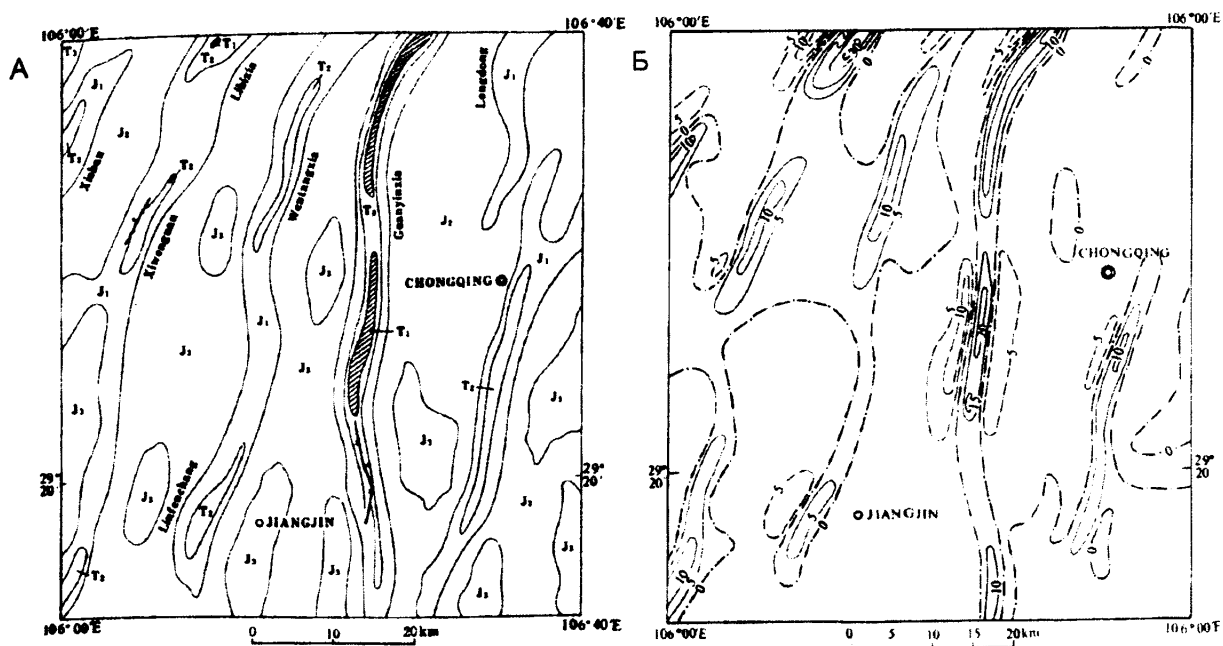


Рис.1.1. Мезозойські антиклінальні структури на площі Шонгкінг (Chongqing) (А) та залишкова магнітна аномалія (Б) площі Шонгкінг в басейні Січуань (Sichuan) з інтервалом 5 нТл (Б) [18].

Подібні результати отримані у Волго-Уральській нафтогазоносній провінції на Мединському родовищі ВВ. У склепінній частині Жигулівсько-Пугачівського підняття виявлено зниження магнітного поля амплітудою 10-15 нТл і збільшення інтенсивності гравітаційного поля Δg (рис.1.2), [8].

При виконанні високоточних магнітних зйомок на деяких нафтоносних структурах в Удмуртії було зафіксовано магнітні аномалії кількох порядків. Іжевська структура розташована в градієнтній зоні великої регіональної аномалії, обумовленої неоднорідністю фундаменту, який тут залягає на глибині 2000 м. Регіональна аномалія ускладнена локальною аномалією II порядку, яка обумовлена морфологічними особливостями структури платформового чохла і локальними аномаліями III порядку, яка на думку авторів [1], пов'язана із неоднорідностями верхніх шарів розрізу. Аномалія сягає 10-15 нТл, при амплітуді структури 30-50 м, шириною 3 км, довжиною 5 км.



d 338

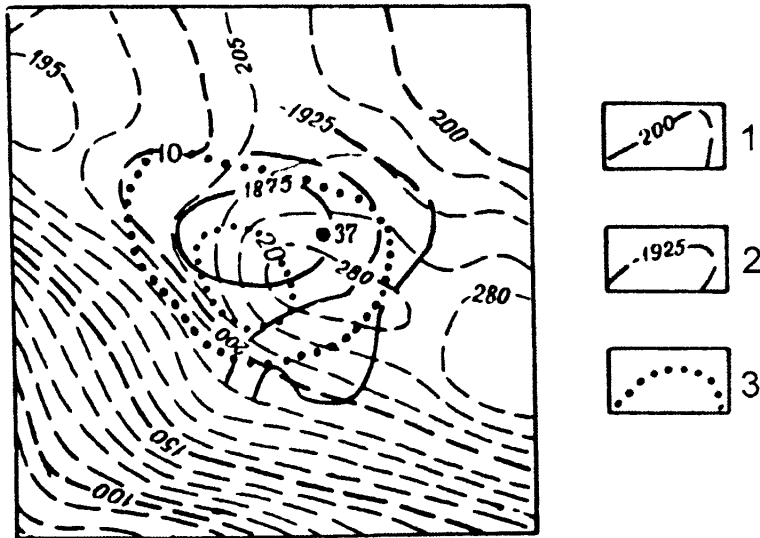


Рис.1.2. Аномальне магнітне та гравітаційне поле Мединського родовища (Жигулівсько-Пугачівське склепіння) [8]

1 – ізолінії від'ємного магнітного поля, нТл; 2 – ізогіпси підшови саргаєвського горизонту, м; 3 – ізолінії локальних аномалій поля сили тяжіння, ум. од.

Аналогічний аномальний ефект спостерігався і на Юськінській структурі, де зниження поля досягає 4-7 нТл а також на Греміхінській - до 3-10 нТл. На всіх згаданих структурах, продуктивність яких вже встановлена і відомі контури покладу, відмічається пониження інтенсивності магнітного поля, яке відповідає проекції покладу на денну поверхню (рис.1.3).

В морфології АМП відображаються пастки неантиклінального типу. В полі ΔT ці об'єкти утворюють замкнуті і напівзамкнуті мінімуми, аномалії типу "сідловина", "ніс". У свою чергу, в полі ΔT_a над локальними структурами спостерігаються аномальні зниження замкнутого, напівзамкнутого і незамкнутого типу інтенсивністю всього в декілька нТл (рис.1.4) [4].

Позитивні результати використання магніторозвідки відмічають також при картуванні рифових тіл [8, 11]. В більшості випадків рифи у магнітному полі відображаються локальними мінімумами незначної інтенсивності, через більшу намагніченість теригенних відкладів, які утворюють внутрішні

частини прогинів, міжрифовий рельєф. Якщо ж породи теригенного комплексу із збільшеними значеннями МС залягають поверх рифових тіл, то над останніми будуть спостерігатись максимуми магнітного поля [11].

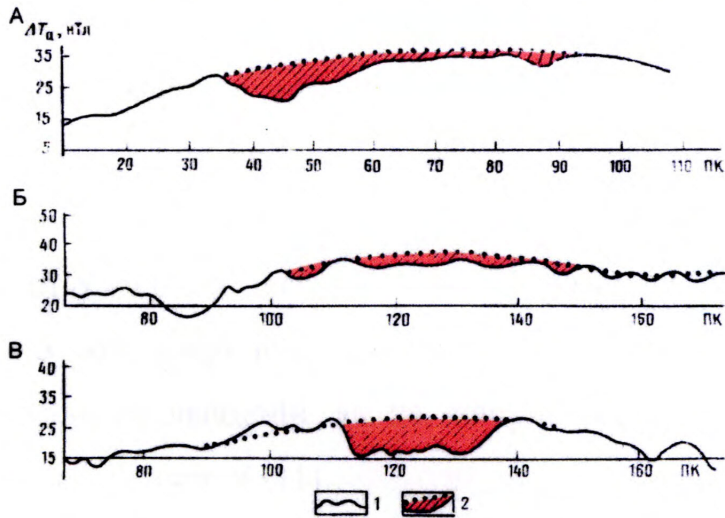


Рис. 1.3. Графіки магнітного поля ΔT_a над нафтоносними структурами: Іжевській (А), Юськінській (Б) та Греміхінській (В) [1]

1 – графік поля ΔT_a ; 2 – зони пониження поля ΔT_a .

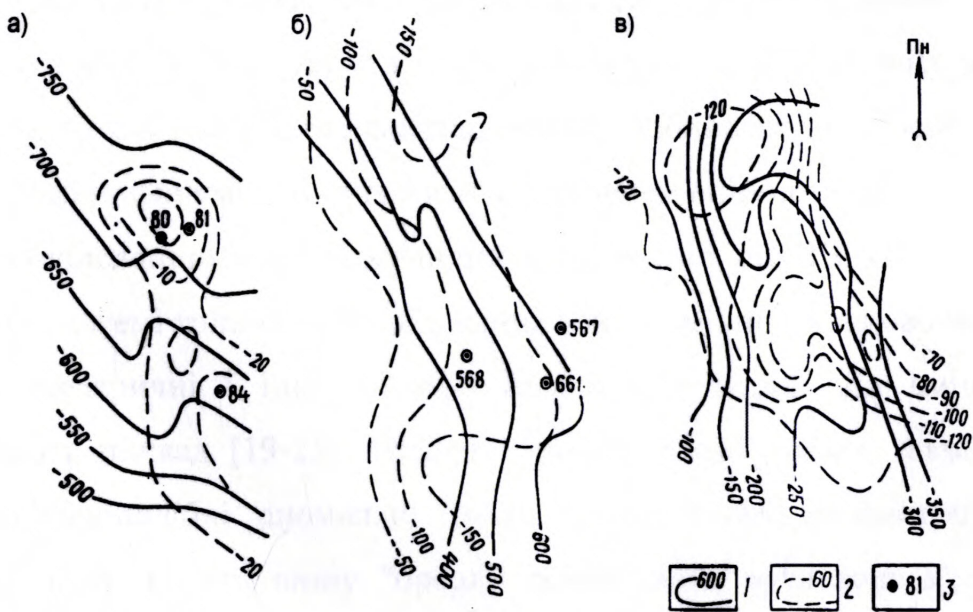


Рис.1.4. Приклади відображення у магнітному полі пасток неантикілнального типу на Киканольському структурному носі (а), Кушнурській (б) і Іськосьгоринській терасах (в). За побудовами Д.А.Саар, В.Г.Мавричев, 1984, [8]

1 – ізогіпси відбиваючих горизонтів пермі та карбону; 2 – ізолінії аномального магнітного поля в нТл; 3 – свердловини

Високу інформативність даних аеромагніторозвідки наводить В.Г.Мавричев при виділенні і трасуванні насувів в межах північного Приуралля [7]. Фронти насувів виділяються вузькими системами аномалій ΔT_a . При цьому вдається також робити висновки про час їхньої активності. На окремих ділянках одні осі аномалій, які відповідають фронту насуву, пересікають інші, які були активними у більш ранні етапи розвитку.

У магнітному поля невеликими від'ємними аномаліями ізометричної форми інтенсивністю в кілька десятків нТл відображаються грязеві вулкани, які приурочені до зон розривних порушень антиклінальних складок, де скупчуються поклади вуглеводнів, як це, наприклад, зафіксовано в межах Південно-Каспійської западини [11].

На сьогоднішній день **третій напрямок** використання геомагнітних даних викликає найбільший інтерес, оскільки, наближається до безпосередніх, так званих "прямих" пошуків родовищ вуглеводнів. Передумовою його застосування є диференціація магнітних параметрів порід осадового чохла в контурі та поза контуром нафтогазоносності, яка обумовлена літологічними, седиментаційними особливостями гірських порід, палеогеографічними умовами утворення і ступенем епігенетичних змін.

Багаточисленними дослідженнями встановлено, що ВВ, які мігрують із покладу по системі тріщин, розуцільнених зонах, змінюють на своєму шляху магнітні, електричні і інші фізичні властивості порід, що вміщують і перекривають поклад [19-25]. Навколо покладу формуються таким чином зонально-кільцеподібні аномальні зміни літофізичних параметрів, які в літературі часто носять назву "ореоли розсіювання вуглеводнів", "стовпи епігенетично змінених порід", в англійській літературі відповідно "geochemical halo", "geochemical chimney". Це може служити показниками нафтогазоносності та передумовами застосування цілого комплексу геофізичних методів [26, 27].

У наступному підрозділі буде розглянуто детальніше основні мінералогічні перетворення, що відбуваються в зоні покладу, і які ведуть до

зміни магнітних властивостей середовища. Нижче розглянемо кілька прикладів магнітних аномалій, які генетично, можуть бути пов'язані із епігенетичними змінами порід.

В морфології поля ΔT за результатами аеромагнітної зйомки на Пашкинському родовищі нафти у Тімано-Печорській провінції відображається його склепінна ділянка пониженням амплітуди ΔT до 10 нТл, рис.1.5. (а). Крім того, за результатами вивчення магнітних властивостей гірських порід на цьому об'єкті було виявлено закономірне зменшення МС відкладів девону в напрямку склепіння структури (рис.1.5, (б)) [8]. Такий же характер в значеннях зберігається для вищезалягаючих товщ, хоча меншої інтенсивності. Мінералогічне вивчення і люмінесцентно-мікроскопічний аналіз шліфів керну із свердловин розміщених у та поза контуром покладу теригенного колектора Пашкінського родовища, підтвердили наявність вторинних процесів під впливом ВВ, утворення поясів мінеральних асоціацій кальциту, піриту і інших мінералів навколо покладу [8]

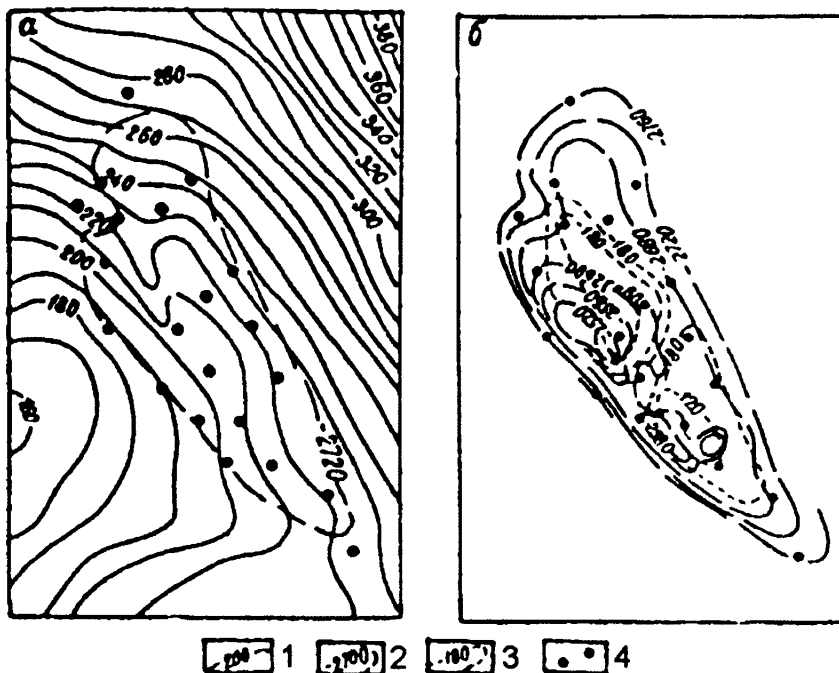


Рис.1.5. Аномальне магнітне поле (а) та площинний розподіл МС (б) на Пашкинському родовищі нафти (Тімано-Печорська провінція) [8]

1 – ізолінії магнітного поля, нТл; 2 – ізогіпси покрівлі піщаного пласта середнього девону, м; 3 – середні значення МС, 10^{-6}Si ; 4 – свердловини.

Поклади ВВ можуть відображатись у магнітному полі не лише локальними пониженнями "грабеноподібної форми", (Газлі, Самотлор, Колендо, Ехабі та інш.), але і також додатнім ефектом. Яскравим прикладом цього в літературних джерелах є результати аеромагнітної зйомки над Цементським нафтовим родовищем в Оклахомі в басейні Анадарко [28]. Цементська структура є асиметричною антиклінальною складкою з двома куполами, обмеженою насувом. Добуток нафти і газу ведеться з глибини 600-2270 м з пісковиків і карбонатів. Аеромагнітна зйомка, виконана на висоті 120 м, виявила короткоперіодні аномалії ΔT , з неглибокими джерелами (рис. 1.6). Аналіз бурового шламу із пробурених тут свердловин показав високий вміст магнетиту в приповерхневих горизонтах. На думку автора, цей мінерал міг бути утворений внаслідок відновлення гематиту за участю сірководню. Подібні результати були зафіксовані також на родовищах Аляски [29].

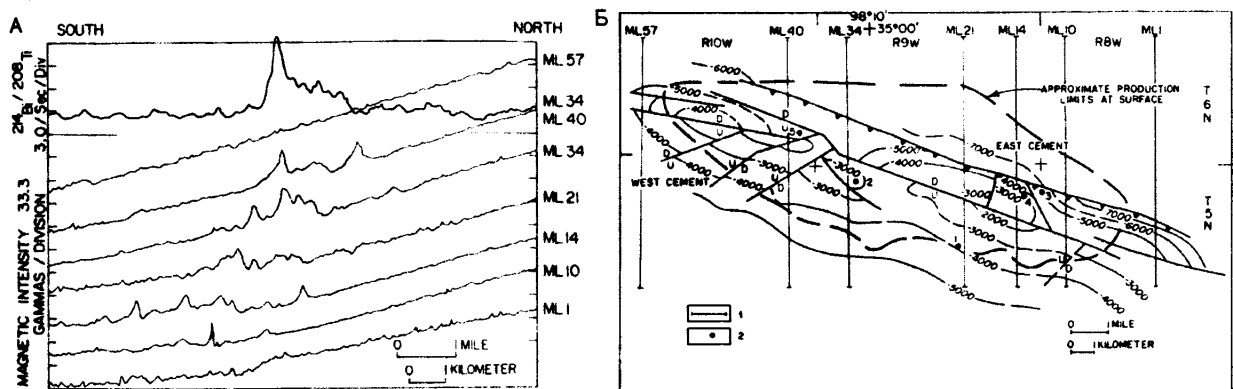


Рис.1.6. Кореляція аномального магнітного поля на геомагнітних профілях (ML57-ML1) із даними гамма-зйомки (радіометричний профіль $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$, паралельно профілю ML-34, потовщена крива) на Цементському нафтовому родовищі (А) та структурна карта по горизонту формації Гоксбар (Пенсильванія), (Б) [28].

1 – магнітні профілі, 2 – свердловини

Додатну аномалію замкнутої форми відмічають також для Котовського нафтоносного рифу на Поволжі, яка досягає амплітуди 5 нТл після зняття регіонального фону методом нормованого градієнту і оконтурює контур нафтоносності [30].

Інший характер аномального магнітного поля спостерігався над Сарабікульським родовищем бітумів у Татарстані. Бітуми залягають на глибині 150 м. Крива ΔT_a характеризується 2 максимумами над краями покладу (рис. 1.7). Мінімум пов'язаний із наявністю епігенетичного піриту, що підтверджується роботами ВЕЗ-ВП, які відмітили тут зону поляризації в центральній частині над бітумами [30].

В Україні також велика увага приділялась питанню вивчення можливостей „прямих” пошуків ВВ за допомогою магніторозвідки.

В цьому сенсі відомі дослідження В.Д.Харитонова, А.А.Гарбузи, Ф.Г.Бабчука і ін., якими були проаналізовані особливості геомагнітного поля над вже відомими родовищами нафти і газу в ДДЗ на основі попередніх аеромагнітних досліджень [31, 32].

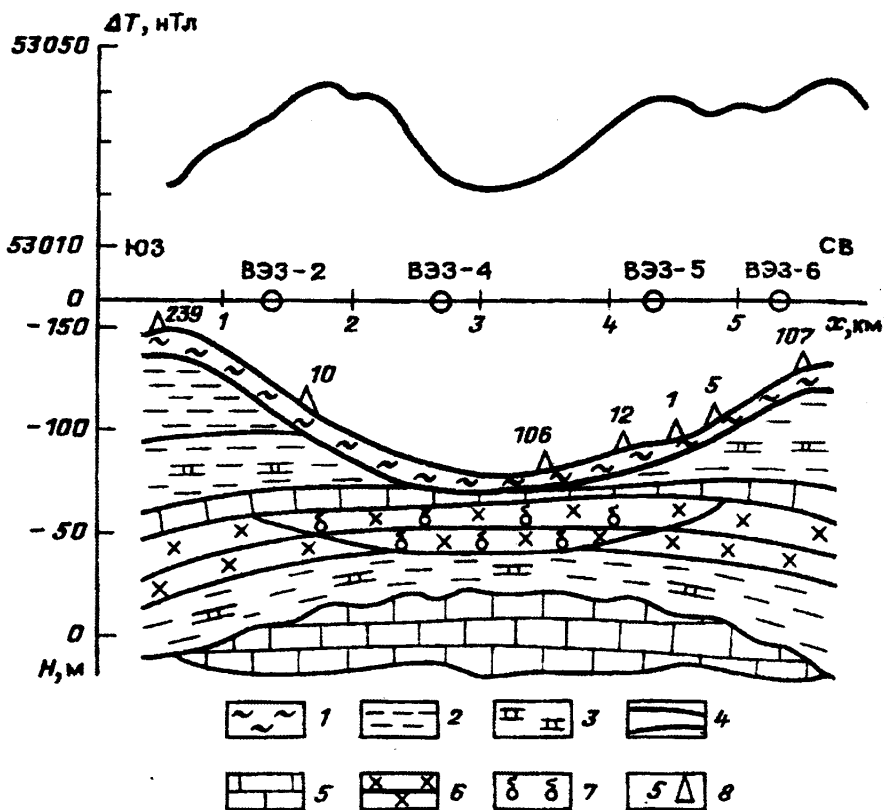


Рис.1.7. Аномальне магнітне поле над Сарабікульським родовищем бітумів у Татарстані [30]

1 – ґрунти і алювіально-делювіальні відклади; 2 – глини; 3 – піщано-глинисті відклади із прошарками карбонатних порід; 4 – лінгулові глини; 5 – карбонатні породи; 6 – пісковики; 7 – бітумопрояви; 8 – свердловини

Виділення локальних аномальних ефектів від покладів вуглеводнів в умовах ДДЗ сильно ускладнене через наявність вулканогенних утворень девону, розвитку солянокупольних структур, впливом кристалічного фундаменту. Автори робіт [31, 32] запропонували трансформувати спостережене поле, що дозволило підсилити шукану залишкову аномалію із виключенням або зменшенням інших складових поля. На картах графіків ΔT_a по аеромагнітній зйомці, які будувались в масштабі 1 см - 50 нТл, як правило, аномалії практично були відсутні. Тільки після перебудови графіків в масштабі 1 см - 5 нТл і використання розробленої спеціальної методики обробки (Киричек М.А.) були одержані позитивні результати [31, 32].

Так, наприклад, такі родовища вуглеводнів як Богданівське, Західно-Хрещатинське, Монастирищенське, які на графіках аеромагнітної зйомки ΔT_a були майже непомітними, після спеціальної обробки виділені у вигляді залишкової від'ємної аномалії, яка облямовується на флангах підвищенням поля. (рис 1.8).

Подібні результати отримані В.Г.Кузнецовою, В.Ю.Максимчуком, які виконувались в 1978-1980 роках на родовищах Монастирище, Шурівській і Озернянській площах в ДДЗ. На цих об'єктах були виконані площівні зйомки і окремі профілі з використанням високоточних протонних магнітометрів, що дало можливість одержати середньоквадратичну похибку зйомки $\pm 1,5$ нТл. Над родовищами виявлено від'ємні магнітні аномалії, амплітудою до 2-10 нТл. На рис.1.9, як приклад, приведено магнітне поле ΔT_a , що було зафіксовано при наземній зйомці високої точності на Монастирищенському родовищі нафти. Розміри родовища в плані співпадають з зоною пониження аномального магнітного поля, що свідчить про те, що аномальний ефект обумовлений породами, розташованими над покладом (за матеріалами КВ ІГФ НАНУ, Максимчук В.Ю., Кузнецова В.Г. і ін., 1998-2001).

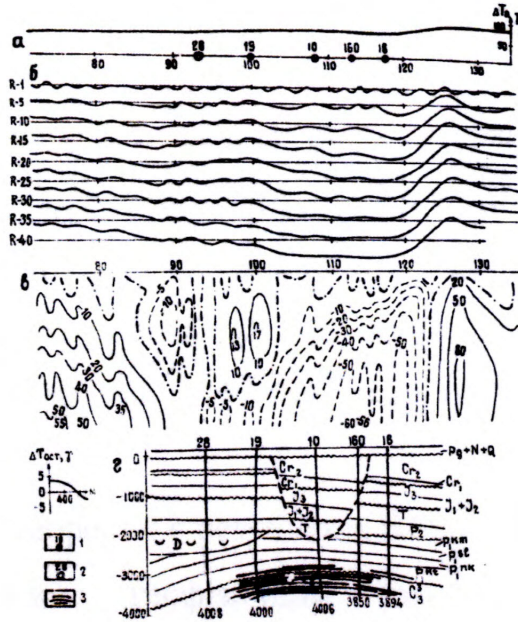


Рис.1.8. Трансформація поля ΔT_a способом диференціації по різних радіусах осереднення вздовж профілю V-V Західно-Хрещатинського газоконденсатного родовища. Графіки: (а) - ΔT_a , (б) - $\Delta T_{зал}$, (в) – карта ізодинам $\Delta T_{зал}$ у площині вертикального розрізу, (г) – геологічний розріз [32].

1 – свердловини, які розкрили газonosний пласт; 2 – свердловини, які пройшли покрівлю соляного штоку і розкрили уламки девонських діабазів; 3 – газonosний пласт

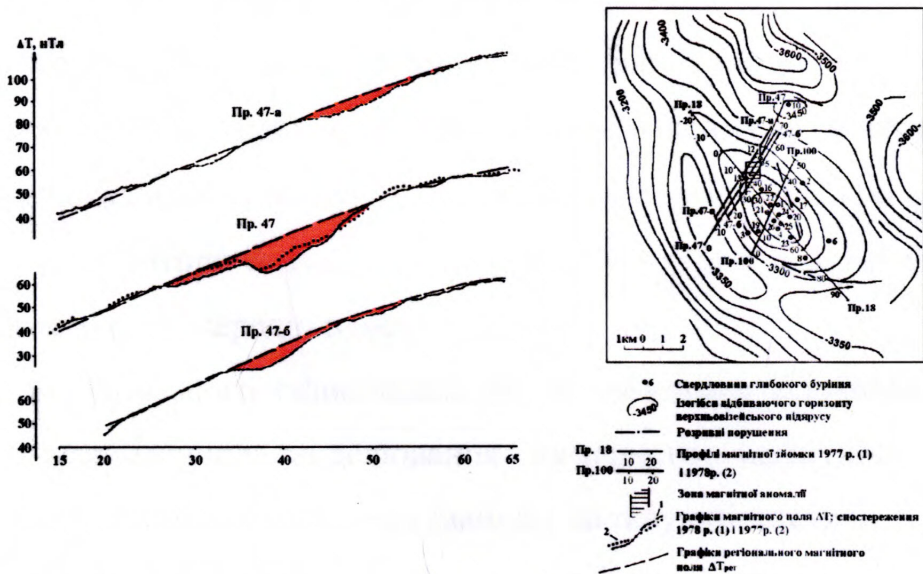


Рис. 1.9 Результати магнітної зйомки на Монастирищенському родовищі нафти (за матеріалами КВ ІГФ НАНУ, Максимчук В.Ю., Кузнецова В.Г. і ін., 1998-2001).

Особливості магнітного поля вивчались також Р.С.Сейфуліним, Н.Є.Портнягином над деякими неглибокими покладами нафти на Керчинському півострові [33]. На всіх об'єктах авторами отримано позитивні аномалії ΔT поблизу водонафтового контакту. Походження їх обґрунтовують скупченнями піротину в породах, які залягають недалеко від денної поверхні. Однак велика інтенсивність аномалії (45 нТл), наприклад на Холмовій структурі, і незначна ширина (100 м) вказують на можливий вплив техногенного фактору.

Цікавими для обговорення є результати ВМЗ (точність ± 2.5 нТл), яка виконувалась Київським геофізичним відділенням УкрДГРІ на Волошківському родовищі неантиклінального типу [34]. Над цим родовищем була зафіксована позитивна магнітна аномалія, амплітудою до +15 нТл. Аналіз структурного плану Волошківського родовища за даними сейсмозв'язки довів існування палеопідняття у відкладах нижніх горизонтів карбону, яке в сучасному структурному плані збереглося у вигляді локального антиклінального перегину на фоні моноклінального схилу. Як показали розрахунки, магнітний максимум обумовлений цим палеопідняттям, яке складено пісковиками зі значенням $\chi = 200 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ. Ці пісковики сформували акумулятивне тіло, яке стало резервуаром для накопичення в ньому нафти. На фоні цього максимуму магнітного поля виділяється локальний мінімум ΔT_a з амплітудою до 7 нТл. Цю особливість магнітного поля автори пояснюють з позиції епігенетичних змін в породах, які розташовані безпосередньо над родовищем [34].

Для Яблунівського газоконденсатного родовища Е.І.Ангеловою було проведено математичне моделювання сумарного магнітного поля від фундаменту і осадової товщі з врахуванням впливу епігенетичних змін порід [35]. В зв'язку з відсутністю експериментальних даних про величину намагніченості осадових відкладів, виникла неоднозначність тлумачення магнітного мінімуму. Його величина могла бути обумовлена не тільки епігенезом порід над покладом, але і впливом особливостей структури

кристалічного фундаменту, яка формує під Яблунівською структурою по даних сейсмозв'язки щабелеподібне занурення (рис.1.10). Розрахований аномальний ефект від зміни магнітних властивостей порід внаслідок флюїдів ВВ складає біля 3 нТл. Однак такі самі локальні мінімуми утворюються над соляними куполами, що також ускладнює ототожнювання цих аномалій з покладами вуглеводнів.

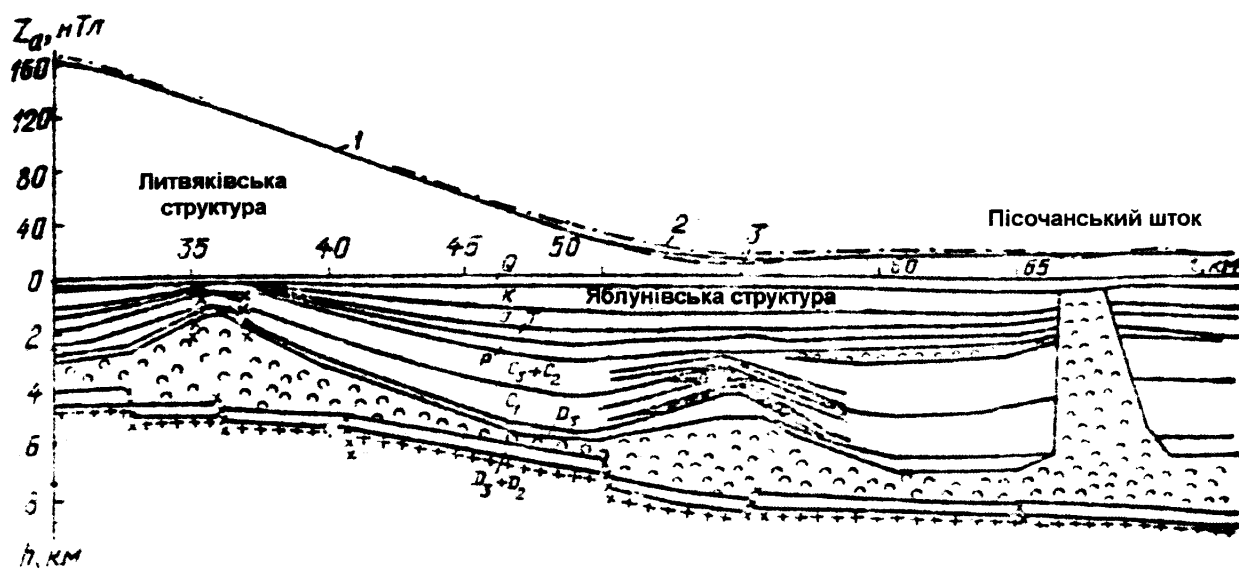


Рис.1.10. Розрахунок магнітного поля Z_a вздовж геологічного розрізу Софіно-Піски над Яблунівським родовищем.

МС фундаменту $25000 \times 10^{-5} \text{Ci}$, осадової товщі $\chi = 30 \times 10^{-5} \text{Ci}$ [35].

1 – ефект від фундаменту; 2 – ефект від фундаменту і осадової товщі із покладом і стовпа епігенетично-змінених порід; 3 – ефект від фундаменту і осадової товщі у випадку відсутності нафтогазоносності.

Оригінальний метод розділення спостережуваного магнітного поля в межах нафтогазоносних структур запропонований колективом авторів, В.Г.Мавричев, В.А.Безукладнов і ін. [12-16]. Ними розроблений метод спектрально-профільного аналізу (СПАН), який дає спектрально-просторове представлення поля ΔT , дозволяє досліджувати структуру АМП, визначати його дисперсійні і просторові властивості від різних літолого-стратиграфічних комплексів. Програма СПАН дає можливість прогнозувати основні особливості петромагнітного розрізу осадового чохла і фундаменту в

одиницях χ . Знаючи значення χ керну хоча б із однієї свердловини на профілі, можна оцінити значення χ по всьому розрізу. Розрахунковий петромагнітний розріз дає можливість виділяти слабомагнітні неоднорідності чохла і фундаменту, використовувати цю ознаку для прогнозу покладів ВВ, які вносять свої специфічні особливості в спектральні характеристики магнітного поля [12-16]. Дана методика достатньо добре зарекомендувала себе в Тіmano-Печорській, Волго-Уральській і Західно-Сибірській нафтогазоносних провінціях [12-16]. Наприклад, на рис.1.11 представлено виділення аномалій СПАН в пермських відкладах на Грачевському і Удобрінському родовищах нафти у Башкортістані.

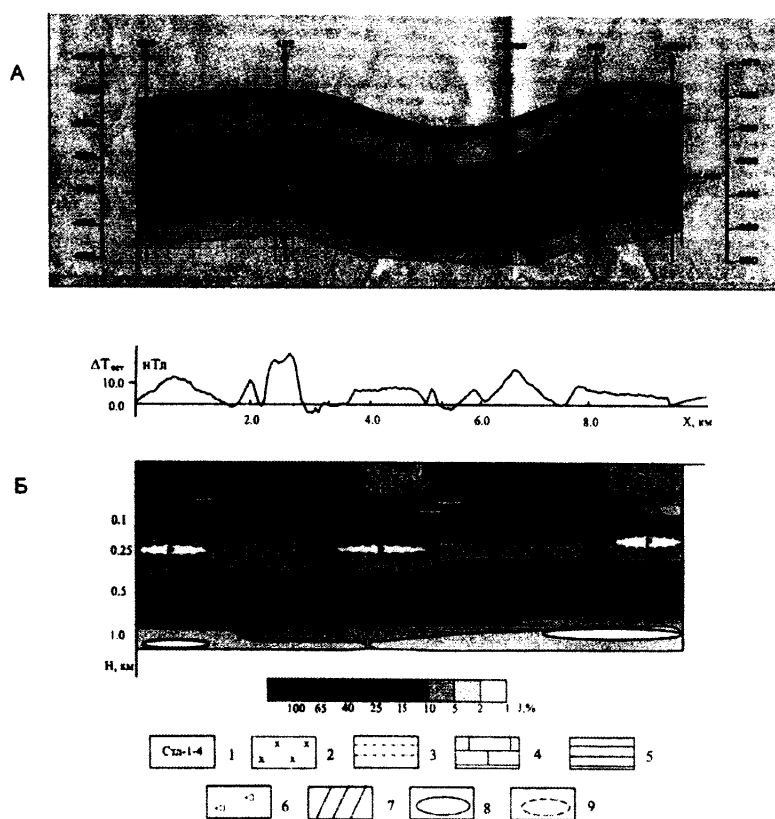


Рис.1.11. Схема співставлення геологічного (А) і геомагнітного (Б) розрізів на Грачевській і Удобрінській структурах у Башкортістані. [16]

1 – стратиграфічний індекс пласта-колектора; 2 – нафтонасичений пісковик; 3 – алевроліт; 4 – вапняк; 5 – аргіліт; 6 – вуглисто-глинисті сланці; 7 – глинистість; 8 – аномалії СПАН; 9 – аномалії СПАН, що визначають передбачувані поклади у нижньопермських відкладах.

По лінії геологічного розрізу (рис.1.11, (А)) побудований геомагнітний розріз ((рис.1.11, (Б)). Виділені аномалії СПАН на глибинах 970 і 1070 м у теригенній товщі нижнього карбону, контури яких співпали із контурами нафтових покладів за даними буріння. Крім того виділені прогнозні аномалії СПАН в товщі нижньої пермі, які по своїх спектральних характеристиках відповідають проникливим породам і за морфологією є близькими до аномалій СПАН в продуктивній товщі нижнього карбону [16].

На сьогоднішній день найбільш вдалим варіантом використання магніторозвідки для пошуків родовищ ВВ є її комплексування із іншими геофізичними методами, передовсім із геохімією, електророзвідкою, радіометричними методами.

Оригінальними є дослідження, що включали у себе високоточну наземну магнітну і радіометричну зйомку і які виконувались на 6 перспективних площах в західній Канаді [36]. Результати свідчать про тісний зв'язок магнітних і радіоактивних аномалій і про подальшу ефективність використання комплексу таких методів. В більшості випадків у свердловинах, пробурених в епіцентрах магнітних аномалій, було одержано притоки ВВ. Крім цього авторами розроблена оригінальна методика обрахунку глибини знаходження місць нафтогазонакопичення.

Отже, зробивши огляд основних напрямків залучення магніторозвідки для прогнозування нафтогазоносності геологічного розрізу, можемо класифікувати магнітні аномалії пов'язаних із родовищами нафти і газу відповідно до їх генезису, беручи за основу працю Eventov L [37], на кілька груп:

1. Магнітні аномалії, які пов'язані із виступами намагнічених блоків фундаменту, обмежуючих їх розломів, успадкованих структур в осадовому чохлаї;
2. Магнітні аномалії спричинені наявністю самої нафтогазоносною структури (антиклінальні і неантиклінальні пастки, структурні перегини, флексури, зони розущільнення);

3. Магнітні аномалії в зонах розповсюдження вулканогенних утворень (в межах осадового чохла);
4. Магнітні аномалії, які пов'язані із первинними магнітними осадовими формаціями;
5. Магнітні аномалії спричинені наявністю мінералів епігенетичного походження над покладами ВВ.

1.2. Основні фактори впливу на тонку структуру локального аномального магнітного поля над родовищами нафти і газу

Проаналізований вище матеріал дає підстави стверджувати що на тонку структуру АМП над родовищами нафти і газу може впливати ціла низка геолого-фізичних факторів.

Структурний фактор, латеральна неоднорідність відкладів. Склепіння структури і її крила часто складені осадовими породами різного складу. Переважно карбонатні породи в склепінній частині складки заміщуються карбонатно-теригенними на крилах. Цю диференціацію осадконакопичення М.Чернишов [38] пояснює зв'язком рельєфу із характером магнітного поля: припіднятим ділянкам властиві від'ємні магнітні аномалії, опущеним додатні. Мінеральні частинки осідають на цих ділянках вибірково, у відповідності до їх магнітного стану, тобто в зонах від'ємної полярності (склепіння структур) йде накопичення пелітового матеріалу, а в зонах додатньої полярності (западини) формуються алевритопіщанисті відклади. Теригенні відклади є більш магнітними, таким чином на краях структури спостерігається підвищення магнітного поля [38].

Вплив аномально високих пластових тисків (АВПТ). Збільшений тиск в покладі, у порівнянні із оточуючим середовищем, приводить до зміни фізичних властивостей порід. В роботі [39] автори відмічають появу від'ємної магнітної аномалії інтенсивністю 27 нТл над штучним газосховищем, розташованими на глибині 520-720 м при змінах пластового

тиску. Проте залежність впливу тиску (всестороннього, одноосьового) на МС порід трактується неоднозначно [38].

Фактор системи електричних струмів навколо родовища. S.Pirson [40, 41] виявив існування в просторі, що охоплює поклад, електричних струмів, які згідно його уявлень генеруються своєрідним "паливним" елементом (поклад – вміщуючі породи) і викликають зміни у магнітному полі. Електричні струми можуть виникати також на границі покладу і вміщуючих порід. Важливо, що з експериментів випливало, що струми такого походження можуть існувати впродовж всього існування самого родовища, а їх величина може змінюватись зі зміною інтенсивності міграції вуглеводнів. Однак С.Вааг і D.Lee [42] показали, що амплітуда магнітної аномалії, породженої електричним струмом, ніколи не може бути значною навіть при значній інтенсивності струмів і цим фактором можна нехтувати при інтерпретації.

Гіпотеза S.Pirson також детально аналізувалась В.Д.Новгородовим на основі даних розподілів градієнтів потенціалу на ряді родовищ в Широтному Приоб'ї [43]. Для обчислення магнітного ефекту розглянуто модель поля електричних струмів у вигляді безконечної вздовж осі Оу пластинки, що знаходиться на відстані x (на осі Ох) від точки спостереження. Ширина пластинки Δx , її верхня границя перебуває на глибині z_1 , нижня - z_2 . Вираз для магнітної індукції такої моделі має вигляд [43, 44]

$$\Delta B(x) = 2\Delta x \frac{\mu_0}{4\pi \rho} \text{grad } U \left(\arctg \frac{z_2}{x} - \arctg \frac{z_1}{x} \right) \quad (1.1)$$

де μ_0 - магнітна стала;

U - електричний потенціал;

ρ - середній питомий опір середовища.

Оцінки величини викликаного цим механізмом аномального магнітного поля на Венгапурському родовищі перебували в межах від -5 нТл до +4 нТл [43, 44, 45]. На периферійних частинах родовища фіксуються

локальні максимуми, а в центральній частині від'ємні аномалії. Однак, цей механізм в утворенні магнітних аномалій не пояснює всі морфологічні особливості аномалій над нафтогазоносними структурами. Крім цього тут існує значний суб'єктивний фактор при виборі моделі для цього випадку.

Температурний фактор. Збільшений тепловий потік в межах структури, як вважає Л.Гершанок [38] призводить до зменшення намагніченості залізовміщуючих мінералів, таких як, пірит, сидерит. Дослідження В.Ереміна [38] показали, що при низьких температурах (100-120⁰) магнітні властивості таких мінералів практично не змінюються. Лишень нагрівання в присутності кисню може трансформувати сидерит в магнетит, а пірит в піротин. В табл.1.1 і на рис. 1.12 згідно роботи [46], наводяться лабораторні результати про фазові переходи мінералів при різних температурах і окисних умовах. Структурні модифікації мінералів мають різну МС і при певних РТ-умовах та глибинах магнітні властивості середовища будуть відрізнятись.

Таблиця 1.1

Штучно індуквані термохімічні реакції окремих мінералів

Вихідний мінерал	Новоутворений мінерал	Температура переходу (С ⁰)
гетит	гематит	110-120
сидерит	магнетит	>200
лепідокрикіт	маггеміт	220-270
пірит	магнетит	300-500
маггеміт	гематит	350-450
магнетит	гематит	>500
гематит	магнетит	>500

Проте слід мати на увазі що в зонах нафтогазоносності температури відносно різних глибин рідко коли є вищими за 250-300⁰С.

Вартими уваги є експериментальні дослідження описані в [47], які враховували температурну залежність насичених і ненасичених ВВ зразків порід із свердловин Центральної депресії ДДЗ. До досліджуваних порід належали аргіліти, вапняки, сидерити і пісковики (рис.1.13).

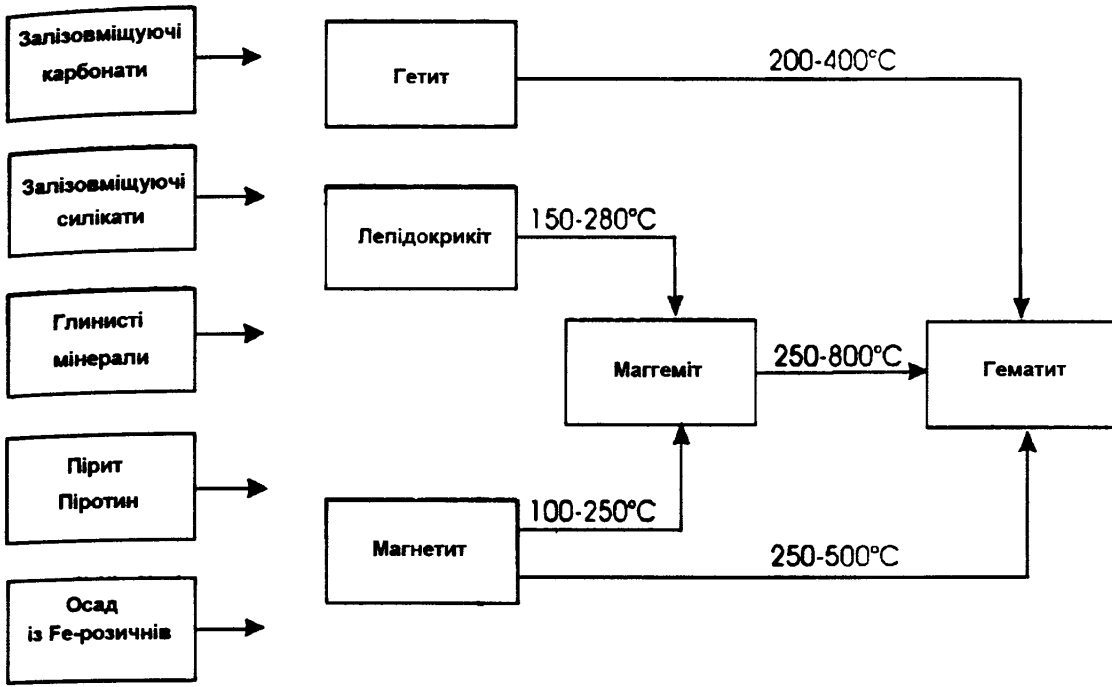


Рис. 1.12. Схематичне зображення можливих фазових переходів при окисних умовах відносно впливу температури [46].

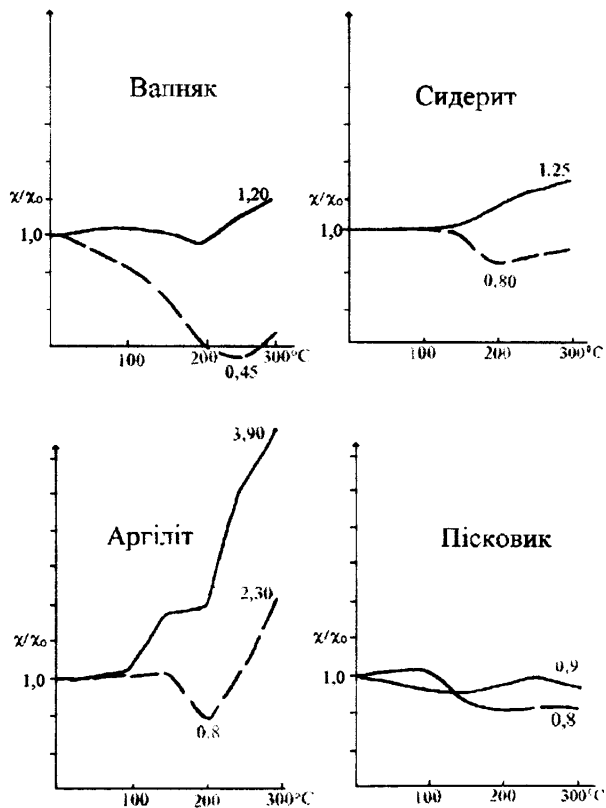


Рис.1.13.Залежність МС (χ) від температури (Т) для насичених (суцільна лінія) і ненасичених (пунктир) вуглеводнем осадових порід Центральної депресії ДДЗ [47].

Виявлено, що характер змін МС (насичених та ненасичених ВВ) з ростом температури залежить від їх складу. Для ненасиченого ВВ пісковика з ростом температури до 300⁰С МС зменшується до 0,8 χ_0 , а для насиченого залишається без змін. Для вапняку спостерігається зменшення МС до $\chi = 0,45\chi_0$ для першого випадку і збільшення до $1,1\chi_0$ – для другого випадку. Для сидериту спостерігається зменшення МС до $\chi = (0,5-0,6)\chi_0$, і збільшення до $\chi = (1,25-1,40)\chi_0$ для насиченого вуглеводнем зразка. Найбільш суттєвий ріст МС насичених вуглеводнем зразків $\chi = (2,6-6,2)\chi_0$ при температурі 300⁰С спостерігається для аргілітів.

З приведених результатів випливає, що зі зміною температури різниця МС порід над родовищем і за його межами може досить суттєво змінюватись. Як неважко помітити такі різниці можуть в кілька разів перевищувати початкове значення χ_0 порід за межами родовища [47].

Збільшення температури (200-300⁰С) в зоні нафтогазоносних порід при певних геологічних умовах, наприклад термальний метаморфізм, може сприяти виникненню магнітних мінералів (магнетит, гематит, ферроільменіт, титаномагнетит і ін.), які можуть бути причиною магнітних аномалій [48].

Однак такий механізм зустрічається доволі рідко в порівнянні із таким, який пов'язаний із епігенетичними процесами під впливом вуглеводневих флюїдів [49-52].

Епігенетичні зміни мінерального складу гірських порід в зонах родовищ ВВ. Багаточисельний теоретико-експериментальний матеріал свідчить про мікропросочування легких вуглеводневих сполук (від метану до бутану, C_nH_m) і неуглеводних (H_2S , CO_2 , H_2 , CO) у формі мікробульбашок колоїдного розміру по системі тріщин, розломів, поверхонь напластувань, водоносних горизонтів від покладу ВВ до денної поверхні. [24-30, 36, 49-52].

Зазвичай вертикальний напрямок просочування таких сполук та їх хімікобіологічна взаємодія із оточуючими породами викликає ряд ефектів, які можуть бути використані багатьма геофізичними методами в якості пошукових ознак [24-27]. Основними із них є:

- концентрація окремих газоподібних вуглеводневих сполук в породах, ґрунтах і навіть в атмосфері;
- збільшені концентрації неуглеводневих газів, таких як гелій і радон;
- формування сульфідних мінералів внаслідок діяльності сульфатредуючих бактерій (пірит, марказит);
- утворення вторинних карбонатних мінералів (кальцит, сидерит);
- поява вторинних магнітних мінералів (магнетит, піротин, маггеміт)
- зміна глинистих мінералів (каолінітизація);
- ефект "оглеїння", "bleaching" (редукція заліза, зміна забарвлення червоно-бурих порід на світло-сірі) у пісковиках,
- ріст концентрацій урану;
- формування кільцевих аномалій збільшеного вмісту важких металів (V, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Mo, Fe, Zn, Pb);
- розвиток і проростання у ґрунтовому покриві специфічної рослинності.

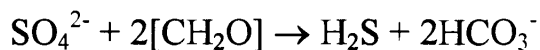
Як наслідок, змінюються електричні, магнітні та акустично-пружні властивості середовища.

При аналізі цих ефектів найбільше значення на формування локальних магнітних аномалій має утворення сульфідних і магнітних мінералів.

Серед вторинних сульфідних мінералів, які можуть формуватись в зонах родовищ вуглеводнів найбільш часто зустрічається пірит. Хоча відомі знахідки і інших мінералів (марказит, галеніт, сфалерит). Механізм відповідальний за утворення епігенетичного піриту досить детально описаний у працях [19, 20, 53-56].

Пірит утворюється у відновному середовищі, завдяки сірководню (H_2S). Сірководень може виділятися із самого покладу ВВ, а також внаслідок діяльності сульфатредуючих бактерій, через окислення ВВ в приповерхневих умовах, або збільшенні температури. Домінуючий шлях

утворення сірководню відбувається за допомогою сульфатредукуючих бактерій по схемі:



Сполуки заліза (гетит, гематит) реагуючи із сірководнем випадають у формі піриту або марказиту:



Одними із умов діяльності сульфатредукуючих бактерій є відсутність вільного кисню, наявність органічної речовини або сульфатних порід і коли температура не перевищує 85^0 . [56]. У випадках збільшення температури утворення H_2S відбувається через термохімічну SO_4^{2-} редукцію. Порівняно висока температура ($>100^0$) необхідна для руйнування стабільних з'єднань кисню і сірки.

Збільшення вмісту сульфідного піриту над покладами ВВ зафіксовано в багатьох нафтогазоносних районах [19, 20, 53-58]. В умовах ДДЗ це є також досить характерним для продуктивних товщ верхнього карбону та пермі Леяківської, Гнідинцівської, Глинсько-Розбишевської, Качанівської, Радченківської і інших структур. Так, для Гнідинцівського нафтогазового родовища у верхньопермських породах пересажської товщі концентрація піриту досягає 2-4% від об'єму породи або 40-90% від об'єму важкої фракції. По мірі віддалення від покладу вміст піриту в породах різко зменшується. Область максимальної піритизації співпадає в плані із припіднятою склепінною частиною структури [19, 20, 58].

Дослідженнями О.Лукіна [20, 58] встановлено ряд характерних ознак пізньоепігенетичного піриту пов'язаного із впливом потоків ВВ:

- пірит зустрічається у вигляді різних за величиною кристалічних крапель нерідко кубічної форми із штриховкою на гранях в глинах, карбонатних породах і пісковиках, де він утворює згустково-корозійний цемент;

- в пісковиках пірит заміщує не лишень уламкові зерна, але й інші мінерали цементу;
- пірит зустрічається у парагенезисі із епігенетичним кальцитом

Основна маса вторинного піриту приурочена до освітлених (оглеїнних порід). Явище оглеїння („bleaching”) є досить характерним для червонокольорових відкладів і полягає у відновленні вільних окисно-залізистих сполук і частковим виносом марганцю і фосфору із породи [20, 58]. Оглеїнні породи носять строкате забарвлення (сіробіле, зеленувато-сіре, синювато-сіре). На рис. 1.14 показано ореол змінених порід пересажських глин над нафтовим покладом Гнідинцівського і Леляківського родовища [58].

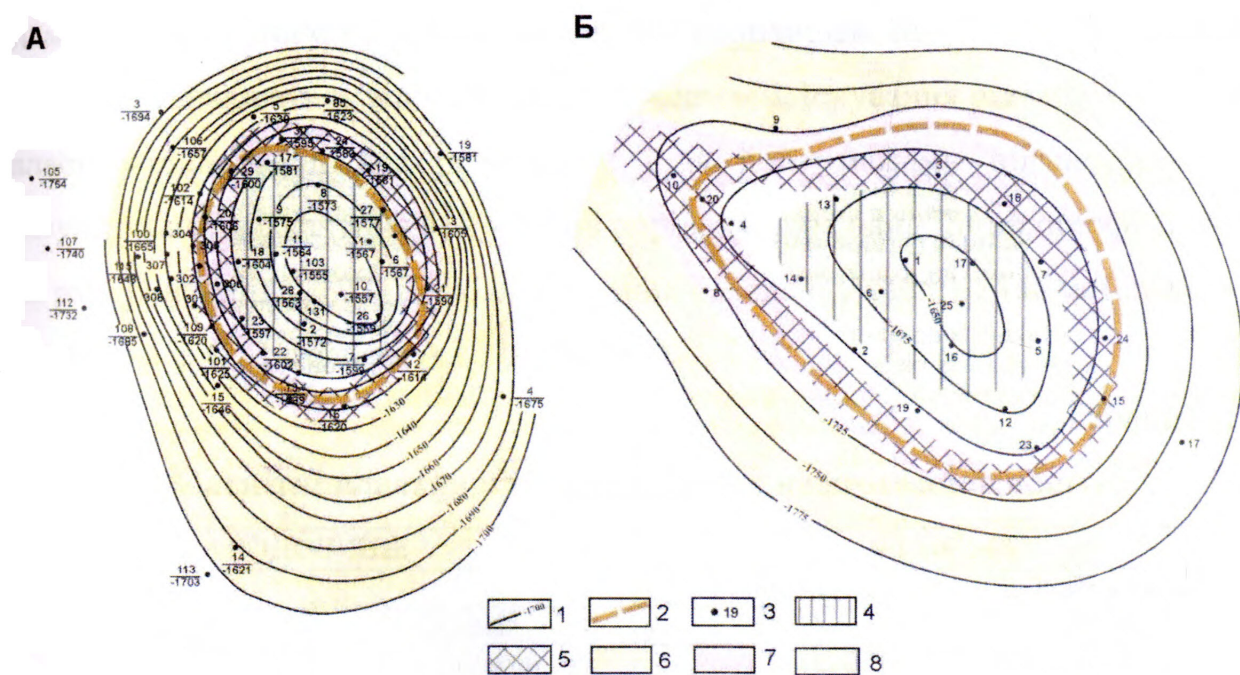


Рис.1.14. Аномально-геохімічні зміни в пересажській червонокольоровій глинистій покривці над нафтовими покладами Гнідинцівського (А) і Леляківського (Б) родовищ ВВ [58]

1 – ізопахіти по підшві пересажської товщі; 2 – контур нафтоносності; 3 – свердловини; вміст сульфідної сірки в глинах: 4 – більше 0,05%, 5 – більше 0,1%; 6 – фонові γ -активність, 7 – збільшена γ -активність, 8 – знижена γ -активність

Встановлений характер площівного розповсюдження дисперсного піриту (сульфідної сірки) в пересаєських глинах. В контурі нафтоносності спостерігається збільшення його концентрацій, в законтурних – зменшення. Із рисунку 1.14 є помітним також збільшення в контурних частинах родовищ фонові γ -активності.

О.Лукін вважає, що нафтооглеїння пов'язане із дією на породу конденсаційних вод із покладу, які багаті на органічні кислоти, феноли і інші хімічно-активні елементи. На протигагу до інших типів оглеїння (діагенетичне, катагенетичне), нафтооглеїння характеризується набагато більшою інтенсивністю [20, 58].

Високий вміст вторинного піриту може призводити до зменшення намагніченості товщі і, таким чином, над родовищем ВВ, у такому випадку, можуть утворюватись від'ємні магнітні аномалії. Існування різниці магнітних властивостей порід над родовищем і за його межами підтверджується результатами визначення МС зразків порід, які виконані "Дніпрогеофізикою" на ряді родовищ в ДДЗ. Деякі з цих даних наведені у табл.1.2 (за матеріалами Поповича В.С., Інгерової А.І., 1987-1989).

Таблиця 1.2

Магнітні властивості порід в зонах нафтогазоносності

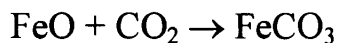
РОДОВИЩЕ		χ ($\cdot 10^{-5}$) СІ	
		над родовищем	за його межами
Коробчинське	аргіліт	17.9	29.9
	пісковик	20.3	13.4
Ртищевське	аргіліт	14.6	41.4
	пісковик	16.9	12.1
Лебязинське	аргіліт	26.0	32.7
	алевроліт	10.0	13.1
	вапняк	16.6	22.5

В більшості приведених визначень, не залежно від літології порід, значення χ за межами родовища більші, хоча є випадки зворотнього ефекту але дуже рідко. Відомі також дослідження магнітних властивостей порід на деяких перспективних структурах в Удмуртії. У роботах [9, 12, 15]

відмічається деяке зменшення χ (на $3-5 \times 10^{-5} \text{Ci}$) порід в межах контуру покладу, ніж на його периферії.

Питання ж утворення магнітних мінералів внаслідок епігенетичних змін є доволі дискусійним.

При вивченні деяких розрізів осадових порід продуктивної товщі Азербайджану були зустрінуті парагенетичні асоціації мінералів, такі як сидерит і магнетит [59, 60]. Сидерит із аутигенним магнетитом спостерігався лише у тих випадках, коли мав місце контакт ВВ із цими осадовими породами. Взаємодія ВВ із окислами і гідроокислами заліза може призвести до утворення закисних форм заліза FeO, яка в реакції із вуглекислою приводить до утворення сидериту FeCO₃:



Як показано в роботі [59] утворення асоціації сидерит-магнетит найбільш ймовірно при частковому відновленні ВВ окислів або гідроокислів заліза за схемою:



У праці [38] наводяться також дані, що у формуванні магнітної аномалії на деяких структурах Поволжя відіграє роль новоутворений сидерит в асоціації із тонкодисперсними магнетитом.

Т.Донован [28] пов'язував спостережену ним магнітну аномалію на Цементському родовищі із наявністю у змінених пермських породах епігенетичного магнетиту (Fe₃O₄), утвореного також через відновлення гематиту (Fe₂O₃). Однак, детальні мінералогічні дослідження бурового шламу, виконані R.L.Reynolds [55], показали, що в більшості випадків оксиди заліза принесені ззовні, внаслідок буріння і "засмічування" шламу металічними частинками. В утворенні магнітної аномалії автор вбачав внесок феромагнітного піротину (Fe₇S₈), утвореного внаслідок життєдіяльності сульфатредуючих бактерій. Високі концентрації піротину були помічені в ядрах на глибинах 200-500 м, що можливо може викликати на поверхні

додатній ефект у магнітному полі амплітудою 7 нТл. Подібні результати досліджень, які вказують на присутність у пробах порід над покладом ВВ магнітного піротину, наведені у працях [61, 62].

Зв'язок ВВ із магнітним полем ілюструють результати досліджень R.D.Elmore [63]. Авторами доведена наявність в карбонатних породах сферичних агрегатів магнетиту (від 20-до 40 нанометрів у діаметрі), які не є подібними на магнітосоми (магнітостатичні бактерії) і сформувались внаслідок деструкції (розкладу) нафти.

З іншого боку, відомі дані про наявність інших магнітних мінералів. Роботи R.S.Foote [64, 65] пояснюють асоціацію магнітних аномалій із покладами нафти і газу наявністю грейгіту (Fe_3S_4) і маггеміту ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) в неглибокозалягаючих породах над родовищами ВВ. У самих ґрунтах, як відмічає D.Saunders [66], епігенетичні магнітні мінерали зустрічаються у 89% випадках над 19 родовищами нафти і газу. Він виявив сферичні і октаедричні стяжіння магнетиту і маггеміту. Цікавими є результати описаними у роботі [67], які зафіксували збільшення значень МС ґрунтових відкладів над сміттєзвалищем, внаслідок виділення метану на протязі близько 20 років.

В останні роки також з'явилися публікації, які інформують про знахідки епігенетичних мінералів у приповерхневих відкладах та ґрунту безпосередньо над покладами нафти і газу. Прикладом таких досліджень можуть бути роботи венесуельських вчених V.Costanzo-Alvarez, M.Aldana і ін, які досліджували взаємозв'язок між аномаліями МС ґрунтових відкладів і ВВ на нафтовій структурі Guafita [68-70]. Дослідження полягали у вимірюванні МС бурового шламу продуктивних і непродуктивних свердловин та ґрунту. На основі капаметрії шламу флювіально-делювіальних пісковиків міоцену та пліоцену із продуктивних свердловин вдалось виявити аномалії МС, причиною яких були сферичні стяжіння, збагачені залізом, правдоподібно, магнетит [68]. Досить добру кореляцію між аномаліями МС ґрунту і концентрацією вуглеводневих газів у них відмічають також китайські вчені в

на перспективних ділянках в басейнах Tarim і Ordos у Китаї [71, 72]. Місця із підвищеними значеннями МС ґрунту пояснюють наявністю магнетиту.

Однак, при інтерпретації аномалій слід також звертати увагу на наявність первинних магнітних мінералів (седиментаційних), магнітних осадових формацій. [73, 74]. Збільшені величини МС ґрунтів можуть бути також зведеними до первинних педологічних формацій магнетиту і маггеміту, які обумовлені дощовими опадами і кліматичними змінами, і аж ніяк внаслідок проникнення вуглеводневих газів у ґрунт [75].

Тому, незважаючи на позитивні результати дослідження взаємозв'язку нафтогазоносності і АМП, залишається відкритою наступна проблематика:

- літологія порід субстрату (мінеральний склад вміщуючих і оточуючих поклад порід, передумови утворення магнітних мінералів);
- кількісна характеристика (структура, розмір зерен) вихідних мінералів (гематит, гетит) і новоутворених (γ -гематит, магнетит);
- степінь епігенетичних змін в різних типах пасток, проникливість порід „покришки”, їх літологічні параметри;
- взаємовідношення глибини покладу і джерел магнітних аномалій, часовий фактор;
- питання проникнення вуглеводневих сполук.

Ці питання дискутуються у низці робіт [24-27, 48-76]. Розглянемо кілька теоретичних моделей утворення магнітних мінералів в середовищі під впливом потоків ВВ.

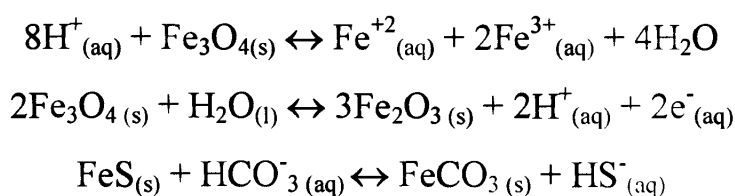
Н.Г.Мачел і Е.А.Буртон [49-51] запропонували концептуальну модель причин і просторового розподілення магнітних аномалій у середовищі підданому впливу потоків ВВ. Їхні фундаментальні дослідження показали, що магнітні мінерали (магнетит, піротин і гематит) можуть бути утвореними або заміщеними хімічними шляхом при певних РТ, рН, еН – умовах, а також за участю аеробних і анаеробних мікроорганізмів (сульфатредуючі бактерії,

магнітосоми). При цьому повинні витримуватись наступні гіпотетичні припущення:

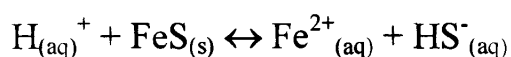
1. Намагніченість товщ в межах чи нижче скупчень ВВ в загальному не відображається в магнітному полі на поверхні;
2. Збільшення намагніченості у перекриваючих товщах;
3. Первинні (детритні), аутигенні чи бактеріогенні магнітні мінерали в породах покришки чи біля них можуть мати залишкову та індуковану намагніченість, що в генетичному сенсі не пов'язана до аккумуляції ВВ;
4. Відбувається просочування флюїдів ВВ із більшості покладів нафти та газу;
5. Органічні компоненти в тому числі сірководень стимулюють мікробіологічні чи хімічні реакції, які полягають у деструкції або формуванні магнітних мінералів

Додатковими умовами таких перетворень є активність в розчинах заліза, сірки і кисню у формах Fe_3O_4 , Fe_2O_3 і FeS . Залізо може бути у формі Fe^{2+} або Fe^{3+} , кисень у молекулярній формі O_2 , сірка як H_2S , іон сірки S^{2-} , сульфат-іон SO_4^{2-} , бісульфід-іон HS^- .

Магнетит може бути утвореним або заміщеним за схемою:



а піротин згідно реакції:



де, (aq)-іони знаходяться у рідинній фазі, (s)-мінеральна (тверда) фаза, (l)-ліквідна фаза.

В загальному процеси, які призводять до зміни магнітних властивостей, згідно роботи [49] наведені у таб.1.3. На рис.1.15 схематично проілюстровані три випадки знаходження на різних глибинах пасток тектонічного типу і

ВІДПОВІДНО мінералогічні зміни, що можуть проходити під впливом ВВ-просочування.

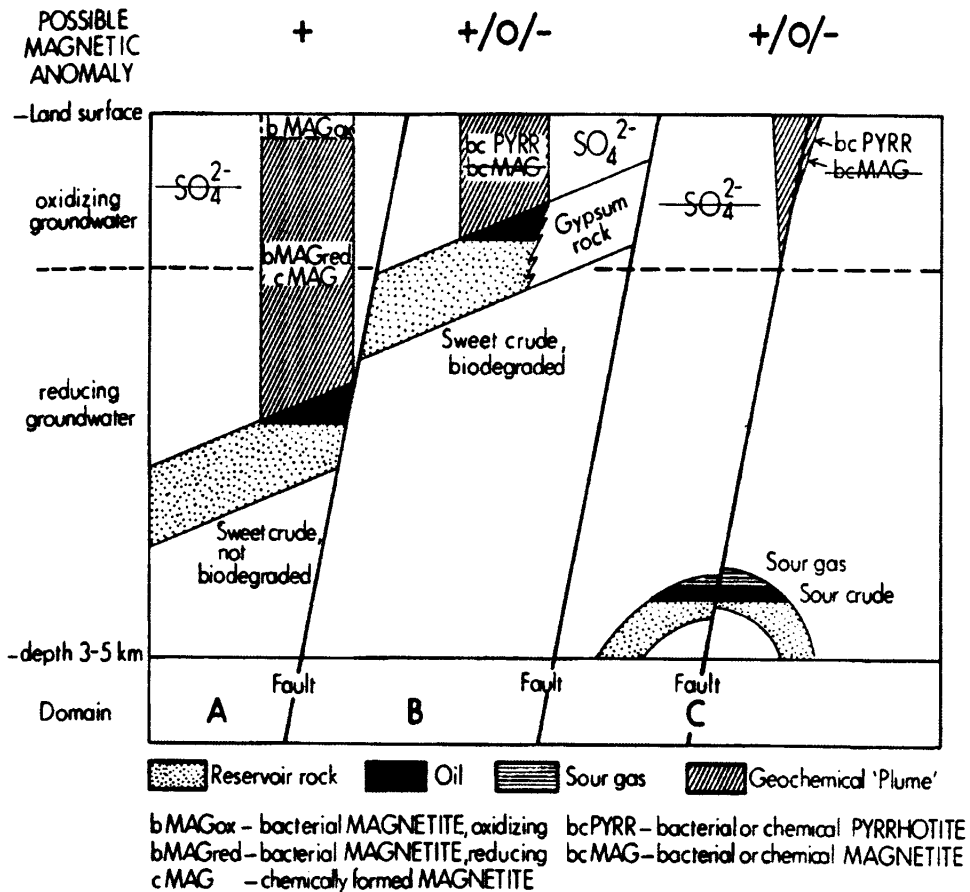


Рис.1.15. Модель тектонічних пасток та можливий аномальний ефект у магнітному полі від мінералогічних змін порід під впливом ВВ (за Н.Г.Мачелі і Е.А.Буртона) [49]. (пояснення у тексті)

У випадку А колектор вміщує малосірчисту нафту на середніх глибинах, потоки ВВ просочуються від покрівлі покладу до поверхні, поклад локалізований в умовах відновних водоносних горизонтів, тобто у цьому випадку аеробна діяльність бактерій виключена. Навпаки, у верхній частині може бути сформований магнетит бактеріальним (бМАГ) або хімічними шляхом (хМАГ). В найбільш верхніх шарах магнетит утворюється за участю магнітосом в окисних умовах (бМАГо). У відновних умовах він може бути присутнім також (участь магнітостатичних і немагнітостатичних анаеробних бактерій). Таким чином на поверхні будуть спостерігатись додатні магнітні аномалії [49].

Таблиця 1.3.

Основні процеси формування і перетворення магнітних мінералів в залежності від окисно-відновних умов середовища і впливу флюїдів ВВ [49]

Умови середовища	Домінантний процес, зміна валентності Fe	Магнітні мінерали		
		Гематит	Магнетит	Піротин
Аеробні/окисні	Хімічне окислення	С, Х, Б	Н, Х	Н, Х
	Бактеріальне окислення або відновлення		С, Б	
Анеробні/закисні	Бактеріальне або хімічне відновлення	Н	С, Х, Б	С, Х, Б
	Низький загальний вміст сірки, високий вміст неорганічного вуглецю	Н	Заміщається сидеритом	Н
	Низький загальний вміст сірки, середній вміст неорганічного вуглецю	Н	С, Б, Х, заміщається сидеритом, дуже низький Eh	
	Середній вміст сірки, середній вміст неорганічного вуглецю	Н, або заміщується піритом, чи піротином	Н, заміщається піритом або піротином	С
	Високий вміст сірки, низький вміст неорганічного вуглецю	Заміщується піритом	Заміщується піритом	Заміщується піритом, дуже низький Eh

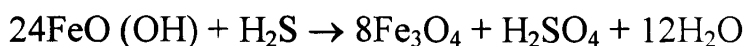
Примітки:

1. С-стабільний, або може випадати в осад;
2. Н-нестабільний, або може розчинятись;
3. Б-біологічний/бактеріальний;
4. Х-хімічний/епігенетичний

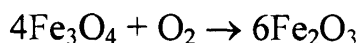
Для випадку Б характерні наступні умови: незначна глибина покладу, окисні умови водоносного горизонту; нафта зазнала часткової біодеградації; ґрунтові води багаті сульфатами, оскільки поклад "запечатаний" на краю гіпсами; висока активність мікрорганізмів. Таким чином можуть бути сформовані: піротин (бхПРТ - бактеріально чи хімічно), магнетит (бхМАГ) випадає або заміщується. Піротин може бути магнітним і немагнітним. На поверхні можуть спостерігатись додатні, від'ємні аномалії, або бути відсутніми взагалі. Останній випадок В відрізняється від двох попередніх. Для нього є характерним: пастка антиклінального типу; поклад вміщує високосірчистий газ і нафту; H_2S утворений термохімічним шляхом; флюїди ВВ мігрують по розломі і накопичуються біля поверхні. У верхах може бути наявним піротин (бхПРТ), а магнетит (бхМАГ) руйнується. Редукція сульфатів за участю мікрорганізмів не відбувається. На поверхні у магнітному полі може спостерігатись така ж картина, як для випадку Б.

Дещо відмінніша модель утворення епігенетичних магнітних мінералів запропонована в роботі [52].

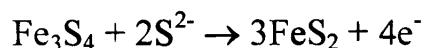
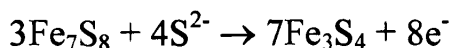
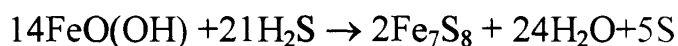
Через реакцію сірководню і гетиту може утворюватись магнетит:



Далі, якщо магнетит потрапляє в умови збагачені киснем, то він може бути трансформованим до магнітних форм гематиту:

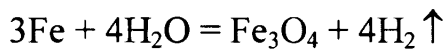
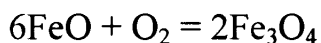
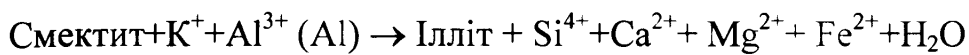


Можуть відбуватись ще і інші реакції із піротином, грейгітом і піритом:



Для карбонатних порід утворення магнетиту буде дещо відрізнитись. Відомі кілька варіантів механізму формування магнетиту: через окислення ранньодіагенетичного піриту, магнетит, як супутній продукт реакції трансформації глини — смектит → ілліт, а також доломітизації [77, 78].

Магнетит, може утворюватись при температурах більше 250-300⁰ як супутній продукт реакції на глибинах 3-6 км:



На закінчення роглянемо модель В.Березкина, яка пробує в більшій мірі пояснити морфологічний аспект магнітних аномалій ΔT_a , віддаляючись від можливих шляхів утворення епігенетичних мінералів [30].

Відносно локальних чи скупчених в певних ділянках розрізу (від 2000 до 50 м) немагнітних (пірит, сидерит) чи магнітних (гематит, магнетит, піротин, грейгіт) мінералів може утворюватись кілька типів магнітних аномалій. У розрізі родовища, таким чином, за магнітними і окисно-відновними властивостями виділяються чотири елементи [10, 30, 79]: поклад і вміщуючі його колектори (практично діамагнітні); зона відновлення (залізистісполуки переходять у двохвалентну форму, формуються сульфідні мінерали, в основному пірит, що зменшує χ); зона окислення (характеризується збільшеним вмістом кисню, азоту, вуглекислоти, залізо знаходиться у трьохвалентній формі, можлива поява епігенетичного магнетиту, що призводить до збільшення χ); зони субвертикальних неоднорідностей (формуються на периферії родовища, характеризуються високою проникливістю, високою міграційною здатністю різних сполук, що може приводити як до зменшення так і до збільшення χ порід).

На якісному рівні, за моделлю В.Березкина [30] (рис. 1.16) у відповідності до окисно-відновних умов, на поверхні над родовищем можуть спостерігатись аномалії ΔT_a 4-х типів:

1. Аномалія подвійного горбоутворення (крива 1), яка є результатом утворення магнетиту в флангових субвертикальних зонах. Над центральною зоною покладу в цьому випадку утворюється в основному пірит, що робить аномалію більш вираженою.

2. Високочастотні аномалії ("брижі") над покладом, викликані магнітними неоднорідностями незначних розмірів в приповерхневих шарах (крива 2)
3. Куполовидна додатна магнітна аномалія, спричинена однорідним розподілом магнетиту над покладом з дещо більшою концентрацією в центрі (крива 3).
4. Від'ємна магнітна аномалія, спричинена утворенням піриту замість магнетиту в півпросторі над покладом вуглеводнів (крива 4)

На характер магнітних аномалій може також впливати і фактор виносу до поверхні мікробульбашками газів важких металів (V, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Mo, Fe, Zn, Pb) зі збагачених ними вод навколо покладу ВВ. Характерні для антиклінальних нафтогазових структур зони, кільцевидні в плані, характеризуються підвищеною тріщинуватістю і можуть служити шляхами інтенсивних потоків мікробульбашок газів і захоплених ними металів. Тобто над покладами ВВ утворюються кільцеві аномалії важких металів, які можуть дещо ускладнювати характер АМП над перспективними структурами [80, 81].

Отже, із вище викладеного можна зробити висновок, що на утворення магнітних аномалій над покладами нафти та газу впливає ціла множина геолого-фізичних факторів. Вони можуть спричинювати близькі за амплітудою і морфологією аномальні ефекти в магнітному полі.

Це підвищує ймовірність існування над родовищами геомагнітних аномалій, а отже і правомірність використання геомагнітних методів в нафтопошукових цілях. Однак при інтепретації геомагнітних даних слід мати на увазі, що магнітні аномалії можуть утворюватись над зруйнованими покладами, рух вуглеводневих сполук по системі розломів може спричинити локалізацію „джерела” аномалій на значній віддалі від покладу. Крім того потрібно враховувати техногенний фактор. Безумовно складною проблемою залишається виділення локальних аномалій типу „поклад” на фоні

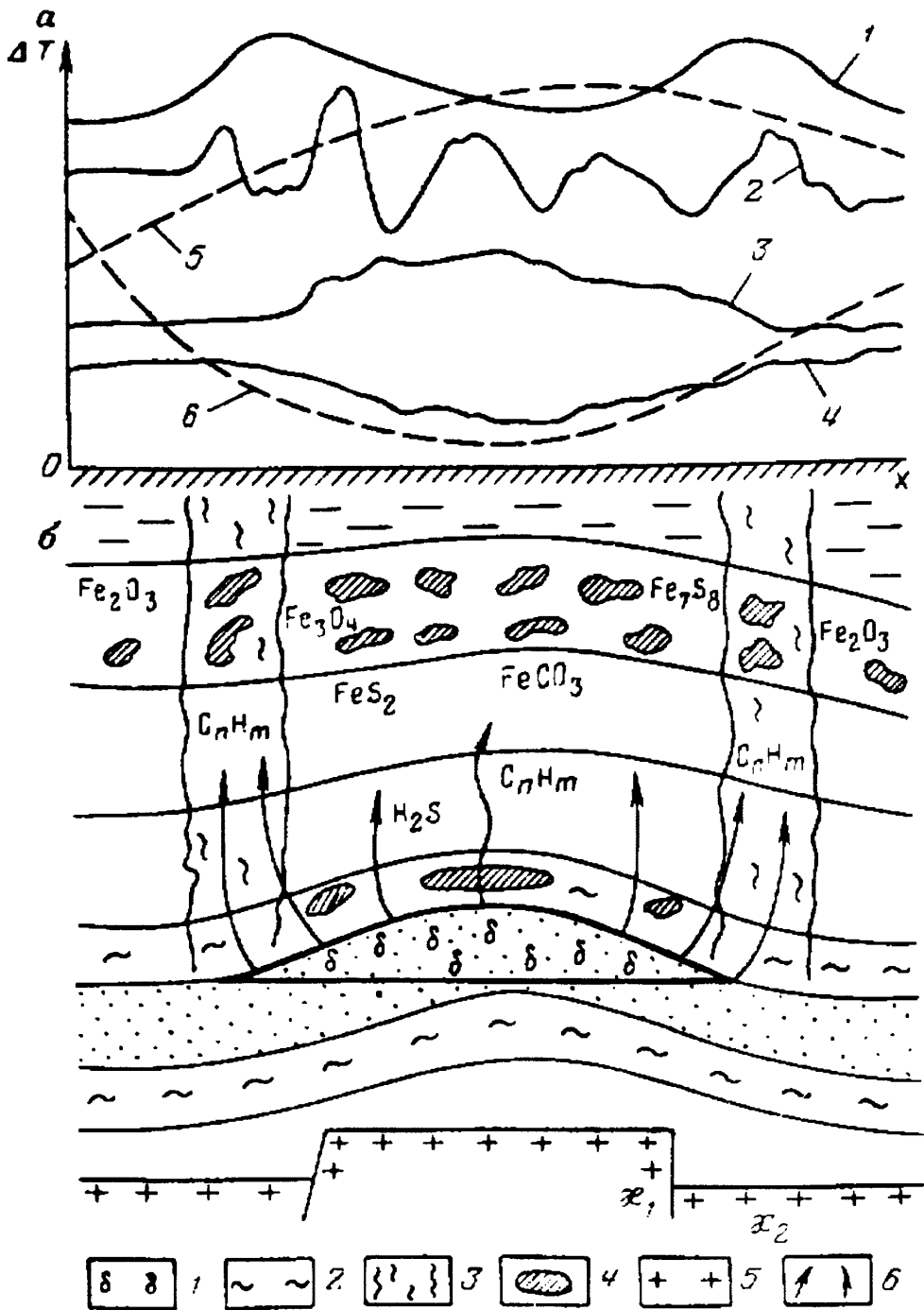


Рис.1.16. Геомагнітна модель нафтогазового родовища [30].

а – можливі криві ΔT на висоті польоту (100-300 м): 1,2,3,4 – криві ΔT від вторинних мінеральних форм; 5 – крива ΔT від фундаменту при $\chi_1 > \chi_2$; 6 – крива ΔT від фундаменту при $\chi_1 < \chi_2$; б – геологічний розріз: 1 – нафтогазовий поклад; 2 – пласти-покришки; 3 – зони субвертикальних неоднорідностей; 4 – вторинні мінерали; 5 – фундамент; 6 – потоки вуглеводнів та інших елементів.

регіональної складової магнітного поля, завад природнього і техногенного походження.

Отже, виконаний аналіз літератури із використання магнітометрії в нафтопошукових цілях свідчить, що на теперішній час накопичено значний обсяг теоретичних і експериментальних даних, які підтверджують високі можливості методу для прогнозування нафтогазоносності.

Не зважаючи на значні успіхи попередніх досліджень, на сьогоднішній день відсутні чіткі уявлення про зв'язок не лишень АМП, але й інших геофізичних полів із нафтогазоносністю. Тому в першу чергу вимагає подальшого вивчення проблема механізму утворення локальних магнітних аномалій на родовищах ВВ. Недостатньо дослідженими є морфологічні особливості тонкої структури локального АМП над родовищами нафти та газу, не розроблена ефективна методика виділення малоамплітудних локальних магнітних аномалій на фоні регіонального магнітного поля та завад техногенного походження. Залишаються мало вивченими магнітні властивості гірських порід осадової товщі у контурі та поза контуром нафтогазоносності. Існує об'єктивна потреба у вдосконаленні геомагнітних моделей родовищ ВВ. Інтепретація геомагнітних даних вимагає комплексування з іншими методами, в першу чергу із сейсмозрозвідкою і планомірної, вдумливої перевірки результатів магнітометричних досліджень глибоким бурінням.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНІЧНА БУДОВА І НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

Дослідження особливостей тонкої структури АМП над родовищами нафти і газу були виконані на окремих родовищах (Селюхівське, Прирічне) і перспективних структурах (Вовківцівська, Юхтинська, Південно-Берестівська) в межах Центральної частини ДДЗ.

У даному розділі наведена коротка характеристика основних особливостей геолого-тектонічної будови і нафтогазоносності Центральної частини ДДЗ з більш детальним описом елементів тектонічної будови, нафтогазоносності і геофізичних полів в межах родовищ та перспективних структур, де виконувалися геомагнітні дослідження.

2.1. Особливості геологічної будови, нафтогазоносності і геофізичних полів Центральної частини ДДЗ

Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) на сьогоднішній час залишається головним нафтогазоносним регіоном України. Починаючи із 30-років минулого століття тут відкрито понад 200 родовищ вуглеводнів. Завдяки своїй цікавій і неординарній геологічній будові вона завжди викликала великий інтерес науковців. Вагомий внесок у дослідження її геолого-тектонічної будови і нафтогазоносності вклали такі вчені як О.П.Карпінський, А.Д.Архангельський, В.І.Лучицький, М.С.Шатський, Ю.О.Косигін, В.Г.Боднарчук, І.О.Балабушевич, В.В.Глушко, В.Б.Сологуб, І.І.Чебаненко, А.В.Чекунов, М.В.Чирвінська, П.Ф.Шпак, Ю.О.Арсирій, О.Д.Білик, С.О.Варічев, І.В.Височанський, В.К.Гавриш, М.І.Галабуда, В.В.Гладун, Є.С.Дворянин, Г.Н.Доленко, М.І.Євдошук, Г.І.Вакарчук, М.П.Зюзькевич, О.М.Істомін, Б.П.Кабишев, В.П.Клочко, В.О.Краюшкін, В.О.

Кривошей, В.В. В.В. Колодій, В.П. Лебедь, О.Ю. Лукін, А.Т. Мурич, Г.Н. Негода, П.Т. Павленко, В.Б. Порфір`ев, В.О. Разніцин та багато інших [82-95].

Більшість із них вважає Дніпровську-Донецьку западину (ДДЗ) Дніпровсько-Донецьким авлакогеном (ДДА) в південно-західній частині Східно-Європейської платформи, який відокремлюється на південному-заході від Українського кристалічного щита (УКЩ), а на північному сході від Воронезького кристалічного масиву (ВКМ), протяжними глибинними розломами (рис.2.1). ДДЗ поряд із Прип'ятським прогином і Дніпровською складчастою спорудою є складовими частинами Сарматсько-Туранського трансконтинентального лінеаменту. ДДЗ має довжину близько 600 км, ширина коливається від 70 км на північному-заході до 130 км на південному-сході. В такому ж напрямку змінюється і глибина залягання фундаменту, від 5 до 20 км.

Осадочний чохол ДДЗ залягає на різновіковому кристалічному фундаменті і представлений породами девону, карбону, пермі і мезокайнозою (додаток А.1). У своєму розвитку структура пережила рифтовий, синеклізний і платформений етапи. Згідно з структурними особливостями, формаційно-речовинною характеристикою і умовами осадконакопичення виділяються п'ять структурно-формаційних комплексів або циклів, розділених між собою структурними незгідностями, які відповідають різним стадіям утворення ДДЗ: середньодевонський платформовий, верхньодевонський рифтовий, кам'яновугільний-нижньопермський синеклізно-міогеосинклінальний, мезозойський платформно-синеклізний і кайнозойський платформовий [82-95].

До відкладів кам'яновугільно-нижньопермського синеклізно-міогеосинклінального структурного поверху приурочена більшість родовищ ВВ. У зв'язку з цим його літологічна характеристика є найбільш вивченою. Він представляє собою комплекс генетично і структурно пов'язаних

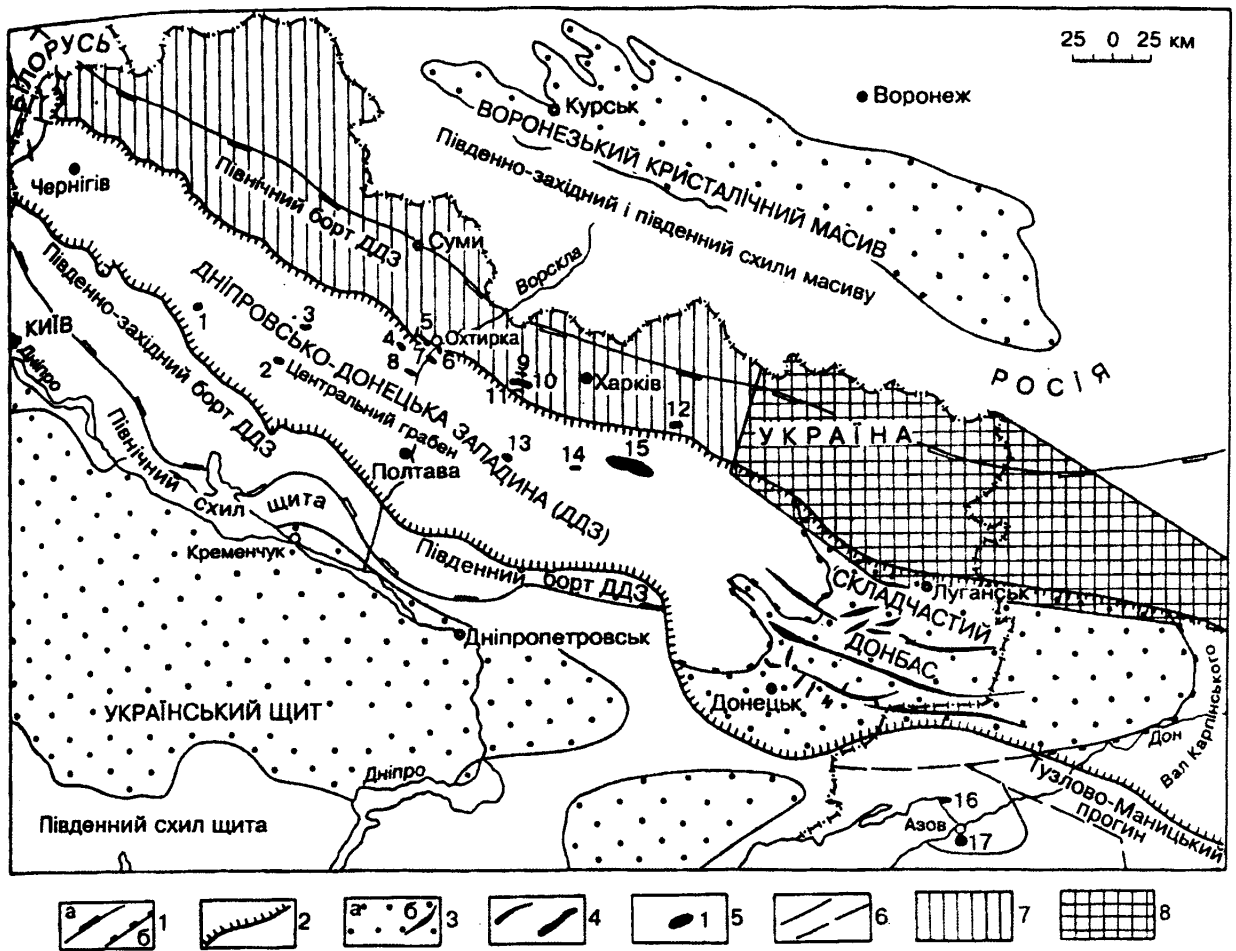


Рис.2.1.Оглядова тектонічна схема Дніпровсько-Донецької западини та суміжних територій [92].

1 – контури платформних структур (а – регіональних, б – першого порядку);
 2 – крайові порушення ДДЗ; 3 – виходи складчастої основи на поверхню або область її неглибинного залягання (а – УЩ, ВКМ, б – складчастий Донбас);
 4 – осі складок Донбасу; 5 – родовища ВВ (1–Леляківське, 2–Яблунівське, 3–Глинсько-Розбишівське, 4–Качанівське, 5–Чернечинське, 6–Хухринське, 7–Рибальське, 8–Більське, 9–Скворцівське, 10–Юліївське, 11–Наріжнянське, 12–Коробочкинське, 13–Західнохрещатинське, 14–Єфремівське, 15–Шебелинське); 6 – тектонічні порешення; 7 – район Північного борту Дніпровсько-Донецького авлакогену; 8 – Північодонбаський район

морських, ритмічних і регіонально витриманих горизонтів вапняків, глин, вугілля, пісковиків і солі, відсутністю вулканізму і високою швидкістю занурення і осадконакопичення, розвитком складок короблення або сольового нагнітання. Відмінними особливостями цього комплексу є порівняна витриманість літофаціального складу по площі і плавна зміна потужностей від 0,5 км на північному-заході до 6-7 км на південному-сході.

У ДДЗ виділені та фауністично обгрунтовані нижній, середній та верхній відділи кам'яновугільної системи. Вони, в свою чергу, діляться на яруси, під'яруси, горизонти і світи, які зіставляються з зонами Донецького басейну та стратиграфічними підрозділами Східно-Європейської платформи. За основу розчленування ранньокам'яновугільних відкладів западини взята схема Н.Є.Бражнікової, згідно якої відклади нижнього карбону поділяються на мікрофауністичні горизонти (МФГ) [93]. У додатку А.2 представлена схема стратиграфії нижньокам'яновугільних відкладів Дніпровсько-Донецької западини за Г.І.Вакарчуком [94, 95].

На утворення ДДЗ на даний час не існує єдиної точки зору. За В.К. Гавришем, ДДЗ являє собою рифтогенну структуру, що сформувалася у склепінні Сарматського палеоциста в рифеї внаслідок розширення астеносферного діапіру. Внаслідок подальшого стиснення астеносферного діапіру в кам'яновугільному періоді утворилась западина. Північним обмеженням ДДЗ є Барановичсько-Астраханський (БА) глибинний розлом, який відділяє западину від Воронежського кристалічного масиву, на півдні Прип'ятсько-Маничський (ПМ) глибинний розлом, що розмежовує ДДЗ і УЩ, (рис.2.2.), [84]

У тектонічному відношенні у будові фундаменту ДДЗ виділяють такі елементи: Північний і Південний борти та грабен, обмежений крайовими субширотними розломами. Північний борт це монокліналь, шириною 10-120 км, де поверхня фундаменту занурюється в південному напрямку від 0 до 5 км. Південний борт – більш вузла монокліналь (0-60 км) із зануренням

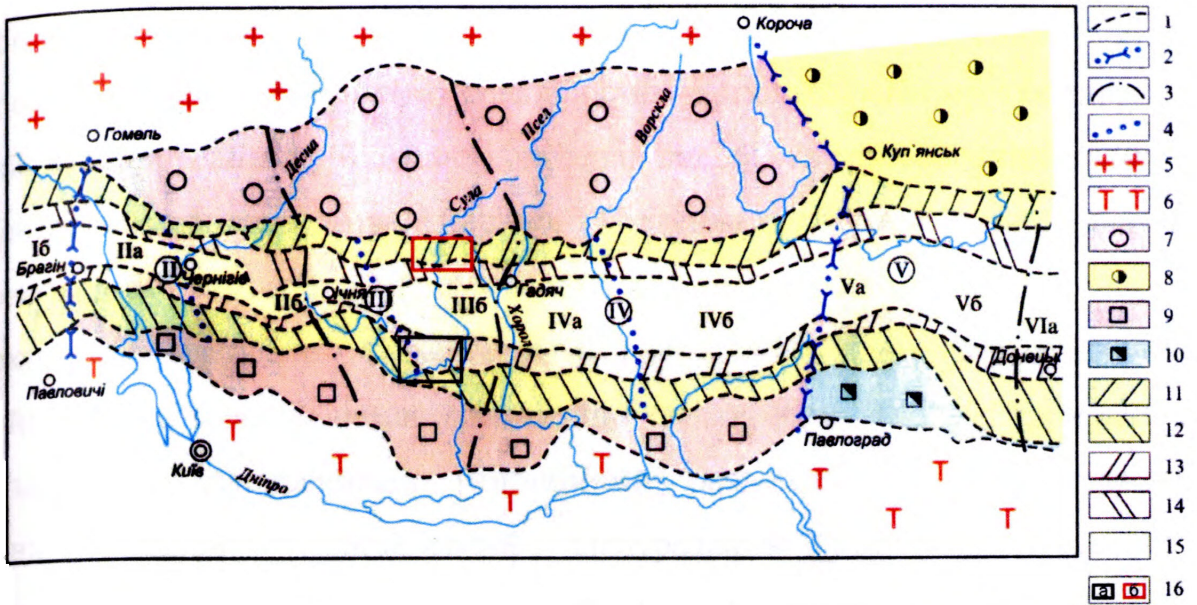


Рис. 2.2. Схема тектонічного районування ДДЗ та суміжних районів. [84].

1 – межі ДДЗ та її поздовжніх тектонічних зон; 2 – західна та східна межі; 3 – межі поперечних частин ДДЗ і Донецького прогину (ДП), а також сегментів Дніпровсько-Донецького рифтогену (ДДР); цифри в колах: II – північно-західна частина ДДЗ або Деснянський сегмент ДДР, III – Центральна частина ДДЗ або Удайсько-Сульський сегмент ДДР, IV – Південно-східна частина ДДЗ або Псьольсько-Орельський сегмент ДДР, V – Північно-західна частина ДП або Західно-Донбаський сегмент ДР; 4 – межі поперечних сідловин (IIa – Брагінсько-Лоївської, IIIa – Уланської, IVa – Псьольсько-Ворсклянської, Va – Донецько-Орельської, VIa – Донецької) і депресій (Iб – Сільської, IIб – Ніжинської, IIIб – Лохвицької, IVб – Карлівської, Vб – Волчансько-Бахмуцької); 5 – Південний схил ВА; 6 – Північний схил УЩ; 7 – Північний борт ДДЗ; 8 – Північний борт ДП; 9 – Південний борт ДДЗ; 10 – Південний борт ДП; Прибортові або шовні зони крайових глибинних розломів ДДР: 11 – північного БА, 12 – південного ПМ, 13 – Південна приосьова зона або Південна зона прирозломних виступів ДДР, 14 – Північна приосьова зона або північна зона прирозломних виступів (сходин) ДДР, 15 – осьова зона, 16 – район проведення магнітометричних досліджень, а – у Південній прибортовій зоні, б – у Північній прибортовій зоні

поверхні фундаменту до 4 км. Дніпровський грабен характеризується повздовжньою і поперечною зональністю. У повздовжньому тектонічному районуванні грабена у більшості випадків виділяють три основних елементи: Центральна або приосьова, Північна і Південна прибортові зони. Поперечна зональність обумовлена дорифтовими глибинними розломами, які розділяли тектонічні елементи Сарматського щита. На поперечне тектонічне районування грабену немає одностайної точки зору. За В.К.Гавришем він розділяється поперечними глибинними розломами на три сегменти: Північно-Західний (Деснянський), Центральний (Удайсько-Сульський) і Південно-Східний (Пселсько-Орельський), в західних частинах яких розташовуються сідловини, а у східних депресії [84].

В Центральній частині ДДЗ, де розташований район досліджень, виокремлюється Удайська слабовиражена сідловина і Лохвицька депресія. Удайська сідловина виділяється по наявності кількох крупних виступів фундаменту (Серпневий, Дорогінський, Кинашівський, Тростянецький, Леляківський і ін.). На північному заході Удайська сідловина межує із Ніжинською депресією, а на південному сході із Срібненським прогином (рис.2.2). На сідловині зменшується потужність відкладів палеозою і мезозою, досить широко розвинутий галокінез. Лохвицька депресія складається із Роменсько-Синівської мульди, яка розташована в шовній зоні БА розлому, а також потужних приосьових прогинів. Із зануренням поверхні фундаменту до 10,5 км зони прогинів розділяються прирозломними виступами фундаменту (Талалаєвський, Артюхівсько-Анастасієвсько-Липоводилінський).

Тектонічна будова Центральної частини ДДЗ вивчена по багатьох структурних планах, однак найбільш детально вона висвітлена по кам'яновугільно-нижньопермському структурному поверсі. Характерною рисою Удайської сідловини є інтенсивна діпарова складчастість (Івангородський, Буромський, Ічнянський, Гмирянський соляні штоки).

Підошва структурного поверху припіднята тут на 0,5-1,5 км, а в Лохвицькій депресії вона опущена в осьовій зоні до 6,5 км. Потужність поверху в зоні найбільшого занурення складає 4,5 км [92].

Центральне положення в депресії займає Срібненська западина еліпсоподібної форми із довгою віссю (біля 65 км), витягнутою в північно-західному напрямку при ширині близько 60 км. Залягання порід у западині більш менш спокійне, інколи ускладнене невеликими малоамплітудними підняттями. Срібненський прогин зі всіх сторін обмежений валами, іншими позитивними структурами і цілою системою розривних порушень. На заході він межує із Іванецько-Дорожною валоподібною системою, яка об'єднує цілий ряд невеликих локальних піднять. На південно-західній границі прогину виділяються Леляківське, Гнідинцевське, Чорнухінське і інші підняття різнонаправленого простягання. Із півночного-сходу прогин обмежує Глинсько-Розбишевський вал, асиметричної форми, а з півночі ланцюжок піднять, що тягнуться із Удайської сідловини. Південне і південно-східне обмеження Лохвицької депресії прослідковується невеличкими фліксурами, інколи потужними підняттями (Яблунівське), які ускладнені соляними штоками (Пісочанський). В південній частині депресії знаходиться Жданівський прогин [84].

Північна прибортова зона в Лохвицькій депресії характеризується змінною шириною (10-20 км) і розвитком в осьовій її частині потужних мульд, які розділені сідловинами, а також солянокупульними (Дмитрієвський, Роменський, Синявським) і малоамплітудними підняттями. Південна прибортова зона має ширину (20-30 км) і по фліксурі припіднята відносно приосьової на 1-2 км. Вона характеризується інтенсивною складчастістю, ускладнену соляними діапірами. У ній часто відсутні верхні частини структурного поверху (середній карбон), а потужність решти стратиграфічних одиниць різко зменшується.

В будові мезозойського і кайнозойського структурних поверхів Центральної частини ДДЗ спостерігається принципова різниця від будови нижніх структурних поверхів. По цих відкладах досліджувана територія представляє собою западину платформового типу, накладену на палеозойський грабеноподібний прогин. Крайові і інші розривні порушення фундаменту і структурних поверхів палеозою у відкладах мезозойського поверху не розповсюджуються.

Нафтогазоносність Центральної частини ДДЗ пов'язується з продуктивними горизонтами у відкладах мезозойського (юра і триас), верхньокам'яновугільно-нижньопермського, середньокам'яновугільного, серпухівського, верхньовізейського, турнейсько-нижньовізейського, девонського і протерозойського (докембрійський) комплекс. Основні перспективи відкриття нових родовищ вуглеводнів пов'язують із середньокам'яновугільним, верхньовізейським, турнейсько-нижньовізейським і протерозойським нафтогазоносними комплексами [82-92].

Головними критеріями сучасного районування Дніпровсько-Донецької нафтогазоносної області є відмінності тектонічної будови і стратиграфічної приуроченості скупчень вуглеводнів з врахуванням їх фазового стану, типу пасток і глибини залягання, щільності прогнозних запасів і ступені вивченості. Район дослідження відноситься до Талалаївсько-Рибальського, Глинсько-Солохівського і Антонівсько-Білоцерківського нафтогазоносних районів [92].

На території ДДЗ проведено в значних об'ємах геофізичні дослідження, з метою вивчення будови літосфери і її окремих зон. Підшва земної кори в межах Дніпровської частини авлакогена характеризується яскраво вираженою антиклінальною формою рельєфу М з глибинами від 35 до 40 км [86]. Рельєф розділу М Північного і Південного бортів ДДЗ різко відмінний, а форми рельєфу цього розділу мають різні структурні співвідношення з

формами рельєфу розділу М в межах ДДА. Потужність кори бортів ДДЗ при цьому коливається від 40 до 48 км [86].

Гравітаційне поле ДДЗ характеризується мозаїчною структурою. В його центральній частині зафіксовані великі додатні лінійні аномалії (Чернігівська, Лохвицька, Лютенська, Диканська), що орієнтовані переважно в північно-західному напрямку. Їх інтенсивність і розміри зменшуються з заходу на схід. На заході додатні аномалії обмежені Прип'ятським мінімумом, а на сході Чутовським. Від мозаїчного поля бортових частин прогину вони відділяються зонами регіональних від'ємних аномалій, відображається ланцюжком гравітаційних максимумів, які приурочені до її осьової частини. У природі джерел гравітаційного поля вбачають роль блокової будови фундаменту авлакогену, гетерогенність його бортів, значну роль галогенних, інтрузивних, ефузивних утворень, зменшення потужності консолідованої земної кори в Центральній частині ДДЗ [84].

Аномальне магнітне поле ДДА має складну структуру. Для авлакогена і навколишніх регіонів характерно слабо-аномальне магнітне поле (рис.2.3). Максимальні його значення (до 800 нТл) характерні для Чернігівського гравімагнітного максимуму. При цьому локальні магнітні аномалії, які сконцентровані в цій області, приналежні переважно до периферійних частин гравітаційних аномалій. Більшість магнітних аномалій орієнтовані в північно-західному та близькому до цього напрямку. В області Центральної Депресії інтенсивність аномалій досягає 200-500 нТл, а далі на схід південний схід складає перші десятки, максимум сотні нанотеслів. Для бортових частин авлакогена характерно надзвичайно різноманітна і складна структура магнітного поля з чергуванням ділянок лінійного магнітного поля з мозаїчним і безаномальним. Із заходу на схід виділяються чотири зони лінійного, субмеридіонального простягання магнітних аномалій: Брусилівська, Канівсько-Остерська, Криворізько-Кременчуцько-Крупецька, Оріхово-Павлоградська і одна північно-західного



Рис. 2.3. Аномальне магнітне поле (ΔT)_a Центральної депресії ДДА (за даними М.І.Орлука, 1999).

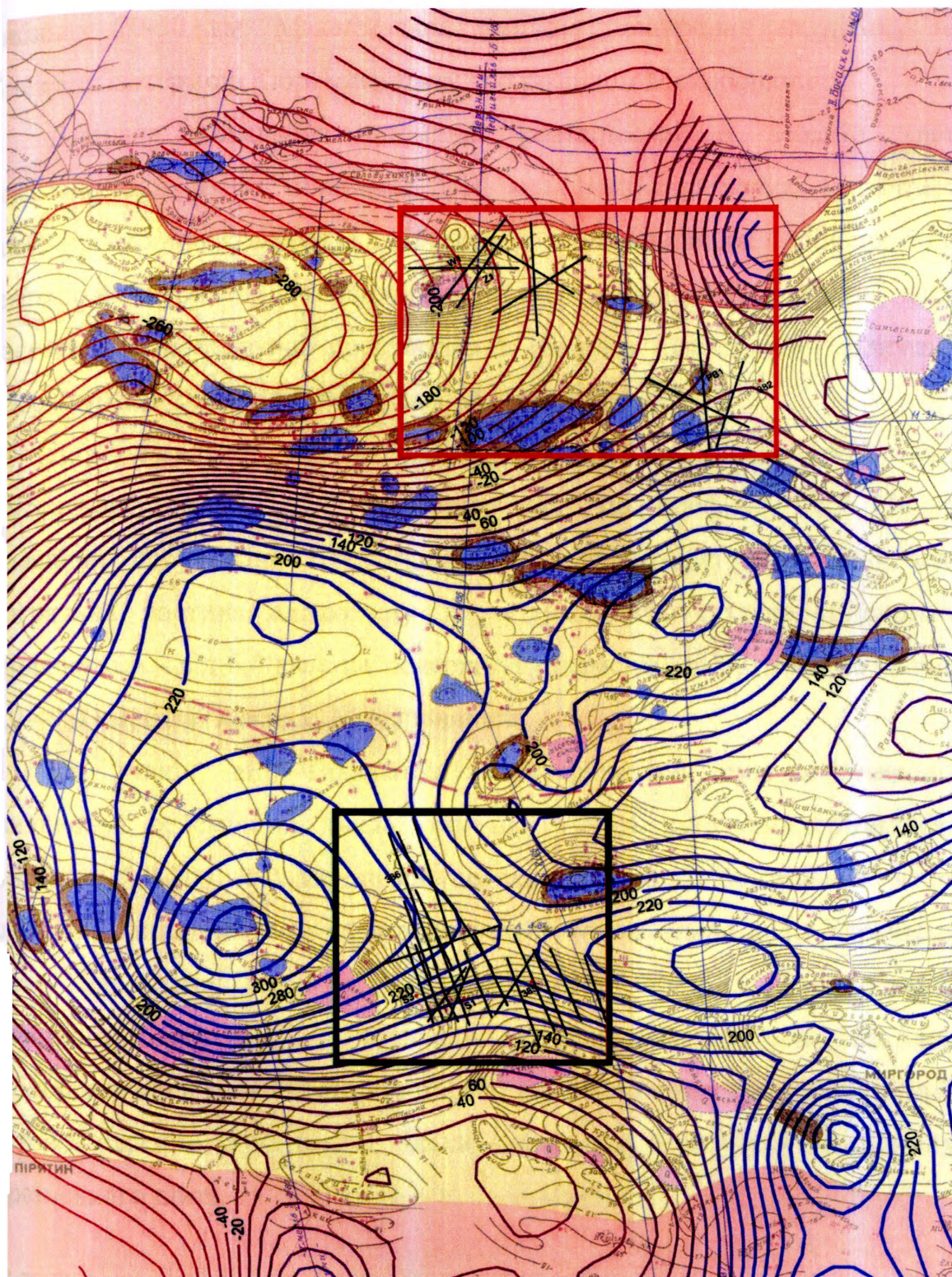
1 — ізолінії поля (ΔT)_a в сотнях нанотеслів; а—позитивні, б—нульові, в—негативні; 2 — позитивні аномалії гравітаційного поля (Δg)₆; 3 — негативні аномалії (Δg)₆; 4 — крайові розломи авлакогену; 5—8 — родовища та перспективні структури: нафтові (5), газові (6), нафтогазові (7), перспективні (8).

простягання – Курська (рис.2.3). У районі Чернігівського максимуму намічається злиття Брусилівської та Канівсько-Остерської зон, а на Північному борті відбувається злиття Криворізько-Кременчуцько-Крупецької і Курської зон. У межах ДДА виділяються Чернігівська з амплітудою (ΔT_a), рег. = 300 – 350 нТл) і Лохвицька (250-300 нТл) регіональні магнітні аномалії (РМА). Поблизу розташовані Київська (300 нТл), Західно-Інгулецька (550 нТл) і Синельниківська (300 нТл), розташовані в межах Українського щита і Сумська (400 нТл) та Куп'янська (16 000 нТл) - у межах Воронезького масиву (за матеріалами ІГФ ІГФ НАНУ Орлюк М.І. і ін., 1998-2001)

Лохвицькій РМА просторово відповідає Центральна Депресія ДДА, яка розташована між мм. Прилуки та Полтава. Починаючи від м. Полтави смуга підвищених величин регіональної компоненти аномального магнітного поля ΔT_a , рег. (до 100 нТл) тяжіє до північної зони крайових глибинних розломів ДДА. За цього південна частина авлакогена характеризується від'ємним регіональним магнітним фоном з інтенсивністю 150-200 нТл.

Досліджувані об'єкти, а саме Селюхівське та Прирічне родовища ВВ, розташовані в периферійних частинах Лохвицької РМА, що оконтурена по ізодинамі ΔT 200 нТл, в межах якої виділяється декілька більш інтенсивних локальних аномалій з інтенсивністю до 340 нТл (рис.2.4). На північній частині Лохвицького магнітного максимуму знаходиться Південно-Берестівська площа, де магнітне поле меншої інтенсивності – від 80 до -20 нТл. Вовківецька і Юхтинська структури знаходяться в криловій частині від'ємної магнітної аномалії амплітудою 280 нТл у зоні невеликих горизонтальних градієнтів.

Зона максимального градієнту Лохвицької аномалії проходить через населені пункти: м.Константинівка – 10 км на північ від м.Гадяч – 10 км на південь від м.Талалаївка – м.Ладан – м.Пирятин – м.Велика Багачка – м.Нові Санжари – м.Полтава – далі на схід-південний схід. Як показали результати кількісної інтерпретації, центри мас регіональної аномалії розміщені на

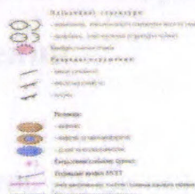
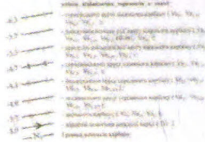


УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

Північний та південний борти
Дніпровсько-Донецької западини

Дніпровський девонський грабен

220 Ізодинами магнітного поля ΔT в нТл
(січнення через 20 нТл)



Райони дослідження
та геомагнітні профілі:

У південній прибортовій
зоні

У північній прибортовій
зоні

Рис.2.4. Аномальне магнітне поле та структурно-тектонічна карта Центральної частини ДДЗ [89]

глибинах 20-30 км. Максимальна глибина поширення магнітних товщ обмежена ізотермою Кюрі магнетиту або розділом Мохоровичича.

Джерела локальних аномалій розташовані в верхній частині консолідованої земної кори (від 3-10 км). Найбільш великі магнітні тіла мають просторову кореляцію з ділянками аномально високої щільності порід Центрального грабену, що свідчить про інтенсивну базифікацію цієї частини авлакогену, співпадаючи просторово з областю Центральної депресії (за матеріалами ІГФ ІГФ НАНУ Орлюк М.І. і ін., 1998-2001).

Для загальної характеристики швидкісної сейсмічної моделі Центральної частини ДДЗ наведемо дані по профілю ГСЗ Пирятин-Талалаївка побудована Т.В.Ільченко [96]. Згідно цієї швидкісної моделі центральна частина авлакогену характеризується суттєво підвищеними швидкостями - від 6,4 км/с на поверхні фундаменту до 8,0 км/с на глибинах 35,0-40,0 км, біля поверхні Мохоровичича.

На північ від Талалаївки спостерігається суттєве зменшення швидкостей сейсмічних хвиль, так що $V_p=6,4$ км/с спостерігається на глибинах 25,0-30,0 км. Меншими, по відношенню до центральної частини авлакогену, швидкостями характеризується також земна кора Українського щита. При цьому варто відмітити більшу різницю у швидкостях для Північного борту ДДЗ, у порівнянні з південним, причому на півночі слабкошвидкісна кора спостерігається для частини самого авлакогену та його бортової частини, а на півдні тільки для земної кори борту авлакогену та Українського щита.

2.2. Геолого-тектонічна характеристика та нафтогазоносність району дослідження

Геоманітні дослідження виконувались на Селюхівському та Прирічному родовищах ВВ в межах Південної прибортової зони, а також на Південно-Берестівському родовищі, Вовківцівській та Юхтинській перспективних

структурах в межах Північної прибортової зони Центральної частини ДДЗ (рис.2.5).

Селюхівське нафтове родовище розташоване в Південній прибортовій зоні ДДЗ, в межах припіднятої зони, що розділяє Сухонівську та Жданівську депресії (рис.2.5).

У геологічному відношенні у будові Селюхівської структури беруть участь теригенні породи верхньодевонського рифтового, кам'яновугільно-нижньопермського синеклізно-міogeосинклінального, мезозойсько платформово-синеклізного та кайнозойського платформового структурно-стратиграфічних комплексів.

Тектонічна будова структури вивчена за багатьма структурними зрізами. Поверхня кристалічного фундаменту має блокову будову. Тут відмічається його ступеневоподібне занурення на північний-схід до центру грабена. Глибина залягання кристалічного фундаменту змінюється від 2500 м близько крайового порушення до 8500 в межах Логовиківської западини.

У структурному плані осадового комплексу по основному відбиваючому горизонту Vb^3 , який характеризує поведінку покрівлі нижньовізейської карбонатної товщі, Селюхівська структура представляє собою брахіантикліналь північно-західного простягання, обмежену з півдня і південного-сходу тектонічними порушеннями змінної амплітуди від 50 до 250м. Розміри структури в межах ізогіпси мінус 3050 м і обмежуючих її тектонічних порушень складають 2.0x4.5 км, амплітуда 350 м. Селюхівське родовище за сучасною схемою нафтогазогеологічного районування відноситься до Глинсько-Солохівського нафтогазоносного району. Нафтогазоносність тпов'язана із шаром пісковиків верхньовізейського під'ярусу (горизонт В-20), а також із нафтовим покладом кременисто-карбонатних біогермних відкладів нижньовізейської "плити" (горизонти В-24, В-25), (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазогеологія”, ЧВУкрДГРІ, ІТГК НАНУ)

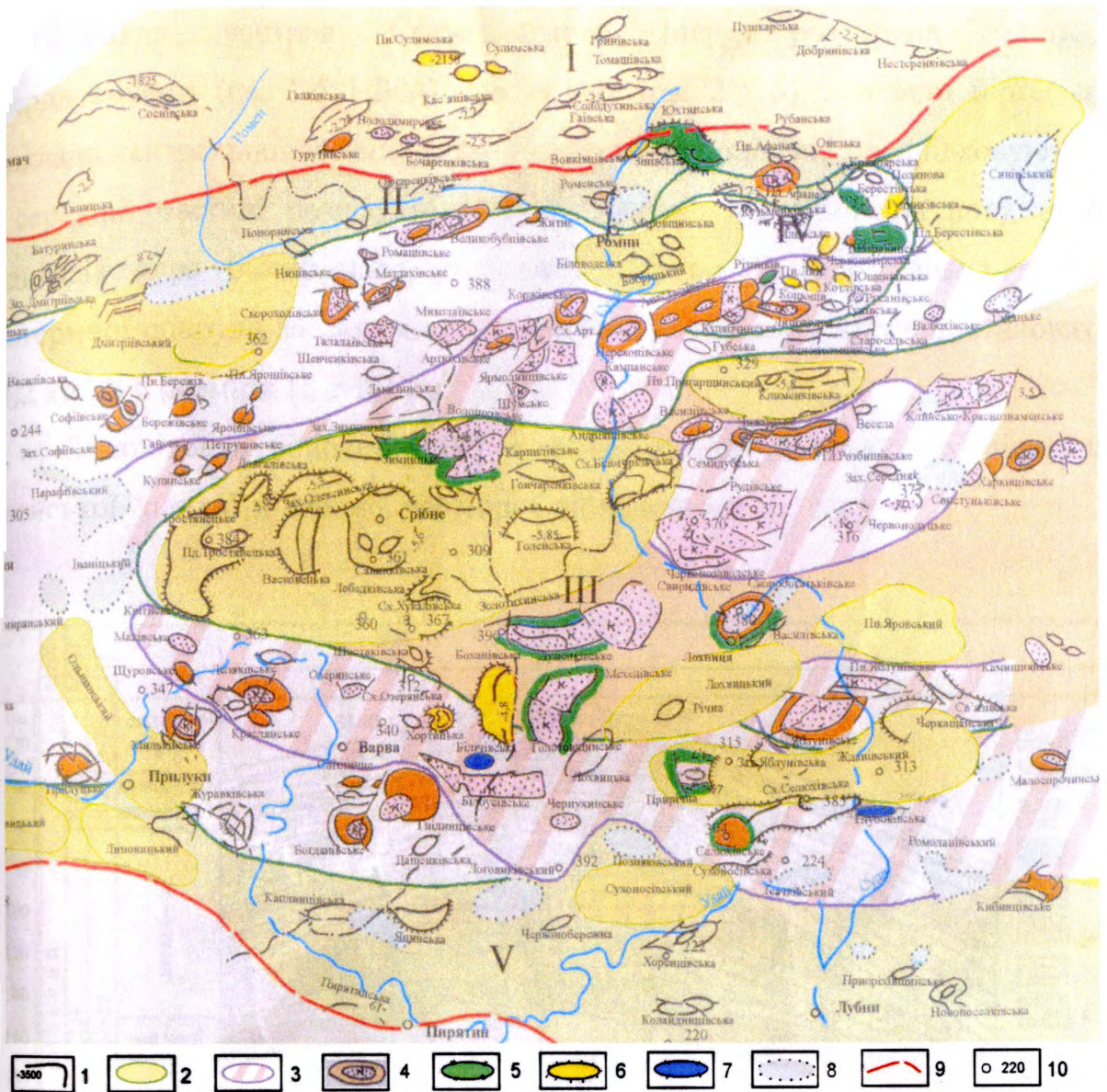


Рис.2.5. Оглядова карта районів дослідження [94]

I – Північний борт; II – Північна прибортова зона; III – Срібненський та Жданівський прогини та їх облямування; IV – Тунівсько-Берестівська ділянка; V – Південна прибортова зона; 1 – ізопси нижньокам'яновугільних відкладів; 2 – ділянки внутрішніх прогинів; 3 – зона розвитку візейських карбонатних колекторів; 4 – родовища нафти і газу і конденсату; 5 – площі, які знаходяться в бурінні; 6 – площі підготовлені до буріння; 7 – перспективні площі; 8 – соляні штоки 9 – крайові розломи Дніпровсько-Донецького грабену; 10 – пробурені свердловини

Західна частина Селюхівського рифу розбурена шістьма свердловинами (св. 1-5 і 304), дві із них (св. 2 і 5) розкрили біогермні відклади центральної частини (ядра) одного із куполів, які прослідковуються в середній частині розрізу візейської “плити”. Максимальна потужність відкладів ядра біогермного утворення досягає 85 м. Загальна площа біогермної споруди за даними сейморозвідувальних досліджень становить 27,2 км², а її розміри 16 x 1,7 км.

Селюхівське родовище ВВ є типовим для карбонатних відкладів візейської “плити” південної частини Срібненського прогину.

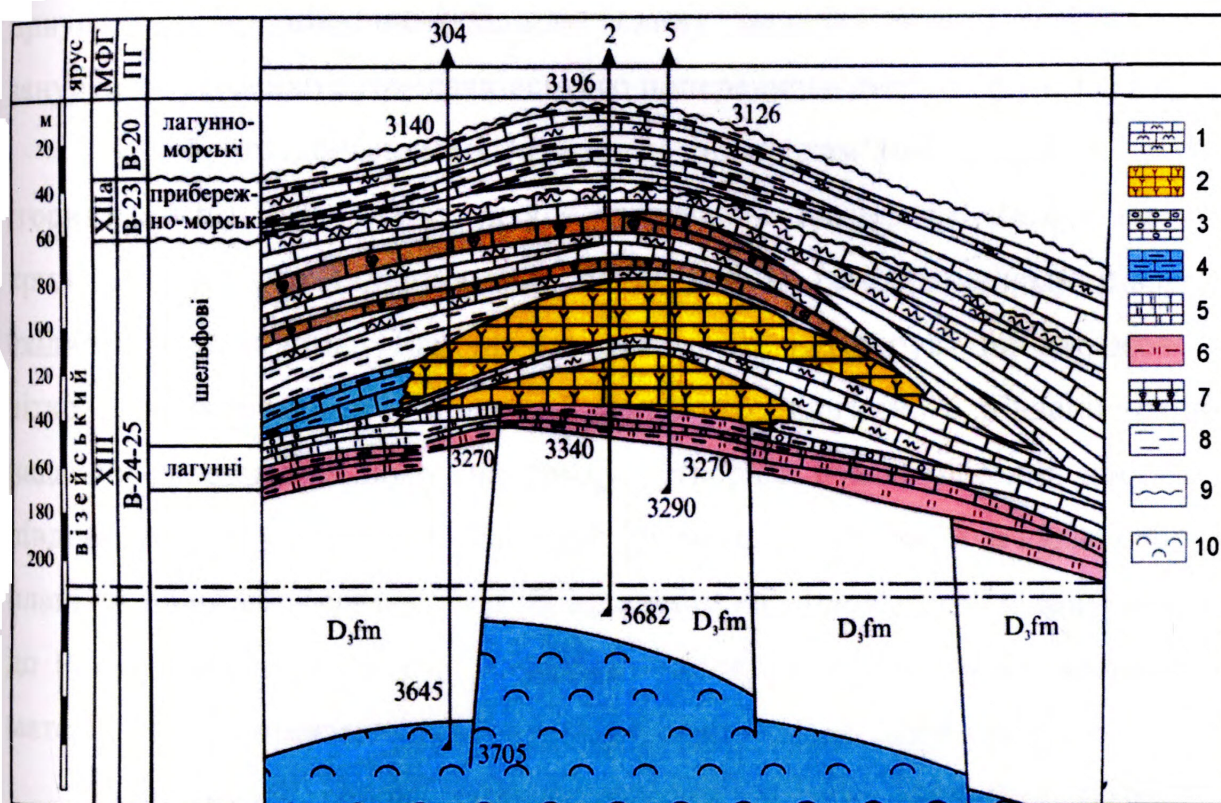


Рис.2.6. Морфогенетична модель Селюхівського внутрішньошельфового біогерму, за С.Г.Вакарчуком, М.В.Щукіним [14].

- 1 – органогенно-уламкові вапняки; 2 – рифогенні (біогермні) вапняки;
 3 – уламкові вапняки; 4 – глинисті вапняки; 5 – окременілий вапняк;
 6 – окременіла глинисто-карбонатна порода; 7 – водоростеві (водоресто-
 фораменіферові) вапняки; 8 – аргіліти; 9 – перерва в осадконакопиченні;
 10 – сіль

Прирічне газоконденсатне родовище. В регіональному відношенні знаходиться в межах північної частини Південної прибортової зони западини і приурочене до південно-західного схилу Лохвицької депресії (рис.2.5)

Описувана площа та її сусідні ділянки характеризуються східцеподібним моноклінальним зануренням поверхні фундаменту в напрямку до осьової лінії западини. Глибина до поверхні фундаменту змінюється від 6,25 до 8 км (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 1999-2003).

Місцезнаходження площі по поверхні кристалічного фундаменту приурочено до північно-західного схилу нечітко вираженого і слабо зануреного Лубенківсько-Ісачківського поперечного виступу фундаменту.

По сейсмовідбиваючому горизонту нижньокам'яновугільних відкладів (горизонт Vb₃) Прирічна структура приурочена до периклінальної частини, крил Авдієвського підняття, яке являє собою геміантикліналь північно-східного простягання. Північно-західне крило цієї структури виражено не чітко, занурюючись в сторону Лохвицького прогину, а південно-східне, падаючи в однойменному напрямку, утворює бухтоподібний прогин. З південного сходу цей прогин замикає Ісківська структура, яка являє собою в плані типовий структурний ніс. В напрямку на північ ізогіпси занурюються до Річної структури, яка є складовою частиною Лохвицького прогину (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 1999-2003).

Описуваний район характеризується густою мережею розривних порушень. Вздовж північно-західного крила Авдієвського підняття проходить крупний розлом, амплітудою сотні метрів і прослідковується від Богданівського підняття в напрямку на схід вздовж Каплинцівського і Поздняківського штоків, далі на північний схід вздовж зануреної частини північно-західного крила Авдієвської складки. З північного-сходу цю структуру порушує ще один розлом, який змінює своє простягання з північного-заходу на північний схід, а потім отримує субмеридіональний

характер простягання. Зміщувач останнього нахилений на північний-схід, амплітуда змінюється по простяганню від 100 до 500 м.

Газоносність родовища пов'язана із біогермно-рифогенними спорудами нижнього візе. Із свердловини Прирічна 3, було одержано припливи газоконденсату із горизонту В-24-25 (4702-4783 м.). Пройдений інтервал складений сірими і темно-сірими органогенними вапняками, нерідко окремнілими і просякнутими бітумом. Загальна пористість знаходиться в межах 4,4-10%, тріщинна пористість складає 0,3-2%, тип колектора переважно тріщинний. Ці вапняки пов'язують по своїх літологічних, ємкісно-фільтраційних, колекторських властивостях з біогермно-рифогенними вапняками, які мають місце в межах Селюхівської ділянки.

Південно-Берестівське нафтогазоконденсатне родовище розташоване в Північній прибортовій зоні ДДЗ, в межах Анастасіївсько-Липоводолинського структурного валу, між Роменською та Синівською депресіями по фундаменту, межує з Шатравинським нафтовим родовищем (рис.2.5).

Свердловиною Південно-Берестівська-3, яка закінчена бурінням у 2003 р., дослідженнями ГДС та випробуванням розкриті продуктивні пласти: горизонти Т-1 (4398-4406 м), В-26 (4332-4346 м), В-24-25 (4267-4271 м) і горизонт В-20 (4141-4154 м). Горизонт В-26 представлений частим чергуванням малопотужних (1-3 м) пачок проникних і щільних порід, у середній частині якого при випробуванні у відкритому стволі отримано припливи газу, пластової води і фільтрату з плівкою конденсату. Горизонт Т-1 представлений нафтонасиченими пісковиками, із горизонту В-20 отримано промислові припливи нафти, через Ø 6 мм штуцер, 54,7 м³/д (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 2004-2007).

За матеріалами сейсмічних досліджень Південно-Берестівська (Аркадієвська) структура на структурних планах нижнього карбону Vb₃ (покрівля візейської “плити”) і Vb₄ (підосва карбону) представляє собою видовжену антиклінальну складку північно-західного простягання, північно-

східне крило якої зрізане повздовжним тектонічним порушенням, що продовжується на північний захід до Південно-Афанасіївського родовища і є екраном для ряду тектонічно-екранованих покладів ВВ. Амплітуда порушення 30-70 м. Південно-західне крило протяжне і круте. Поперечними порушеннями амплітудою 30-50 м структура розділена на три блоки: західний опущений, центральний припіднятий і східний – опущений. Склепіння структури оконтурено ізогіпсою мінус 4300 м (горизонт Vb_4) з розмірами 2,5x1,2 км локалізується в центральному блоці. В західному блоці розташоване Шатравинське родовище із покладом нафти у нижньовізейському-турнейському комплексі (горизонти В-26 і Т) (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 2004-2007).

Вовківцівська перспективна структура знаходиться в Північній прибортовій зоні і приурочена до області крайового глибинного розлому на захід від Берестівського виступу кристалічного фундаменту (рис.2.5). По даних сейсмологічних робіт глибина до поверхні фундаменту повинна складати 3100-3150 м, а в його рельєфі спостерігається регіональний підйом в північному напрямку (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 2001)

Тектонічна будова осадового комплексу вивчена на основі сейсмологічних даних по відбиваючих горизонтах Vb^{2-n} (підосва верхньовізейських відкладів), Vb_2^1 (покрівля верхнього візе) та Vb_1 (серпухівські відклади). По умовному сейсмівідбиваючому горизонту Vb^{2-n} . Вовківцівська структура в плані має вигляд куполовидної брахіантиклінальної складки північно-західного простягання. Структура обмежена з усіх сторін розривними порушеннями: з півночі краєвим розломом, з північного-заходу – скидом, амплітудою до 50 м, з південного-сходу відокремлена від Зінівської структури малоамплітудним (до 25 м) скидом, а з півдня також обмежується порушенням скидового типу. Таким чином структура знаходиться в окремому тектонічному блоці, і являє собою в розрізі грабен-антиклінальну складку. Розміри складки в межах ізогіпси

мінус 2800 м та екрануючих порушень складають 3,25x3,25 км. Амплітуда підняття 120 м.

Контур перспективної площі по відбиваючому горизонту Vb^{2-n} , приймається в межах замкнутої ізогіпси мінус 2750 м. (2,4x2,3 км) і складає 5,5 км². Амплітуда складає 70 м.

Загальні риси будови Вовківцівської структури зберігаються і по інших вищевказаних горизонтах. По відкладах, які залягають вище, описувана площа являє собою монокліналь — північно-східний схил Роменського склепіння з поступовим виположуванням вверх по розрізу.

Перспективи нафтогазоносності пов'язуються із теригенними горизонтами нижньокам'яновугільного комплексу від горизонтів С-5 до В-26, а також із девонськими міжсольовими відкладами та розуцільненими тріщинуватими зонами в кристалічних породах фундаменту. Свердловиною Вовківцівська-1 розкритий повний розріз нижнього карбону та значна частина фаменських відкладів девону. Нафтогазонасичені горизонти у розрізі свердловини відсутні (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 2001).

Юхтинська перспективна структура розташована в межах Північної прибортової зони ДДЗ і приурочена до області крайового розлому кристалічного фундаменту в безпосередній близькості від Південно-Афанасієвського нафтогазоконденсатного родовища (рис.2.5).

Структурні побудови по горизонту відбиття Vb_2 (горизонт В-17) характеризують геологічну модель Юхтинської тектонічно-екранованої пастки, яка представляє собою геміантикліналь північно-західного простягання, обмежену з усіх сторін скидами, амплітудою 50-100 м. Розміри пастки в межах ізогіпси мінус 2850-м і тектонічних порушень складають 3,0x1,7 км, амплітуда 150 м, площа 5,0 км² (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 2001-2003)

Горизонти відбиття Vb_1^2 і Vb_1^1 приурочені до покрівлі і підшви піщаних горизонтів С-4 і С-5 верхньосерпухівського комплексу, які

представляють собою сейсмофації заповнення ерозійної поверхні у відкладах верхньосерпухівського під'ярусу із якими пов'язуються літологічно-екрановані пастки.

На основі сейсмофаціального аналізу перспективи нафтогазоносності Юхтинської пастки пов'язувались із зоною обмеження розповюдження теригенних колекторів С-4 і С-5 на фоні їх моноклінального підйому в бік північного борту ДДЗ.

В результаті буріння св.Юхтинська-1 та на сусідніх площах (св.Вовківцівська-1, св.Зінівська-1) отримані нові дані про те, що ці обидва горизонти мають широке розповюдження в межах північної крайової прирозломної зони і характеризуються високим ступенем диференціації у зміні товщин та фільтраційно-ємкісних параметрів колекторів і виходять за межі прогнозного ерозійного врізу.

В розрізі візейського ярусу св.Юхтинська-1 розкриті аналоги продуктивних горизонтів від В-15 до В-26. За даними ГДС та випробування як нафтогазонасичений характеризується горизонт В-16 у його верхній частині, 2934-2937 м. Отримано незначний приплив нафти від 0,2 до 0,25 м³/д. В свердловині проводяться подальші дослідження (за матеріалами підприємства „Чернігівнафтогазгеологія”, 2004).

Підсумовуючи вище викладений матеріал слід відмітити, що в загальному геологічні та тектонічні умови в межах Центральної частини ДДЗ є сприятливими для проведення ВНМЗ.

Структура регіонального магнітного поля, його помірні градієнти, дають можливість виявляти в спостереженому магнітному полі локальні аномалії амплітудою в перші десятки нТл. Враховуючи те, що глибина локалізації покладів ВВ в межах досліджуваних родовищ ВВ і перспективних структур складає від 3 до 4 км, то слід очікувати, що локальні магнітні аномалії можуть генеруватись в основному за рахунок епігенетичних змін порід під впливом флюїдів ВВ, а їх амплітуда не перевищуватиме одиниці,

перші десятки нТл з просторовими розмірами співмірними з проекцією покладу на денну поверхню. Крім цього при вивченні поведінки локального АМП в прибортових частинах западини, які характеризуються блоковою будовою фундаменту, присутністю великої кількості тектонічних порушень у відкладах осадового чохла, наявністю зон виклинювання, фаціального заміщення перспективних горизонтів тощо, дасть змогу отримати новий науковий матеріал та провести оцінку інформативності використання ВМЗ в умовах Центральної частини ДДЗ.

РОЗДІЛ 3

ПОШАРОВО-ЛАТЕРАЛЬНА МІНЛИВІСТЬ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА ОСОБЛИВОСТІ ЇХ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ В ЗОНАХ РОДОВИЩ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПЕРСПЕКТИВНИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

Однією із геолого-геофізичних передумов використання магнітометрії для вирішення певних геологічних задач є неоднорідність магнітних властивостей осадових гірських порід в зонах родовищ ВВ. З метою вивчення магнітних властивостей гірських порід, побудови магнітних моделей досліджуваних структур виконані експериментальні вимірювання МС гірських порід та досліджено особливості їх мінерального складу.

3.1. Методика вимірювання магнітної сприйнятливості гірських порід та вивчення особливостей їх мінерального складу

Магнітна сприйнятливість є однією із петрофізичних характеристик і поряд із величиною залишкової намагніченості (I_n), фактора Q , точкою Кюрі, відображає магнітні властивості порід [97-99]. Важливою перевагою цього параметру є те, що величину χ можна отримати безпосередньо в польових умовах або керносковищі, що дозволяє забезпечити масовість вимірів і дослідження великої кількості зразків порід.

В роботі аналізуються експериментальні вимірювання МС кернавого матеріалу із 13 пошуково-розвідувальних та 4 параметричних свердловин в межах досліджуваних родовищ та перспективних структур. В табл.3.1. приведені свердловини з яких були виконані вимірювання МС керна. У додатку Б.1, Б.2 розміщені таблиці Б.1.1. – Б.1.11, Б.2.1. – Б.2.6, де наводяться основні статистичні параметри обробки даних вимірювань МС керна по свердловинах. Розташування свердловин на площах, що описуються, наведені на рис.3.1 – 3.3.

Таблиця 3.1

Перелік родовищ, перспективних ділянок та свердловин Центральної частини ДДЗ для яких виконано виміри МС гірських порід

Південна прибортова зона		Північна прибортова зона	
Родовище	Свердловини	Родовище Площа	Свердловини
Селюхівське	Селюхівська-1	Південно- Берестівське	П.-Берестівська-1
	Селюхівська-2		П.-Берестівська-3
	Селюхівська-3		Столярівська-2
	Селюхівська-4	Вовківцівська	Вовківцівська-1
	Селюхівська-5		Зінівська-1
	Селюхівська-304	Юхтинська	Юхтинська-1
	Окопівська-385		
Прирічне	Прирічна-3		
	Ісківці-315		
	Архипівська-1		
	Річна-386		

Дослідження проводились в керносховищі дочірнього підприємства НАК „Надра України” „Чернігівнафтогазгеологія” (м.Чернігів) на протязі 2000-2006 рр. При виконанні вимірювань був використаний капаметр КТ-5 чеського виробництва із чутливістю $1 \times 10^{-5} \text{Ci}$.

За основу методики проведення вимірів МС керну взята робота Ефимова Ф.Н., яка досить детально описує особливості вимірювання МС осадових порід в польових умовах в межах ДДЗ [100].

Оскільки, буріння свердловин із відбором керну у межах ДДЗ ведеться лишень із глибини 2,5-3 км, тому у віковому діапазоні більшість досліджень МС гірських порід проведена для товщ верхнього девону та нижнього карбону.

Для дослідження вибиралась "свіжа", рівна поверхня зразка керну, діаметр якого в основному збігався із діаметром датчика приладу. У випадку поверхні із раковистим, ребристим зломом вимірювання відбувались на

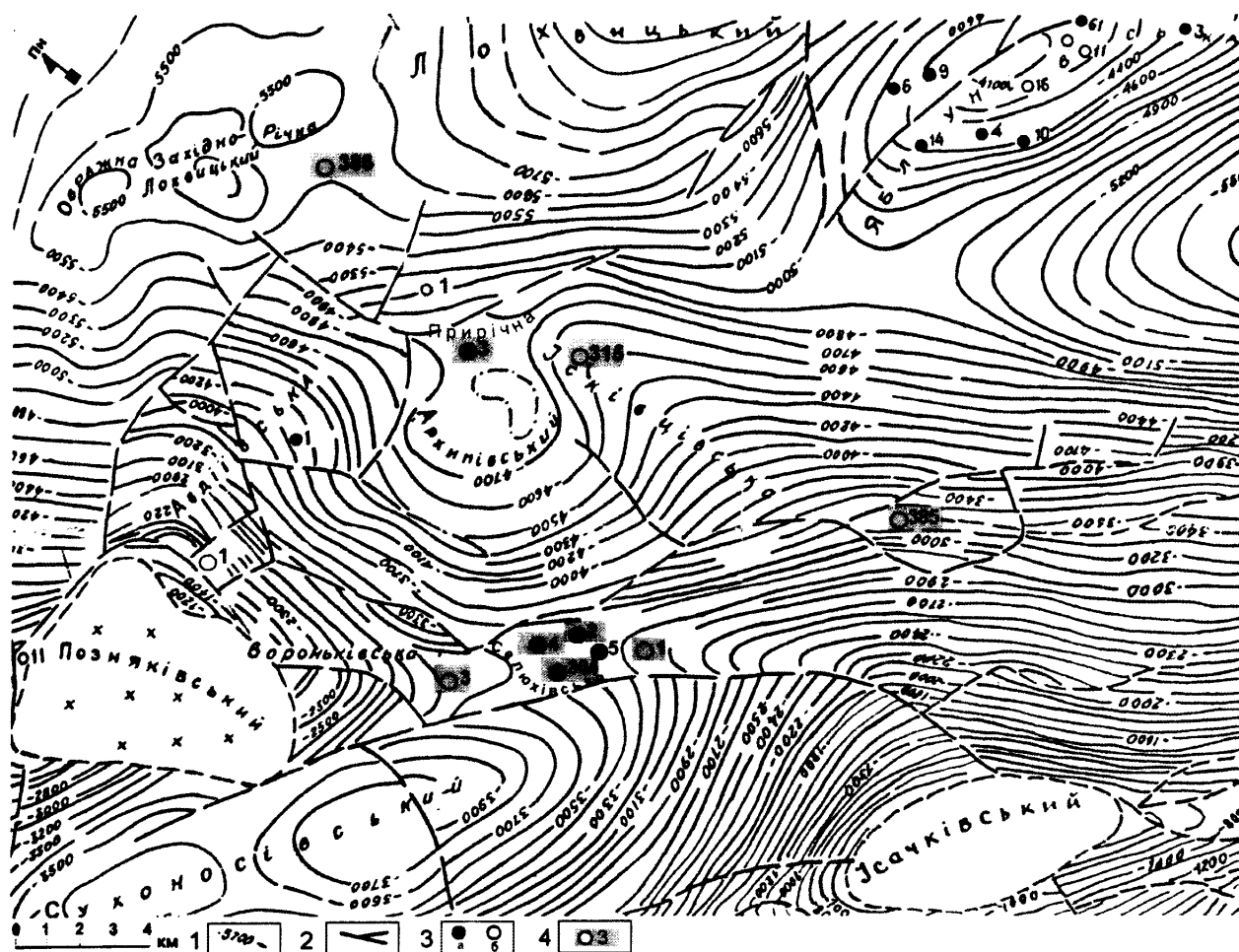


Рис.3.1. Фрагмент структурної карти покрівлі нижньовізейської карбонатної товщі нижнього карбону південного закінчення Лохвицького прогину (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 1999 р.).

1 – ізогіпси відбиваючого горизонту V_{b3} ; 2 – розривні порушення, 3 – свердловини, (а)-продуктивні, (б)-непродуктивні; 4 – свердловини в яких проводились вимірювання МС керну.

бокових поверхнях взірця породи. Взірці для вимірювання МС вибирались із врахуванням їх розмірів. Для об'єктивної оцінки МС породи необхідним є умова, при якій діаметр керну не повинен бути менше 3,5-4,0 см і товщину 2 см. У випадках дрібних уламків породи, а також зменшення діаметру відібраного керну вводився поправочний коефіцієнт. Встановлено, що МС мілких і тонких уламків породи (1,5x2,5x0,3 см) складає близько 20-25% величини χ вихідного взірця [100-102].

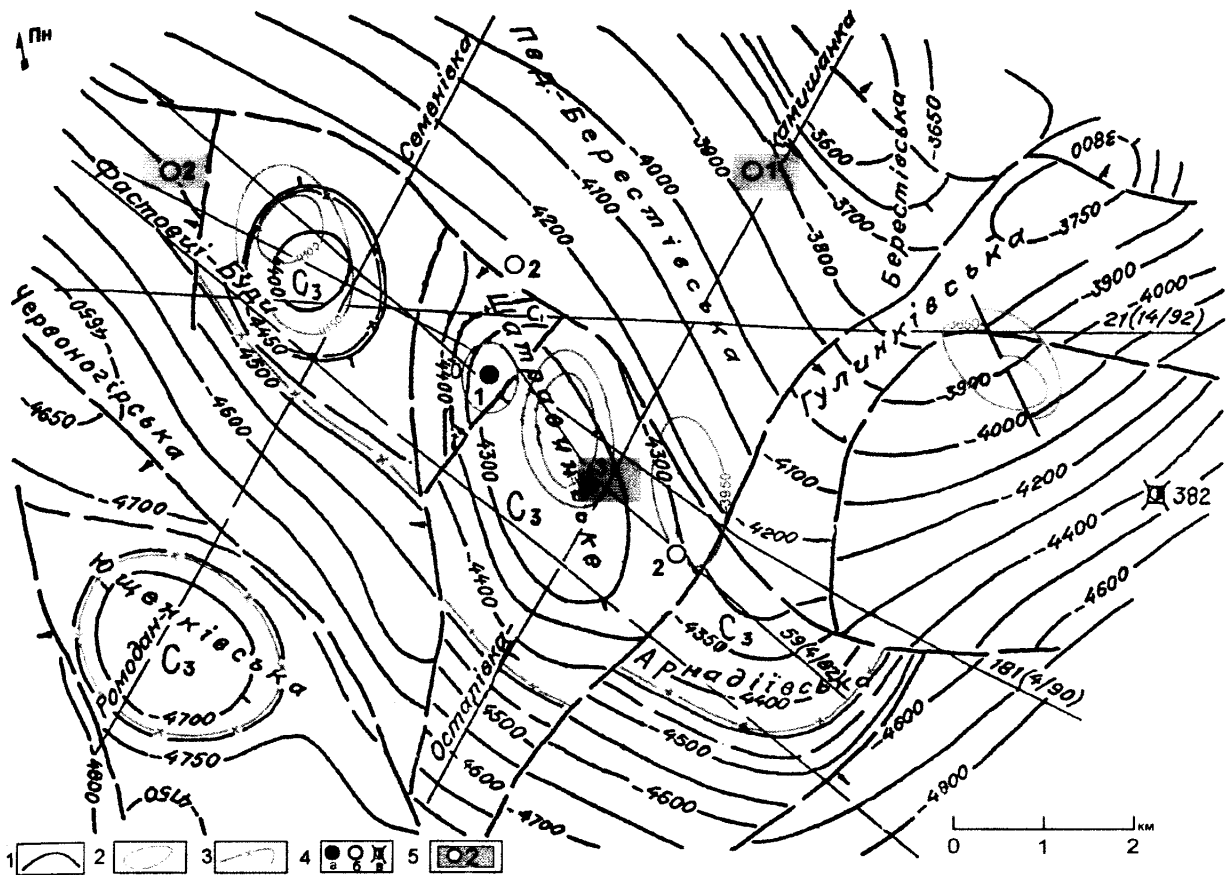


Рис.3.2. Структурна карта по відбиваючих горизонтах Vb_4 і Vb_3 на Південно-Берестівському родовищі (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 1999 р.)

1 – ізогіпси горизонту Vb_4 ; 2 – ізогіпси горизонту Vb_3 ; 3 – контур перспективної площі; 4 – свердловини, (а)-продуктивні, (б)-непродуктивні, (в)-параметричні; 5 – свердловини в яких проводились вимірювання МС керну.

Для усунення похибок при вимірюваннях, які пов'язані із розміром зразка, його формою, характером поверхні злому методика передбачала масовість замірів порід кожного типу із різних стратиграфічних горизонтів. Завдяки такому порядку вимірів досягалась необхідна щільність замірів, що давало більш адекватну можливість проведення вертикального розленування розрізу осадової товщі на окремі літомагнітні горизонти (ЛМГ). В середньому крок вимірів складав приблизно 4–6 вимірів на 1 метр відібраної

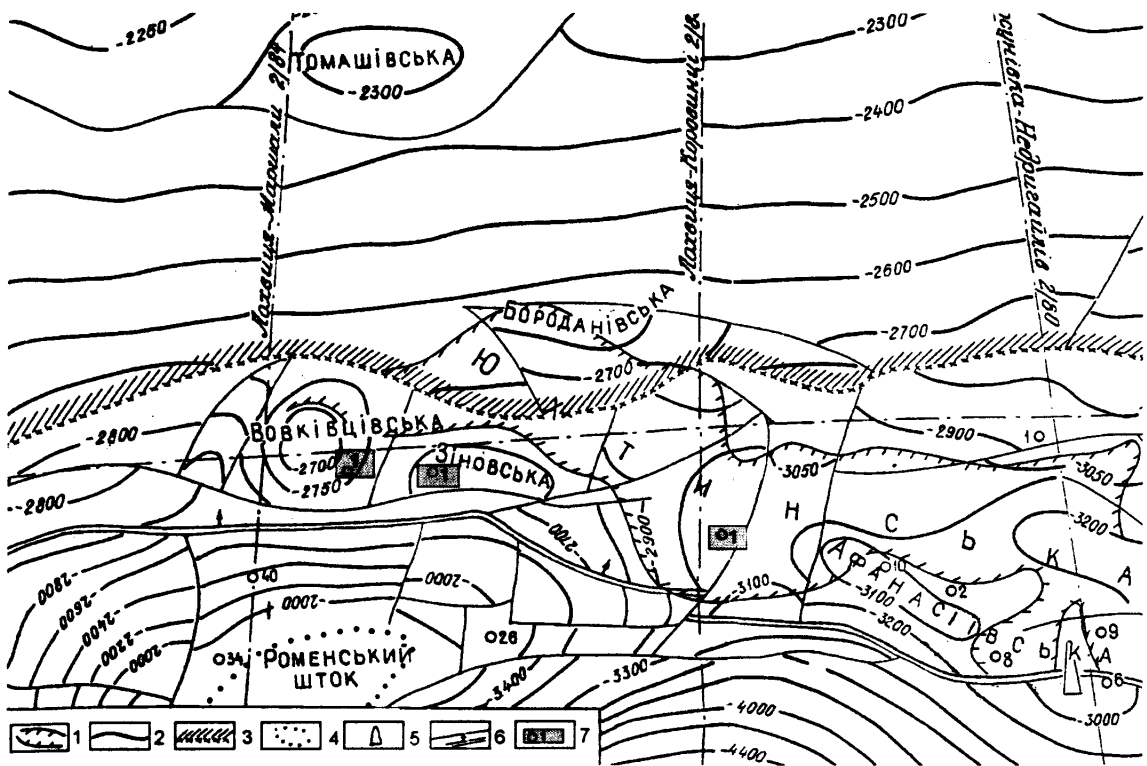


Рис.3.3. Оглядова карта Вовківцівської та Юхтинської перспективних ділянок в межах Північної прибортової зони ДДЗ (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 1999 р.)

1 – площі що знаходяться в бурінні; 2 – ізогіпси горизонту відбиття в низах карбону; 3 – крайове порушення; 4 – соляні штоки; 5 – родовища; 6 – тектонічні порушення; 7 – свердловини в яких проводились вимірювання МС керну.

породи, якщо керн був представлений однорідною за літологічним складом товщею. У випадку частого чергування літологічних різновидів порід і магнітної неоднорідності керну крок вимірів згущувався.

В залежності від об'єму керового матеріалу у свердловині кількість замірів складала у середньому 500-600 вимірів. При цьому брався до уваги той факт, що відбір керну у свердловинах не ведеться рівномірно, для аналізу χ порід є придатною лише невелика частина розрізу свердловини, однак і вона є часто не повністю охарактеризована керном. Між двома інтервалами керовідбору присутні проміжки без керну (50-2000 м), тому вивчення пошарової мінливості χ порід у таких випадках неможливе. Латеральна

кореляція ЛМГ виділених у кожній свердловині на одній площі між собою також утруднюється через різний ступінь характеристики розрізу керном у кожній свердловині зокрема. Тому при аналізі використовувались графічні способи зображення даних із використанням різних типів діаграм (точкова діаграма, лінійні гістограми).

Графічні побудови виконувались за допомогою програмних пакетів MSOffice та Grapher 4,0. У випадку побудови точкових діаграм для виділення ЛМГ було запропоновано у вертикальному розчленуванні розрізу осадових товщ за МС застосувати умовні обмежуючі лінії, які проводились по мінімальних і максимальних значеннях χ окремих пачок порід. При оцінці величини МС порід виділених стратиграфічних одиниць була використана лінійна гістограма. Для глинистих (глини, аргіліти, алевроліти), піщаних (пісковики) та карбонатних (вапняки, мергелі, доломіти) порід значення МС розділялись на 6 діапазонів ((0-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-50, 50 і >)x10⁻⁵Ci) і вираховувалась сумарна кількість замірів по кожному із діапазонів. Результати зображались на гістограмі у процентному співвідношенні.

Ще одним видом досліджень по вивченню магнітних властивостей порід було вимірювання величини і напрямку природної залишкової намагніченості J_n . Воно проведено для окремих зразків керну (74 заміри) із св.Вовківецька-1 на астатичному магнітометрі LAM-24 з точністю 1x10⁻⁵Ci. Вимірювання виконувались на геологічному факультеті Київського національного університету ім.Т.Г.Шевченка.

Астатичний магнітометр LAM-24 застосовується для лабораторних вимірювань величини та напрямку залишкової намагніченості та об'ємної магнітної сприйнятливості зразків гірських порід. Магнітні параметри вимірюються у магнітному полі Землі. LAM-24 вимірює різницю між горизонтальними компонентами магнітної індукції, яка існує в нижньому та верхньому магнітах астатичної системи. Різниця магнітної індукції ΔB [Тесла] спричиняється сумарною намагніченістю досліджуваного зразка $J_{\text{сум}}$ [А/м]. Намагніченість $J_{\text{сум}}$ складаються з 2-х компонентів: залишкової

намагніченості J_n [А/м] та індуктивної намагніченості J_i [А/м]. Остання індукується в магнітному полі Землі і дає можливість розраховувати об'ємну магнітну сприйнятливість зразка χ [103].

Наступним кроком у аналізі отриманого матеріалу було використання статистичного аналізу.

Статистичний аналіз даних МС полягав у перевірці гіпотез про тип розподілу χ кожної породи в кожному діапазоні глибин. Спочатку проводилась перевірка гіпотези про нормальний тип розподілу. Така перевірка здійснювалась на основі критеріїв для асиметрії A і ексцесу E вибірки на основі методики описаної в роботі [104].

Гіпотезу про нормальний тип розподілу приймаємо з довірчою імовірністю 0,95, якщо виконуються наступні умови:

$$|A| \leq 3\sqrt{D(A)} \quad , \quad |E| \leq 5\sqrt{D(E)} \quad , \quad (3.1)$$

де $D(A)$, $D(E)$ - дисперсії асиметрії та ексцесу нормально розподіленої величини. Їх значення знаходяться з виразів (3.2):

$$D(A) = \frac{6(n-1)}{(n+1)(n+3)} \quad , \quad D(E) = \frac{24n(n-2)(n-3)}{(n+1)^2(n+3)(n+5)} \quad , \quad (3.2)$$

де n - кількість даних у вибірці.

Зауважимо, що використання критеріїв (3.1), а не більш надійного критерію χ^2 , викликано тим, що серед наших вибірок зустрічались і дуже невеликі, що містили менше ніж 20, а деякі менше ніж 10 даних. Для однотипності аналізу ми використовували критерії (3.1) і до більших вибірок.

Якщо гіпотеза про нормальний закон розподілу даних у вибірці приймалась, розраховувалось середнє значення та середньоквадратичне відхилення для відповідної вибірки. Коли не виконувались хоча б одна з умов (3.6), проводилась перевірка гіпотези про логарифмічно нормальний тип розподілу даних у вибірці. Ця перевірка здійснювалась також на основі критеріїв (3.6) з тією різницею, що обчислення проводились для логарифмів значень χ . В тих випадках, коли відхилялась і гіпотеза про логарифмічно

нормальний тип розподілу значень χ , припускалося, що дана вибірка містить значення, що належать різним генеральним сукупностям. Для того щоб встановити тип кожної з цих сукупностей і визначити їх середні і дисперсії, спочатку з таких вибірок вилучались найбільш випадуючі значення χ , тобто значення, що можуть належати до іншого типу сукупності з підвищеним χ . Для отриманої після цього вибірки звичайних значень проводилась перевірка гіпотези про нормальний тип розподілу, і якщо така гіпотеза відхилялась – то про логарифмічно нормальний тип розподілу.

При інтерпретації даних вимірювань за допомогою вищеописаного методу математичної статистики перевірялись гіпотези про тип розподілу χ кожної породи в кожному діапазоні глибин.

Практично в кожній свердловині зустрічались інтервали відбору керну, для яких характерна наявність деякої кількості значень χ , що сильно відрізняються від основної маси значень даної вибірки. Переважно такі "випадуючі" значення є набагато більші від основної маси "звичайних" значень χ у вибірці, тому надалі будемо називати їх підвищеними значеннями χ . Загальна сукупність даних у вибірках, що містять підвищені значення χ не характеризується нормальним законом розподілу. Такі вибірки характеризуються або логарифмічно-нормальним законом розподілу, або являють собою складні вибірки, в які входять дані, що належать кільком різним генеральним сукупностям. В останньому випадку необхідно проводити незалежний аналіз звичайних вибірок і вибірок підвищених значень χ для тих самих діапазонів глибин. Факт сумісного існування кількох різних вибірок χ може вказувати на суміщення в породі мінералів з суттєво відмінними магнітними властивостями.

Оскільки, кількість вилучених значень на кожному інтервалі глибин була порівняно невеликою, а їхні дисперсії помітно більші ніж дисперсії звичайних значень χ , то в більшості випадків перевірку гіпотез про тип

розподілу і визначення параметрів для сукупностей з підвищеними χ логічно робити, об'єднуючи в спільну вибірку значення з кількох інтервалів глибин.

Отримані таким чином результати аналізу даних приведені у додатках Б.1 і Б.2 в таблицях Б.1.1. – Б.1.7, Б.1.9. – Б.1.11, Б.2.1. – Б.2.6. Випадки, для яких була прийнята гіпотеза про логарифмічно нормальний тип розподілу відображені на діаграмах літерою L, а випадки наявності двох незалежних вибірок значень МС із нормальним та логарифмічно нормальним типами розподілу, літерами NL поряд зі значком відповідного типу породи. Величина $\chi_{\text{сер}}$ при логарифмічно нормальному розподілі відповідає не середньому значенню, а моді відповідної вибірки (експоненті середнього значення логарифмічно нормального розподілу).

Під час проведення вимірювань МС кернавого матеріалу окремі зразки порід відбирались для проведення мінералогічних досліджень. У додатку Г.1 приведені номери зразків, відібраних із досліджуваних свердловин та величини їх МС згідно літології та стратиграфії. Місцеположення зразків порід відносно розрізу свердловин наведено на діаграмах вертикального розподілу МС керну.

Одним із найбільш швидких видів аналізу, який може дати результат про якісний склад мінералів у зразку породи є рентгеноструктурний аналіз. Він був проведений в рентгенівській лабораторії Інституту геології та геохімії горючих копалин НАН України на автоматичному полікристальному дифрактометрі АДП-2 із наступними параметрами зйомки: Со антикатодом, Fe-фільтр, напрузі 37 kV, анодний струм – 15mA, швидкість повертання проби 1⁰/хв, швидкість руху діаграмної стрічки 1 см/хв.

Для усереднення складу проби шматок керну хрестоподібно розділявся, з кожної чверті виділялись приблизно однакові по масу уламки, подрібнювались, потім суміш знову четвертувалась, а з кожної чверті відбиралась менша кількість зразка. Остаточо усереднена проба розтиралась в агатовій ступі до пудроподібного вигляду і спресовувалась в кювету зразоктримача гоніометра рентгенівського дифрактометра.

Коли в досліджуваній зразок входить багато низькосиметричних кристалів, то кількість можливих накладок дифракційних піків значно зростає і це утруднює ідентифікацію окремих мінералів. Для усунення накладок окремі зерна мінералів відбирались під бінокляром, не захоплюючи таким чином частинки кварцу, кальциту, польового шпату. В деяких пробах відмивалась глиниста фракція, оцтовою кислотою усувався кальцит. Отримані дифрактограми проб розшифровувались на основі еталонних даних.

Для дослідження вмісту окремих хімічних елементів (важкі метали, К, U) із різних частин розрізу по продуктивних і непродуктивних свердловинах був проведений рентгенфлюорисцентний аналіз у лабораторії Інституту геологічних наук Єнського університету ім.Ф.Шіллера.

Для аналізу було відібрано 21 проби керну з різних вікових горизонтів. Рентгенофлюорисцентний кількісний аналіз виконувався на приладі Seifert-FPM XRD7 із програмним забезпеченням Rayflex-Software. Метод базується на залежності рентгенівської флюорисценції від концентрацій хімічних елементів в пробі породи. При проходженні крізь зразок рентгенівських променів виникає характерне флюорисцентне випромінювання атомів, яке є пропорційним до їх вмісту в пробі. Випромінювання розкладається в спектр за допомогою кристал-аналізатора і при використанні електронних лічильників визначається його інтенсивність.

При описі МС порід витримана схема, згідно якої спочатку аналізується її вертикальна, а потім латеральна мінливість. Під час аналізу МС порід розглядаються також особливості статистичних характеристик МС і мінерального складу гірських порід в зонах родовищ ВВ та перспективних структур Південної та Північної прибортових зон Центральної частини ДДЗ.

3.2. Результати дослідження вертикальної мінливості магнітної сприйнятливості гірських порід на нафтогазоносних структурах Центральної частини ДДЗ

У стратиграфічному відношенні керновий матеріал із досліджуваних свердловин характеризує відклади гірських порід від фаменського ярусу верхнього відділу девонської системи до башкирського ярусу середнього відділу кам'яновугільної системи. У літологічному сенсі це в більшій мірі теригенно-карбонатні утворення поліфаціального типу, які представлені перешуруванням аргілітів, алевролітів, пісковиків, а також вапняків та доломітів.

У межах Південної прибортової зони ДДЗ розглянемо особливості вертикальної мінливості МС таких порід на прикладі св.Селюхівська-304 і Селюхівська-1 в межах Селюхівського нафтового родовища (рис.3.1) [105-108].

У св.Селюхівська-304 керном частково охарактеризований розріз від верхнього девону (фаменський ярус) до візейського ярусу включно (рис.3.3). У інтервалі 3695-3705 м свердловиною розкрито пласти кам'яної солі верхнього девону. Найбільш магнітними утвореннями, які досліджувались, виступають ефузивні породи лебедянського горизонту фаменського ярусу, у інтервалі 3613-3622 м (додаток Б1, табл.Б.1.1). Це базальтоподібна порода із $\chi=(4550-4800)\times 10^{-5}\text{Сі}$. Турнейський ярус (3444-3453) м представлений пісковиками із $\chi=(3-5)\times 10^{-5}\text{Сі}$. Основну частину керна матеріалу відібрано із візейського ярусу. Для нижнього візе (3153-3339 м) характерний однорідний розподіл МС порід. Песківська світа представлена пачкою аргілітів, пісковиків та вапняків у верхній частині. Для них усіх, незалежно від типу породи, МС в загальному не є вищою за $\chi=5\times 10^{-5}\text{Сі}$. Яблунівська світа характеризується перешаруванням аргілітів ($\chi=(7-8)\times 10^{-5}\text{Сі}$ із вапняками ($\chi=(0-3)\times 10^{-5}\text{Сі}$ у нижній частині, а у верхній присутністю лишень вапняків різного літологічного типу МС яких рідко є більшим за $\chi=7\times 10^{-5}\text{Сі}$.

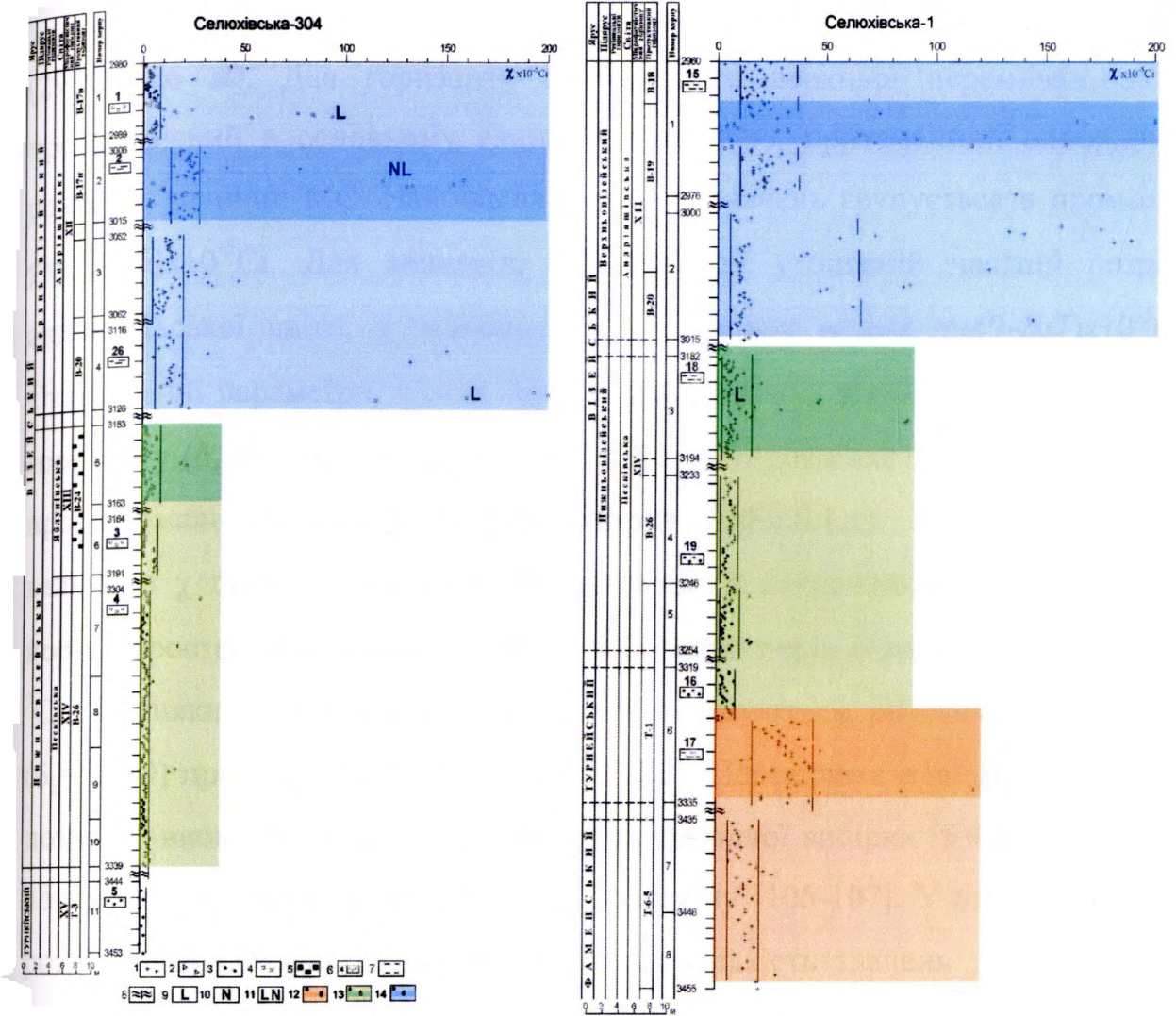


Рис. 3.4. Розподіл МС керну по св.Селюхівська-304 і Селюхівська-1.

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики; 4 – вапняки; 5 – поклад ВВ;
 6 – номери взірців; 7 – умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ;
 8 – інтервали без відбору керну; 9 – логарифмічно-нормальний тип розподілу значень χ ;
 10 – нормальний тип розподілу значень χ ; 11 – вибірки значень МС із нормальним та логарифмічно-нормальним типом розподілу;
 12–14 – літомагнітні горизонти (а) та підгоризонти (б): 12 – фаменсько-турнейський; 13 – нижньовізейський; 14 – верхньовізейсько-серпухівський

Верхній візе представлений породами андріяшівської світи (2980-3126 м). Для горизонту В-20 і його верхньої перемички, який представлений в основному глинистою товщею, притаманний однорідний розподіл величин МС. Найбільша кількість значень групується в проміжок $\chi=(10-15)\times 10^{-5}\text{Ci}$. Для вапняків, які присутні у нижній частині розрізу андріяшівської світи, χ коливається у широких межах $\chi=(9-207)\times 10^{-5}\text{Ci}$. Статистичні параметри, а саме середньоквадратичне відхилення χ для цього горизонту ($\delta_{\chi}=79,38$) при $\chi_{\text{сєр}}=84,11\times 10^{-5}\text{Ci}$, $n=9$, дозволяє відкинути гіпотезу про нормальний тип розподілу вибірки (табл.Б.1.1). Вище по розрізу величина χ порід (перешарування аргілітів та нечисленних вапняковистих порід), зростає. Для горизонту В-17 МС товщі порід складає, $\chi=(12-30)\times 10^{-5}\text{Ci}$. Вапняки у цій пачці також характеризуються високою дисперсією ($\delta_{\chi}=58,59$) при $\chi_{\text{сєр}}=57,18\times 10^{-5}\text{Ci}$ (табл.Г.1.2). Перевірка статистичних гіпотез дозволяє виокремити дві незалежні одна від одної вибірки із нормальним та логарифмічно нормальним законами розподілу [105-107]. У верхній частині розрізу свердловини 2980-2989 м більша кількість значень χ пачки порід (аргіліти, пісковики, вапняки) не є більшою за $\chi=10\times 10^{-5}\text{Ci}$.

У св.Селюхівська-1 керном охарактеризовані фрагменти товщ фаменського, турнейського та візейського ярусу. На рис.3.4 представлена діаграма розподілу МС порід. Відклади фамену (3435-3455 м) характеризуються аргілітами із $\chi=(10-20)\times 10^{-5}\text{Ci}$. Турнейський ярус (3319-3335 м) також представлений пачкою аргілітів, однак для неї величини МС є значно вищими, $\chi=(15-40)\times 10^{-5}\text{Ci}$. У верхах турне наявні прошарки пісковиків, МС яких не вище $\chi=10\times 10^{-5}\text{Ci}$. Для нижньовізейського підярусу (3182-3254 м) притаманні піщано-глинисті відклади. Їх величини МС характеризуються також достатньо однорідним вертикальним розподілом. У середньому для товщі нижнього візе значення перебувають у діапазоні $\chi=(2-8)\times 10^{-5}\text{Ci}$. Для пачки аргілітів в межах 3182-3194 м вибірка основної групи значень χ тяжіє до логарифмічно-нормального закону розподілу, при

таких параметрах. експонента $\chi_c=5,74 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $\delta_\chi=1,44$, $n=65$. Для усіх решти інтервалів глибин у св.Селюхівська-1 вибірка загальної сукупності значень МС належить до нормального закону розподілу (табл.Б.1.2).

Верхній візе у даній свердловині (2960-3015 м) за розподілом значень МС порід дуже неоднорідний. Це характерно для глинистої товщі порід горизонту В-20. Для вищезалігаючих аргілітів із малопотужними прошарками вапняків значення χ можна згрупувати у інтервал $\chi=(10-30) \times 10^{-5} \text{Ci}$.

Породи серпухівського і башкирського ярусів представлені в основному глинистими породами. Із діаграми розподілу МС порід по св.Окопівська-385 (дод. В.1) є помітним, що їх МС складає близько, $\chi=(10-15) \times 10^{-5} \text{Ci}$ (табл.Б.1.3).

Подібний до вище описаного характер вертикального розподілу МС порід верхнього девону та нижнього карбону відмічається і у інших свердловинах на досліджуваних родовищах Південної прибортової зони ДДЗ (св.Селюхівська-2, 3, 4, 5, св.Архипівська-1, св.Ісківці-315) [108-112]. Результати статистичного аналізу МС порід по них наведені у табл. Б.1.1-Б.1.11, а діаграми розподілу МС керну по них представлені у додатку В.2-В.7.

У межах Північної прибортової зони ДДЗ розглянемо особливості вертикальної мінливості МС порід на прикладі св. Вовківцівська-1 та Зінівська-1 в межах Вовківцівської структури (рис.3.5). По керну св.Вовківцівська-1 виконані також вимірювання намагніченості I і фактора Q . В додатку Б.2 наведені таблиці Б.2.1 і Б.2.2 із статистичними розрахунками результатів вимірювань МС керну

У свердловині Вовківцівська-1 (рис. 3.5) розріз починається із товщі фаменського ярусу (2900-3267 м), котра представлена здебільшого пісковиками із чергуванням алевролітів і аргілітів. Значення МС пісковиків, як це видно із рис.3.5, лежать у діапазоні $\chi=(8-12) \times 10^{-5} \text{Ci}$. Такі ж величини χ

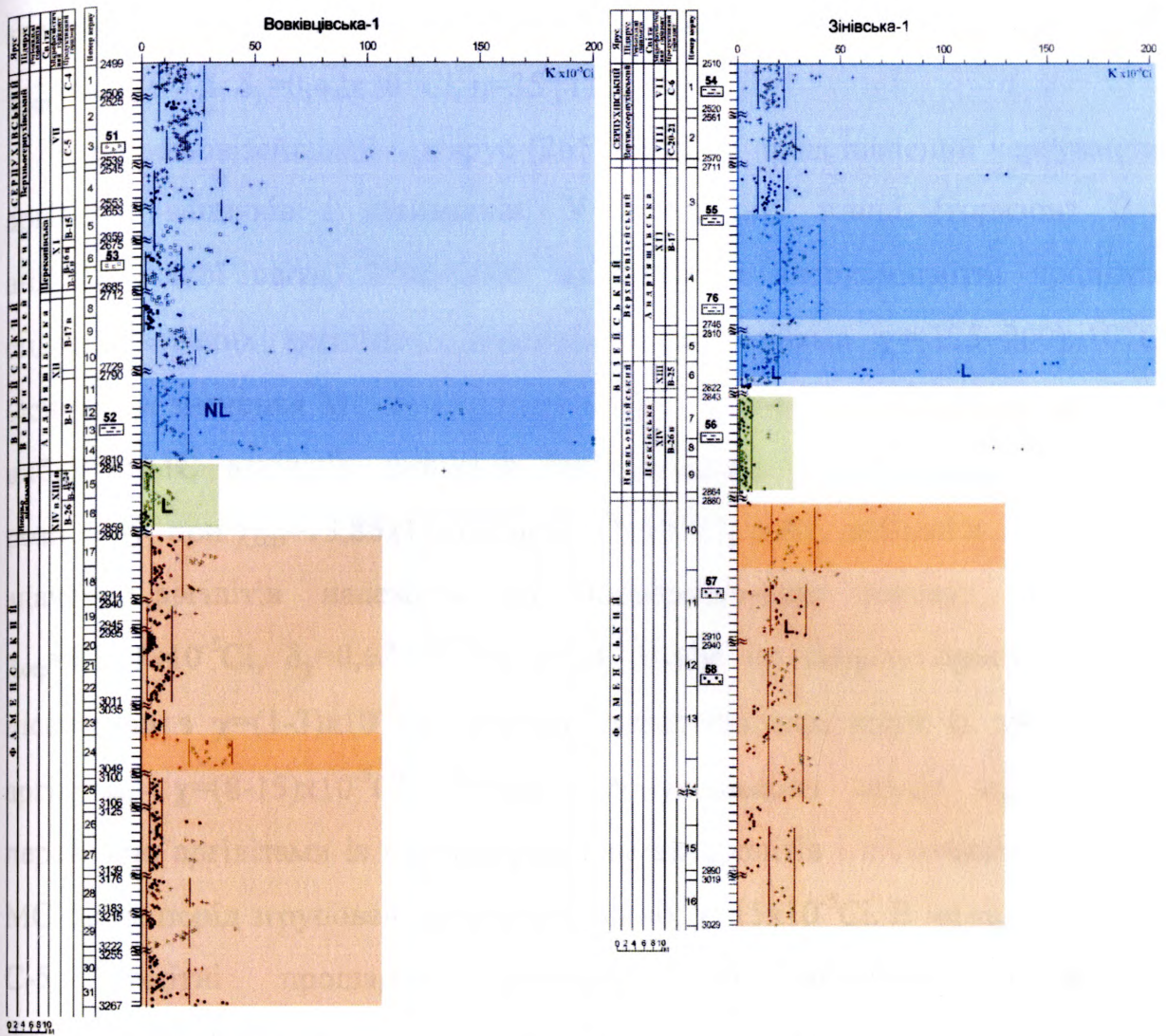


Рис. 3.5. Розподіл МС керну по св.Вовківцівська-1 і Зінівська-1 (умовні позначення на рис.3.4)

характерні і для решти порід, проте на глибинах 2904–2906 м, 3040–3048 м, 3219–3221 м, МС алевролітів і аргілітів становить близько $\chi=(20-25)\times 10^{-5}\text{Сі}$. Невеликий обсяг керну характеризує нижньовізейський під'ярус (28452859 м), а саме горизонти В-26, В-25 і В-24. Вони представлені алевролітами, аргілітами і пісковиками. Значення МС цієї товщі нижнього візе є найнижчими у свердловині, і перебувають здебільшого у межах $\chi=(2-4)\times 10^{-5}\text{Сі}$. При перевірці гіпотез про належність вибірки МС алевролітів нижнього візе до спільної генеральної сукупності приймається розподіл

значень χ за логарифмічно-нормальним законом, при експоненті $\chi_{\text{сер}}=4,0 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $\delta_{\chi}=0,42 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $n=35$ [113].

Верхньовізейський під'ярус (2653-2859 м) представлений чергуванням аргілітів, вапняків і пісковиків. У низах цієї товщі (горизонт В-19 андріяшівської світи, 2796–2806 м) присутні високомагнітні прошарки сидеритизованих аргілітів і вапняків із значеннями $\chi=(125-200) \times 10^{-5} \text{Ci}$. Основні ж значення МС знаходяться в околі $\chi=(12-14) \times 10^{-5} \text{Ci}$. Для загальної вибірки МС аргілітів значення МС належать до нормального закону розподілу, при $\chi_{\text{сер}}=13,85 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $\delta_{\chi}=4,27 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $n=87$, вибірка ж підвищених значень аргілітів належить до логнормального закону; експонента $\chi_{\text{сер}}=94,14 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $\delta_{\chi}=0,68 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $n=34$. Вище по розрізу присутня пачка пісковиків з $\chi=(1-3) \times 10^{-5} \text{Ci}$, вапняки перекопівської світи із прошарками аргілітів, $\chi=(8-15) \times 10^{-5} \text{Ci}$. Товща серпухівського ярусу представлена переважно аргілітами із перешаруванням алевролітів і пісковиків. Значення МС таких порід згруповані навколо середніх $\chi=15 \times 10^{-5} \text{Ci}$. В межах горизонту С-5 помітні прошарки алевролітів із високими значеннями $\chi=(100-130) \times 10^{-5} \text{Ci}$.

У свердловині Зінівська-1 (рис.3.5) вертикальний розподіл МС порід є подібний до розподілу χ у св.Вовківецька-1. Однак, тут величина та дисперсія МС є дещо вищими ніж у св.Вовківцівська-1. Цікавим також є майже однакове положення по глибині (2797-2820 м) у двох свердловинах малопотужної піщанисто-глинистої пачки порід із прошарками карбонатів характерною своїми підвищеними значеннями МС, для яких вибірка значень χ належить до логарифмічно-нормального закону розподілу. Причому у св.Вовківцівська-1 у цьому інтервалі є вибірка із двома незалежними сукупностями приналежної до двох законів розподілу значень χ порід [113].

Для інших свердловин в межах Північної прибортової зони (св.Юхтинська-1, св.Південно-Берестівська-1, 3, Столярівська-2, Берестівська-393), (рис.3.2, 3.3), характерним є подібний до вище описаного

вертикальний розподіл МС гірських порід [108-111]. Результати статистичного аналізу МС порід по них наведені у табл. Б.2.4-Б.2.6, а діаграми розподілу МС керну представлені у додатках В.8-В.11

Отже, за результатами вивчення пошарової мінливості МС гірських порід встановлено, що досліджувана теригенно-карбонатна товща від фамену верхнього девону до башкирського ярусу середнього карбону як в межах Південної так і в межах Північної прибортових зон ДДЗ є дуже неоднорідною [105-114].

За величиною та дисперсією МС у ній можна умовно виділити окремі літомагнітні горизонти (ЛМГ), (рис. 3.4, 3.5) а саме:

- **турнейсько-фаменський ЛМГ** із середніми значеннями $\chi=(5-15)\times 10^{-5}$ Сі. Розподіл МС здебільшого однорідний, більші значення χ притаманні глинистим породам, для окремих вибірок значень МС порід притаманний логарифмічно-нормальний закон розподілу;
- **нижньовізейський ЛМГ**, для якого характерні найнижчі значення МС, однорідний розподіл значень χ , невисока дисперсія, в окремих пачках карбонатних та глинистих порід основна вибірка значень МС розприділена за логарифмічно-нормальним законом розподілу.
- **верхньовізейсько-серпухівський** із високими величинами МС ($\chi=(20-30)\times 10^{-5}$ Сі та дисперсій, нерівномірним, стрибко, та хвилеподібним характером осереднюючих ліній МС; чітке відокремлення пачок порід за літологією; більша кількість прошарків порід із високими величинами МС, ніж у нижньовізейському ЛМГ, наявність вибірок з кількома генеральними сукупностями, що розприділені по нормальному та логарифмічно-нормальному законам розподілу значень.

Основною причиною такої диференціації в першу чергу є зміна літолого-формаційного виконання товщ, палеотектонічних і

палеофаціальних умов утворення відкладів. Так, товщі верхнього девонутурне належать до теригенної поліміктової континентальної формації – (гравеліти, аркозові пісковики, алевритисті глинисті відклади), для нижнього візе характерною є теригенно кремнисто-карбонатна морська формація (темно-сірі кремнисті вапняки, вапняковисті аргіліти, мілкозернисті пісковики), товщі верхнього візе і серпухівського, башкирського ярусів належать до теригенної вугленосної поліфаціальної формації (чергування темно-сірих аргілітів, світло-сірих пісковиків з карбонатними і вуглистими прошарками).

Крім цього, у кожному із вищеописаних ЛМГ можна виокремити підгоризонти різної потужності, які можуть збігатись із виділеними у розрізі продуктивними та мікрофауністичними горизонтами (МФГ), світами, окремими пачками тощо (рис.3.4, 3.5). Так, відклади нижньовізейського ЛМГ в зоні південного облямування Срібненської западини представлені по складу двома літологічними товщами. Нижня піщано-глинисто-карбонатна товща, яка відповідає аналогам XIV МФГ. або його частини і верхня глинисто-карбонатна товща, яка відповідає XIII МФГ [94, 95]. Ці обидві товщі достатньо добре розділяються за МС. Товща XIV МФГ характеризується вищими величинами МС (рис.3.4.). Відклади XIV м.ф.г. в районі досліджень належать до перехідної фаціальної зони між шельфом і материком і характеризуються перехідним типом розрізу від істотно карбонатного до істотно теригенного, а відклади XIII відносяться до шельфових фацій [114].

У свою чергу відклади XIII МФГ характеризуються чіткою тричленною будовою, обумовленою зміною палеотектонічних і палеоекологічних умов. Виділяється верхня, середня і нижня частини карбонатної товщі [94, 95].

Нижня частина представлена вапняками чорними, темно-сірими, окремнілими, часто глинистими з численними уламками фауни. Серед вапняків часто зустрічаються прошарки чорних, тонкодисперсних, бітумінозних, нерівномірно вапнистих аргілітів.

Відклади середньої частини "плити" у більшості карбонатних розрізів Срібненського прогину вміщують поклади ВВ. Товща характеризується складною літологічною неоднорідністю, спричиненою присутністю у розрізах прошарків, лінз, жовн та включень неправильної (мозаїчної) форми порід: вапняків, доломітів, глинисто-карбонатних, аргілітів і силіцитів. В товщі зустрічаються біогермні споруди, потужністю 20-30 м і представлені біоморфними і біоморфно-детритусовими вапняками.

Верхня частина карбонатної товщі представлена вапняками з прошарками аргілітів. Вапняки темно-сірі, чорні, часто глинисті, в основному детритусові і шламово-детритусові. Карбонатні породи інколи представлені шаруватими доломітами та жовнами сидериту. Аргіліти плитчасті, в різній мірі вапнисті та бітумінізовані. Часто в аргілітах відмічаються стягнення коричневатого сидериту.

Трьохчленна будова верхньої карбонатної товщі, що формувалась у морських умовах чітко розділяється за допомогою ГДС. На рис.3.6 і 3.7 показані результати геофізичних досліджень карбонатної „плити” у св.Селюхівська-4 і 5 разом із даними про розподіл із глибиною МС керну.

Особливістю нижньої частини карбонатної товщі її висока радіоактивність, зумовлена підвищеним вмістом U (Ra) до $37,7 \cdot 10^{-3}$ кг/т і Th до $10,7 \cdot 10^{-3}$ кг/т. Характерним є також додатня аномалія ВП, збільшення фактичного діаметра свердловини відносно номінального. Породи є слабо пористими ($K_{п}=1—2\%$), практично непроникними ($K_{пр} < 0,01 \text{ мкм}^2 \cdot 10^{-3}$) і тому відносяться до порід-неколекторів (за матеріалами ІГГК, Куровець І.М., Шеремета О.В., 2001). На кривій МС спостерігається її різке зростання, зумовлене скоріш за все високим вмістом глинистої речовини (рис.3.6, св.4)

Для середньої, продуктивної частини розрізу, навпаки встановлено, що кременисто-карбонатні породи характеризуються відносно низьким вмістом радіоактивних елементів. Вміст торію змінюється від слідів до $2,9 \cdot 10^{-3}$ кг/т, калію від 0,1 до 4,4 кг/т і U(Ra) — від $0,7 \cdot 10^{-3}$ до $4,4 \cdot 10^{-3}$ кг/т.

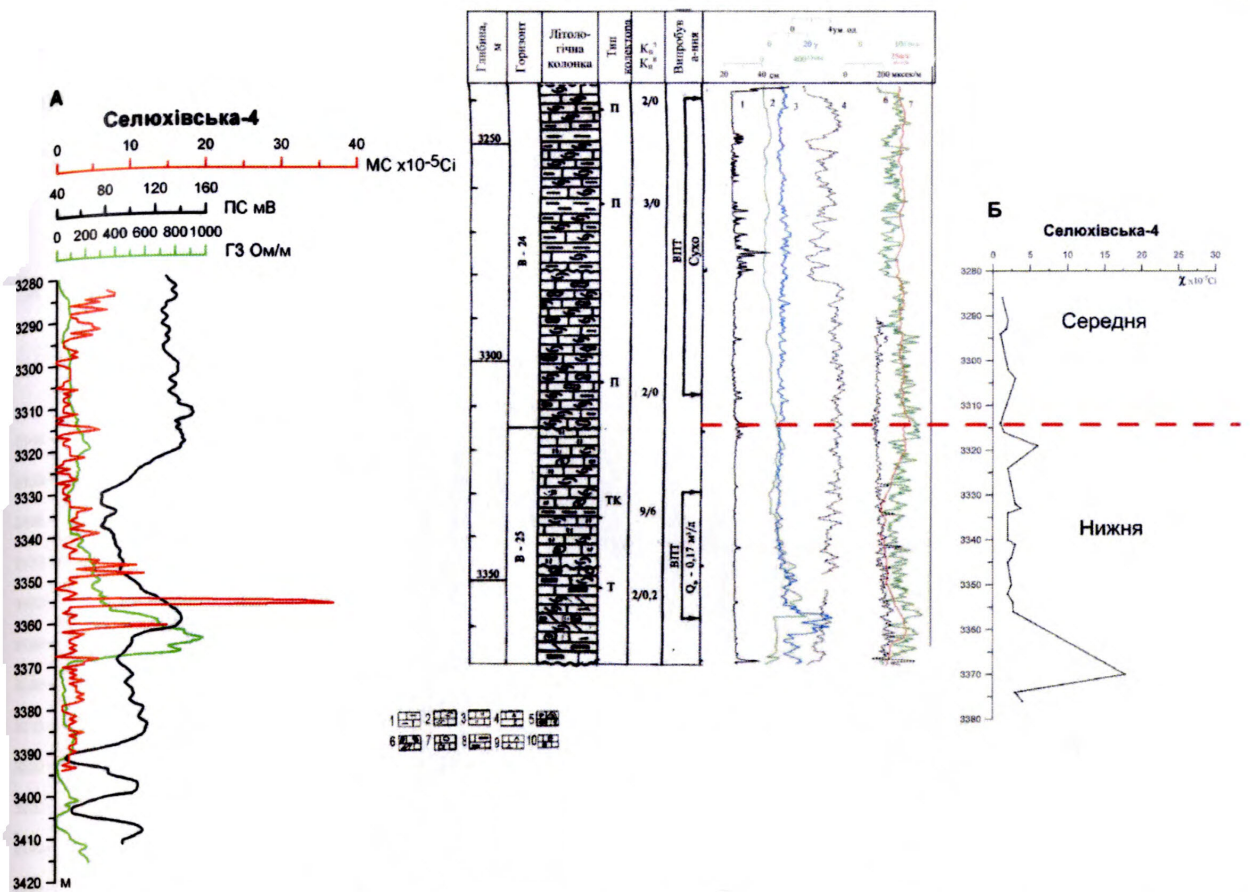


Рис.3.6. Результати ГДС та розподіл МС нижньовізейської карбонатної товщі у св.Селюхівська-4.

А – вимірювання МС керну у керносковищі; Б – вимірювання МС взірців керну, відібраних співробітниками відділу проблем нафтової геофізики ІТТГК НАНУ

Вапняки: 1 – глинистий, 2 – органічно-детритовий, 3 – окремілий, 4 – доломітизований, 5, 6 – біогермні, 7 – уламковий, 8 – бітумінозний, 9 – ангідритизований, 10 – спонголіт (За матеріалами ІТТГК, Куровець І.М., Шеремета О.В., 2001).

За даними інших методів ГДС, досліджувані колектори характеризуються наступними геофізичними параметрами: відносно низькими, порівняно з вміщуючими породами, значеннями електричного опору $\rho_{п} = 44\text{—}100 \text{ Ом/м}$, від'ємними аномаліями ВП, збільшенням до 30,0 мм фактичного діаметра свердловин відносно номінального, наявністю

глинистої кірки, зменшенням щільності за даними ГГК-Ш $\delta_{ГГК} = 2,10—2,40$ г/см³, ознаками розущільнення $I_{НПК} = 5—6$ умовних одиниць (за матеріалами ІГГК, Куровець І.М., Шеремета О.В., 2001).

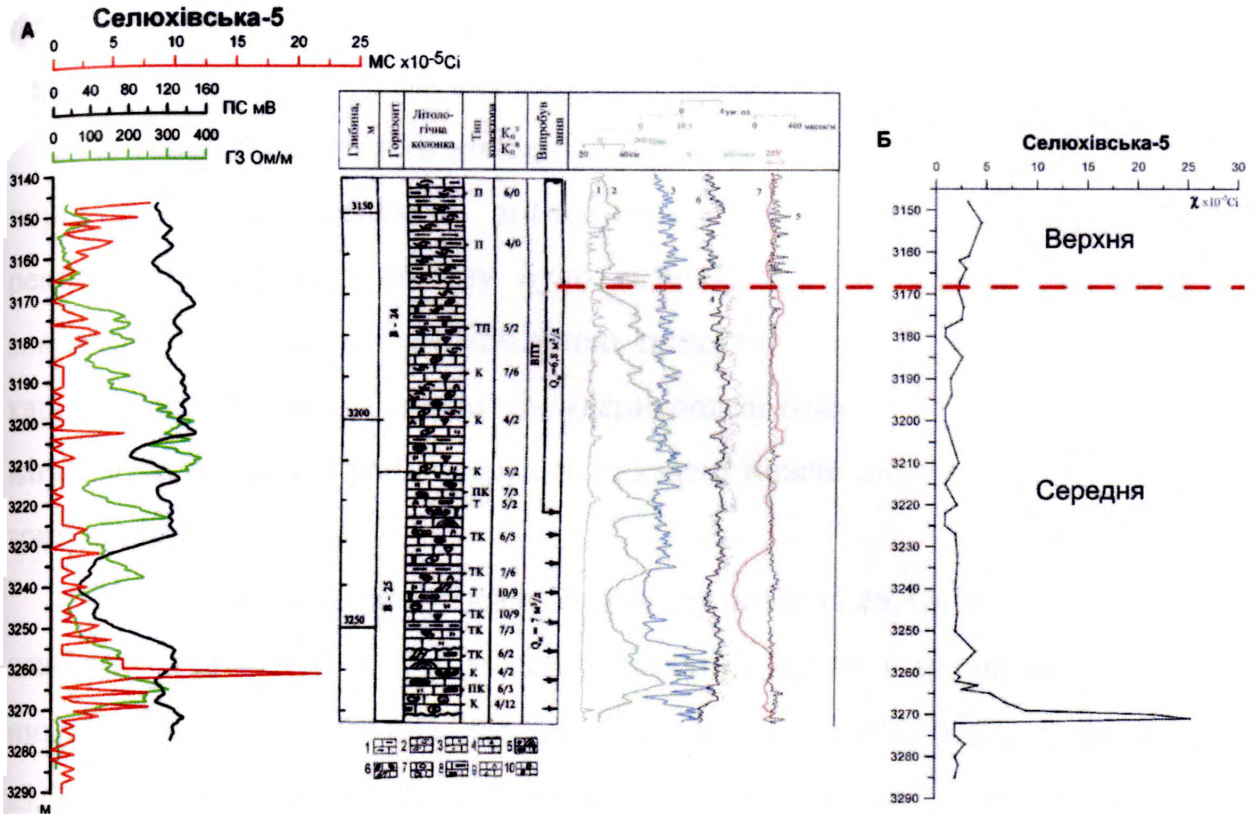


Рис.3.7. Результати ГДС та розподіл МС нижньовізейської карбонатної товщі у св.Селюхівська-5. (умовні позначення на рис3.6)

А – вимірювання МС керну у керносковищі; Б – вимірювання МС взірців керну, відібраних співробітниками відділу проблем нафтової геофізики ІГГК НАНУ

На кривій МС в частині присутності колектора спостерігаються кілька піків, $\chi=7 \times 10^{-5} Ci$ і $\chi=25 \times 10^{-5} Ci$. Підвищення χ обумовлене анкеритизацією вапняків. Вище по розрізу значення МС мінімальні, обумовлені інтенсивним окварцюванням, а також присутністю суто „чистих” органогенних вапняків, позбавлених пропластків глинистої речовини (рис.3.7, св.5).

Верхня частина характерна зменшенням опору на кривих ГЗ і БК, збільшення вмісту радіоактивних елементів, крива ГК. Тут присутні відклади

прибережно-морських фацій, детритусові, глинисті пелітоморфні вапняки. Карбонатні породи інколи представлені шаруватими доломітами та жовнами сидериту. Вони характеризуються поганими колекторськими властивостями ($K_n = 1\text{—}2\%$, $K_{np} < 0,01 \text{ мкм}^2 \cdot 10^{-3}$) і відносяться до порід-флюїдоупорів. Значення МС для таких порід є вищими у порівнянні із середньою частиною розрізу (св.4).

В товщі порід нижнього карбону досить часто зустрічаються прошарки порід із підвищеними значеннями МС. Так, за допомогою рентгеноструктурного аналізу було встановлено, що вибірка підвищених значень МС виявилась обумовленою присутністю конкреції та сферолітів карбонатів заліза: сидерито-сидеритоплезитова, сидерито-анкеритова мінералізація. Це добре ілюструють наведені нижче дифрактограми окремих зразків порід.

На рис.3.8 наведені дифрактограми аргілітів із св.Зінівська-1: вз. 54 на глибинах 2510-2520 м (А) із серпухівського ярусу і вз 56, 2852-2856 м, нижній візе. МС вз.54 складає в середньому $\chi = 18\text{—}20 \times 10^{-5} \text{Ci}$, а значення χ вз.56 належить до вибірки підвищених значень МС, $\chi = 50 \times 10^{-5} \text{Ci}$, при фонових значеннях χ піщано-глинистої товщі $\chi = (2\text{—}5) \times 10^{-5} \text{Ci}$. У двох пробах присутні кварц, каолінит, слюда. В пробі (А) бачимо наявність незначної кількості піриту ($3,10 \text{ \AA}$, $2,69 \text{ \AA}$) і кальциту ($3,02 \text{ \AA}$, $2,44 \text{ \AA}$, $1,91 \text{ \AA}$). В пробі (Б) переважає сидерит ($3,55 \text{ \AA}$, $2,78 \text{ \AA}$, $2,34 \text{ \AA}$, $2,12 \text{ \AA}$, $1,95 \text{ \AA}$).

Із св.Південно-Берестівська-1 на рис.3.9 наведена дифрактограма аргіліту, вз.59, інтервал 3565-3577 м із XII м.ф.г. верхнього візе. МС цього зірця $\chi = 25\text{—}30 \times 10^{-5} \text{Ci}$. У мінеральному складі присутні кварц, ілліт, хлорит і сидерит ($2,78 \text{ \AA}$, $2,36 \text{ \AA}$) в незначній кількості.

В зразку вз.43 із св.Річна-386, глибина 4781-4792 м, XI м.ф.г., дифракційні максимуми $3,59 \text{ \AA}$, $2,78 \text{ \AA}$, $2,34 \text{ \AA}$, $2,13 \text{ \AA}$, $1,96 \text{ \AA}$, свідчать про значний вміст сидериту (рис.3.10). МС зірця є достатньо високою, $\chi = 281 \times 10^{-5} \text{Ci}$.

Отже, інтервали розрізу товщі порід нижнього карбону із підвищеним значеннями χ , обумовлені, зазвичай, наявністю включень сидериту. Цікавим є той факт, що це знаходять своє відображення у величині I і фактора Q . Фактор Q являє собою відношення залишкової намагніченості порід до їх індуктивної намагніченості.

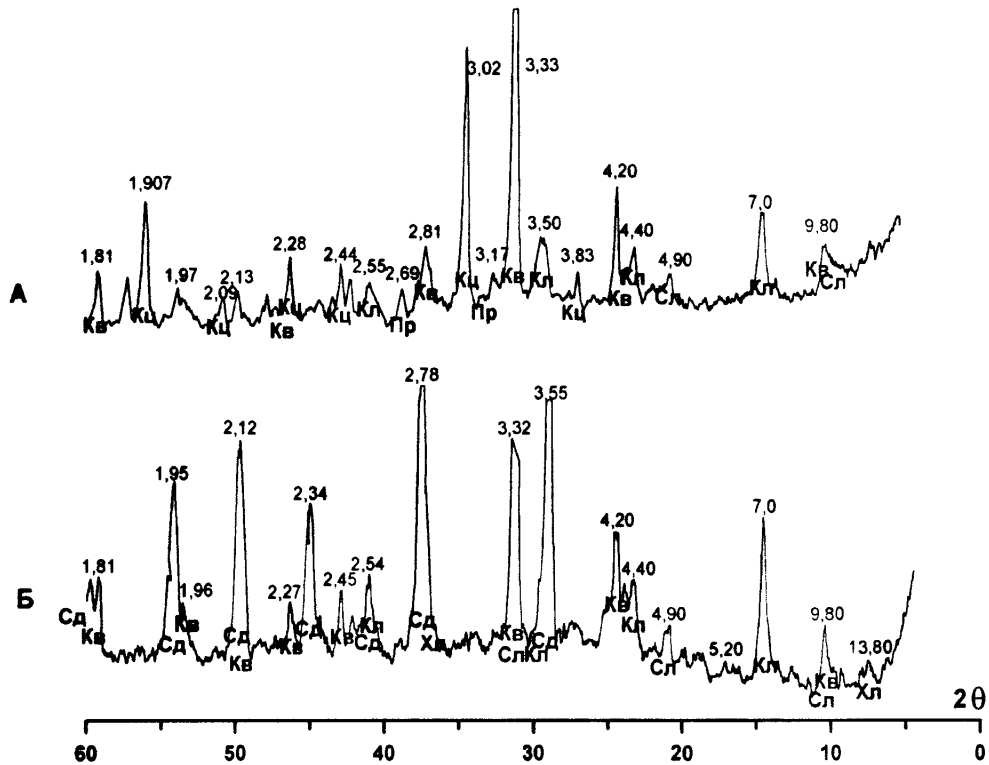


Рис.3.8. Дифрактограми аргілітів (вз.54 (А), вз.56 (Б) із св.Зінівська-1
Кв – кварц, Кц – кальцит, Кл – каолінит, Сд – сидерит, Сл – слюда, Пр – пірит, Хл – хлорит

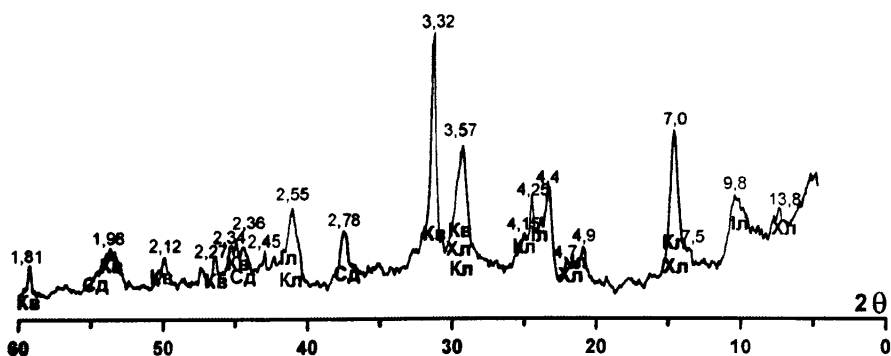


Рис.3.9. Дифрактограма вз.59, св.Південно-Берестівська-1
Іл – іліт

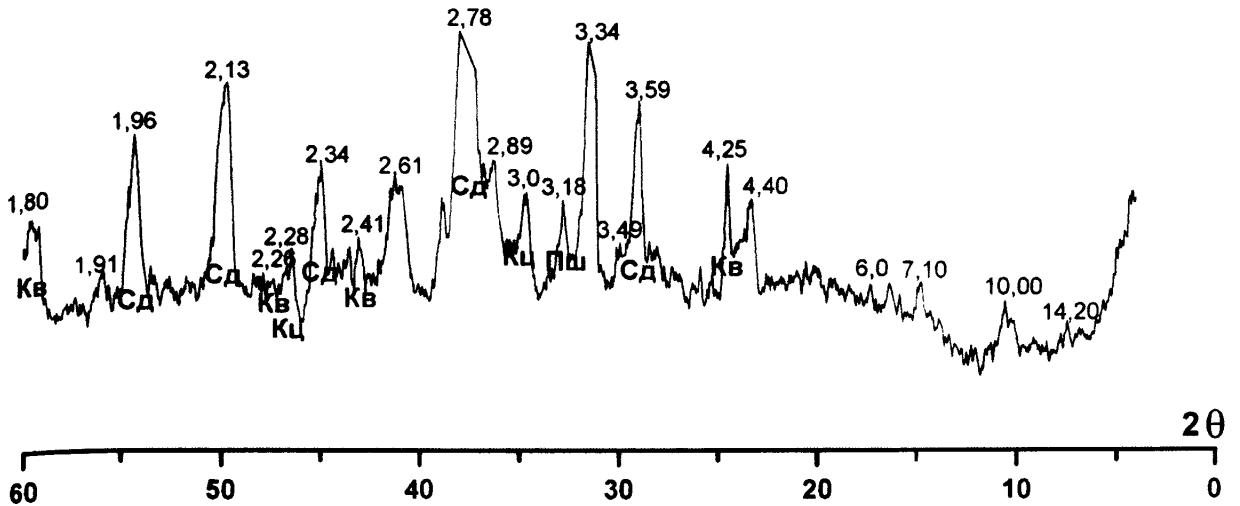


Рис.3.10. Дифрактограма вз.43, св.Річна-386.

(умовні позначення на рис.3.8)

Якщо відношення близьке до 1, то це означає, що намагніченість порід є переважно індуктивною. Так, по св.Вовківцівська-1, незважаючи на незначний масив даних, із діаграм за розподілом I також можна виокремити три ЛМГ, які переважно збігаються із стратиграфічним розчленуванням розрізу (рис.3.11). Це фаменський, нижньовізейський та верхньовізейсько-серпухівський ЛМГ. У межах верхньовізейського і фаменського ЛМГ значення I характеризуються високими величинами і дисперсією. Фактор Q у цих товщах є більший за 1. У таб. 3.2 наведені значення I та Q для прошарків порід, де мають місце включення сидериту [113].

Таблиця 3.2.

Значення магнітних параметрів (I і Q) для окремих горизонтів із св.Вовківцівська-1

Горизонт	Тип породи	Глибина (м)	$I \times 10^{-4}$ А/м	Q
С-5	алевроліти, пісковики	2534-2537	12,19	1,28
VII	аргіліти	2546	208,18	10,32
В-16	аргіліти	2676-2679	17,18	1,6
В-17	аргіліти, алевроліти	2712-2729	14,30-13,43	2,69-4,68
В-19	алевроліти, аргіліти, вапняки	2801-2809	9613,42	10,56
D ₃	пісковики	3255-3267	15,28	7,78

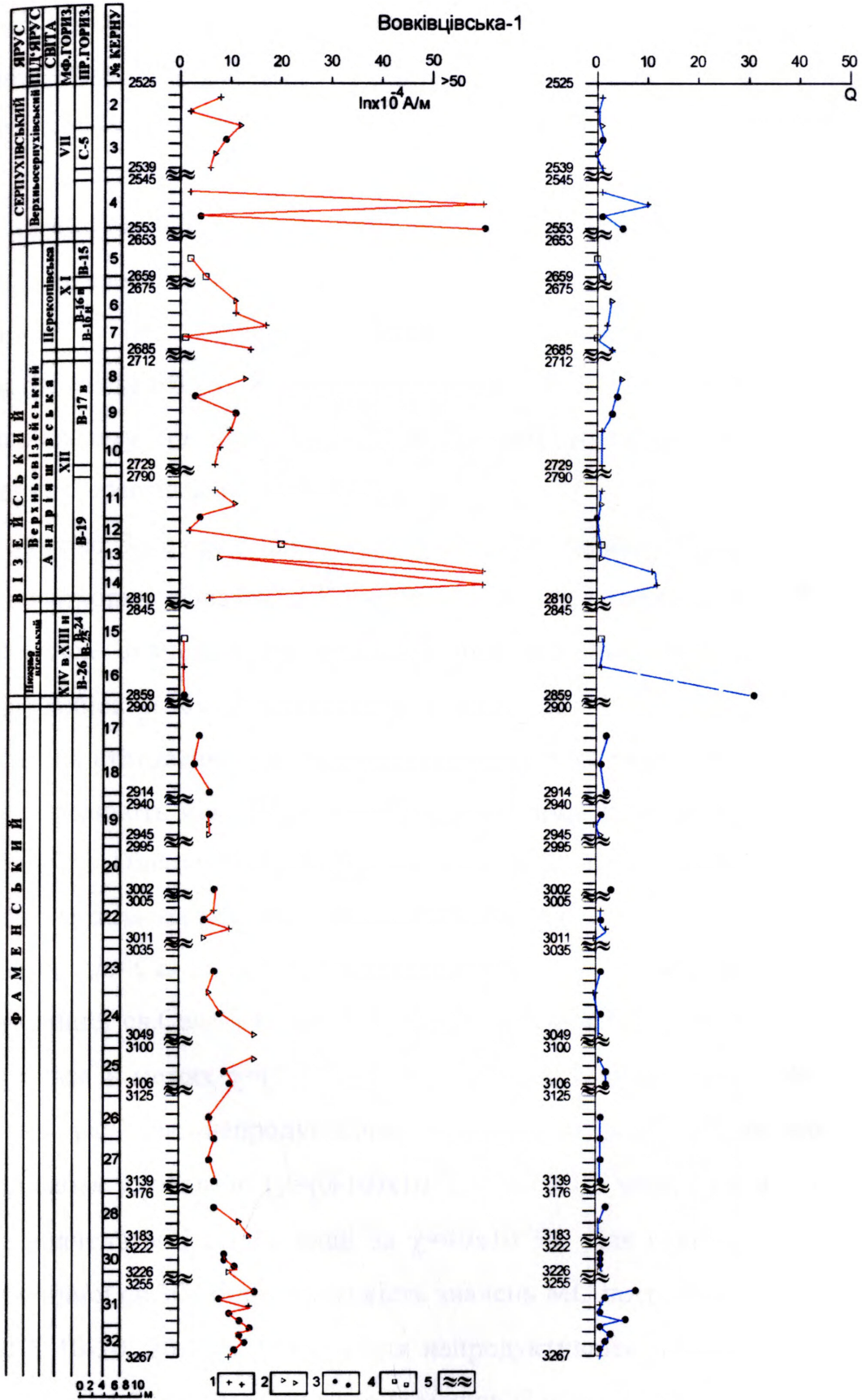


Рис.3.11. Розподіл намагніченості I_n та фактора Q по св.Вовківцівська-1
 1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – вапняки, 5 – інтервали без відбору керну.

3.3. Результати дослідження латеральної мінливості магнітної сприйнятливості нижньокам'яновугільних відкладів у зонах родовищ вуглеводнів та перспективних структур Центральної частини ДДЗ

Оскільки, найбільший відсоток керну відібраний із товщ візейського ярусу нижнього карбону, тому основна увага при вивченні латеральної мінливості МС гірських порід приділялась осадовим товщам нижньовізейського і верхньовізейського ЛМГ із покладами ВВ на Селюхівському та Прирічному родовищах, а також на перспективній Південно-Берестівській структурі.

На рис. 3.12 представлені гістограми, де значення χ порід були розбиті на 6 десяткових діапазонів. Кореляція двох ЛМГ проведена по аргілітах та алевролітах. Значення МС останніх при побудові процентних гістограм об'єднувались разом із значеннями χ для аргілітів. Як помітно із рис.3.12 виділені за статистичними характеристиками МС порід два ЛМГ достатньо добре корелюють між собою між свердловинами на досліджуваних ділянках Південної і Північної прибортових зон ДДЗ. Крім цього аналізуючи ці діаграми можна зауважити певні закономірності.

Так, для Селюхівського родовища (рис.3.12, А) помітним є те, що для продуктивної св.Селюхівська-304, 97,32% значень МС глин із нижнього візе знаходяться в межах $\chi=(0-10)\times 10^{-5}\text{Ci}$, 2,68% у діапазоні $\chi=(10-20)\times 10^{-5}\text{Ci}$, в той же час для непродуктивної св.Селюхівська-1, відповідно 85,71% потрапляють у діапазон ($\chi=(0-10)\times 10^{-5}\text{Ci}$), 9,18% у межі ($\chi=(10-20)\times 10^{-5}\text{Ci}$) і решта значень МС 5,1 % вищі за $\chi=40\times 10^{-5}\text{Ci}$. Для глин верхнього візе із продуктивної св.304 більша кількість значень МС потрапляє у три діапазони $\chi=(0-10, 10-20, 20-30)\times 10^{-5}\text{Ci}$, а для непродуктивних свердловин (св.1, св.3, св.Окопівська-385) є характерною їх менша кількість [105-110].

Для Прирічного газоконденсатного родовища у продуктивній св. Прирічна-3 (рис.3.12, Б), також можна зауважити тенденцію до зменшення

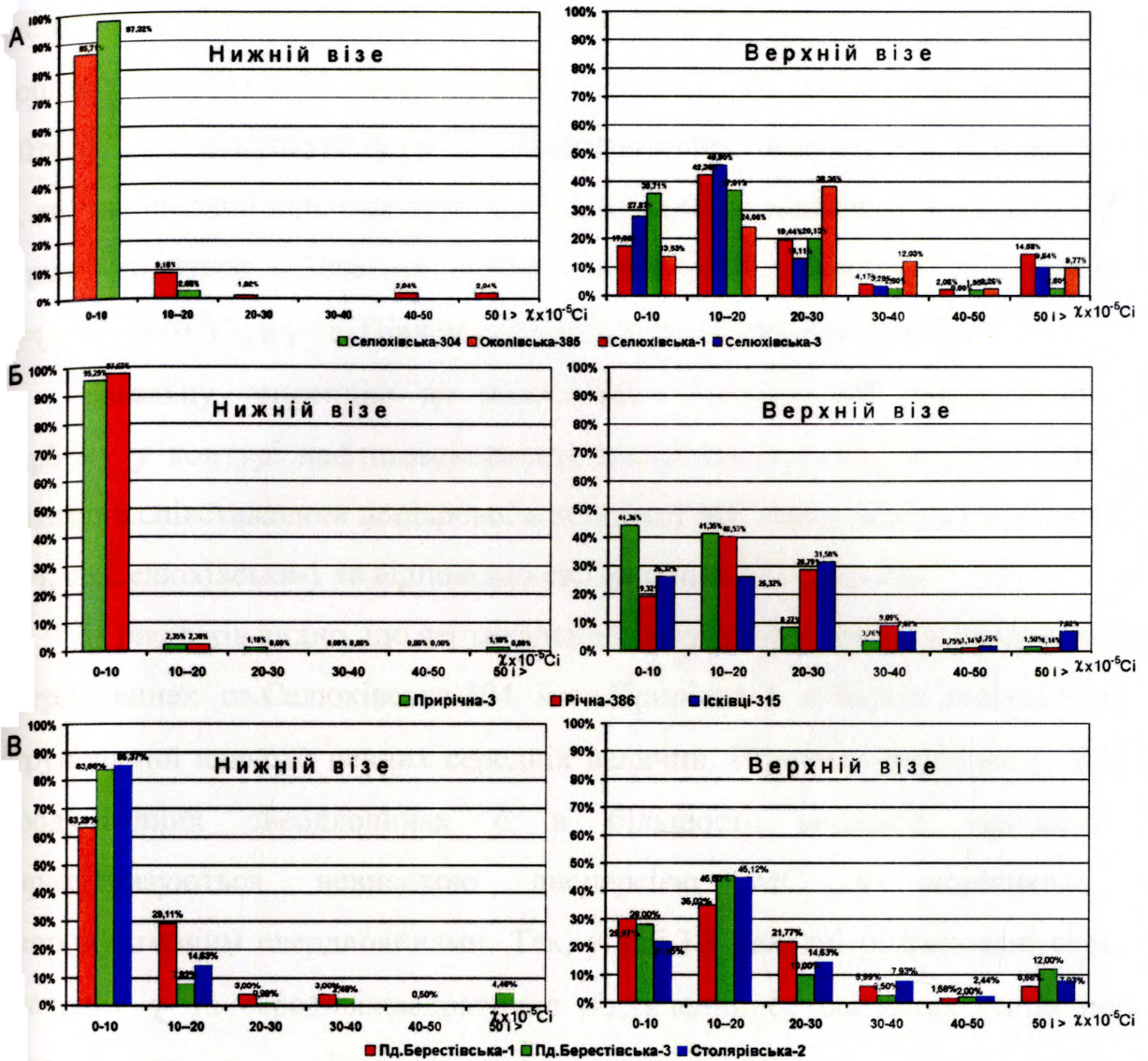


Рис.3.12. Гістограма середніх значень МС глинистих порід верхнього і нижнього візе на Селюхівському (А), Прирічному (Б) і Південно-Берестівському (В) родовищах.

МС глинистих товщ верхнього візе, які перекривають газоконденсатний поклад у нижньовізейських карбонатах. Наприклад, 44,36% замірів χ глин лежать у діапазоні $\chi=(0-10) \times 10^{-5} \text{Ci}$, тоді як 19,32% і 26,32% у непродуктивних св. Річна-386 і св. Ісківська-315 відповідно [111, 112].

Для глинистих пачок порід верхнього візе на Південно-Берестівській ділянці є характерним те, що практично в кожному із 6 діапазонів МС зустрічається приблизно однаковий відсоток значень χ із всіх свердловин (рис.3.12, В). У нижньовізейській товщі це не є так виражено, навпаки, для

3.3. Результати дослідження латеральної мінливості магнітної сприйнятливості нижньокам'яновугільних відкладів у зонах родовищ вуглеводнів та перспективних структур Центральної частини ДДЗ

Оскільки, найбільший відсоток керну відібраний із товщ візейського ярусу нижнього карбону, тому основна увага при вивченні латеральної мінливості МС гірських порід приділялась осадовим товщам нижньовізейського і верхньовізейського ЛМГ із покладами ВВ на Селюхівському та Прирічному родовищах, а також на перспективній Південно-Берестівській структурі.

На рис. 3.12 представлені гістограми, де значення χ порід були розбиті на 6 десяткових діапазонів. Кореляція двох ЛМГ проведена по аргілітах та алевролітах. Значення МС останніх при побудові процентних гістограм об'єднувались разом із значеннями χ для аргілітів. Як помітно із рис.3.12 виділені за статистичними характеристиками МС порід два ЛМГ достатньо добре корелюють між собою між свердловинами на досліджуваних ділянках Південної і Північної прибортових зон ДДЗ. Крім цього аналізуючи ці діаграми можна зауважити певні закономірності.

Так, для Селюхівського родовища (рис.3.12, А) помітним є те, що для продуктивної св.Селюхівська-304, 97,32% значень МС глин із нижнього візе знаходяться в межах $\chi=(0-10)\times 10^{-5}\text{Ci}$, 2,68% у діапазоні $\chi=(10-20)\times 10^{-5}\text{Ci}$, в той же час для непродуктивної св.Селюхівська-1, відповідно 85,71% потрапляють у діапазон ($\chi=(0-10)\times 10^{-5}\text{Ci}$), 9,18% у межі ($\chi=(10-20)\times 10^{-5}\text{Ci}$) і решта значень МС 5,1 % вищі за $\chi=40\times 10^{-5}\text{Ci}$. Для глин верхнього візе із продуктивної св.304 більша кількість значень МС потрапляє у три діапазони $\chi=(0-10, 10-20, 20-30)\times 10^{-5}\text{Ci}$, а для непродуктивних свердловин (св.1, св.3, св.Окопівська-385) є характерною їх менша кількість [105-110].

Для Прирічного газоконденсатного родовища у продуктивній св. Прирічна-3 (рис.3.12, Б), також можна зауважити тенденцію до зменшення

св. Південно-Берестівська-3, в якій було виявлено припливи газу і нафти із горизонтів В-20 і В-26, більша кількість значень МС лежить у діапазоні $\chi=(0-10)\times 10^{-5}\text{Ci}$. У непродуктивних св. Південно-Берестівська-1 і св. Столярівська-2, також високий відсоток значень χ належить до діапазону $\chi=(0-10)\times 10^{-5}\text{Ci}$, однак близько 30% і 15% відповідно лежить у діапазоні $\chi=(10-20)\times 10^{-5}\text{Ci}$, а у св. Південно-Берестівська-3 лишень біля 8%.

Загальну тенденцію до нівелювання значень МС порід нижнього карбону у контурі нафтогазоносності також ілюструють рис.3.4 і 3.13, де показано співставлення пошарової мінливості МС керну між св.Селюхівська-304, св.Селюхівська-1 та відповідно св.Прирічна-3 і Річна-386.

Із рисунків видно, що вертикальний розподіл МС порід у продуктивних свердловинах св.Селюхівська-304 і св.Прирічна-3 є більш рівномірний і згрупований навколо певних середніх величин. Причому значення χ ЛМГ у продуктивних свердловинах є в більшості випадків меншими і характеризуються невисокою дисперсією МС у порівнянні із непродуктивним свердловинами. Так, у таб.3.3 наведені розраховані середні значення χ та середньоквадратичне відхилення δ_χ основних типів порід турнейського та візейського ярусів із продуктивних та непродуктивних свердловин Селюхівського, Прирічного та Південно-Берестівського родовищ ВВ. У більшості випадків величини χ і δ_χ порід у продуктивних свердловинах є меншими незалежно від віку породи. Хоча в деяких випадках спостерігається і зворотній випадок.

Для перекриваючих поклад порід у св.Селюхівська-304 і св.Прирічна-3 за результатами статистичної обробки встановлено дві незалежних одна від одної вибірка значень МС. Так, для глин із XIIа МФГ, які служить екраном для покладу газоконденсату (XIII МФГ) у св.Прирічна-3 вибірка належить до двох незалежних одна від одної сукупностей значень, що розприділені за нормальним ($\chi_{\text{сеп}}=11,96\times 10^{-5}\text{Ci}$, $\delta_\chi=3,26\times 10^{-5}\text{Ci}$, $n=29$)

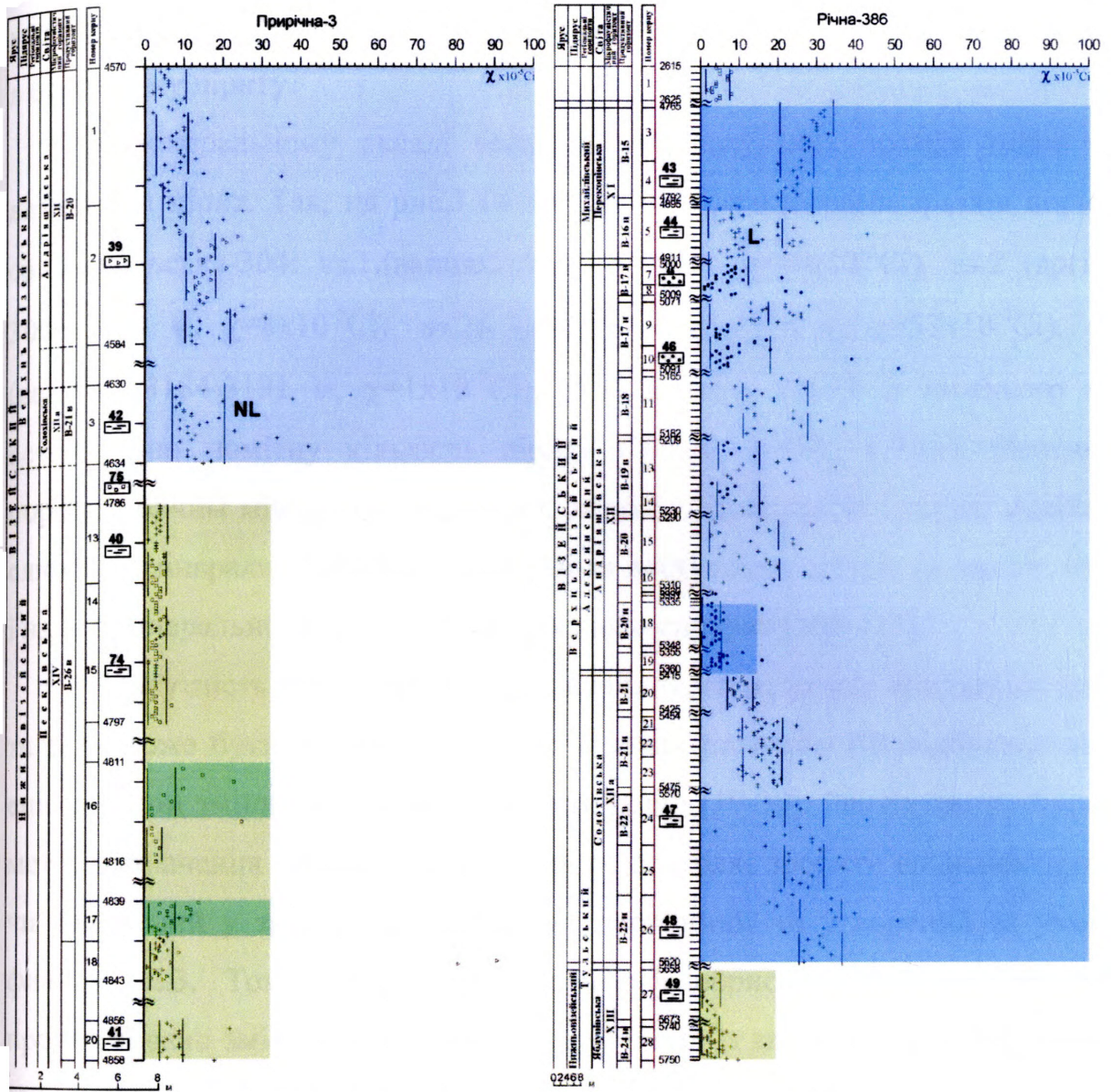


Рис. 3.13. Розподіл МС керну по св.Прирічні-3 і Річна-386.
(умовні позначення на рис.3.4)

і логарифмічно-нормальним (підвищені значення χ , експонента $\chi_{\text{ср}}=35,16$, $\delta_{\chi}=1,09 \times 10^{-5} \text{Ci}$, $n=9$) законами розподілу (табл.Б.1.11). Це також було характерним для порід покривки у св.Селюхівська-304.

Факт сумісного існування кількох різних вибірок χ над покладами ВВ може вказувати на суміщення в породі мінералів з суттєво відмінними магнітними властивостями.

Так, як свідчать літературні джерела [30, 50-60] основною причиною нівелювання значень МС в контурі нафтогазоносності є відновні процеси і

утворення за допомогою сульфатредуючих бактерій сульфідних мінералів, в основному піриту.

У мінеральному складі багатьох досліджуваних зразків порід був виявлений пірит. Так, на рис.3.14 наведено дифрактограми зразків порід із св.Селюхівська-304: вз.1.(вапняк, 2980-2989 м, $\chi=49 \times 10^{-5} \text{Ci}$), вз.2 (аргіліт, 3006-3015 м, $\chi=8 \times 10^{-5} \text{Ci}$), вз.26 (аргіліт, 3116-3126 м, $\chi=57 \times 10^{-5} \text{Ci}$), вз.3 (вапняк, 3184-3191 м, $\chi=1 \times 10^{-5} \text{Ci}$). Для вапняку (вз.3) із нижнього візе встановлено помітну кількість піриту (2,70Å, 2,40Å, 1,91Å). Основним породотворчим мінералом є кальцит, доломіт. Присутнім є також каолініт і слюдисті мінерали. Найбільш магнітними виступають аргіліт та вапняк, вз.26 і вз.1. в мінеральному складі якого виявлено сидерит [105-113].

Присутність таких мінералів, як каолініт, сидерит над покладами нафти та газу може бути ознакою того, що в зонах родовищ ВВ відбулись певні епігенетичні зміни мінерального складу порід [19-30]. Рентгеноструктурний метод визначення мінерального складу не дозволяє зробити висновок про те, чи виявлений у зразках породи пірит первинний чи утворений за участю флюїдів ВВ. Тому за допомогою ренгенфлюорисцентного аналізу були прослідковано зміну елементного складу порід із глибиною у продуктивній свердловині св.Прирічна-3 і непродуктивній св.Ісківці-315. При латеральній кореляції порід одного і того ж віку та типу, найцікавіші дані були отримані в результаті аналізу 6 проб керну із верхньовізейського під'ярусу по св.Прирічна-3 і Ісківці-315 (таб.3.4) [111, 112].

Верхня частина таблиці відображає процентний склад основних породотворюючих компонентів (сполуки із киснем), а в нижній подано вміст окремих хімічних елементів в г/т породи (ppm). Відмітимо більший вміст загального (Fe^{+2} , Fe^{+3}) заліза Fe_2O_3 , а також TiO_2 , V, Zn, Sr, Zr у пробі алевроліта із інтервалу 4577-4584 м у св.Прирічна-3. У його аналога із св.Ісківці-315, інтервал 4322-4329 м, вміст наведених окислів і елементів є дещо меншим. Така ж закономірність спостерігається і для проби на глибині 4630-4634 м (св.Прирічна-3), що відібрана із товщі аргілітів, які служать

Таблиця 3.3

Середні значення $\delta_{13}\text{C}$ та середньоквадратичне відхилення ($\delta_{13}\text{C}$) для основних типів гірських порід нижнього карбону на Селюхівському, Прирічному та Південно-Берестівському родовищах ВВ

Родовище	Селюхівське						Прирічне						Південно-Берестівське			
	с304		с5		с1		с385		п3		р386		плб3		плб1	
Свердловини	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta_{13}\text{C}$
Ярус																
аргіліти	15,71	7,39			18,71	6,14	20,56	6,62	6,80	2,32	18,20	6,01	12,69	3,99	3,27 (26,31)	0,47
$\text{C}_{1\text{V}2}$							29,07	5,34	17,10	5,39	17,96	17,82	9,52	2,28	17,73	5,83
									11,96	3,26	17,30	5,01	16,42	4,20	2,92 (18,54)	0,65
алевроліти									14,90	4,12	12,09	8,77	13,07	11,21	26,69	7,86
пісковики	3,31	1,81			18,17	4,22			3,70	1,26	7,1	1,45	7,68	3,23	7,55	4,06
вапняки	3,50 (33,20)	1,60			15,50	12,59	27,11	5,92			4,64	1,49	2,15	1,15	9,58	5,62
$\text{C}_{1\text{V}1}$	4,57	2,58	1,00	0,49	6,21	1,95	6,50	5,38	3,50	1,12	2,73	1,42	3,41	1,69	9,37	2,20
аргіліти			1,26	0,64					3,80	2,10	4,20	2,28	7,33	2,21		
алевроліти													1,52 (4,57)	0,53	6,18	3,00
пісковики													1,85	0,77	11,90	6,13
вапняки	3,03	1,93	1,40	1,00			2,00	1,09	3,40	1,00	1,15		1,97	0,85		
$\text{C}_{1\text{tr}}$									2,90	1,15			8,92	6,35		
аргіліти	2,83	1,14			30,66	14,46							10,13	5,28	7,22	2,57
алевроліти													7,42	3,45	2,27 (9,68)	0,42
пісковики	1,45	0,89			3,77	1,81	12,60	8,31					6,24	3,20		

Примітки: жирним шрифтом позначені продуктивні свердловини та результати середніх значень χ і $\delta_{13}\text{C}$ порід у них; в дужках наведено значення експоненти $\chi_{\text{сер}}$ при логарифмічно-нормальному типі розподілу.

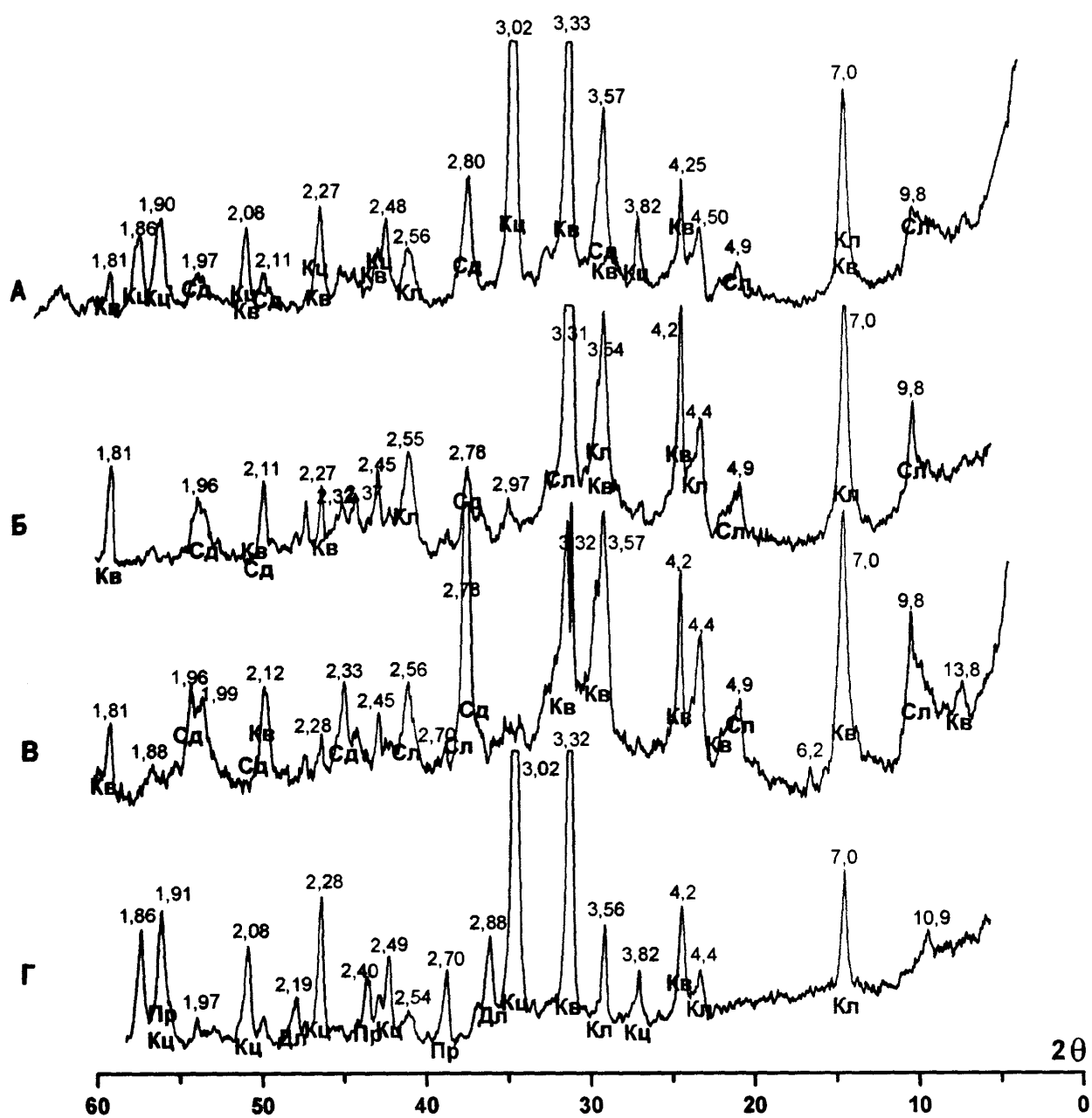


Рис.3.14. Дифрактограми вз.1 (А), вз.2 (Б), вз.26 (В), вз.3 (Г) із св.Селюхівська-304.

(умовні позначення на рис.4.8)

покришкою для покладу газоконденсату у карбонатах нижнього візе. Вміст загального заліза ($Fe_2O_3=8,92$) тут в декілька разів вищий ніж у пробі з інтервалу 4160-4168, ($Fe_2O_3=0,59$). Це стосується також TiO_2 і важких металів V, Cr, Zn, Sr, Zr. Слід звернути увагу на підвищений вміст S (10220 г/т) у перекриваючих поклад аргілітів [111, 112].

**Результати рентгенофлюорисцентного аналізу проб порід
верхньовізейського під'ярусу із св.Прирічна-3 і св.Ісківці-315**

	Свердловина	ПРИРІЧНА-3		ІСКІВЦІ-315		
	Глибина (м), порода	4577-4584 алевроліт	4630-4634 аргіліт	4322-4329 алевроліт	4160-4168 аргіліт	4184-4190 аргіліт
	$\chi_{сер} \times 10^{-5}$ Сі	15	12	9	31	24
Процентний вміст	SiO ₂	59,98	48,86	77,71	91,95	60,52
	TiO ₂	1,67	1,6	1,47	0,36	0,98
	Al ₂ O ₃	28,83	33,89	13,79	6,35	22,11
	Fe ₂ O ₃ (Т)	5,14	8,92	4,58	0,59	7,29
	MnO	0,02	0,06	0	0,01	0,07
	MgO	1,1	1,83	0,42	0,06	2,53
	CaO	0,23	1,07	0,05	0,06	0,28
	Na ₂ O	0,54	0,68	0,32	0,26	1,53
	K ₂ O	2,32	2,66	1,59	0,36	4,44
	P ₂ O ₅	0,13	0,25	0,06	0,03	0,17
	SO ₃	0,04	0,18	0,03	0	0,08
	Сума	100,00	100,00	100,02	100,03	100,00
	PPM (г/т)	As	14	47	34	0
Ba		219	276	253	257	498
Pb		37	38	70	6	24
Co		24	18	27	8	17
Ni		49	59	69	12	64
Cu		16	21	16	3	39
S		9139	10220	31089	823	673
V		140	239	129	35	167
Cr		82	104	87	28	104
Zn		132	74	39	15	133
Sr		156	180	76	46	117
Zr		609	400	718	154	148
U	6	4	7	2	4	

Отже, відмінність у розподілі χ порід між св.Прирічна-3 і Ісківці-315, мабуть, можна пояснити наявністю більшої кількості сірки і утворення у відновному середовищі епігенетичного піриту. Вміст більших концентрацій піриту може призводити до зменшення намагніченості товщ.

Наявність у пробах св.Прирічна-3 високих вмістів важких металів (V, Cr, Zn, Sr, Zr), можливо, можна пояснити у світлі теорії “струменевих” ореолів розсіювання, яка детально описано у роботі [80, 81]. Автори статті наводять дані про наявність кільцевих у плані аномалій важких металів у “струменевих” ореолах розсіювання, проекція яких приблизно співпадає із положенням вуглеводневого покладу.

В результаті проведеного аналізу пошарово-латеральної мінливості МС гірських порід від верхнього девону до нижнього карбону в межах Південної та Північної прибортових зон Центральної частини ДДЗ, а також досліджень речовинного складу порід можна зробити наступні висновки:

1. Вивчення магнітних властивостей осадових товщ показало неоднорідність розподілу магнітної сприйнятливості гірських порід в зонах досліджуваних родовищ ВВ Центральної частини ДДЗ;
2. Досліджувана товща порід від фаменського ярусу верхнього девону до серпухівського ярусу нижнього карбону диференціюється за величиною та дисперсією МС порід на кілька ЛМГ та підгоризонтів, які мають індикаторне значення;
3. На диференціацію відкладів за МС крім зміни літолого-формаційного виконання товщ, палеотектонічних і палеофаціальних умов утворення відкладів істотно впливає присутність покладу ВВ;
4. За результатами статистичної обробки даних встановлено помітне зменшення величин та дисперсій магнітної сприйнятливості порід у продуктивних свердловинах досліджуваних родовищ ВВ та перспективних структур. Загальна тенденція до нівелювання значень МС для всіх ЛМГ у продуктивних свердловинах, може бути пояснена вмістом більшої кількості сірки і утворення епігенетичного піриту в зонах родовищ ВВ;
5. У теригенних товщах верхнього візе, які перекривають поклад встановлено дві вибірки значень МС розподілених за нормальним та логарифмічно-нормальним законами розподілу, що може свідчити про вплив на розподіл МС мінералів різного генезису;

6. За результатами рентгеноструктурного аналізу встановлено, що вибірка підвищених значень МС порід із верхньовізейської товщі зумовлена в загальному присутністю конкрецій та сферолітів карбонатів заліза: сидерито-сидеритоплезитова, сидерито-анкеритової мінералізації. Присутність таких мінералів над покладами нафти та газу, як сидериту, а також каолініту, хлориту, може бути ознакою того, що в зонах родовищ ВВ відбулись певні епігенетичні зміни мінерального складу порід під впливом флюїдів ВВ.

РОЗДІЛ 4

ОСОБЛИВОСТІ ТОНКОЇ СТРУКТУРИ АНОМАЛЬНОГО МАГНІТНОГО ПОЛЯ В ЗОНАХ РОДОВИЩ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПЕРСПЕКТИВНИХ СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

Для отримання достовірних експериментальних даних про АМП та особливості його просторової структури над нафтогазовими родовищами та перспективними структурами, побудови їхніх геомагнітних моделей, проведено високоточну наземну магнітну зйомку (ВНМЗ). Зйомка виконана на Селюхівському нафтовому та Прирічному газоконденсатному родовищах (Південна прибортова зона ДДЗ), на Південно-Берестівському нафтогазоконденсатному родовищі та на Вовківцівській і Юхтинській перспективних ділянках (Північна прибортова зона ДДЗ).

4.1.Методика проведення високоточної наземної магнітної зйомки

Як показує досвід виконання магнітних зйомок в нафтогазоносних районах з метою виділення локальних аномалій, які можуть бути обумовлені впливом геологічних структур, літологічними неоднорідностями гірських порід, вторинними змінами в зонах родовищ ВВ, середньоквадратична похибка зйомки повинна бути не гірше 2.0 нТл. Задача ускладнюється тим, що подібного роду аномалії необхідно виділяти на фоні різноманітних завод, геологічного (неоднорідності верхньої частини розрізу, ґрунтів, кори вивітрювання, рельєф), природного електромагнітного (варіації зовнішнього магнітного поля) та техногенного (техногенні магнітні аномалії, електромагнітні промислові заводи) походження. У зв'язку із цим, при проведенні високоточної зйомки, застосовувалися методичні прийоми для забезпечення максимально можливої точності.

Вибору розташування геомагнітних профілів приділялась особлива увага. Вони закладались з врахуванням структурних особливостей та

тектонічної будови площі робіт, регіонального магнітного поля. Довжина кожного окремого профілю коригувалась в процесі зйомки з метою забезпечення виходу в нормальне поле для впевненого виділення локальних аномалій. Виміри модуля повного вектора магнітного поля T на профілях виконувались протонним магнітометром ММП-203 (чутливість 1,0 нТл). Крок спостережень складав 50 м. В загальному прокладено 30 геомагнітних профілів, загальною довжиною 286,2 км.

З метою уникнення впливу магнітних неоднорідностей ґрунтів, датчик магнітометра розташовувався на висоті 1,5 м. Для введення поправок за варіації змінного магнітного поля на базовому пункті (БП) використовувалася протонна магнітоваріаційна станція МВ-01 (чутливість 0,1 нТл), яка забезпечує реєстрацію поля T в автоматичному режимі. У зв'язку із складною просторовою структурою варіацій змінного магнітного поля, викликаних високою електричною провідністю земної кори ДДЗ, БП, на якому проводилась реєстрація варіацій змінного магнітного поля, розташовувався в безпосередній близькості до ділянки робіт. Під час зйомки на Селюхівському та Прирічному родовищах БП розташовувався в с.Пацали, Чорнухівського р-ну, Полтавської обл. При виконанні робіт на Вовківцівській, Юхтинській та Південно-Берестівській площах БП розміщався в с.Вовківці, Роменського р-ну, Сумської обл. Відстань від БП до найвіддаленішого з профілів не перевищувала 30 км.

Для визначення збіжності польового (ММП-203) та базового (МВ-01) магнітометрів та контролю за змінами їх абсолютних рівнів перед початком і по завершенні робіт виконувалась їх звірка [115]. За результатами звірки абсолютні значення модуля T за вимірами зазначених вище магнітометрів відрізняються не більше, ніж на 1,0-1,5 нТл, тобто їх збіжність знаходиться в межах паспортної похибки.

Середньоквадратична похибка зйомки на профілях оцінювалася за результатами контрольних вимірів, які виконувались в обсязі 5% від

за її кількості вимірів на кожній із відпрацьованих ділянок, і не перевищує $\pm 1,5-1,6$ нТл.

Первинна обробка магнітометричних профільних спостережень полягала в визначенні середніх значень T_{cp} із трьох незалежних вимірів на кожному пункті. Після цього вводилась поправка за сонячно-добові варіації магнітного поля шляхом знаходження різниці ΔT між середнім значенням поля на рядовому пункті T_{cp} і синхронно вимірним полем на базовому пункті T_b .

$$\Delta T = T_{cp} - T_b$$

Із спостережених даних виключались локальні “вискоки” в десятки, іноді сотні нТл, котрі як правило викликані впливом ЛЕП, трубопроводів, обсадних труб в свердловинах, будівель тощо.

Наступним найскладнішим етапом в обробці результатів геомагнітної зйомки є виділення регіональних T_{reg} і локальних аномалій ΔT_a . В загальному випадку спостережуване геомагнітне поле являє собою суперпозицію кількох складових: глобального, материкового, регіонального і локальних полів різних порядків. В масштабах задач магніторозвідки перші дві складові проявляються у виді лінійного тренду. Регіональні аномалії відображають досить потужні (десятки кілометрів і більше) магнітні неоднорідності, котрі залягають в фундаменті і осадовому чохлах. При цьому широкі локальні аномалії можуть виступати в ролі регіональних для локальних аномалій нижчого порядку. За локальні аномалії приймають такі аномалії, розміри яких в кілька разів менші від довжини досліджуваних профілів. Лінійні розміри регіональної аномалії повинні перевищувати розміри локальної аномалії [116]. Виділення локальних аномалій проводиться, як правило, після зняття регіональної складової.

Для зняття регіонального поля T_{reg} були опробовані різні методи апроксимації поліномами різної степені, а також шляхом графічного осереднення. В роботі використано комбінацію методів апроксимації отриманого поля ортогональним поліном низьких порядків за допомогою

програмного пакету Grapher 4.0 і методу графічного згладження. Зображення результатів зйомки у вигляді плану ізоліній ΔT і ΔT_a виконувалось за допомогою програми Surfer 7,0, при генерації сітки методом Radial Basis Function.

4.2. Результати геомагнітних досліджень у зонах родовищ вуглеводнів Південної прибортової зони Центральної частини ДДЗ

Селюхівське родовище. В межах Селюхівської структури магнітна зйомка виконана на 14 профілях. Більша частина геомагнітних профілів орієнтовані вхрест до простягання структури у субмеридіональному напрямку, яка по нижньовізейському структурному зрізу характеризується як брахіантиклінальне малоамплітудне підняття. Профілі I-I, II-II і X-X розміщені субширотно. (рис.4.1.).

Регіональну складову ΔT продемонстровано на рис.4.2 і 4.3 вздовж усіх профілів. Як видно із рис.4.2 і 4.3. Селюхівська ділянка розташована в зоні високих горизонтальних градієнтів ΔT . Величина магнітного поля ΔT різко наростає із півдня на північ з інтенсивністю в -50-60 нТл до 100-110 нТл. В північній частині ділянки величина горизонтального градієнту поступово слабшає. На кривих ΔT простежуються залишкові локальні аномалії ΔT_a різної амплітуди та ширини та високою дисперсією магнітного поля (рис.4.2, 4.3). Поле ΔT_a вздовж профілів після зняття регіонального фону, зображено на рис.4.4. Як помітно, залишкові аномалії ΔT_a характеризуються додатнім знаком, різною морфологією, інтенсивністю і шириною. Вони виділяються на профілях здебільшого у північній частині профілів. На профілях II-II, IV-IV, V-V, VII-VII і XI-XI північне (північно-східне, пр. II-II) крило аномалії ΔT_a має тенденцію до продовження, тому закінчення аномалії у таких випадках вважаємо умовним, через недостатню довжину профілів. На XIII і XIV

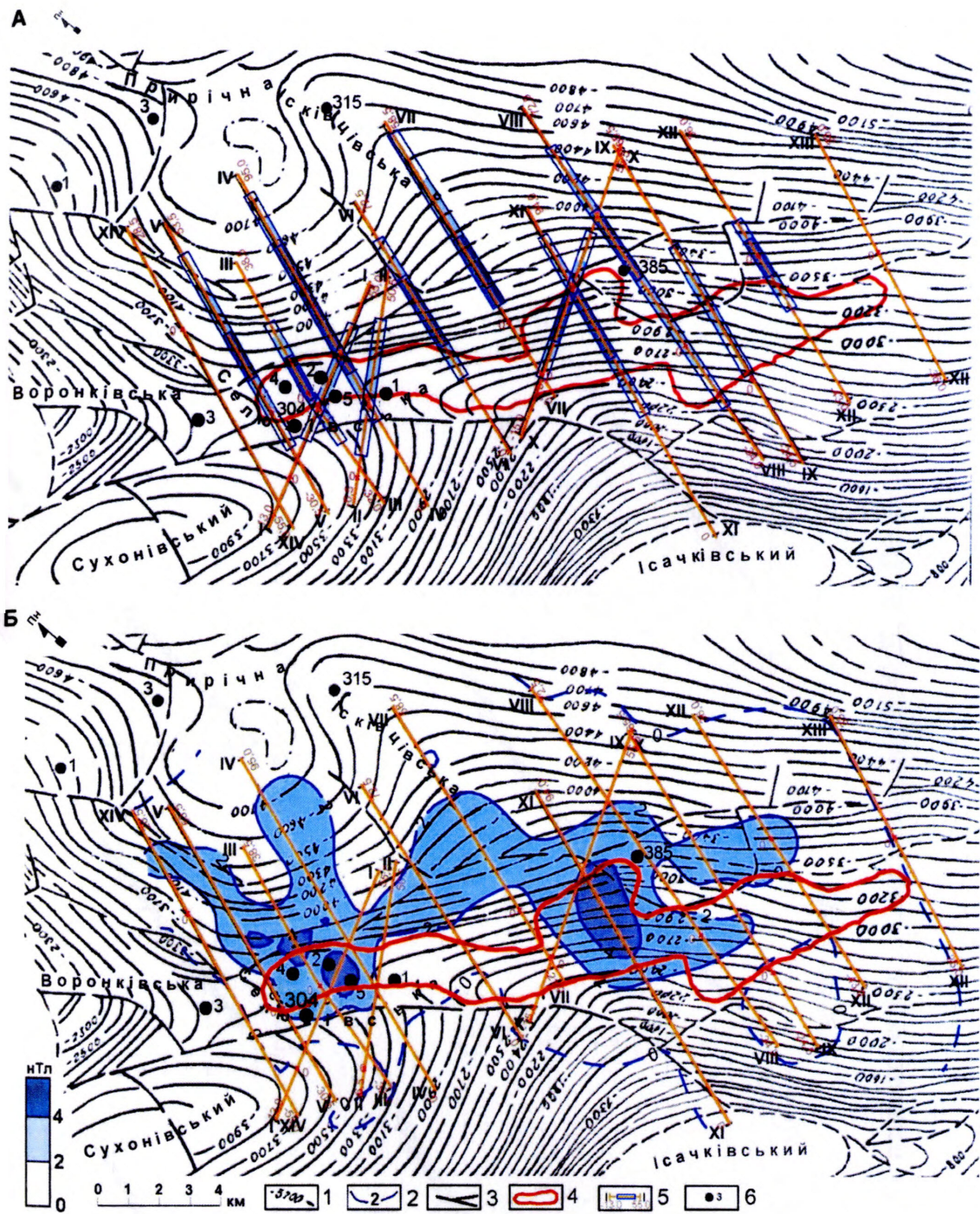


Рис.4.1. Структурна карта горизонту Vb³ на Селюківському родовищі та залишкове магнітне поле ΔT_a . (Сейсмооснова на основі матеріалів ДП "Чернігівнафтогазгеологія", 1999 р.)

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1 – ізогіпси нижнього карбону (Vb³); 2 – ізолінії ΔT_a ; 3 – розривні порушення; 4 – контур перспективної площі; 5 – геомагнітні профілі та аномальні зони ΔT_a , 5 – параметричні і пошуково-розвідувальні свердловини

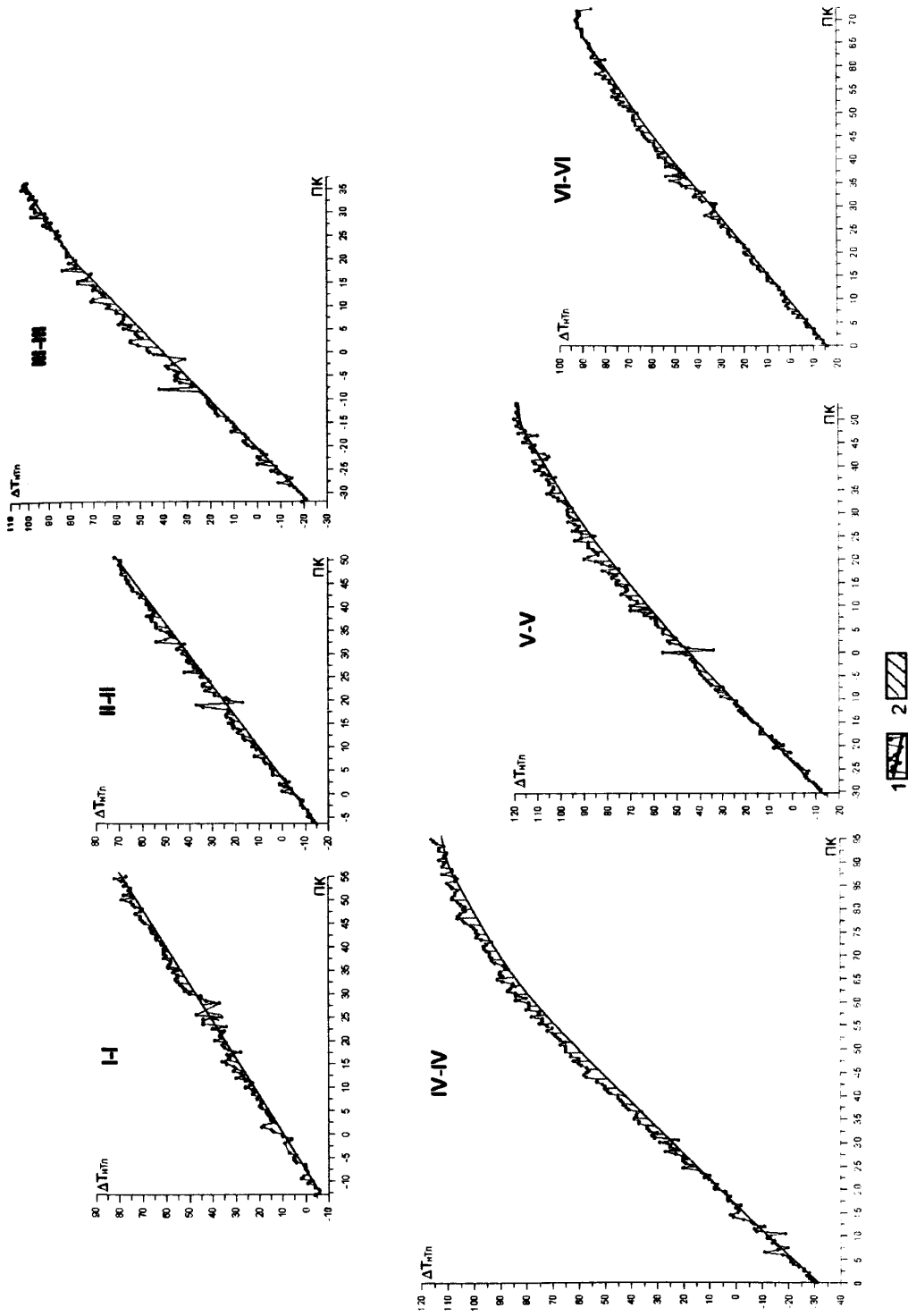


Рис.4.2. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, III-III, IV-IV, V-V і VI-VI на Селюхівському родовищі

1 – апроксимоване поле ΔT ; 2 – залишкове поле ΔT_a

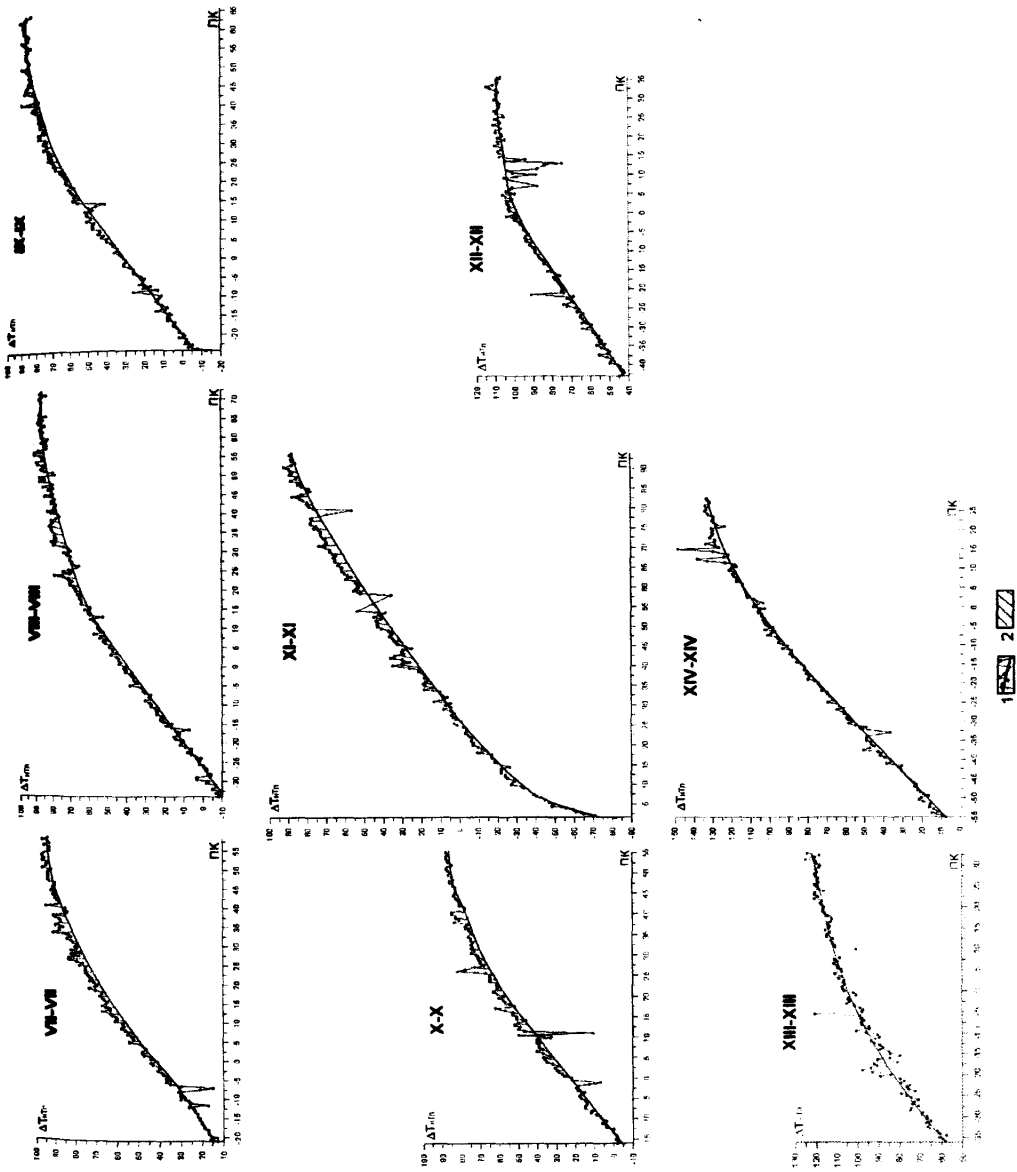


Рис.4.3. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітних VII-VII, VIII-VIII, IX-IX, X-X, XI-XI, XII-XII, XIII-XIII, XIV-XIV на Селюхівському родовищі

1 – апроксимоване поле ΔT ; 2 – залишкове поле ΔT_a

профілях, які розташовані за межами Селюхівської структури, аномалії залишкового поля ΔT_a не виділяються (рис.4.2 і 4.3.). За формою аномалій можна виділити хвилеподібну (пр. I-I, II-II, IV-IV, V-V, VI-VI, VII-VII, VIII-VIII, IX-IX) і куполовидну (III-III, X-X, XI-XI, XII-XII) структуру.

На профілі I-I додатні екстремуми хвиль найбільш яскраво виражені і розташовані симетрично, (ПК15, ПК35). Від'ємний екстремум ускладнений додатково техногенним завадами (ПК25). Подібна ж картина відмічається на профілі II-II. Слід зазначити що дані два профілі розташовуються у субширотному до простягання структури напрямку.

Найбільшу амплітуду аномалія ΔT_a досягає на профілях III-III (ПК-15 – ПК22,5), більше 6 нТл, і XI-XI (ПК-37,5 – ПК87,5), біля 5 нТл. Найменшу інтенсивність аномалія має на профілях VII-VII (ПК5 – ПК55) і XII-XII (ПК-15 – ПК15), дещо більше за 3 нТл.

Найдовшої ширини аномалія ΔT_a досягає на профілі VIII-VIII в межах ПК-15 – ПК57,5, біля 7,25 км. Найменший період низькочастотної аномалії на профілях XII-XII (ПК-15 – ПК15), біля 3 км, III-III (ПК-15 – ПК22,5) 3,7 км відповідно. Для решти випадків амплітуда та ширина аномалій ΔT_a становить відповідно більше 4 нТл і 4 км.

На рис.4.1 (А) показана структурна карта покрівлі нижнього візе (горизонт Vb^3) із суміщенням із нею полем ΔT_a вздовж профілів. Достатня кількість профілів дозволяє зобразити залишкове магнітне поле ΔT_a у просторовому варіанті (рис. 4.1 (Б)). Останнє характеризується мозаїчною структурою. Тут виділяються 4 максимуми інтенсивністю більше 4 нТл. В східній частині площі максимум ΔT_a , витягнутий в субмеридіональному напрямку, його розміри близько 3х2 км. У західній частині максимуми менші за розмірами і характеризуються ізометричною формою. По ізолінії 2 нТл поле витягнуте вздовж простягання ізогіпс горизонту Vb^3 і тяжіє до зони протяжного розривного порушення, яке обмежує Селюхівську структуру із півночі.

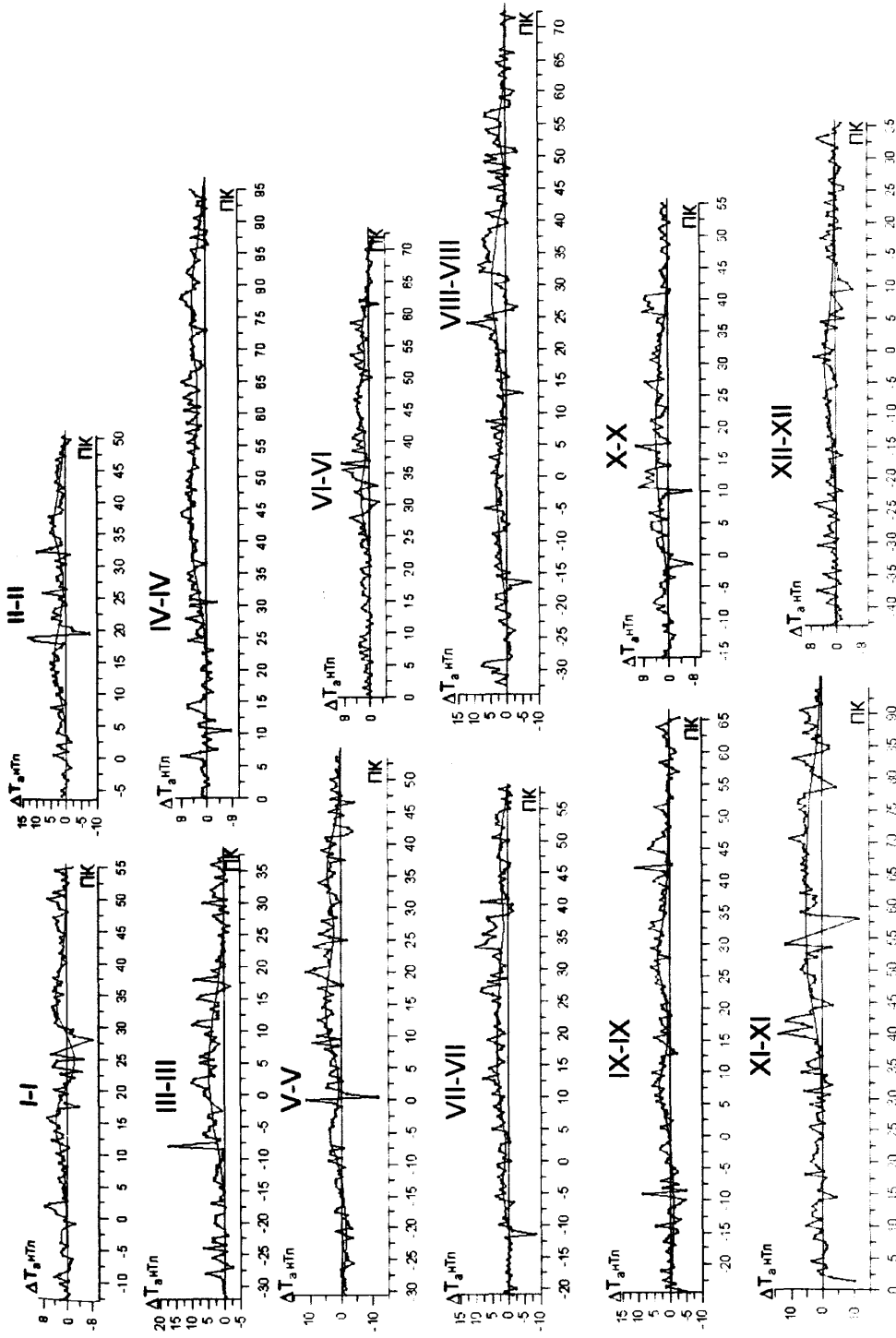


Рис.4.4. Залишкове магнітне поле ΔT_a вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, III-III, IV-IV, V-V, VI-VI, VII-VII, VIII-VIII, IX-IX, X-X, XI-XI і XII-XII на Селюхівському родовищі

Співставлення поля ΔT_a із ізопакітами товщин карбонатів нижнього візе та із контуром нафтогазоносності по горизонту Vb^3 дозволяє констатувати певні особливості (рис.4.5, А і Б) [117-123].

Максимуми ΔT_a в західній частині площі виявились зміщеними від склепіння Селюхівської брахіантикліналі в північно-східному напрямку і є приуроченими до західного облямування біогермного масиву (ізопахіта 50 м). В крайових частинах максимумів інтенсивністю більше 4 нТл розташовуються продуктивні свердловини Селюхівська-2, 4, 5 і 304. Східний витягнутий максимум ΔT_a також приурочений до зони максимальної товщини біогермної споруди (ізопахіта 75 м). В середній частині ділянки аномальна зона ΔT_a інтенсивністю більше 2 нТл виявилась зміщеною від смуги простягання рифового масиву у північному напрямку. На заході і на сході максимуми ΔT_a практично не виходять за контур перспективної площі.

Отже, за результатами ВМЗ на Селюхівській ділянці тонка структура магнітного поля є неоднорідною. На фоні регіонального тренду із високим горизонтальним градієнтом ΔT є помітними слабкоінтенсивні аномальні зони ΔT_a шириною від 3 до 7,2 км, що характеризуються хвилеподібною та куполовидною формою.

Співставлення поля ΔT_a із геологічною структурою дозволяє зробити висновок про те, що аномальні зони ΔT_a контролюються в певній мірі положенням в просторі тектонічних порушень в осадовій товщі. По-друге, мозаїчна структура поля ΔT_a може вказувати на специфіку смуги розвитку рифогенних тіл, які згруповані в окремі біогермні масиви із максимальними потужностями карбонатів.

Прирічне родовище. Магнітна зйомка на Прирічній площі проведена на 7 профілях загальною довжиною 76 км. Схему розташування профілів зображено на рис. 4.6. Усі профілі, за виключенням профіля V-V, орієнтовані у субмеридіональному напрямку вхрест до простягання структури. Профіль V-V має субширотне простягання. Довжина профілів

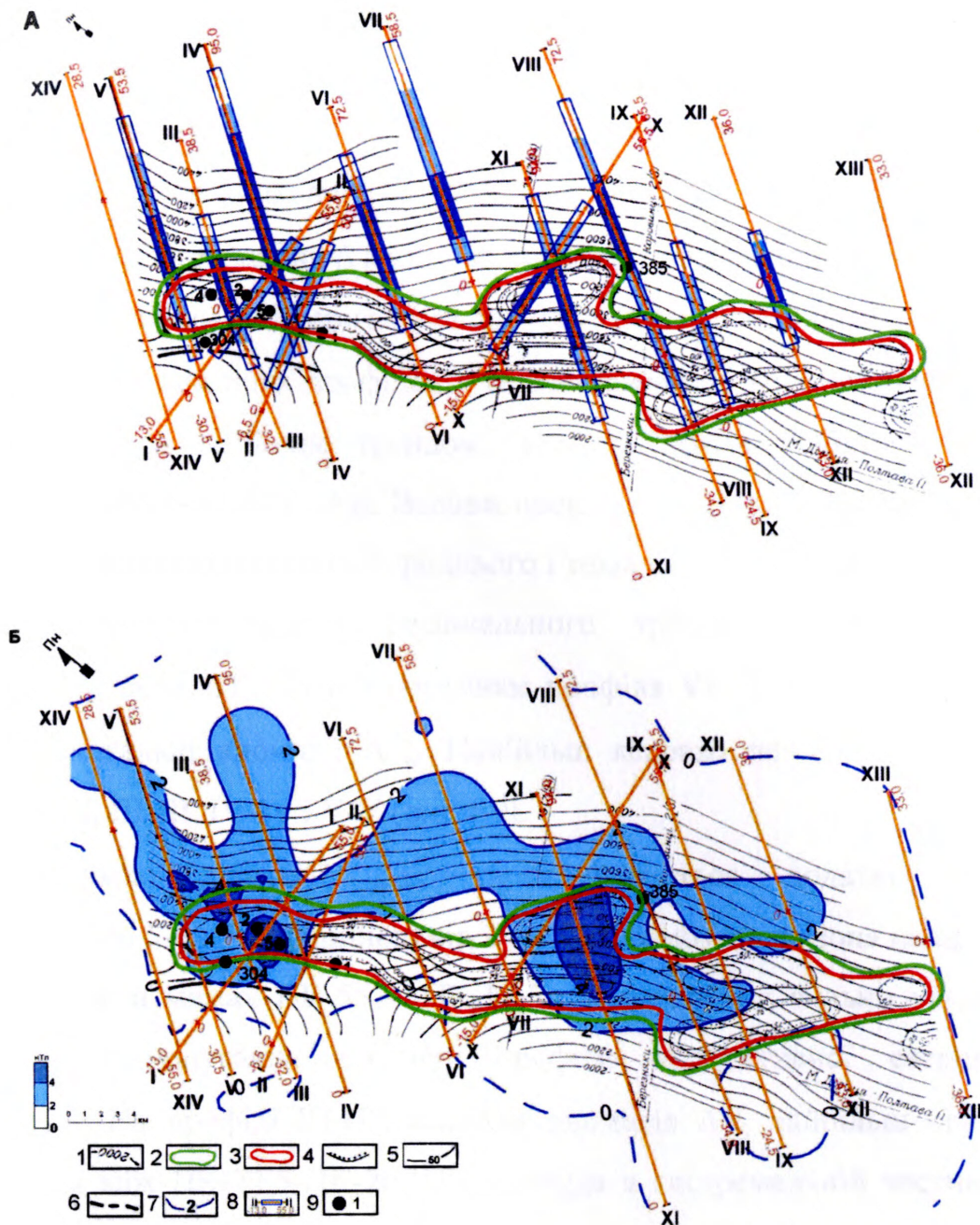


Рис.4.5. Залишкове магнітне поле ΔT_a та товщини карбонатів нижнього візе на Селюхівському родовищі. (Сейсмооснова на основі матеріалів ДП “Чернігівнафтогазгеологія”, 2000)

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1 – ізогіпси нижнього карбону (Vb^3); 2 – межа зони фаціального заміщення біогермів; 3 – контур перспективної площі; 4 – ділянки колекторів із покращеними колекторськими властивостями; 5 – ізопахіти товщі біогермних вапняків; 6 – розривні порушення; 7 – ізолінії ΔT_a ; 8 – геомагнітні профілі та аномальні зони ΔT_a , 9 – свердловини

планувалась таким чином, щоб забезпечити вихід в нормальне поле. Відстань між профілями становить від 0,7 до 2,2 км. За результатами обробки експериментальних даних по профілях, побудовано графіки різницевого поля ΔT та локального залишкового поля ΔT_a .

Регіональну складову ΔT вздовж профілів продемонстровано на рис.4.7 і 4.8. Як це помітно, спостерігається спочатку різке зростання градієнту поля ΔT в південних частинах профілів, в середній частині воно виположується і характеризується лінійним трендом, далі на північ відбувається знову поступовий, плавний ріст поля. Вздовж профілів I-I, II-II, III-III магнітне поле сильно ускладнене завадами природнього і техногенного походження.

В результаті зняття регіонального тренду, отримано графіки залишкового поля ΔT_a . За виключенням профіля VI-VI, на них усіх можна помітити локальні аномалії ΔT_a . Найбільш яскраво вони виділяються на профілях I-I, III-III, IV-IV і V-V (рис.4.9).

Залишкові аномалії ΔT_a характеризуються додатнім знаком, амплітудою до 5-6 нТл, шириною від 3 до 5 км. Аномальна зона на профілі I-I виділяється в межах ПК-55 – ПК-17,5. Її виділення сильно ускладнене внаслідок розташування поблизу профіля продуктивної свердловини Прирічна-3. На профілі III-III локальна аномалія ΔT_a найбільш контрастно виділяється між ПК-72,5-ПК-20. Її амплітуда в екстремальній частині (ПК-50) досягає 5-7 нТл. У флангових частинах помітні короткоперіодні аномалії (до 10 нТл), ПК-72,5, ПК-20. Досить цікавою є поведінка аномального магнітного поля на профілі IV-IV. Залишкова аномалія ΔT_a шириною близько 4 км між ПК-50-ПК-10 має хвилеподібний характер.

На профілі V-V виділення залишкової аномалії ускладнене через те, що профіль майже повністю знаходиться в аномальній зоні ΔT_a . У його західній частині на ділянці ПК-85 - ПК-57,5 і східній частині (ПК-15 – ПК10) амплітуда аномалії складає більше 5 нТл високої дисперсії. У центральній

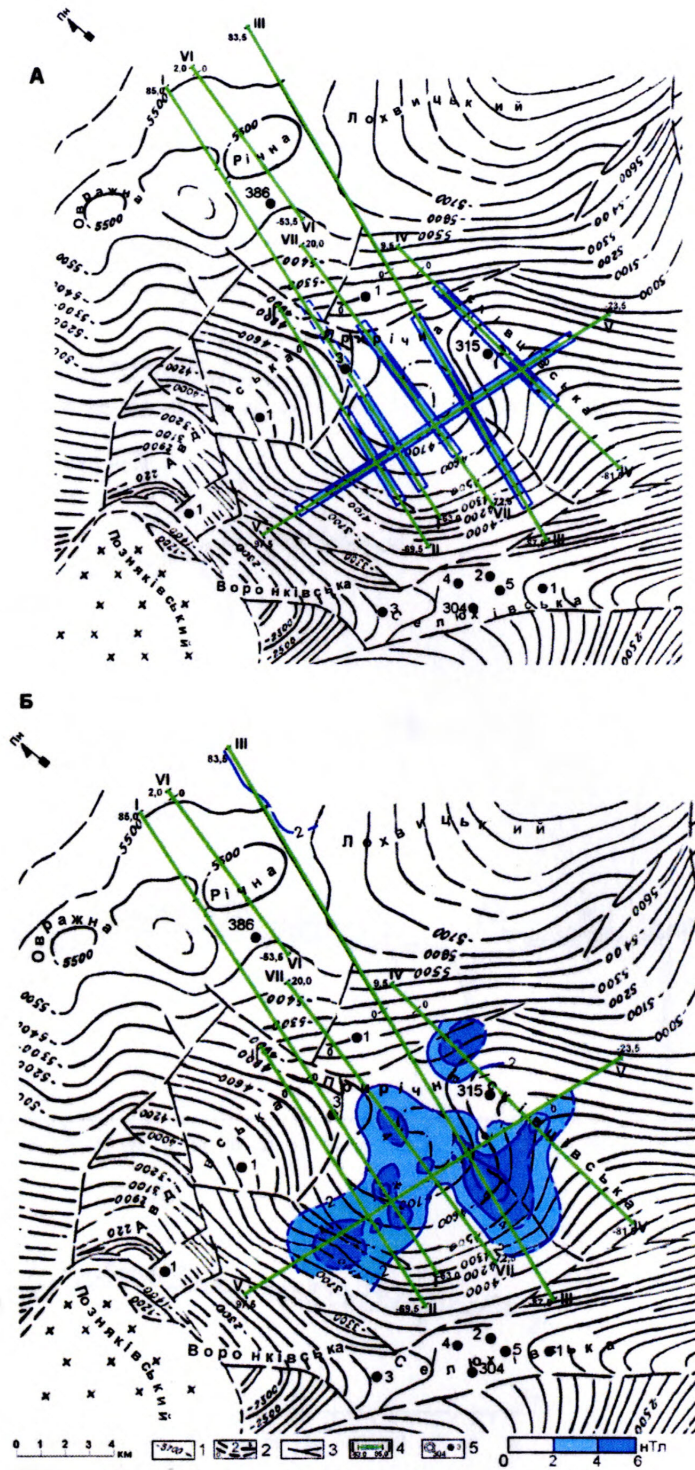


Рис.4.6. Структурна карта горизонту V_{b3} та залишкове магнітне поля ΔT_a на Прирічному родовищі (Сейсмооснова на основі матеріалів ДП “Чернігівнафтогазгеологія”, 1999)

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1–ізогіпси відбиваючого горизонту V_{b3} ; 2–ізолінії ΔT_a (а–дійсні, б–умовні);
 3–розривні порушення, 4–геомагнітні профілі із аномальними зонами ΔT_a ;
 5–свердловини.

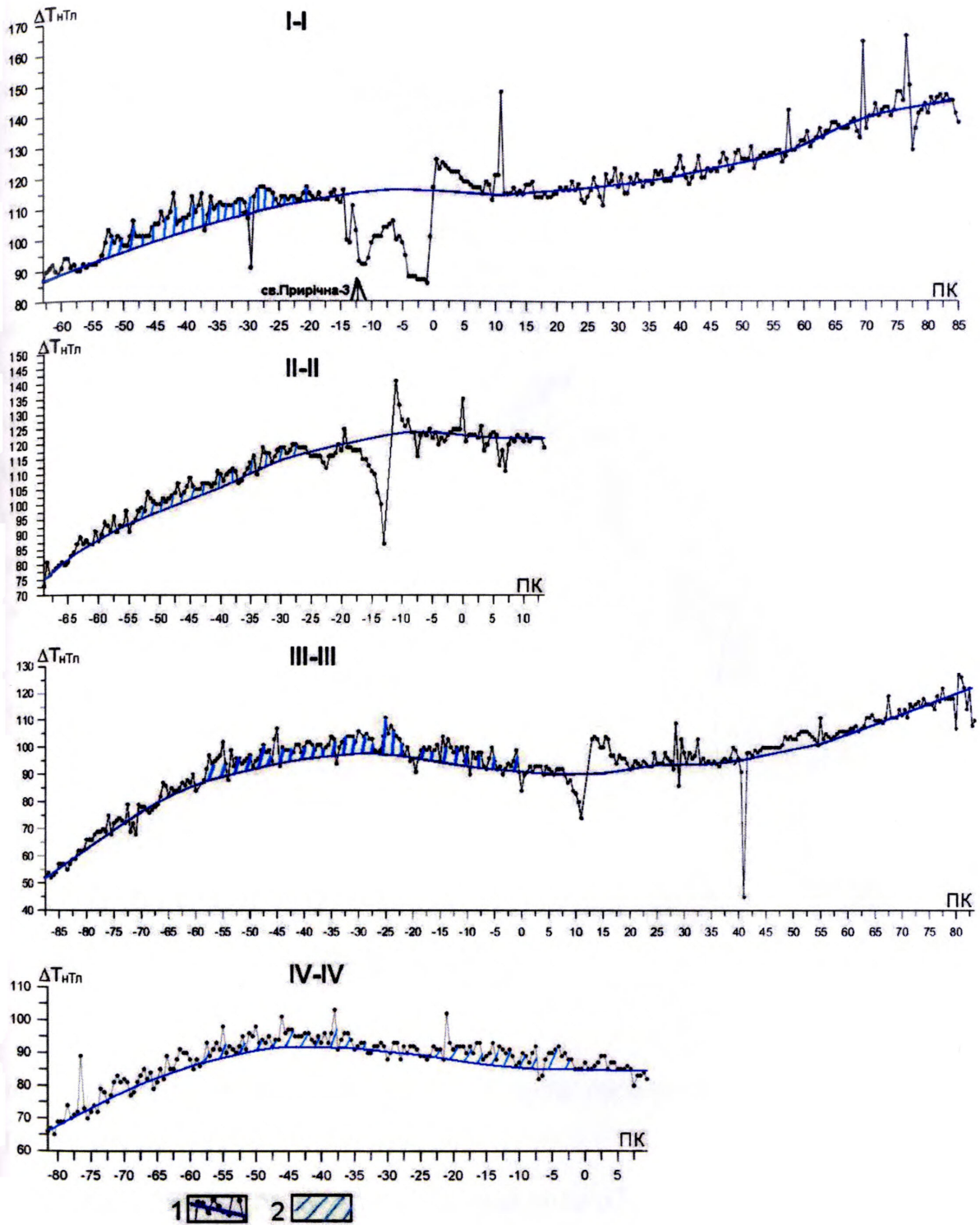


Рис.4.7. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, III-III і IV-IV, на Прирічному родовищі.

1—апроксимоване поле ΔT ; 2—залишкове поле ΔT_a

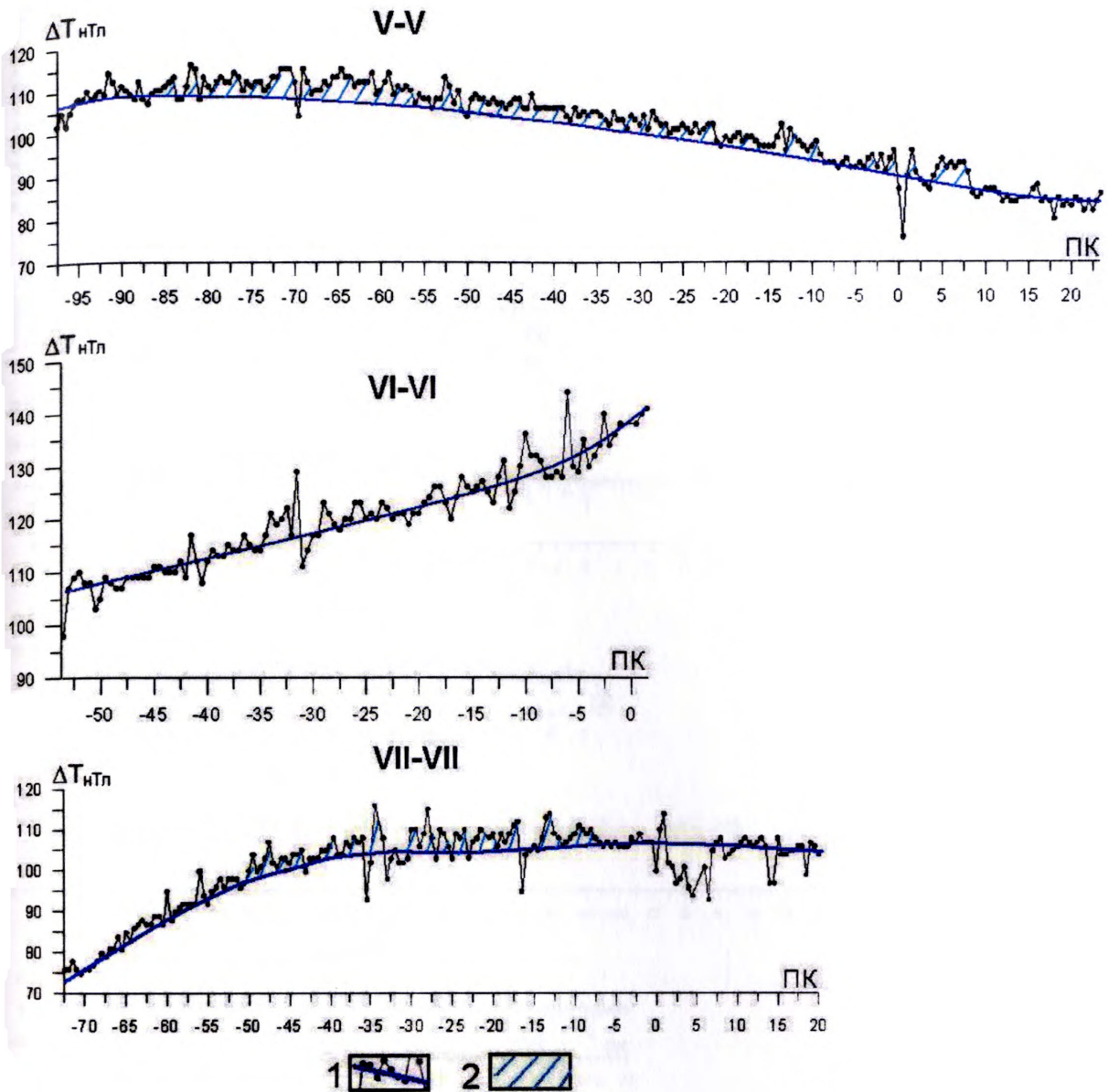


Рис.4.8. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітних профілів V-V, VI-VI і VII-VII на Прирічному родовищі.

1—апроксимоване поле ΔT ; 2—залишкове поле ΔT_a

частині профіля (ПК-55 – ПК-10) поле ΔT_a навпаки більш згладжене, амплітуда сягає не вище 3 нТл.

На профілях II-II і VII-VII виділені аномалії ΔT_a мають невелику амплітуду, до 3 нТл. Просторову структуру залишкових аномалії ΔT_a

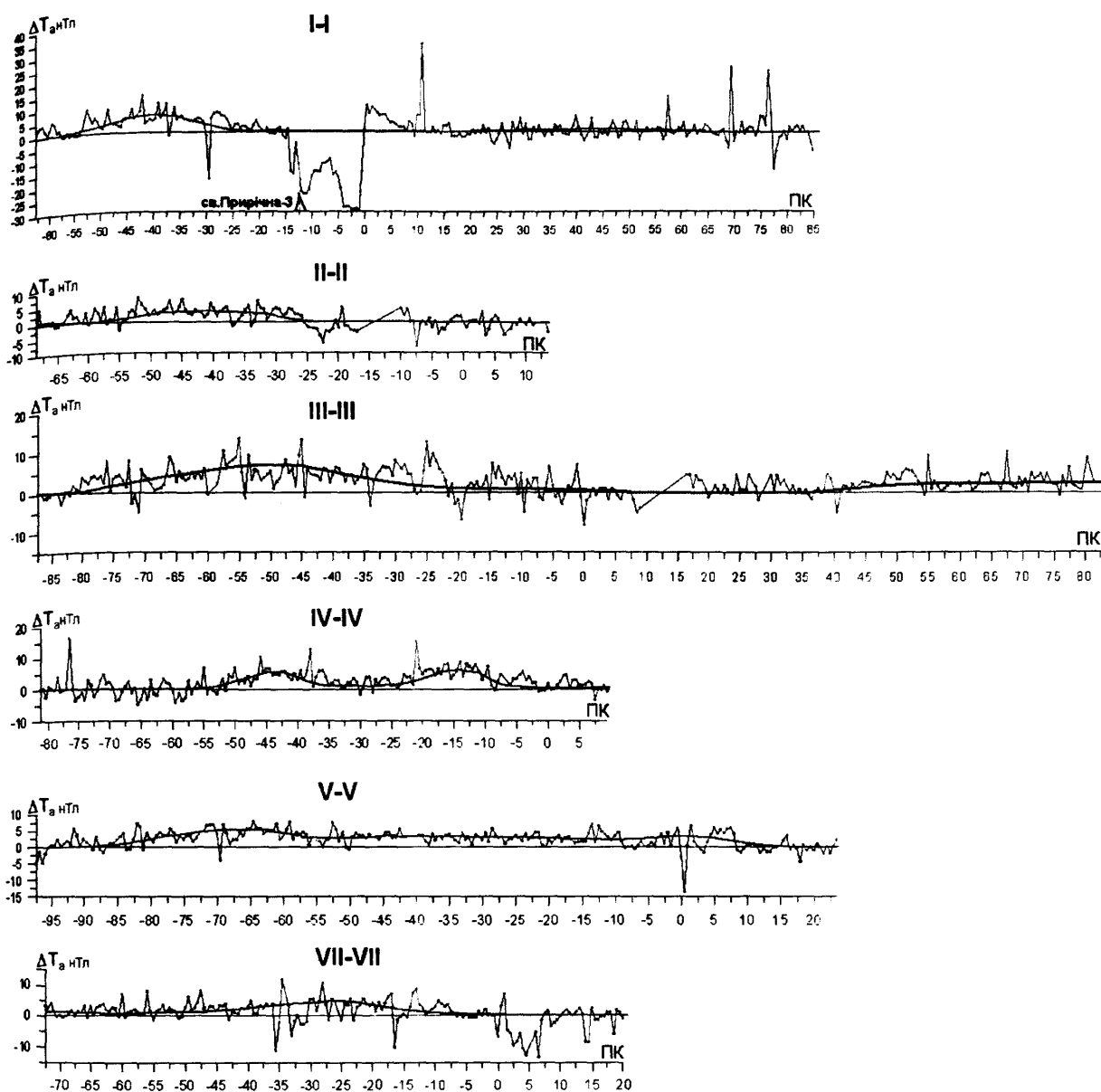


Рис.4.9. Залишкове магнітне поле ΔT_a вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, III-III, IV-IV, V-V, і VII-VII на Прирічному родовищі

зображено на рис.4.6 (А і Б) у вигляді аномальних зон ΔT_a по профілях із різною інтенсивністю та у вигляді ізоліній ΔT_a . Хоча характер поля ΔT_a , у зв'язку із невеликою кількістю профілів, має схематичний вигляд, однак спостерігається кореляція поля ΔT_a між профілями, що дозволяє зробити певні просторові побудови.

В загальному можна стверджувати про існування на Прирічній площі локальних аномалій поля ΔT_a і про їх співпадіння з контуром Прирічної

структури по горизонту Vb^3 . В той же час поле ΔT_a має складний мозаїчний характер. На фоні загальної аномалії близько 2 нТл, яскраво виділяються 5 локальних максимумів інтенсивністю від 4 до 6 нТл [111, 113, 119-123].

Характерно, що локальні аномалії ΔT_a розміщені за межами купола структури, на її схилах і приурочені до розривних порушень. Так, найбільший за інтенсивністю (більше 6 нТл) максимум ΔT_a виділений на профілі III-III в його південній частині просторово розміщується над розривним порушенням. З іншого боку, приймаючи до уваги той факт, що на профілі I-I виділення залишкової аномалії ускладнене розташуванням продуктивної св.Прирічна-3, могло мати місце продовження аномальної зони у північному напрямку на цьому профілі до ділянки ПК10, яка зображена на рис.4.6 (А) пунктирним прямокутником. У такому випадку максимум ΔT_a амплітудою 4 нТл на профілі VII-VII може мати продовження на захід, охоплюючи склепіння Прирічної структури [111, 113, 119-123].

Аналогічна ситуація характерна при співставленні поля ΔT_a із ізопахітами нижньовізейських вапняків (рис.4.10 (А, Б)). Помітним є те, що максимумами ΔT_a виявились зміщеними на південний-схід від купола рифогенної споруди, окресленого ізопахітою 130 м і тяжіють до його крилових частин. Відсутність геологічних даних в південній частині ділянки, не дозволяє стверджувати про зв'язок аномалій із зонами розвитку тіл рифогенної природи [111, 113, 119-123].

Отже, аналізуючи просторові особливості ΔT_a , можна констатувати приуроченість аномалій залишкового поля до склепіння Прирічної структури. В той же час, максимальні значення (5-6 нТл) поля ΔT_a , характерні для локальних аномалій, що розташовані на схилах структури. Цікавим є факт їх приурочення до розривних порушень. Продуктивна св.Прирічна-3 розташована за межами аномальних зон ΔT_a . Однак, контур газоносності для Прирічної структури поки ще не встановлений, то можливо прогнозувати його поширення на південний-схід від св.Прирічна-3.

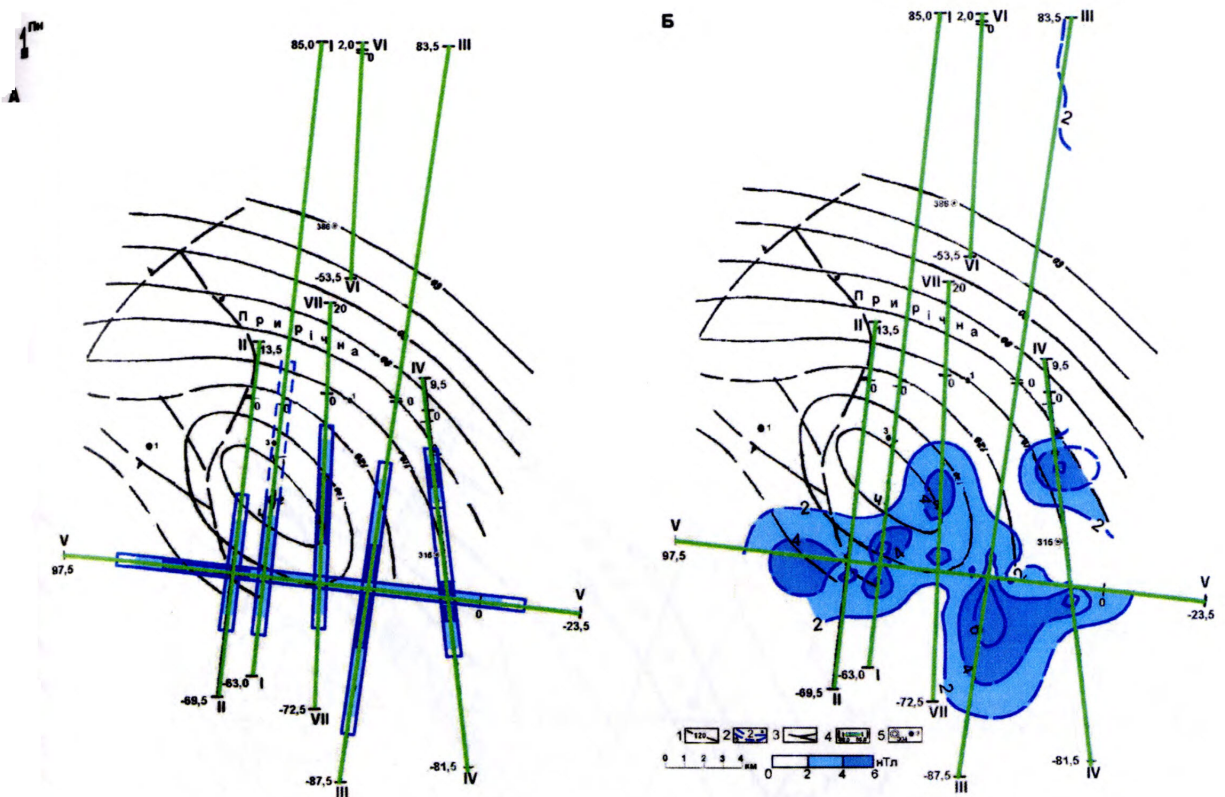


Рис.4.10. Залишкове магнітне поля ΔT_a та товщини карбонатів нижнього візе на Прирічній площі (за матеріалами ДП “Чернігівнафтогазгеологія”, 1999)

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1–товщини карбонатів нижнього візе; 2–ізолінії ΔT_a (а–дійсні, б–умовні);
 3–розривні порушення, 4–геомагнітні профілі із аномальними зонами ΔT_a ;
 5–свердловини.

4.3. Результати геомагнітних досліджень на родовищах вуглеводнів та перспективних структурах Північної прибортової зони Центральної частини ДДЗ

Південно-Берестівське родовище. Геомагнітні дослідження на Південно-Берестівській структурі виконано на 3-х профілях. Для співставлення отриманих даних із геологічною будовою була використані структурні плани по нижньому карбоні (горизонти $V_{в3}$ (покрівля візейської „плити”, та $V_{в4}$ (підшва „плити”).

Схему розташування геомагнітних профілів показано на рис.4.11 і 4.12.

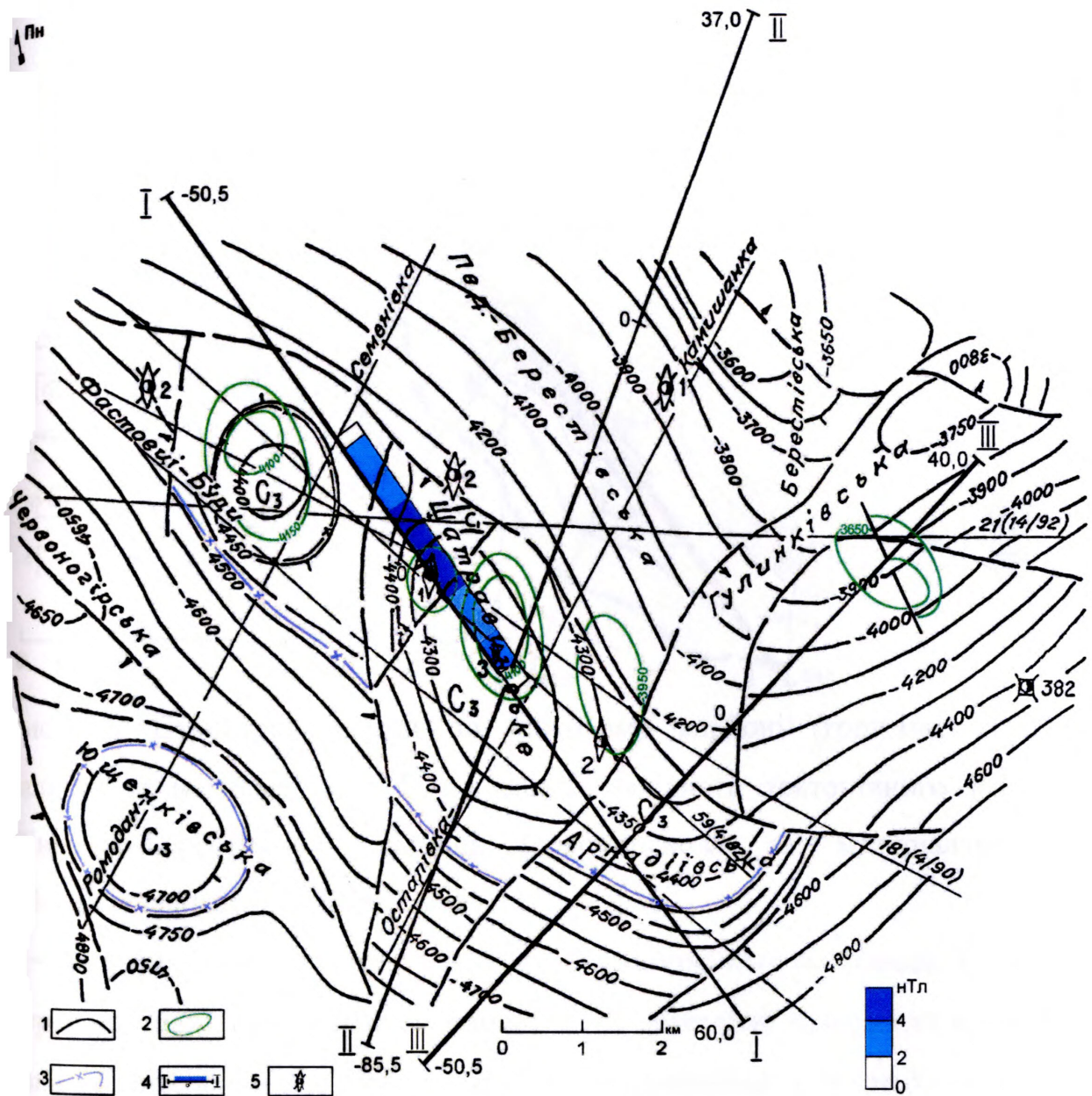


Рис.4.11. Структурна карта по нижньому карбоні (горизонти V₄, V₃) та залишкове магнітне поле ΔT_a на Південно-Берестівській ділянці. (сейсмооснова за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 1999).

1 – ізогіпси горизонту V₄; 2 – ізогіпси горизонту V₃; 3 – контур перспективної площі; 4 – свердловини пробурені та проектні; 5 – геомагнітні профілі та аномальна зона ΔT_a

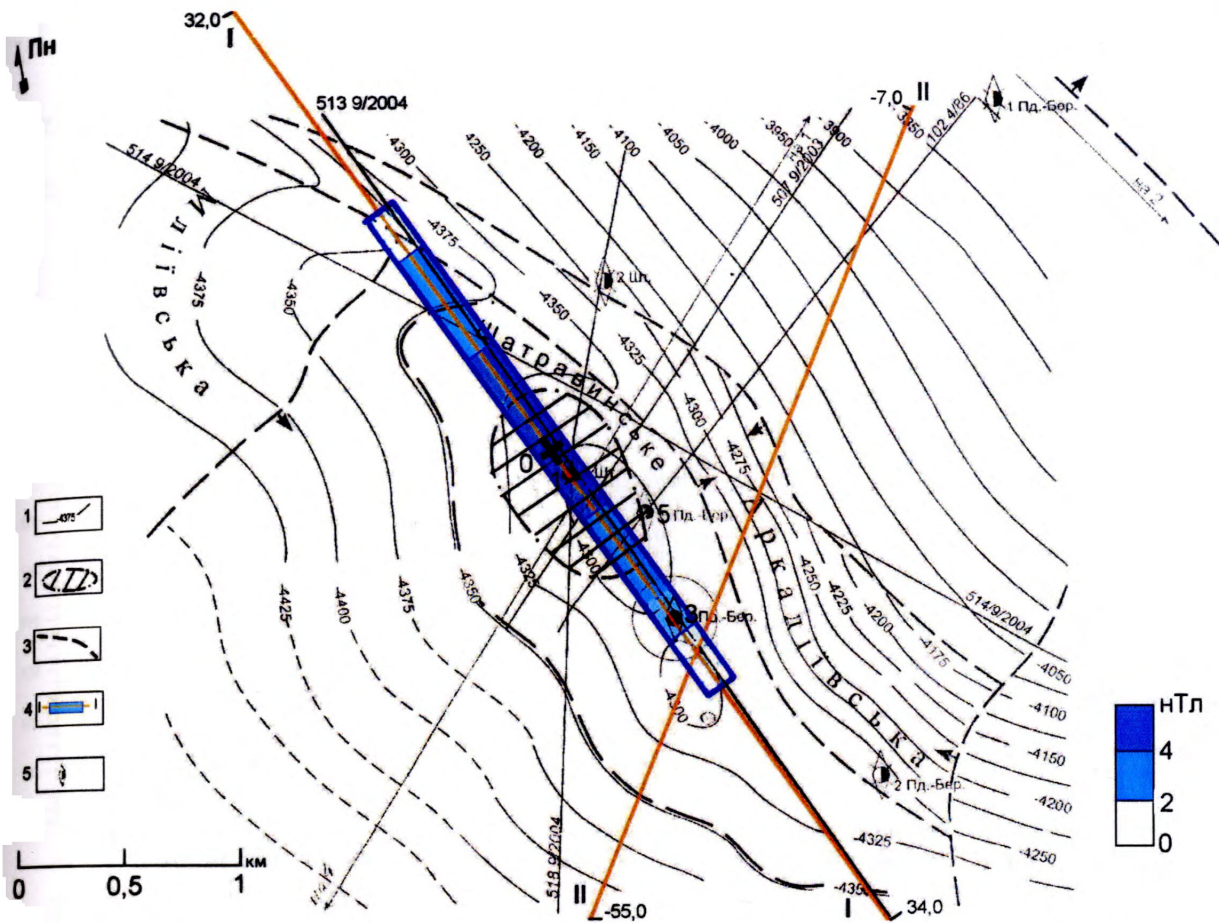


Рис.4.12. Структурна карта по нижньому карбоні (горизонт V_{b4}) та залишкове магнітне поле ΔT_a в межах західного тектонічного блоку на Південно-Берестівській ділянці (сейсмооснова за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 2005).

1 – ізогіпси горизонту V_{b4} ; 2 – контур Шатравинського родовища; 3 – контур перспективної (Аркадіївської) площі; 4 – геомагнітні профілі та аномальна зона ΔT_a інтенсивністю більше 2 нТл; 5 – свердловини пробурені та проектні.

Профіль I-I, субмеридіонального простягання, який прокладений вздовж осі простягання 3 тектонічних блоків, перетинає Південно-Берестівське і Шатравинське родовища та Аркадіївську структуру. Профіль II-II, північно-східного простягання, перетинається з профілем I-I майже в центрі Аркадіївської структури. Профіль III-III перетинає із заходу на схід південне закінчення зазначеної структури.

Розподіл спостереженого поля ΔT на профілях I-I, II-II і III-III представлений на рис.4.13. Поле ΔT на всіх графіках спокійне, майже безаномальне [119-123].

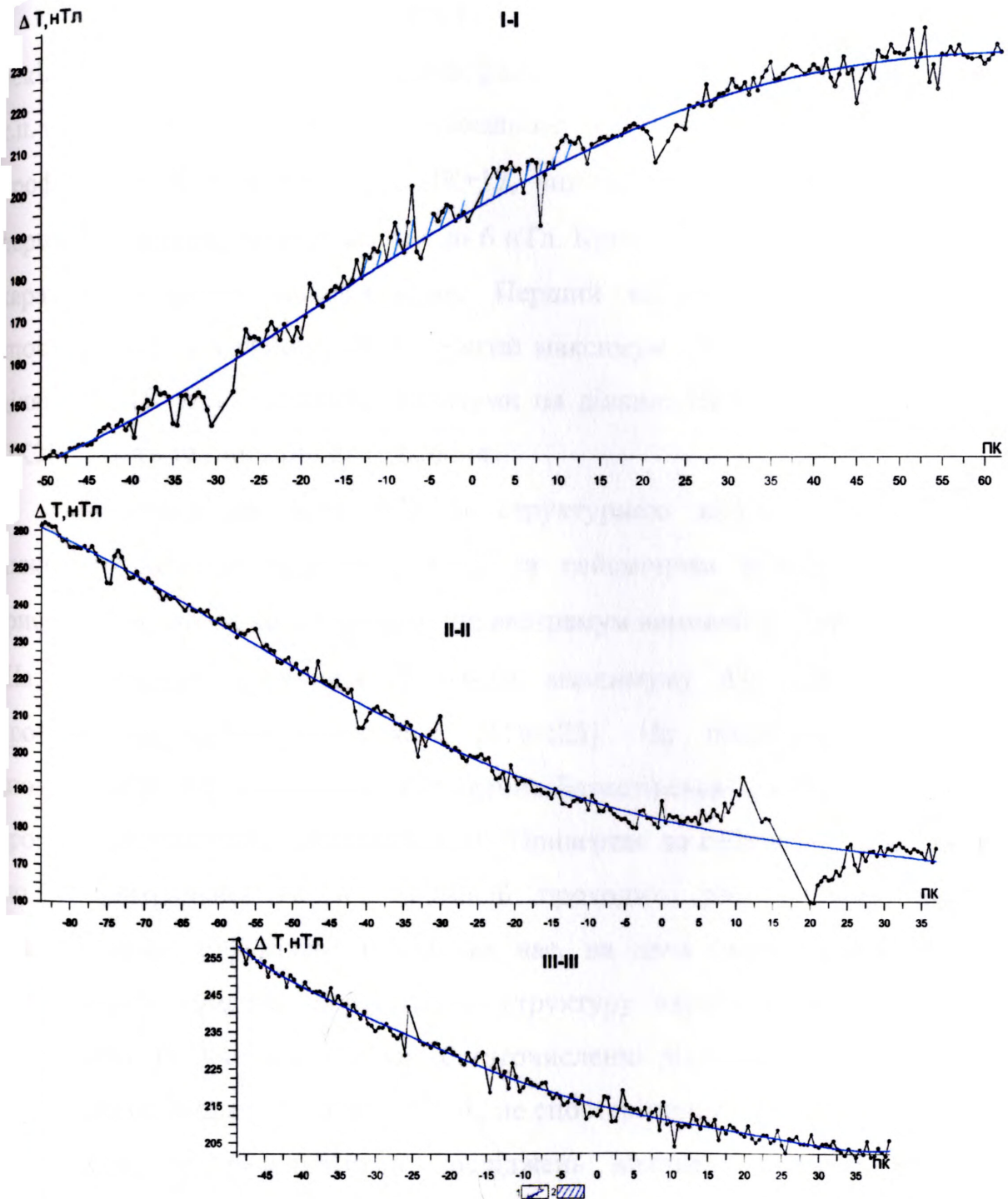


Рис.4.13. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, і III-III на Юхтинській площі

1 – апроксимоване поле ΔT ; 2 – залишкове поле ΔT_a

Виділення залишкових аномалій ΔT_a спостерігається лише на профілі I-I і II-II. Аномалія ΔT_a на профілі II-II (ПК5 – ПК25) має техногенне походження (вплив нафтопроводу). На профілі III-III регіональне поле не є ускладненим аномаліями нижчого порядку.

В полі ΔT_a вздовж профіля I-I наявні багаточисленні техногенні завади, оскільки він перетинає декілька асфальтових доріг, трубопроводів, ЛЕП, і т.п. (рис.4.13). Однак, навіть при вказаному рівні завад в центральній частині профіля, на ділянці ПК-17 – ПК+17, виділяється локальна аномалія ΔT_a першого порядку, інтенсивністю до 6 нТл. Крива ΔT_a має тут хвилеподібний характер з двома максимумами. Перший максимум, близько 5 нТл, спостерігається в районі ПК-8. Другий максимум, до 6 нТл, виділяється на ділянці ПК5. Два інтенсивні мінімуми на ділянці ПК25 – ПК-35 і ПК20 – ПК25, мають техногенне походження.

Співставлення поля ΔT_a із структурною картою по горизонтах нижнього карбону (рис.4.11, 4.12) та сейсмічним розрізом 513.9/2004, (рис.4.14) дозволяє констатувати, що екстремум аномалії ΔT_a приурочений до Шатравинського родовища. У центрі максимуму ΔT_a (ПК1) пробурена продуктивна св.Шатравинська-1 [119-123]. На південному закінченні аномалії (ПК 12) розміщена св.Південно-Берестівська-3, в якій встановлено промислове значення горизонту В-20. Привертає до себе увагу та обставина, що в центральній частині аномалії проходить розлом, який розділяє Шатравинську структуру. В той же час, на двох інших профілях, котрі перетинають Південно-Берестівську структуру вхрест її простягання у її південного закінчення, а також багаточисленні різнонаправлені тектонічні порушення залишкових аномалій ΔT_a не спостерігається.

Отже, за результатами досліджень виявлену додатню локальну аномалію ΔT_a хвилеподібної форми, амплітудою в 6 нТл, яка приурочена водночас до контура Шатравинського нафтового родовища

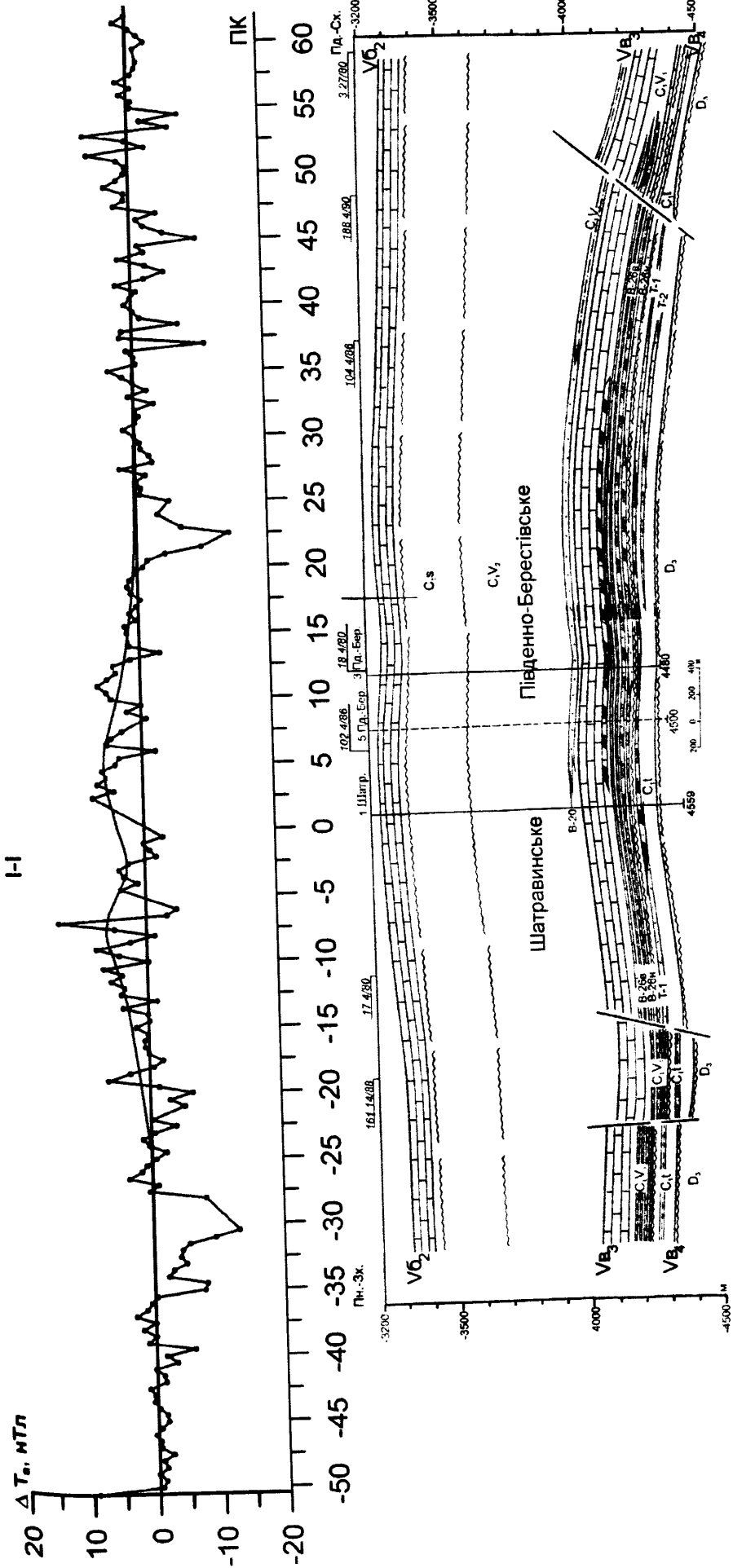


Рис.4.14. Аномальне магнітне поле ΔT_m вздовж геомагнітного профіля I-I та сейсмічний розріз 513.9/2004 (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”)
 1 – пісковики, 2 – щільні вапняки; 3 – прогнозні поклади в піщаних колекторах; 4 – прогнозні поклади в карбонатних колекторах

і до поперечного тектонічного розлому, який розділяє окремі тектонічні мініблоки в межах родовища [119-123].

Вовківцівська площа. Магнітну зйомку виконано в обсязі 3 профілів, які закладалися з врахуванням апріорних геолого-геофізичних даних та реальної топографії місцевості. Схему розташування профілів згідно структурних побудов по нижньому карбоні в межах ділянки досліджень продемонстровано на рис.4.15.

Геомагнітний профіль I орієнтований із пч.-зх. на пд.-сх. і перетинає Вовківцівську структуру, приблизно в її центральній частині. Профіль II, субширотної орієнтації закладений вхрест профілю I, перетинає структуру на фланзі. Профіль III, проходить паралельно профілю II, вибраний з врахуванням результатів геомагнітної зйомки на профілях I і II, розташований фактично за межами Вовківцівської структури.

На рис.4.16 показано регіональну складову поля ΔT вздовж трьох профілів. Із пч.-зх на пд.-сх. спостерігається поступове, лінійне зростання магнітного поля. Слід зауважити, що в досить спокійному полі ΔT чітко виділяються залишкові додатні магнітні аномалії ΔT_a . Ще яскравіше вони проявляються після зняття регіонального тренду (рис.4.17). Найконтрастніше на фоні регіонального тренду, позбавленого техногенних завад, виділяється залишкова аномалія на профілі II-II в межах ПК-20 – ПЛ20, шириною біля 4 км, амплітуда якої складає близько 6 нТл. Форма аномалії куполовидна, її східне крило (ПК12–ПК13) ускладнене високочастотною аномалією інтенсивністю від +3 нТл до –5 нТл [113, 119-123].

Дещо меншої амплітуди (до 4 нТл) однак більшої ширини, (ПК-17,5 – ПК37,5) більше 5 км, локальна аномалія ΔT_a досягає на профілі I-I. В пч.-зх. частині профіля (ПК-30) можна зауважити високочастотну аномалію амплітудою біля 7 нТл, однак вона викликана техногенною завадою. Аномалія на профілі I-I є куполовидною і дещо розтягнутою, оскільки проходить вздовж аномальної зони ΔT_a . Вплив завад у магнітному полі також сильно відчутний в межах ПК5 – ПК10 на профілі III-III. Але це суттєво не

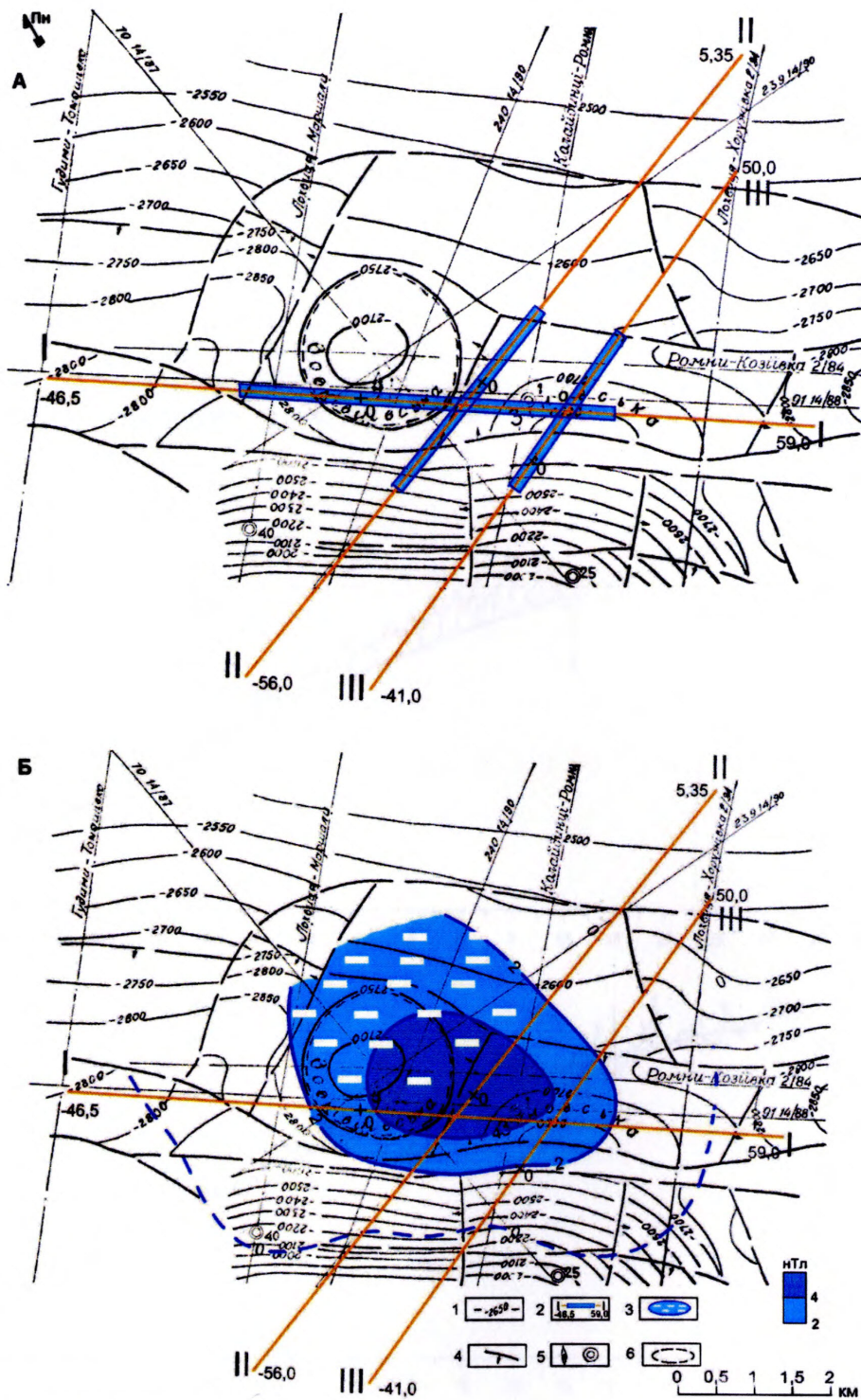


Рис.4.15. Структурна карта по горизонту Vb^{2-n} (підосва верхньовізейських відкладів, В-19) та залишкове магнітне поле ΔT_a на Вовківцівській площі (сейсмооснова за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазогеологія”, 2000).

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1 – ізогіпси по горизонту Vb^{2-n} ; 2 – аномальні зони ΔT_a інтенсивністю більше 2 нТл; 3 – умовне продовження поля ΔT_a ; 4 – розривні порушення; 5 – пошукові та проектні свердловини; 6 – контур перспективної площі.

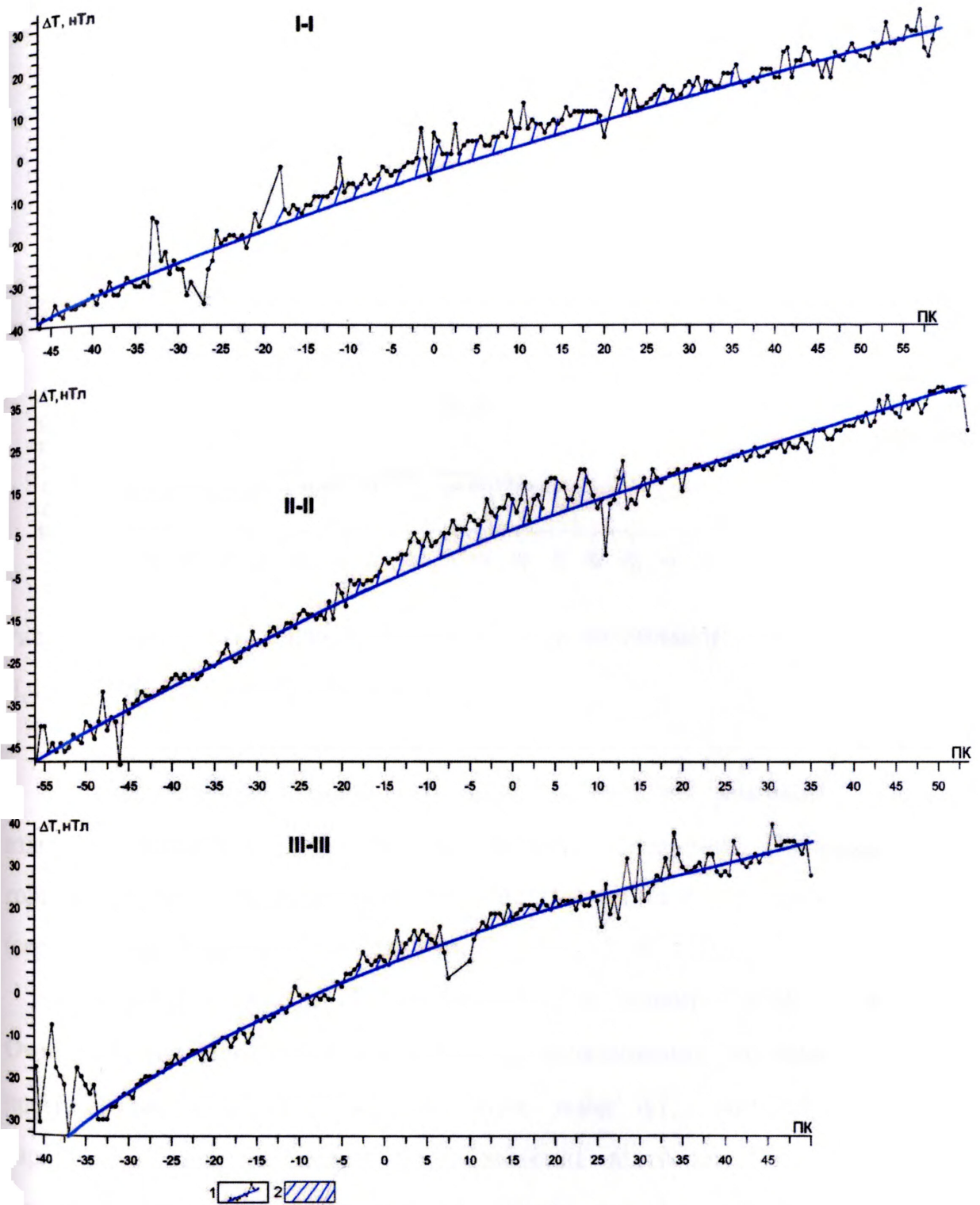


Рис.4.16. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, і III-III на Вовківцівській площі.

1—апроксимоване поле ΔT ; 2—залишкове поле ΔT_a

вплинуло на виділення тут куполовидної за формою аномалії ΔT_a , шириною біля 3,5 км і амплітудою менше за 5 нТл (ПК-5 – ПК22,5).

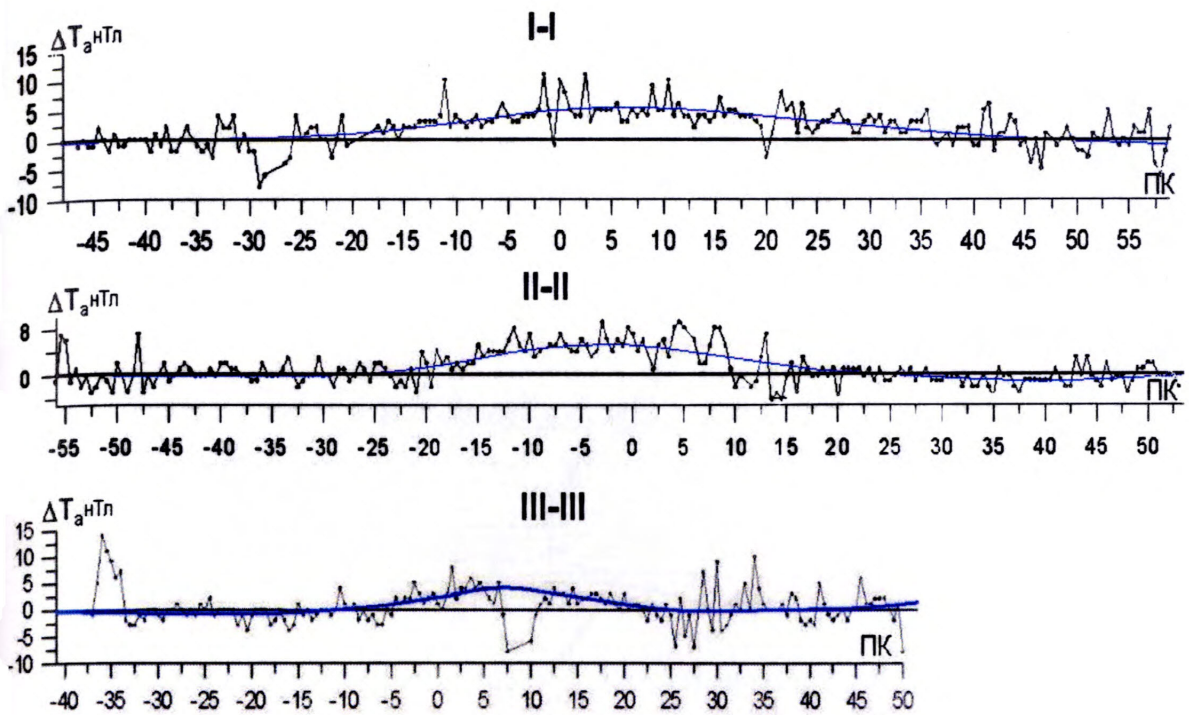


Рис.4.17. Залишкове магнітне пошле ΔT_a вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, і III-III на Вовківцівській площі.

Співставлення залишкового поля, де виділені аномальні зони ΔT_a вздовж профілів, проведено на основі сейсмічних побудов по 2 горизонтах: Vb^{2-p} (підосва верхньовізейських відкладів, В-19 горизонт) і Vb_1 (серпухівські відклади, С-6-7 горизонт) (рис.4.15, 4.18 (А)).

На рис.4.15 і 4.18 (Б) показаний просторовий варіант зображення. Очевидно, що для більш достовірного оконтурення ізодинам ΔT_a , трьох профілів недостатньо. Тому, наведене поле ΔT_a , носить схематичний характер і лише в першому наближенні відтворює його просторову структуру. Максимум аномалії ΔT_a (ізодинама 4 нТл) характеризується еліпсовидною формою, довга вісь якого витягнута із пч.зх. на пд.сх. Його епіцентр по двох структурних планах виявився зміщеним від склепіння структури і тяжіє до невеликої сідловини між Вовківцівської і Зінівською структурами. Оскільки, брахіантиклінальна складка обмежена зі всіх сторін тектонічними порушеннями, то максимум аномалії ΔT_a по ізодинамі 4 нТл практично не виходить за їх межі. Сам же епіцентр тяжіє до розривного

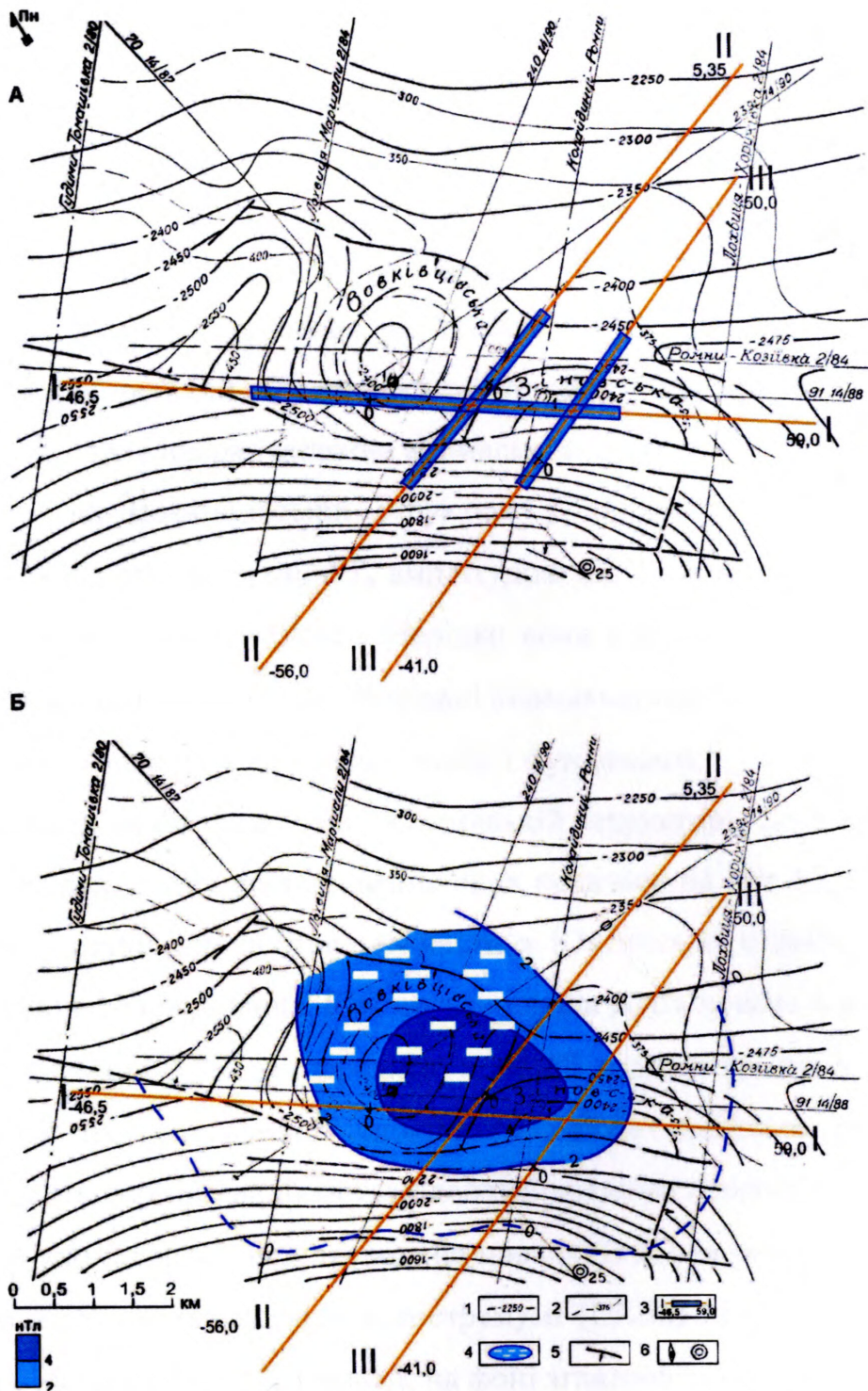


Рис.4.18. Структурна карта по горизонту Vb_1 (серпухівські відклади, С-6-7) та залишкове магнітне поле ΔT_a на Вовківцівській площі (сейсмооснова за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 2000).

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1–ізогіпси по горизонту Vb_1 ; 2–ізопахіти товщі між горизонтами $Vb^{2-п}$ і Vb^2 ;
 3–аномальні зони ΔT_a , інтенсивністю більше 2 нТл; 4–умовне продовження поля ΔT_a ; 5–розривні порушення; 6–пошукові та проектні свердловини.

порушення скидового типу, який проходить між Вовківцівською і Зінівською структурами [113, 119-123]. Як видно із сейсмологічних розрізів (рис.4.19 і 4.20) розривні порушення мають продовження у кристалічному фундаменті. Аномальна зона ΔT_a амплітудою до 4 нТл на профілі I-I співпадає із малоамплітудним виступом у фундаменті, а на профілі II-II локальна аномалія до 6 нТл приурочена до грабеноподібного пониження у товщі нижнього карбону, який обмежений тектонічними порушеннями, до одного із яких приурочена високочастотна аномалія на профілі II-II [113].

Отже, на Вовківцівській структурі у залишковому полі впевнено виділяються додатні аномалії ΔT_a амплітудою від 4 до 6 нТл, шириною від 3 до 5,5 км, куполовидної форми. Нерідко вони є ускладненими на флангах високочастотними аномаліями. Виділені аномальні ефекти ΔT_a проєктуються над окремими блоками в осадовому чохла і фундаменті.

Юхтинська площа. На Юхтинській структурі проведено ВНМЗ по 3-х профілях, схему розташування яких показано на рис.4.21. Усі профілі перетинають приблизно центральну частину Юхтинської структури.

Як і попередня ділянка, Юхтинська площа розташована в зоні від'ємної магнітної аномалії ΔT . Спостережене поле ΔT вздовж профілів показане на рис.4.22, де на фоні досить спокійного майже лінійного регіонального тренду, досить виразно виділяються додатні локальні аномалії. Найяскравіше і впевнено аномалія ΔT_a виділяється на профілі II-II в межах ПК15 – ПК62,5, шириною 4,75 км, яка досягає в екстремумі (ПК38) інтенсивності в 6 нТл (рис.4.23). На флангах цієї аномалії, на фоні згладженої огинаючої кривої ΔT_a виділяється високочастотна аномалія. На ділянці ПК55 – ПК65 яскраво помітна від'ємна локальна аномалія ΔT_a до -7 нТл, а по відношенню до згладженої кривої її амплітуда досягає 10 нТл. Подібна аномалія намічається на ділянці ПК16 – ПК22, але місцеві умови не дозволили здійснити тут спостереження. Однак, навіть у неповному вигляді на цій ділянці проявляється знакозмінна аномалія від -3 нТл до 7-10 нТл. Додатня

згладжена аномалія ΔT_a , що впевнено виявлена на профілі II-II, прослідковується також на профілі I-I (рис.4.23). Поле ΔT_a на профілі I-I

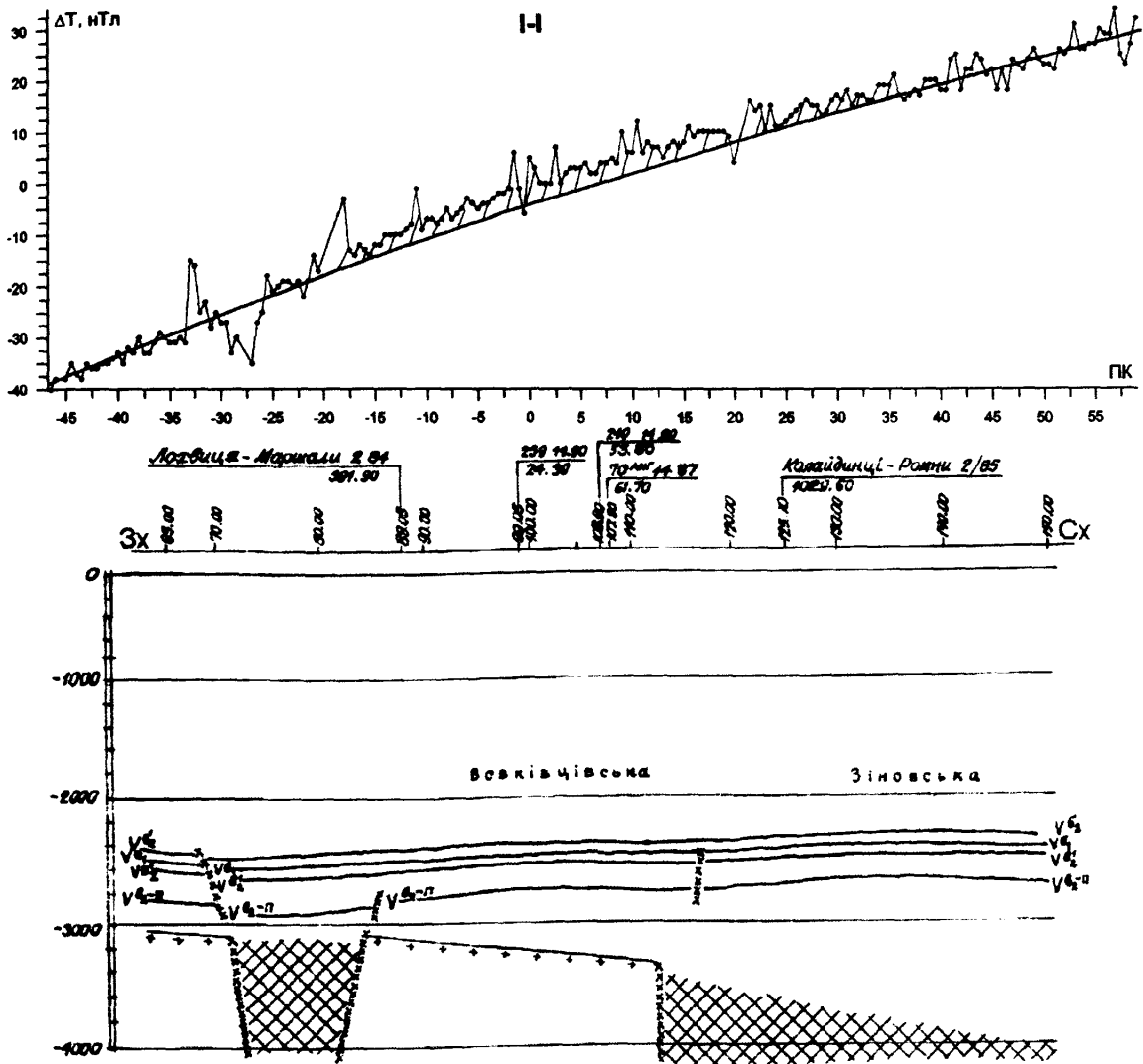


Рис.4.19. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітного профіля I-I та сейсмічний розріз 91-14/88 (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”)

характеризується дещо більшою дисперсією і хвилеподібним характером. Найвища амплітуда, близько 7-8 нТл, такої “хвилі” відмічається на ділянці ПК22,5 – ПК27,5. Ще два екстремуми, але меншої амплітуди (до 3-4 нТл), спостерігаються в районі ПК40 і ПК50. В згладженому вигляді аномалія ΔT_a охоплює ділянку ПК15 – ПК57,5 з максимальними значеннями поля 5 нТл.

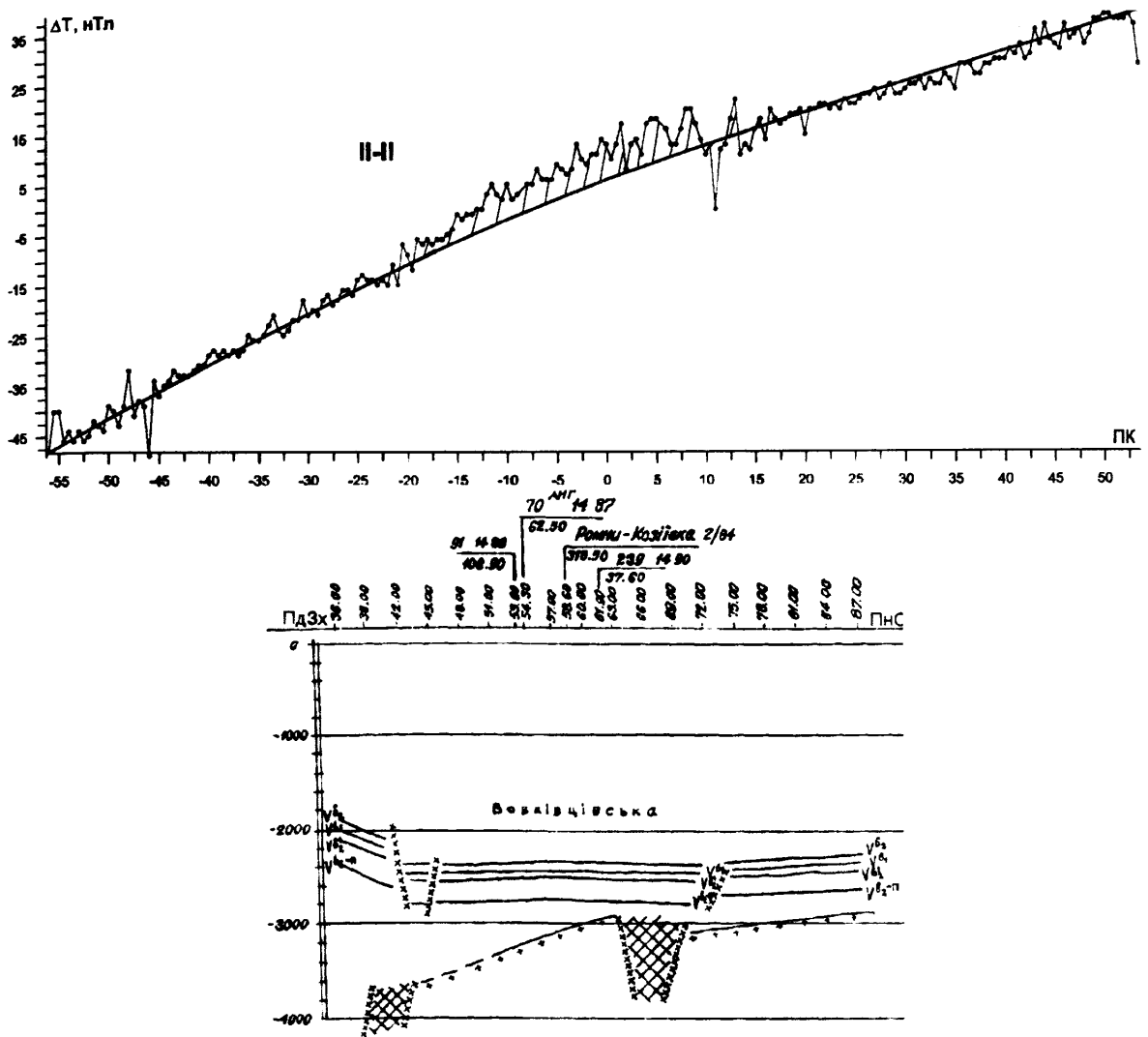


Рис.4.20. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітного профіля II-II та сейсмічний розріз 240-14/80 (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”)

На профілі III-III поле ΔT_a майже безаномальне, якщо не брати до уваги незначну локальну аномалію ΔT_a , яка не перевищує 3 нТл на ділянці ПК-5 – ПК20. Незважаючи на незначні просторові розміри та невелику амплітуду, ця аномалія виділяється досить впевнено.

Співставлення аномального магнітного поля ΔT_a зі структурною картою Юхтинської структури виконано по двох горизонтах: V_{B_2} (рівень продуктивного горизонтів В-17, верхній візе) і $V_{B_1^1}$, $V_{B_1^2}$ (підшва і покрівля

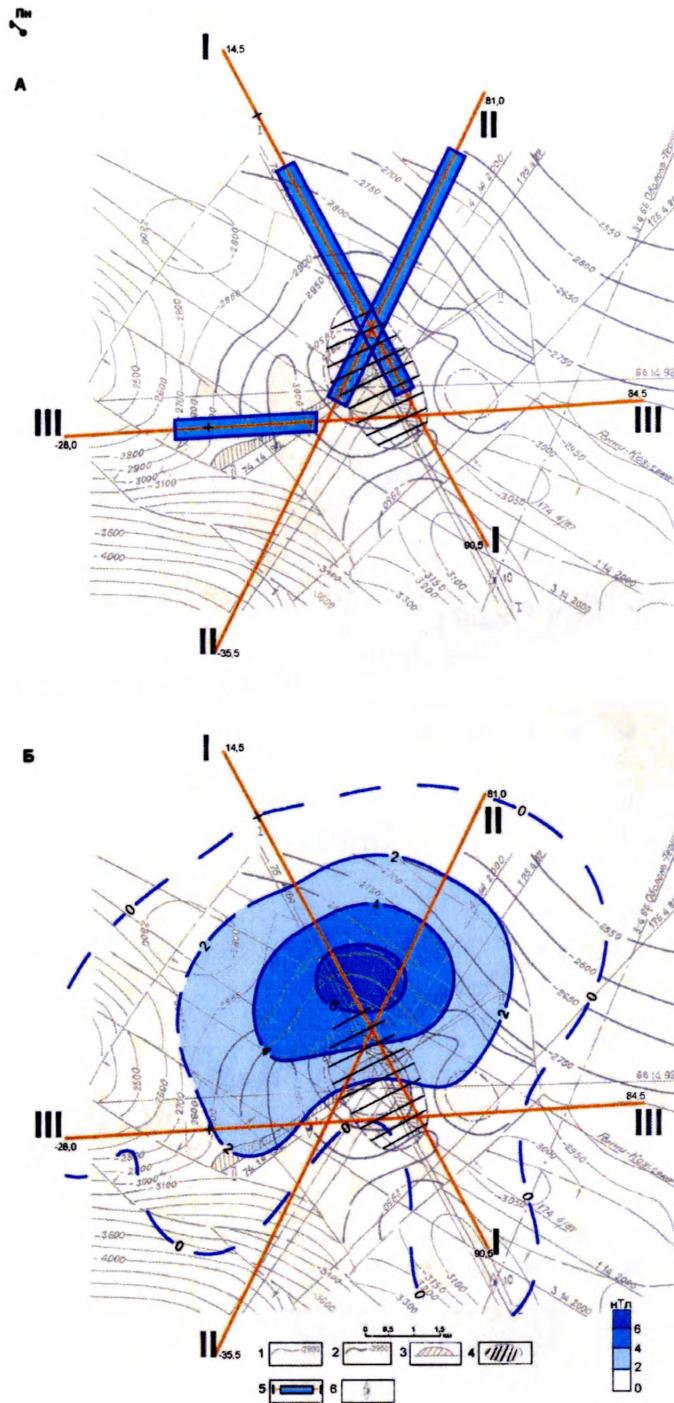


Рис.4.21. Структурна карта Юхтинської площі по горизонту V_{b2} та залишкове магнітне поле ΔT_a (сейсмооснова за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 2000).

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1 – ізогіпси горизонту V_{b2} ; 2 – ізогіпси горизонту V_{b1} (по даних Смоля ВЛ., 2000р.); 3 – аномальні ефекти в межах профілю за методом ЕПНГ (Кукуруза В.Д.); 4 – прогнозний контур родовища за даними ЕПНГ; 5 – аномальні зони ΔT_a , інтенсивністю більше 2 нТл; 6 – свердловини

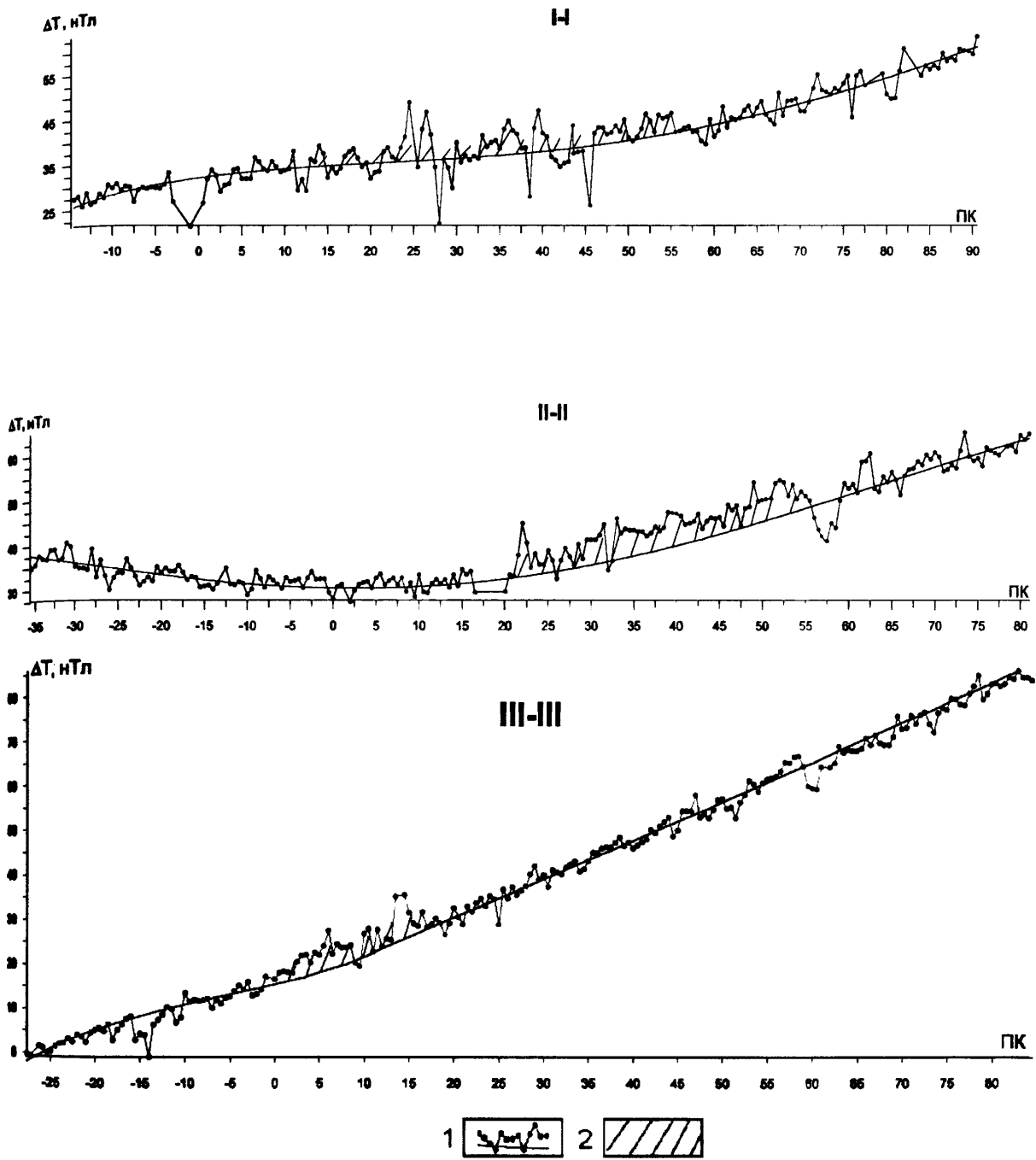


Рис.4.22. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, і III-III на Юхтинській площі

1 – апроксимоване поле ΔT ; 2 – залишкове поле ΔT_a

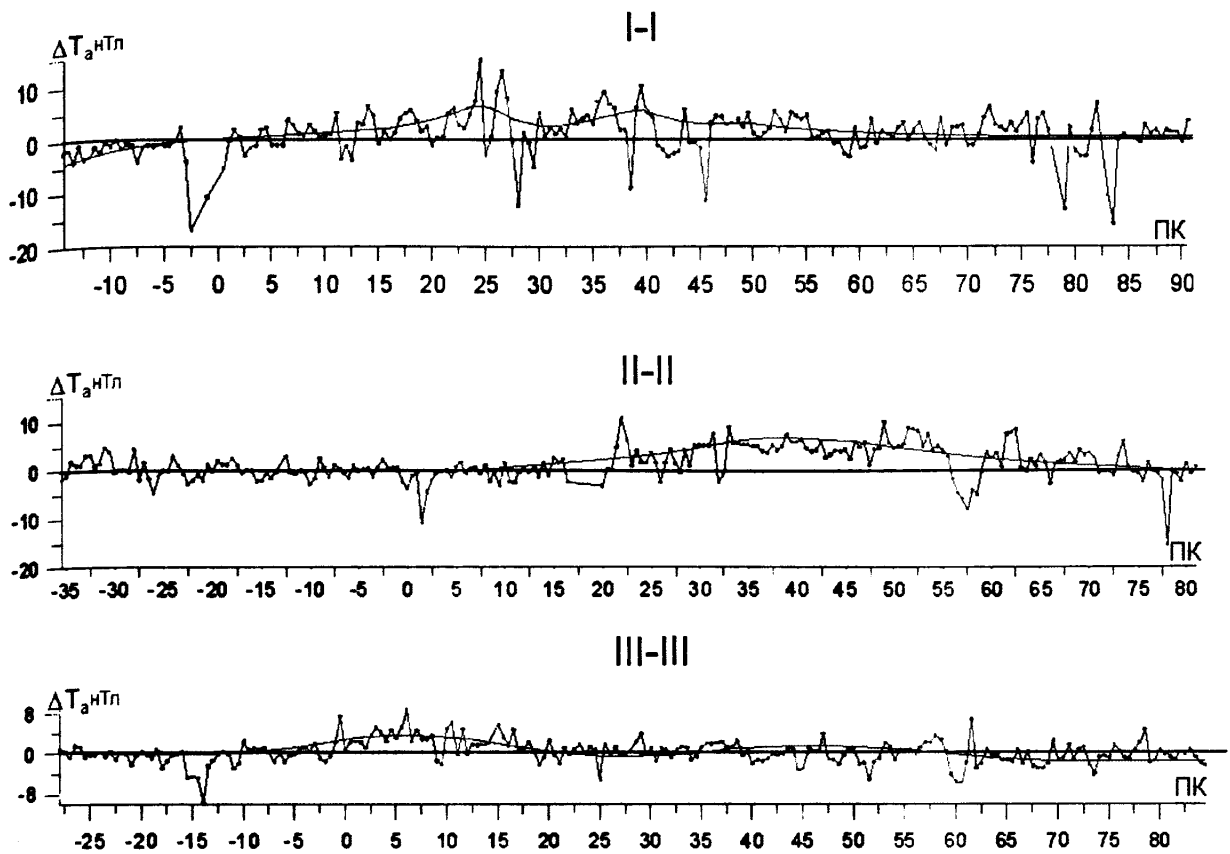


Рис.4.23. Залишкове магнітне пошле ΔT_a вздовж геомагнітних профілів I-I, II-II, і III-III на Юхтинській площі

піщаних горизонтів С-4 і С-5 верхньосерпухівського комплексу), відповідно рис. 4.21, 4.24. Аномальні зони ΔT_a вздовж геомагнітних профілів виявились зміщеними в напрямку на пч.пч.-сх. (пр. I-I, II-II) і на пч.зх. (пр. III-III) від центру Юхтинської пастки (рис.4.21, (А)). Зони з максимальною інтенсивністю поля (4-6) нТл тяжіють до тектонічних порушень, що обмежують структуру із північного-сходу та заходу. Із рис.4.25. видно, що екстремум ΔT_a амплітудою в 6 нТл на профілі II-II (ПК38) проектується в зону розвитку північного тектонічного порушення на сейсмічному розрізі 4.14/2000. Просторовий розподіл поля ΔT_a носить звичайно схематичний характер.

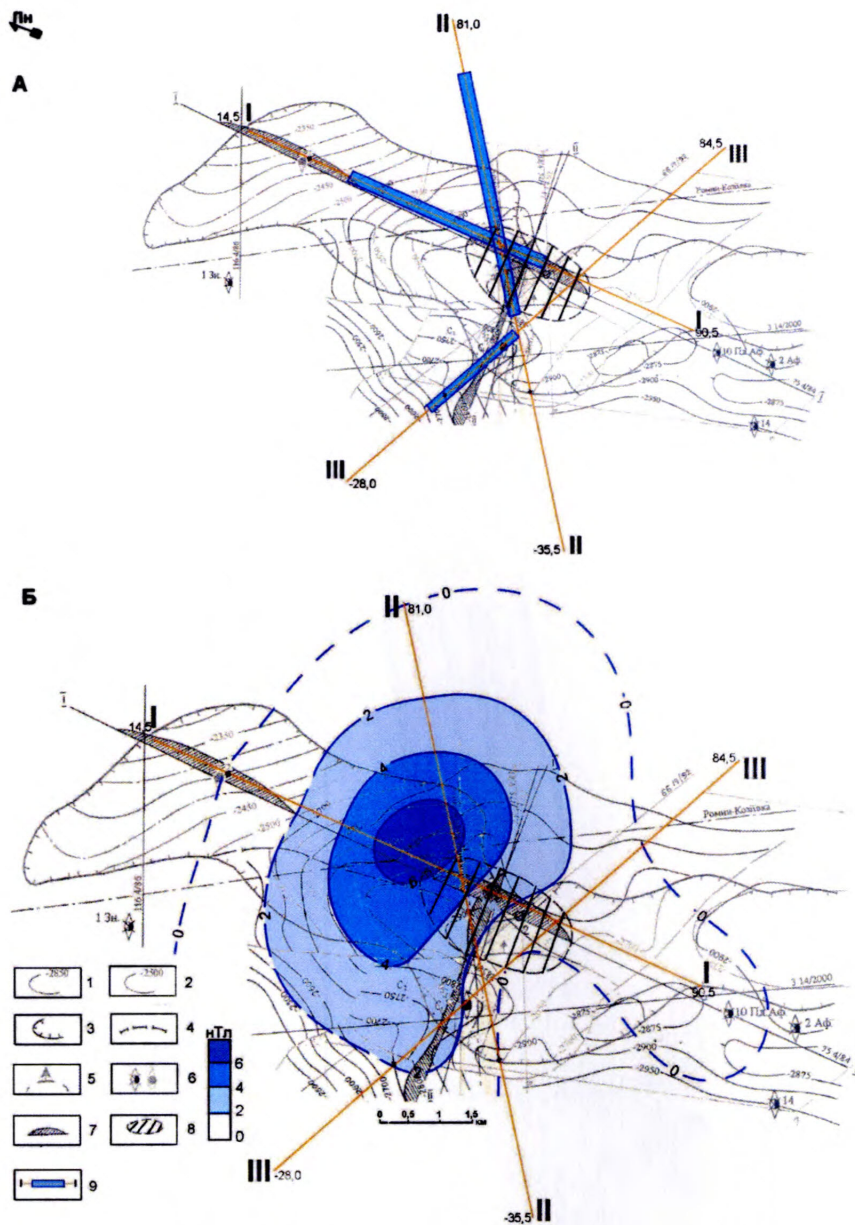


Рис.4.24. Структурна карта Юхтинської площі по горизонтах V_{B2} і V_{B1} та залишкове магнітне поле ΔT_a (сейсмооснова за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”, 2000).

А – у вигляді аномальних зон ΔT_a вздовж профілів, Б – у вигляді ізоліній ΔT_a
 1 – ізогіпси горизонту V_{B2} ; 2 – ізогіпси горизонту V_{B1} ; 3 – межі сейсмофациї
 заповнення ерозійної поверхні у відкладах C_1s_2 ; 4 – умовна перехідна лінія з
 однієї клиноформи на другу; 5 – тектонічні порушення; 6 – свердловини
 проектні і пробурені; 7 – аномальні ефекти в межах профілю за методом
 ЕПНГ; 8 – прогнозний контур родовища за даними ЕПНГ; 9 – аномальні зони
 ΔT_a , інтенсивністю більше 2 нТл;

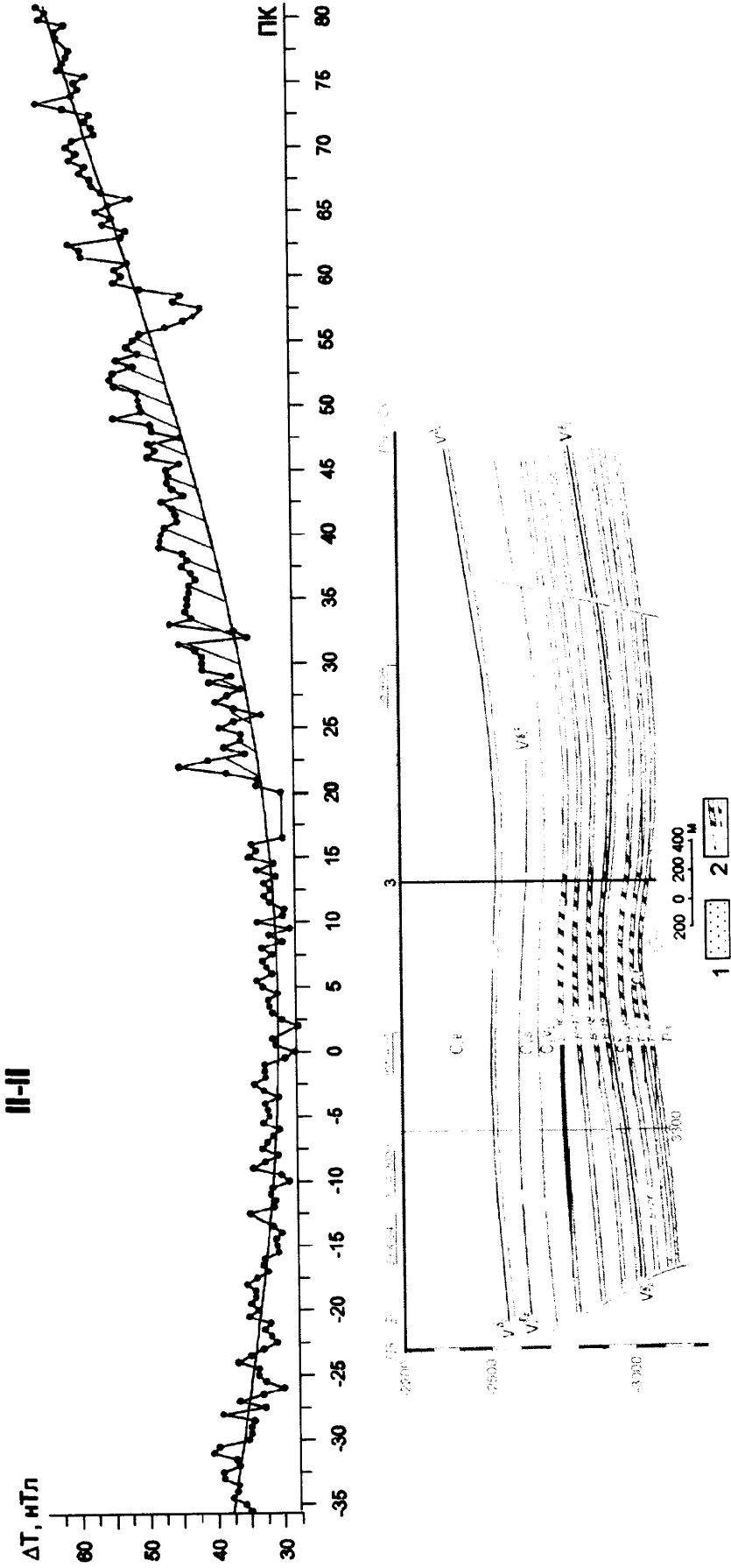


Рис.4.25. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітного профіля II-II та сейсмічний розріз 4.14/2000 (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”)
1 – пісковики, 2 – прогнозні поклади

Виділяється один максимум ΔT_a інтенсивністю 6 нТл, який є дещо витягнутий із заходу на схід і зміщений на північ від склепіння структури по ізогіпсі -2925 м (горизонт Vb_2 , по даних Смолія В.Л, Захарової Л.М., 2000 р.), рис.4.21, (Б). На рис.4.24 (Б) показана структурна карта по горизонту Vb_1^1 (серпухівський ярус), із якого помітним є те, що максимум ΔT_a не виходить за межі сейсмофації заповнення ерозійної поверхні у відкладах серпухівського ярусу, а також за лінію переходу із однієї клиноформи до іншої. Це помітно також із рис.4.26, де співставлено залишкове аномальне поле вздовж профіля І-І із сейсмічними розрізом 75.4/84.

Цікавим є співпадіння флангових частин аномальних зон ΔT_a на профілях І-І і ІІ-ІІ (рис.4.21, (А) і 4.24 (А) із ділянкою розповсюдження аномалій становлення електричного поля по даних ЕПНГ, профілі І-І, ІІ-ІІ [124]. Слід також відмітити, що максимум ΔT_a частково перекриває прогнозний контур нафтогазоносності по даних ЕПНГ. Свердловина Юхтинська-1, де встановлено кілька перспективних горизонтів, а із горизонту В-16 (верхній візе) було отримано невеликі припливи нафти, пробурена в зоні аномалії ΔT_a по ізодинамі 2 нТл [119-122].

Отже, в межах Юхтинської структури в залишковому полі ΔT_a , чітко виділяються локальні аномалії 2 порядків; довгоперіодна низькочастотна, яка характеризується хвилеподібною та куполовидною формами і короткоперіодна високочастотна. Виділені аномалії співпадають із аномальними ефектами за методом ЕПНГ.

Підсумовуючи вище викладене слід відмітити, що над дослідженими родовищами та перспективними структурами в межах Південної та Північної прибортових зон Центральної частини ДДЗ, зафіксовано аномалії ΔT_a складної морфології.

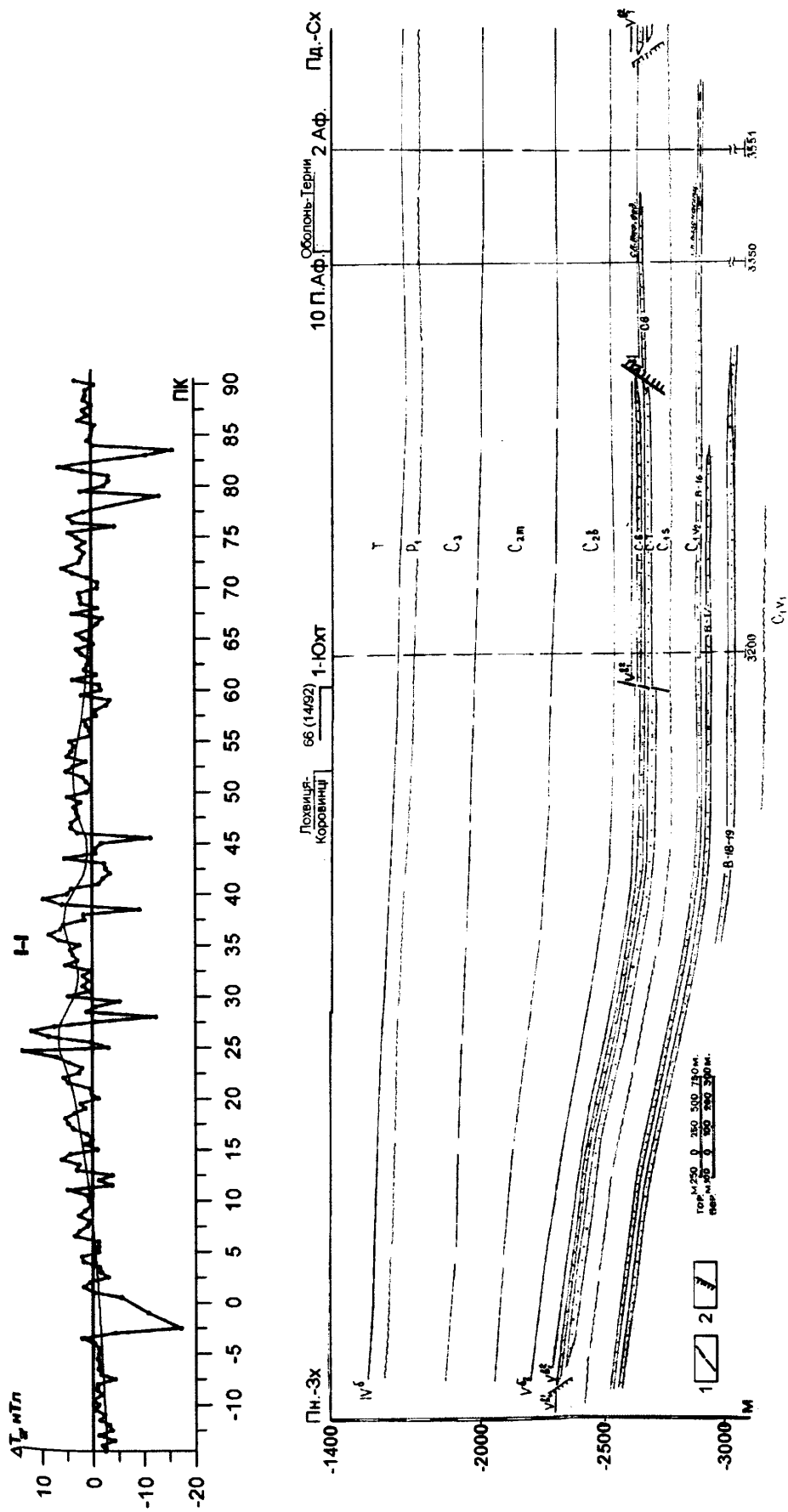


Рис.4.26. Аномальне магнітне поле ΔT вздовж геомагнітного профіля І-І та сейсмічний розріз 75.4/84 (за матеріалами ДП „Чернігівнафтогазгеологія”)

1 – умовна перехідна лінія з однієї клиноформи на другу; 2 – межа розвитку сейсмофациі заповнення ерозійної поверхні верхньосерпухівського мікрокомплексу

Вона проявляється у наявності локальних додатніх аномалій із амплітудою, переважно, від 4 до 6 нТл та шириною 3-6 км і морфологічними обрисами кількох типів:

1. Куполовидна;
2. Хвилеподібна;
3. Куполовидна, яка ускладнена на флангах високочастотними аномаліями різного знаку.

Виявлені аномалії у плані характеризуються складною структурою, окремі максимуми ΔT_a згідно співставлення із наявними геолого-геофізичними матеріалами тяжіють до пасток ВВ у теригенно-карбонатних товщах нижнього карбону, до зон тектонічних порушень, що облямовують геологічні структури, а також до розломів, які екранують поклади ВВ.

РОЗДІЛ 5

ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ЛОКАЛЬНИХ МАГНІТНИХ АНОМАЛІЙ НАД РОДОВИЩАМИ ВУГЛЕВОДНІВ ТА ПЕРСПЕКТИВНИМИ СТРУКТУРАМИ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

Інтерпретація виявлених над родовищами ВВ та перспективними структурами Центральної частини ДДЗ локальних аномалій ΔT_a пов'язана із певними труднощами. Ці труднощі обумовлені наступними факторами:

- амплітуди локальних аномалій ΔT_a , як правило, не перевищують 6-7 нТл при ширині 3-4 км;
- локальні аномалії ΔT_a ускладнені на флангах локальними часто знакозмінними збуреннями;
- відсутність даних про магнітні властивості гірських порід у верхній частині розрізу нафтогазоносних структур (до 2,5-3 км), через те що буріння до цієї глибини ведеться без відбору керну;
- вибрана інтерпретаційна модель повинна містити дані не лише про геометричні розміри та петромагнітні параметри джерела аномалій, але й пояснити механізм його утворення.

Оскільки, одна із основних задач роботи полягала у виявленні генетичних зв'язків аномалій ΔT_a над родовищами ВВ із їхньою нафтогазоносністю, то це потребує відповідного підходу до побудови геомагнітних моделей.

Інтерпретація локальних аномалій ΔT_a , виявлених над нафтогазовими родовищами та перспективними структурами Центральної частини ДДЗ проводилась в рамках теоретичних моделей (В.Б.Березкин, Н.Г.Мачел, Е.А.Буртон, D.Schumacher, D.F. Saunders і ін.), які передбачають наявність над покладами нафти та газу зон із диференційованими магнітними властивостями середовища [24, 30, 50-52].

5.1. Загальні особливості геомагнітних моделей нафтогазоносних структур

Враховуючи загальновідомий факт неоднозначності розв'язання оберненої задачі магніторозвідки при інтерпретації локальних аномалій ΔT_a над родовищами ВВ, були виконані розрахунки для декількох варіантів їх можливих джерел.

Такими джерелами можуть бути намагнічені тіла або виступи кристалічного фундаменту, геологічні неоднорідності різного типу в осадовій товщі (шари із вулканогенними породами, антиклінальні структури, рифові споруди, соляні штоки і т.п.), а також зони епігенезу порід під впливом флюїдів ВВ навколо покладів нафти та газу.

Так, у Південній прибортовій зоні ДДЗ джерелами магнітних аномалій можуть бути лінзи, пласти, дайкоподібні тіла ефузивних тіл, які були зустрінуті серед теригенних та галогенних порід верхньофаменського під'ярусу верхнього девону на глибинах біля 4 км (св.Селюхівська-304, Ісківці-315). Значення МС цих тіл, представлених здебільшого тріщинуватими базальтовидними породами, перевищували $\chi=4000 \times 10^{-5} \text{Сі}$. За результатами дослідження МС керну це є найбільш магнітні утворення району дослідження.

Теригенно-карбонатні породи нижнього карбону на глибинах біля 2,5-4 км є слабомагнітними, оскільки величина їхньої МС в середньому перебувала у межах $\chi=(10-30) \times 10^{-5} \text{Сі}$.

Однак в товщі порід верхньовізейського під'ярусу та серпухівського ярусу нижнього карбону часто зустрічались верстви порід із включеннями сидеритів, χ яких становила більше $\chi=100-200 \times 10^{-5} \text{Сі}$. При достатній потужності таких сидеритизованих шарів, враховуючи їхню геометрію, вони можуть бути ймовірним другим джерелом магнітної аномалії ΔT_a .

Згідно багатьох теоретичних моделей (В.Б.Березкин, Н.С.Мачел, Е.А.Буртон, Д.Шумачер, Д.Ф. Саундерс і ін.), а також експериментальні результати показують, що джерелами локальних аномалій можуть бути

епігенетичні мінерали, які утворюються за певних фізико-хімічних умов середовища, у так званих зонах відновлення та окислення, про що детально згадувалось у розділі 1 [26-30, 49-52, 55-74]. Локальні аномалії переважно додатнього знаку утворюються згідно теоретико-експериментальних даних над покладами ВВ у випадках наявності потужної зони окислення, де утворюється епігенетичний магнетит чи піротин [28-30, 49, 50, 68-72].

Важливим елементом геомагнітної моделі, яка пропонується, є також зона відновлення. При латеральній кореляції виділених ЛМГ між продуктивними і непродуктивними свердловинами було зафіксоване відчутне зменшення величини МС порід та її дисперсії у продуктивних свердловинах. Це спостерігалось практично для усіх типів порід із всіх вертикально виділених ЛМГ. Крім того характер вибірок значень МС порід над покладами ВВ передбачав існування двох незалежних одна від одної сукупності значень, які були розподілені за нормальним та логарифмічно-нормальним законами розподілу. В такому випадку передбачається вплив на намагніченість породи кількох процесів, наприклад вторинні зміни мінералів, епігенез за участю мікроорганізмів. Це свідчить про те, що по результатах вивчення МС порід зафіксована наявність зони відновлення.

Існування зони відновлення над покладами ВВ на досліджуваних родовищах підтверджують також результати вивчення мінерального складу порід. Основним носієм намагніченості порід є глиниста речовина, а в горизонтах із підвищеними значеннями МС — залізовміщуючі конкреції карбонатів, представлених сидеритом. Присутність сидеритизованих шарів, а також їхні достатньо високі значення МС, $\chi > 100-200 \times 10^{-5} \text{Ci}$, можливо, вказує на наявність тонкодисперсного магнетиту у сидеритизованих конкреціях.

В межах продуктивних горизонтів серед описаних в літературі вторинних процесів, спостерігається вторинне окремніння, кальцитизація, доломітизація, хлоритизація [19, 20]. Сама зона покладу у вторинно-пористих карбонатних колекторах виділяється деяким підвищенням значень МС на

практично нульовому загальному фоні МС порід, що обумовлене наявністю анкеритів.

Зменшення величини МС у продуктивних свердловинах пов'язане із дещо збільшеним вмістом піриту про що свідчать дані рентгенфлюорисцентного аналізу із св.Прирічна-3. Проте через відсутність даних про наявність піриту у перекриваючих поклад порід в інших свердловинах неможливо впевнено прослідкувати зону відновлення і її потужність.

У такому випадку третім ймовірним джерелом локальних магнітних аномалій є магнітні мінерали епігенетичного походження у приповерхневих шарах. Через відсутність кернавого матеріалу із товщ мезокайнозою і четвертинних відкладів це джерело аномалії підбирається гіпотетично у вигляді літологічної магнітної неоднорідності із включеннями магнетиту та піротину.

Отже, інтерпретаційна модель нафтогазоносних структур передбачає існування в осадовій товщі 3 джерел у вигляді шарів А-В, які вносять свій вклад в спостережене АМП.

Шар А представляє у фаменсько-турнейському ЛМГ лінзовидні тіла складені туфами та базальтами незначної ширини, які були зустрінуті в межах Південної прибортової зони. МС таких утворень перевищувала $\chi=4000 \times 10^{-5} \text{Ci}$. Припускається, що такі аномалієутворюючі тіла утворюють малоамплітудний виступ у осадовій товщі. В межах Північної прибортової зони шар А апроксимує виступ у кристалічному фундаменті складеного гранітоїдами. За відсутності даних про їх МС припускається, що χ гранітів, $\chi=(100-1200) \times 10^{-5} \text{Ci}$.

Шар Б представляє антиклінальну структуру по сейсмівідбиваючих горизонтах нижнього та верхнього візе. При цьому бралось до уваги присутність у верхньовізейсько-серпухівському ЛМГ малопотужних верств порід із сидеритово-анкеритовою мінералізацією, χ яких становила більше $\chi=100-200 \times 10^{-5} \text{Ci}$. Припускаємо, що в окремих випадках МС

сидеритизованих верств (шар Б1) може бути вищою, ($\chi=500-1000 \times 10^{-5} \text{Ci}$), тоді існує об'єктивна парагенетична асоціація сидерит-магнетит і утворення тонкодисперсного магнетиту у сидеритизованих конкреціях. Бралась до уваги також припущення, що високомагнітні верстви із сидеритовою мінералізацією повторюють форму малоамплітудної антиклінальної складки.

Шар В представляє літологічну неоднорідність у верхній частині осадового чохла на глибинах до 1 км над покладами ВВ із магнетитово-піротиновою мінералізацією. Припускається гіпотеза утворення магнітних мінералів в зоні окислення згідно моделі мінералогічних змін порід під впливом ВВ (за Н.С.Мачел, Е.А.Буртон) при формуванні магнетиту чи піротину бактеріальним або хімічним шляхом у зоні окислення (розділ 2) [50, 51]. Потужність шару В вибрана близько 1 км, оскільки в інтервалі 0-1000 м, за теоретичними даними є можливими хімічні процеси, які ведуть до утворення магнетиту [24-30, 36-38, 49-60]. Крім цього відомі знахідки округлих стяжінь магнетиту у буровому шламі свердловин на глибинах 500-600 м. [68-72].

Вся решта частина осадової товщі між пластами А-Б приймається як слабомагнітна з величиною $\chi=(10-20) \times 10^{-5} \text{Ci}$, яка розташована у зоні відновлення. В крайових частинах моделей гіпотетично представлені зони субвертикальних неоднорідностей, по яких відбувається міграція вуглеводневих сполук у вищезалігаючі горизонти у шар В, який представляє зону окислення.

Для усіх варіантів моделі з врахуванням намагніченостей порід розрахована амплітуда та ширина аномалії.

При моделюванні були використані двохвимірні моделі у вигляді прямокутних паралелепіпедів безмежного простягання у субмеридіональному напрямку. В кожній із моделей в свою чергу комбінується глибина верхніх і нижніх кромek аномальних шарів, їхня ширина і величина намагніченості. Зазначимо, що моделювання проводилось

для двох варіантів орієнтації осі простягання магнітних моделей відносно магнітного меридіану: а) вісь перпендикулярна до магнітного меридіану; б) вісь паралельна до магнітного меридіану. Профіль в обох випадках перпендикулярний до осі простягання моделі.

Позначимо через Z_a , H_a компоненти магнітного поля моделі. В кожній точці профілю L вони знаходяться як суми відповідних компонент поля усіх паралелепіпедів у даній точці:

$$Z_a(L) = \sum_{i=1}^N Z_j(L), \quad H_a(L) = \sum_{i=1}^N H_j(L), \quad (5.1)$$

де N – кількість паралелепіпедів в складі моделі.

Компоненти поля кожного паралелепіпеду знаходимо як різниці відповідних компонент поля пари пластів великої потужності, нижній з яких зміщений вздовж бокової грані відносно верхнього і має протилежну намагніченість. Компоненти Z і H пластів великої потужності знаходяться з відомих виразів [125]:

$$Z = 2J \left[\left(\arctg \frac{L+b}{h} - \arctg \frac{L-b}{h} \right) \cos \vartheta - \frac{1}{2} \sin \vartheta \ln \frac{h^2 + (L+b)^2}{h^2 + (L-b)^2} \right] \sin \alpha, \quad (5.2)$$

$$H = -2J \left[\left(\arctg \frac{L+b}{h} - \arctg \frac{L-b}{h} \right) \sin \vartheta + \frac{1}{2} \cos \vartheta \ln \frac{h^2 + (L+b)^2}{h^2 + (L-b)^2} \right] \sin \alpha, \quad (5.3)$$

де h , b – відповідно глибина та півширина верхньої кромки пласта; α - кут нахилу пласта до площини горизонту; ϑ - кут між напрямом вектора намагніченості і нахилом пласта до площини горизонту

Поле ΔT_a в кожній точці профілю знаходимо з виразу

$$\Delta T_a = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\sqrt{(X_a + X_0)^2 + (Y_a + Y_0)^2 + (Z_a + Z_0)^2} - \sqrt{(X_b + X_0)^2 + (Y_b + Y_0)^2 + (Z_b + Z_0)^2} \right) \quad (5.4)$$

де X_b , Y_b , Z_b – значення відповідних теоретичних компонент в точці, що відповідає розташуванню базового пункту профіля; X_0 , Y_0 , Z_0 - значення відповідних компонент нормального поля в районі досліджень, μ_0 – магнітна стала

Величина намагніченості (I) в системі СІ пов'язана із МС (χ) та напруженістю (H) магнітного поля виразом: $I = \chi H$ (А/м), де $H \geq 40$ А/м.

5.2. Магнітні моделі родовищ вуглеводнів Південної прибортової зони Центральної частини ДДЗ

Селюхівське родовище. При проведенні ВМЗ на Селюхівській структурі у залишковому полі спостерігалась складна структура АМП. Було виділено декілька максимумів ΔT_a інтенсивністю біля 5 нТл., приурочі до смуги поширення біогермів, і до ділянок їх максимальної потужності. Також було встановлено, що аномальні зони ΔT_a тяжіють до тектонічних порушень в осадовій товщі. Поклади ВВ на Селюхівському родовищі концентруються у нижньовізейському рифогенно-карбонатному комплексі та в горизонті В-20 верхнього віз

Розрахунки прямої задачі виконані для геомагнітного профіля III-III, на якому аномалія ΔT_a виділена найбільш контрастно і досягає біля 6 нТл при ширині до 4 км. При моделюванні були використані 3 вищеописані джерела у вигляді шарів А-В. Параметри моделей наведені у таб.5.1.

На рис.5.1 зображені результати співставлення розрахованих від шарів А-В аномальних ефектів. Із рисунку видно, що отримане АМП ΔT_a більш адекватно апроксимує модель із трьома шарами, в якій головний вклад в утворення залишкової аномалії вносить шар В, котрий представляє літологічну неоднорідність у верхній частині розрізу.

Таблиця 5.1

Параметри геомагнітної моделі Селюхівського родовища

Джерела	Глибина, км		Намагніченість I, А/м	$\chi \times 10^{-5} \text{Ci}$	Амплітуда модельної аномалії ΔT_a , нТл	Ширина модельної аномалії, км
	Верх.гр.	Ниж.гр.				
А	3,60	3,65	0,15	4500	0,65	6-7
А	3,60	3,65	0,15	4500	0,80	6-7
Б	3,10	3,15	0,007	200	0	
А	3,60	3,65	0,15	4500	21,82	3-4
Б	3,10	3,15	0,007	200		
В	0	1,0	0,017	500	5,30	3-4
	0	1,0	0,002-0,004	50-120		

При величині МС цього шару $\chi=50-120 \times 10^{-5} \text{Ci}$, при $I=4 \times 10^{-3} \text{A/m}$, товщині 1 км і протяжності біля 3 км магнітна аномалія ΔT_a при ширині 3,7 км досягає амплітуди більше 5 нТл, що задовільно описує експериментальну криву ΔT_a .

Наявність діабазів та пластів сидеритів на глибинах відповідно 3,6 і 3,1 км викликає на поверхні магнітну аномалію амплітудою в 0,6-0,8 нТл і шириною в 7-8 км, що суперечить спостереженому АМП.

При зміні осі орієнтації магнітних моделей розрахована крива ΔT_a буде мати дещо інше морфологію. На рис.5.1 пунктирною лінією показані криві ΔT_a від шарів А-В при орієнтації магнітного профіля у широтному напрямку. Отримані результати моделювання узгоджуються із розрахунками, виконаними в роботі [126] при геомагнітному моделюванні Селюхівського родовища. Зроблено висновок про значну роль літологічної неоднорідності у зоні окислення над покладом ВВ в утворенні магнітної аномалії ΔT_a [126].

Прирічне родовище. Геолого-тектонічні умови, тип пастки Прирічної структури, а також характер АМП отриманого в результаті магнітної зйомки є достатньо подібними до попереднього випадку. Крім того високомагнітні шари порід у фаменсько-турнейському та верхньовізейському ЛМГ зосереджені на ще більших глибинах, тому розрахунки магнітної моделі раціональніше робити лишень для типу моделі із одним джерелом (шар В), яка розглядає наявність літологічної неоднорідності в приповерхневих умовах.

Розрахунки показують, що крива від магнітної неоднорідності на глибинах 0-1 км, при ширині пласта в 5 км, величині $\chi=50-120 \times 10^{-5} \text{Ci}$ викликає аномальний ефект амплітудою в 4-5 нТл і шириною аномальної зони біля 5 км. що задовільно описує отриману залишкову аномалію ΔT_a .

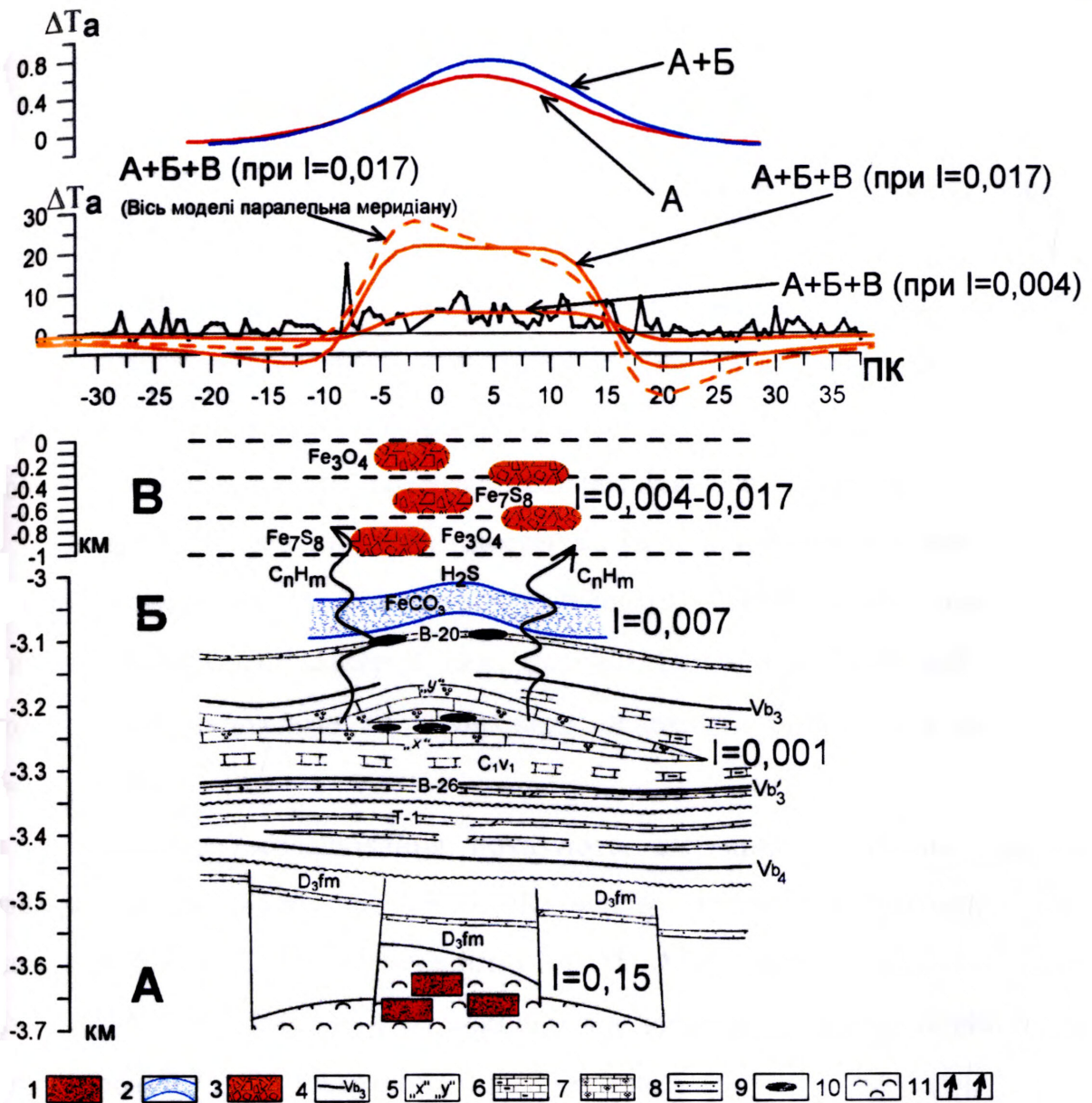


Рис.5.1. Спостережене та розраховане АМП ΔT_a вздовж профіля III-III і сейсмічного розрізу на Селюхівській структурі відносно джерел у осадовому чохлі (шари А-В).

1 – пласти, лінзи базальтовидних порід фамену; 2 – пласти аргілітів із конкреціями сидериту; 3 – магнітоактивні тіла у зоні окислення; 4 – сейсмічні горизонти; 5 – підшва та покрівля карбонатної плити у зоні відновлення; 6 – вапняки, фланкуючі фації; 7 – біогермні вапняки, фації ядерної частини; 8 – пісковики; 9 – нафтовий поклад; 10 – сіль; 11 – флангові частини родовища, зони субвертикальних неоднорідностей збільшеної проникливості. Величини намагніченостей (I) шарів А-В приведені в А/м.

5.3. Магнітні моделі родовищ вуглеводнів та перспективних структур Північної прибортової зони Центральної частини ДДЗ

Південно-Берестівське родовище. По результатах ВНМЗ на Південно-Берестівській структурі на профілі I-I була зафіксована хвилеподібна низькочастотна додатна залишкова аномалія ΔT_a амплітудою 4-6 нТл, шириною 3 км. Екстремум виділеної аномальної зони ΔT_a виявився приуроченим водночас до контура нафтогазоконденсатного родовища і до поперечного тектонічного розлому, який розділяє два тектонічних блоки.

Вивчення магнітних властивостей на Південно-Берестівській структурі показало наявність у фаменсько-турнейському ЛМГ шару пісковиків і аргілітів χ загальної вибірки яких складає близько $\chi=(50-70)\times 10^{-5}$ Сі. МС порід із верхнього візе не є високою, основна вибірка χ не перевищує $\chi=30\times 10^{-5}$ Сі.

Результати моделювання показують, що присутність на глибинах близько 4,4 км пластів магнітних пісковиків і аргілітів потужністю 100 м, шириною біля 4 км і намагніченістю $I=0,004$ А/м (шар Б1) і порід верхнього візе (шар Б2, при $I=0,001$ А/м) викликає на поверхні магнітну аномалію ΔT_a амплітудою 0,73 нТл і шириною біля 8 км (рис.5.2).

У випадку наявності в моделі додаткового шару В, що представляє літологічну неоднорідність із магнітними мінералами на глибинах до 1 км у зоні окислення над покладом пісковиків (горизонт В-26), викликаний аномальний магнітний ефект в 6-7 нТл при ширині 3-4 км задовільно співставляється із розмірами спостережуваної аномалії ΔT_a (рис. 5.2).
Параметри магнітної моделі представлені у таб.5.2.

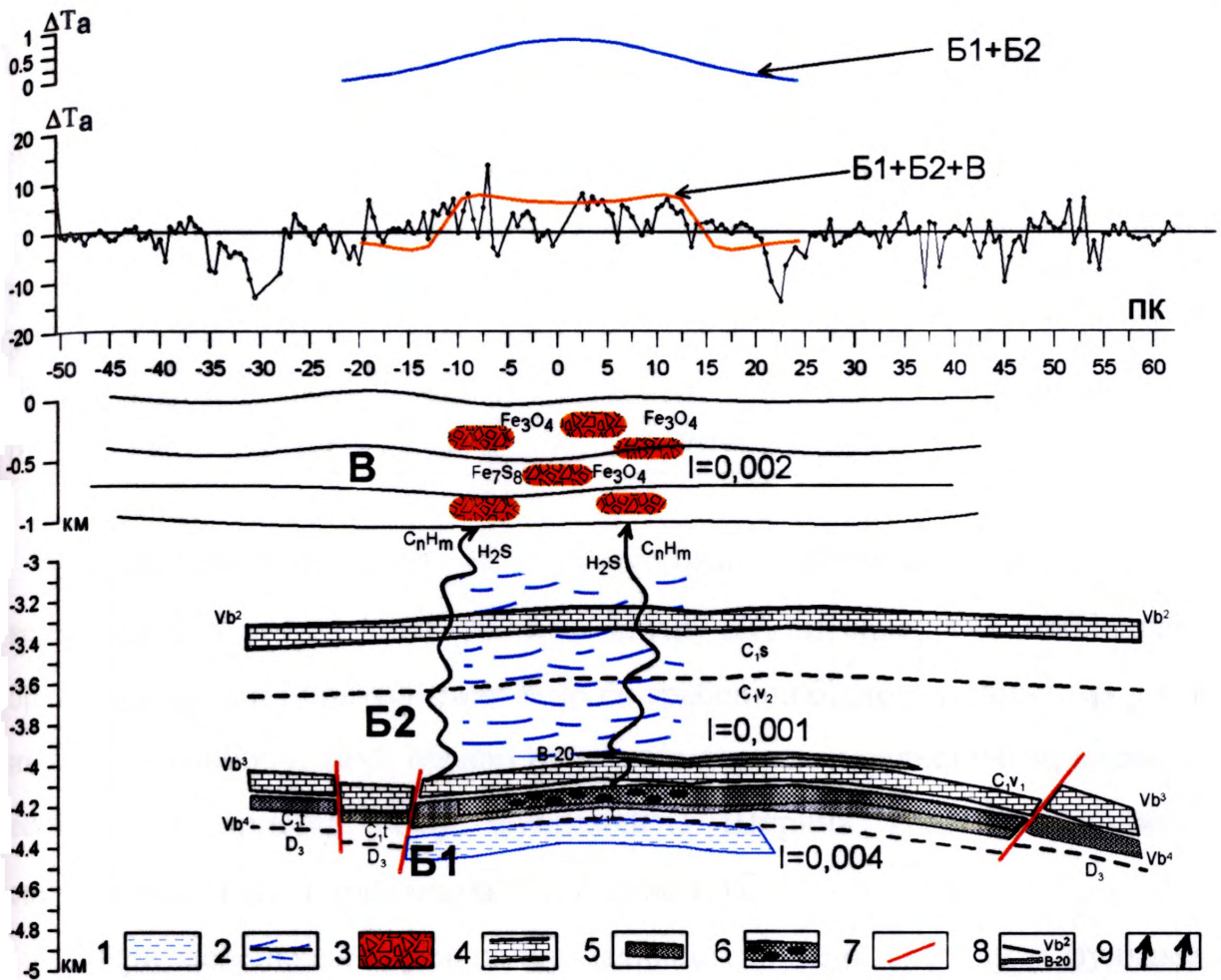


Рис.5.2. Спостережене та розраховане АМП ΔT_a вздовж профіля I-I та сейсмічного розрізу 513.9/2004 на Південно-Берестівській структурі відносно магнітних джерел в осадовому чохла (шари Б1, Б2, В).

1–пласти аргілітів та пісковиків у товщах турне та верхнього девону; 2–теригенно-карбонатна товща нижнього карбону; 3–магнітоактивні тіла у зоні окислення; 4–вапняки; 5–глини; 6–нафтонасичений піщаний горизонт В-26; 7–розривні порушення; 8–сейсмічні горизонти; 9–зони субвертикальних неоднорідностей збільшеної проникливості. Величини намагніченостей (I) шарів А-В приведені в А/м.

Вовківцівська структура. У залишковому АМП на Вовківцівській структурі на фоні регіонального фону було виділено довгоперіодну магнітну аномалію амплітудою 4-6 нТл і просторовими розмірами 4-5 км.

Таблиця 5.2

Параметри геомагнітної моделі Південно-Берестівського родовища

Джерела	Глибина, км		Намагніченість I, А/м	$\chi \times 10^{-5} \text{Ci}$	Амплітуда модельної аномалії ΔT_a , нТл	Ширина модельної аномалії, км
	Верх.гр.	Ниж.гр.				
Б1	3,45	4,45	0,004	120	0,73	7-8
Б2	3,0	3,45	0,001	30		
Б1	3,45	4,45	0,004	120	5-6	3-3,5
Б2	3,0	3,45	0,001	30		
В	0	1,0	0,002-0,004	50-100		

Співставлення поля із структурними побудовами по горизонтах верхнього візе показало зміщення епіцентру ΔT_a від склепіння Вовківцівської брахіантикліналі і приурочення його до грабенопобідного пониження у товщі нижнього карбону, який обмежений тектонічними порушеннями, а також до виступу у кристалічному фундаменті. Ширина грабену та виступу співставима із шириною аномалії ΔT_a (рис.5.3).

При моделюванні у випадку наявності лишень виступу у фундаменті (шар А) шириною в 2 км і товщині 200 м, на глибинах 3 і 3,2 км, складеного гранітами із $\chi=(100-1200) \times 10^{-5} \text{Ci}$ отримаємо модельну криву амплітудою в 0,36 нТл і шириною більше 7 км при намагніченості $I=0,004 \text{ А/м}$. У випадку збільшення намагніченості шару А ($I=0,04 \text{ А/м}$) амплітуда аномалії буде складати біля 4 нТл, ширина 7 км. (таб.5.3)

Таблиця 5.3

Параметри геомагнітної моделі на Вовківцівській площі

Джерела	Глибина, км		Намагніченість I, А/м	$\chi \times 10^{-5} \text{Ci}$	Амплітуда модельної аномалії ΔT_a , нТл	Ширина модельної аномалії, км
	Верх.гр.	Ниж.гр.				
А	3	3,20	0,004	100	0,36	7,2
А	3	3,20	0,04	1200		
А	3	3,20	0,004	100	2,23	6,8
Б1	2,80	2,85	0,017	500		
Б2	1,60	2,80	0,001	30		
А	3	3,20	0,004	100	5	3,8
Б1	2,80	2,85	0,017	500		
Б2	1,60	2,85	0,001	30		
В	0	1,0	0,002-0,004	50-120		

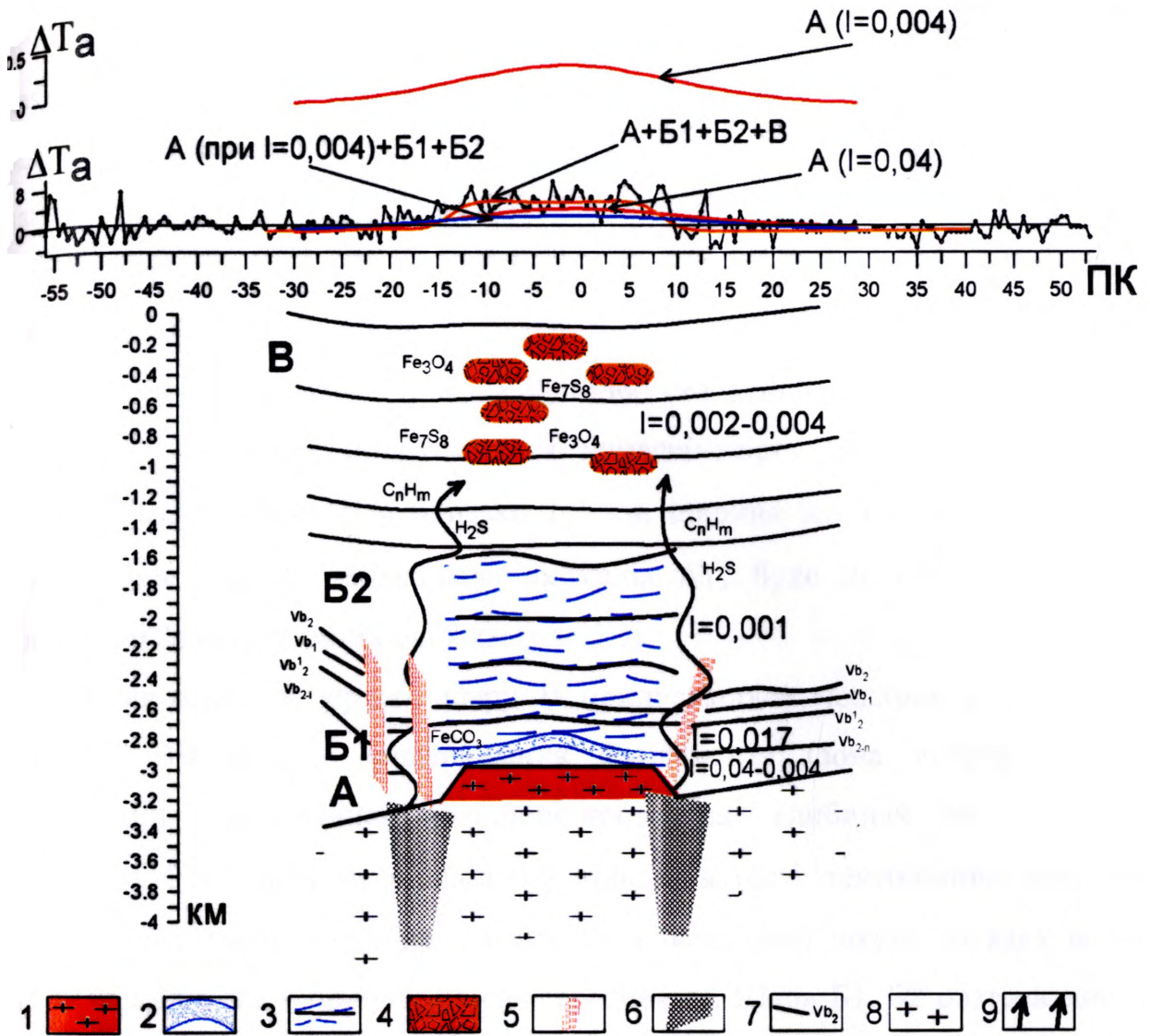


Рис.5.3. Спостережене та розраховане АМП ΔT_a вздовж геомагнітного профіля II-II та сейсмічного розрізу на Вовківцівській структурі відносно магнітних джерел в осадовому чохлі (шари А, Б1, Б2, В).

1 – граніти у виступі кристалічного фундаменту, 2 – пласти аргілітів із конкреціями сидериту у товщі нижнього карбону; 3 – теригенно-карбонатна товща нижнього карбону; 4 – магнітоактивні тіла у зоні окислення; 5 – тектонічні порушення в чохлі; 6 – тектонічні порушення у фундаменті; 7 – сейсмічні горизонти; 8 – кристалічний фундамент; 9 – зони субвертикальних неоднорідностей збільшеної проникливості. Величини намагніченостей (I) шарів А-В приведені в А/м.

При додатковій апроксимації поля ΔT_a іншими джерелами вибирається наявність верстви порід у формі невеликої антикліналі (шар Б1) потужністю біля 50 м і шириною в 3,5 км, котра складена теригенними породами в парагенетичній асоціації сидерит-магнетит у покрівельній частині нижньовізейського ЛМГ на глибинах біля 2,8 км, МС якого складає $\chi=500 \times 10^{-5} \text{Сі}$. (таб.5.3)

У верхньому пласті (шар Б2), який складений породами верхнього палеозою і мезозою, припускається намагніченість товщі в $I=0,001 \text{А/м}$, $\chi=30 \times 10^{-5} \text{Сі}$, товщина тіла близько 1,2 км, ширина 3,5 км. За таких умов враховуючи шар А розрахована аномалія ΔT_a буде досягати амплітуди більше 2 нТл при ширині біля 7 км (рис.5.3).

У випадку четвертого шару В припускається можливість наявності покладів ВВ у корі вивітрювання фундаменту (зона відновлення) і формуванні літологічної неоднорідності на глибинах 0-1 км із $\chi=50-120 \times 10^{-5} \text{Сі}$ завдяки підвищеній тріщинуватості тектонічних зон, які облямовують грабеноподібне пониження у осадовому чохлі, по яких йшов підтік флюїдів ВВ у приповерхнєве середовище. Шари Б1, Б2 розташовані у зоні відновлення, шар В гіпотетично розташований у зоні окислення, (рис.5.3).

Із результатів співставлення спостережених та розрахованих кривих ΔT_a випливає висновок про те, що наявність виступу у фундаменті, сидеритизованого шару в товщі порід нижнього карбону із дещо завищеними магнітними параметрами, створює магнітну аномалію амплітудою в 2 нТл (рис.5.3). Якщо припустити, що виступ у фундаменті із відповідними геометричними параметрами складений породами основного складу, типу базальтів, МС яких складає більше $\chi=1000 \times 10^{-5} \text{Сі}$, то в такому випадку спостережена аномалія ΔT_a може бути викликана цим виступом. При наявності магнітної неоднорідності в приповерхневих умовах (0-1,0 км)

розрахований аномальний ефект, буде задовільно описувати спостережену залишкову магнітну аномалію ΔT_a .

Юхтинська структура. По результатах аналізу тонкої структури АМП на Юхтинській площі було виділено магнітні аномалії ΔT_a кількох порядків. На профілі II-II в межах ПК15 – ПК62,5 помітна довгоперіодна куполовидна аномалія шириною 4,75 км, яка досягає в екстремумі (ПК38) інтенсивності в 6 нТл. На флангах цієї аномалії, на фоні згладженої огинаючої кривої ΔT_a виділяється високочастотна аномалія II-го порядку. При співставленні залишкового поля із структурними побудовами виявилось, що екстремум аномалії ΔT_a зміщений від контуру структури і тяжіє до північного розривного порушення. Крім того флангові частини аномальних зон ΔT_a , в межах яких розташована св.Юхтинська-1 із перспективами відкриття покладів ВВ, співпадають також із прогнозним контуром родовища по методу ЕПНГ.

Це дає підстави використовувати при моделюванні спостережуваного поля наявність магнітоактивного пласта порід із включеннями магнітних мінералів у приповерхневих умовах. Вивчення вертикального розподілу МС порід у св.Юхтинська-1 виявило у верхньовізейсько-серпухівському ЛМГ багаточисленні малопотужні верстви порід із конкреціями сидеритів, МС яких виходила за межі величин χ загальної вибірки значень. Таким чином, геомагнітна модель Юхтинської пастки розраховувалась для випадків наявності двох і трьох магнітоактивних шарів субгоризонтального залягання.

У першому випадку зроблено припущення про значний вміст магнетиту або піротину у теригенних породах верхнього візе в парагенезисі із сидеритом. Вибраний шар Б1 на глибині біля 3 км, потужністю 400 м і величиною $\chi=1200 \times 10^{-5} \text{Сі}$ і шар Б2 (1,6-2,8 км), потужністю 1,2 км при $\chi=30 \times 10^{-5} \text{Сі}$. Тоді інтенсивність аномалії буде переважати амплітуду спостережуваної аномалії ΔT_a і складати близько 12 нТл. При зменшенні величини МС шару Б до наближених значень χ порід із св.Юхтинська-1,

$\chi=120 \times 10^{-5} \text{Ci}$, враховуючи шар Б2, амплітуда буде складати біля 2 нТл. Лишень при апроксимації поля ΔT_a додатковим шаром В із $\chi=(50-100) \times 10^{-5} \text{Ci}$ у близькоповерхневій зоні розрахована аномальна крива буде наближатись до фактичної. В таблиці 5.4 наведені параметри моделей, а на рис. 5.4 зображене співставлення розрахованих кривих і спостережене поле ΔT_a вздовж геомагнітного профіля II-II.

Таблиця 5.4

Параметри геомагнітної моделі на Юхтинській площі

Джерела	Глибина, км		Намагніченість I, А/м	$\chi \times 10^{-5} \text{Ci}$	Амплітуда модельної аномалії ΔT_a , нТл	Ширина модельної аномалії, км
	Верх.гр.	Ниж.гр.				
Б1	2,70	3,10	0,040	1200	11,35	6,2
Б2	1,60	2,80	0,001	30		
Б1	2,70	3,10	0,004	120	2,22	5
Б2	1,60	2,80	0,001	30		
Б1	2,70	3,10	0,004	120	5,0	5
Б2	1,60	2,80	0,001	30		
В	0	1,0	0,002-0,004	50-100		

Вивчення вертикального розподілу МС порід і математичне моделювання показують, що намагніченість теригенно-карбонатної товщі порід нижнього карбону на глибинах 3-4 км є вкрай малою щоб внести істотний вплив у додатню магнітну аномалію ΔT_a амплітудою 4-6 нТл. Наявність туфогенних порід верхнього девону, МС яких досягає $\chi=(4500-5000) \times 10^{-5} \text{Ci}$, на глибинах більше 4 км і виступу у фундаменті на глибинах біля 3 км також не впливає на утворення залишкової магнітної аномалії. Багаточисленні включення та прошарки карбонатів заліза в асоціації із магнетитом в теригенній товщі нижнього карбону на глибинах біля 3 км теоретично можуть бути джерелом локальної аномалії, однак при умові їх значної потужності та намагніченості, що не було виявлено під час дослідження МС керну.

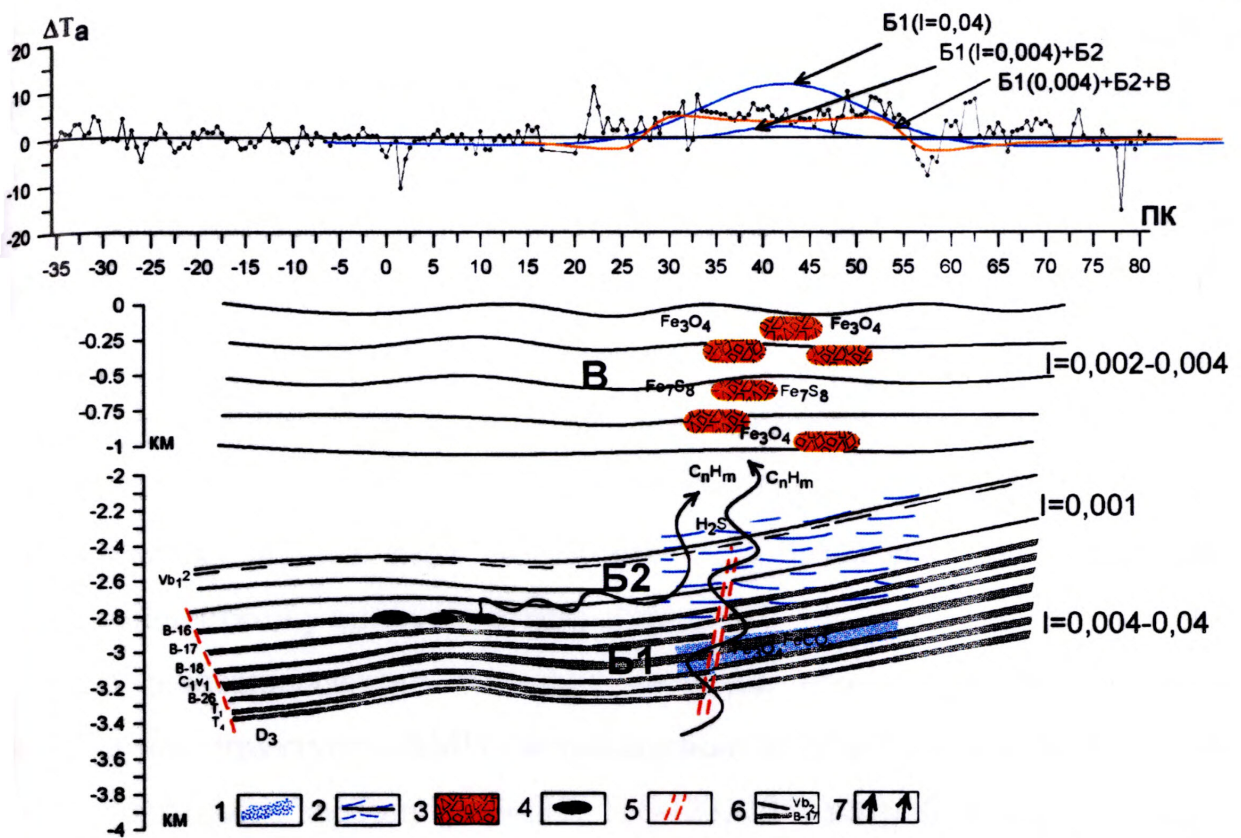


Рис.5.4. Спостережене та розраховане АМП ΔT_a вздовж профіля II-II та сейсмічного розрізу 4.14/2000 на Юхтинській структурі відносно магнітних джерел в осадовому чохлі (шари Б1, Б2, В).

1–пласти аргілітів із конкреціями сидериту у товщі нижнього карбону; 2–теригенно-карбонатна товща нижнього карбону; 3–магнітоактивні тіла у зоні окиснення; 4–нафтопрояви в горизонті В-16; 5–тектонічні порушення; 6–сейсмічні горизонти; 7–зони субвертикальних неоднорідностей збільшеної проникливості. Величини намагніченостей (I) шарів А-В приведені в А/м.

Згідно теоретичних уявлень, по моделях Н.Г.Мачел і Е.А.Буртон, Д.Шумачер, В.Б.Березкина навність магнітних мінералів у верхній частині осадового чохла може бути достатньою для того щоб пояснити амплітудно-морфологічні характеристики отриманих магнітних аномалій ΔT_a [24-30, 36-38, 49-60].

Отже, основним джерелом в утворенні локальних аномалій ΔT_a над окремими родовищами і перспективними структурами Центральної частини

ДДЗ виступає магнітна верства порід у приповерхневих шарах, в якій за певних фізико-хімічних умов відбулись реакції утворення епігенетичного магнетиту або піротину бактеріальним або хімічним шляхом [49-52], див.р.2.

Виходячи із моделі Н.Г.Мачел і Е.А.Буртон (рис. 1.15, таб.1.3), випадки А і Б будуть найбільш ймовірним поясненням утворення додатньої локальної аномалії. Так само, беручи до уваги морфологію спостережених аномалії ΔT_a , по моделі В.Б.Березкина (рис.1.16), приходимо до висновку про те, що виділені на фоні регіонального поля локальні магнітні аномалії наближаються по свої формі до кривих 1, 2 і 3, які викликані магнітними неоднорідностями у приповерхневих шарах.

Із вищевикладеного випливає висновок про існування генетичних зв'язків між структурою АМП і встановленою нафтогазоносністю у осадових товщах нижнього карбону [105-113, 116-123, 125, 126]. Крім цього, схожі за характером локальні аномалії ΔT_a , що були виділені на родовищах ВВ у Південній прибортовій зоні та на перспективних структурах Північної прибортової зони вказують на те, що тип пастки та глибина локалізації покладу не впливають на амплітудно-просторові характеристики виділених залишкових аномалій. Вони контролюються головним чином зонами підвищеної тріщинуватості і літологічними неоднорідностями верхньої частини осадового чохла.

Отже, підсумовуючи вище сказане слід відмітити:

1. За результатами геомагнітного моделювання встановлено, що істотний вклад у тонку структуру спостережуваного поля ΔT_a вносить магнітна неоднорідність епігенетичного походження у приповерхневих шарах до 1 км;
2. Природу спостережених локальних аномалій ΔT_a із характерними амплітудно-частотними характеристиками можна пояснити в рамках моделі епігенетичних змін порід під впливом флюїдів ВВ;
3. Проведені дослідження засвідчили існування генетичних зв'язків між структурою АМП і нафтогазоносністю у осадових товщах нижнього карбону.

ВИСНОВКИ

Детальне вивчення особливостей тонкої структури АМП, пошарово-латеральної мінливості МС гірських порід в зонах родовищах ВВ та перспективних структур Центральної частини ДДЗ дозволило одержати наступні основні науково-практичні результати:

1. Родовища ВВ та перспективні структури Центральної частини ДДЗ супроводжуються локальними магнітними аномаліями ΔT_a амплітудою від 4 до 6 нТл, шириною від 3 до 6 км, загалом додатнього знаку, куполовидної та хвилеподібної морфології, які часто ускладнені у флангових частинах високочастотними аномаліями;
2. Магнітні аномалії локального АМП в зонах родовищ ВВ не контролюються структурним фактором, а приурочені, переважно, до обмежуючих геологічну структуру із встановленим контуром нафтогазоносності тектонічних порушень різного генезису, які нерідко мають продовження у кристалічному фундаменті;
3. Глибина локалізації скупчень ВВ та генетичний тип пасток в межах геологічних структур Центральної частини ДДЗ не впливає на морфологічні характеристики локальних магнітних аномалій;
4. Осадкові породи кам'яновугільної системи по величині і дисперсії МС диференціюються на декілька літомагнітних горизонтів, які співпадають із окремими стратиграфічними одиницями різного рангу;
5. Магнітна сприйнятливість осадових порід нижнього карбону в межах Центральної частини ДДЗ характеризується вертикальною та латеральною мінливістю, обумовленою не лишень змінами літологічного складу відкладів, але й їхньою нафтогазоносністю і може бути використана для розчленування та кореляції теригенних товщ;
6. Джерела виявлених локальних магнітних аномалій над окремими родовищами і перспективними структурами Центральної частини ДДЗ зосереджені на незначних глибинах (до 1 км) і викликані магнітними

неоднорідностями епігенетичного походження;

7. Особливості морфології та амплітудно-частотні характеристики тонкої структури аномального магнітного поля в межах родовищ центральної частини ДДЗ генетично пов'язані із їх нафтогазоносністю і можуть служити індикатором при пошуках родовищ вуглеводнів.
8. В умовах Центральної частини ДДЗ високоточна наземна магнітна зйомка та капаметрія гірських порід належать до мобільних, дешевих, екологічно-чистих геофізичних методів і можуть бути додатковим джерелом інформації поряд із сейморозвідки під час підготовки структур до пошукового буріння, а також при розв'язку проблем нафтогазової геології, зокрема при стратифікації та кореляції геологічних розрізів, трасування по латералі окремих літомагнітних маркуючих горизонтів, виділення у розрізі структур зон флюїдоупорів та ділянок із покращеними колекторськими властивостями.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Ревякин П.С. Высокоточная магниторазведка / Ревякин П.С., Бродовой В.В., Ревякина Э.А. – М.: Недра, 1986. – 271 с.
2. Таруц Г.М. Применение магниторазведки при поисках месторождений нефти и газа в Западной Сибири / Г.М. Таруц // Прикладная геофизика. – 1984. – В.109. – С. 95–104.
3. Мавричев В.Г. Высокоточная аэромагнитная съемка при изучении нефтегазоносных площадей / В.Г.Мавричев, Д.А.Саар, Б.П.Травников // Советская геология. – 1984. – № 4. – С. 97–101.
4. Мавричев В.Г. Возможности высокоточной аэромагнитной съемки для поисков ловушек неантиклинального типа в южной части Тимано-Печорской провинции / В.Г.Мавричев // Геология нефти и газа. – 1984. – № 6. – С. 23–28.
5. Веселов К.Е. Совершенствование гравиметрических и магнитометрических исследований нефтегазоносных областей / К.Е.Веселов, А.А.Любимов, Е.А.Мудрецова // Комплексирование геофизических методов при поисках и разведке месторождений углеводородов. : Сб. научных трудов ВНИИГЕОФИЗИКА М: Нефтегеофизика, 1987. – С.125-134
6. Попков В.И. Применение высокоточной крупномасштабной аэромагнитной съемки при изучении районов Мангышлака и Устюрта / В.И.Попков, М.И.Калинин, Ш.М.Сейфулин // Геология нефти и газа. – 1986. – № 6. – С.16–21.
7. Мавричев В.Г. Высокоточная аэромагниторазведка при расшифровке структуры Северного Приуралья / В.Г.Мавричев, Д.А.Саар // Геология нефти и газа. – 1993. – № 1. – С.25–28.
8. Мавричев В.Г. Аэромагниторазведка на региональном этапе изучения нефтегазоперспективных территорий / В.Г. Мавричев. //Отеч.геология. – 1997. – № 12. – С.34–39.

9. Мавричев В.Г. Картирование структурных ловушек Приуралья аэрогеофизической съемкой / В.Г.Мавричев //Геология нефти и газа. – 1994. – № 3. – С.25–28.
10. Березкин В.М. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. / Березкин В.М. Киричек М.А., Кунарев А.А. – М: Недра, 1978. – 222 с.
11. Серкерев С.А. Гравиразведка и магниторазведка: учеб [для вузов] /Серкерев С.А. – М. : Недра, 1999. – 437 с.
12. Мавричев В.Г. Выявление и оценка нефтепоисковых объектов Удмуртии магнитным методом / В.Г.Мавричев //Геол., геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1997. – № 1. – С.10–15.
13. Безукладнов В.А. Выявление аномалий типа "залежь" по магнитному полю / В.А. Безукладнов, В.Г.Мавричев // Геология нефти и газа. – 1997. – № 7. – С.21–24.
14. Безукладнов В.А.Новые возможности аэромагнитной съемки при поисках углеводородного сырья/ В.А.Безукладнов, В.В.Орлов // 300 лет горно-геологической службе России: междунар. геофиз. конф., 2000 г.: тез.докл. – Санкт-Петербург, 2000. – С.164–165.
15. Мавричев В.Г. Аэрогеофизика при прогнозе нефтегазоносности древних толщ / В.Г.Мавричев, С.И.Козеев, А.А.Петрова, К.В.Антонов, В.Ф.Щадрин // Интервал. – 2002. – № 3. – С. 64-69.
16. Мавричев В.Г. Выявление залежей углеводородов в пермских отложениях по материалам аэромагнитной съемки / В.Г.Мавричев, С.И.Козеев, А.А.Петрова и др. //Геол. геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2003. – № 7. – С.21–28.
17. Орлов В.В. Новый подход к проблеме картирования поверхности фундамента по данным методов гравиразведки и магниторазведки / В.В.Орлов, В.А.Безукладнов // 300 лет горно-геологической службе России:

междунар. геофиз. конф., 2000 г.: тез.докл. – Санкт-Петербург, 2000.– С.36-38.

18. Zhang Y. Aeromagnetic anomalies and perspective oil traps in China / Y.Zhang // *Geophysics*. – 1994. – Vol.59, № 10. – P.1492-1499.

19. Яковлев А.П. Изменения пород под влиянием нефти и газа и возможность их выявления геофизическими методами. / А.П.Яковлев, З.Д.Круглова. Обзор.рег. разв. и промышл. геофизика. – М.: ВИЭМС, 1977. 40 с.

20. Лукин А.Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью/ Лукин А.Е. – М. : Недра, 1977. – 102 с.

21. Попович В.С. Разуплотнение глин надпродуктивной толщи нефтегазовых месторождений / В.С.Попович // *Прикладная геофизика*. – 1987. – № 117. – С.104–110.

22. Семенова С.Г. Геохимическая и физическая модель разреза осадочного чехла в пределах месторождений углеводородов и над ними / С.Г.Семенова, Э.А.Скворцова // *Прикладная геофизика*. – 1988. – № 119. – С. 82–88.

23. Аникиев К.А. Ореольные явления нефтегазорудоносных недр / К.А.Аникиев, В.А.Безукладнов // *Критерии и методы прогнозирования нефтегазоносности больших глубин*. – Ленинград : ВНИГРИ, 1990. – С.51–61.

24. Schumacher D. Hydrocarbon migration and its near-surface expression / D.Schumacher, M.Abrams – *AAPG Memoir 66*, 1996. – 446 p.

25. Van der Meer F. Remote sensing and petroleum seepage: a review and case study / F.Van der Meer, P. Van Dijk, H.Van der Werff, H.Yang // *Terra Nova*. – 2002. – №14. – P.1–17.

26. Schumacher D. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments / D.Schumacher, M.Abrams // Hydrocarbon migration and its near-surface expression. – AAPG Memoir 66. – 1996. – P.71–89.

27. Schumacher D. Surface geochemical exploration for oil and gas: new life for an old technology / D Schumacher // The Leading Edge. – 2000. – № 3. – P.258–261.

28. Donovan T.J. Aeromagnetic detection of diagenetic magnetite over oil fields / T.J.Donovan, R.L.Forgey, A.A.Roberts // AAPG Bull. – 1979. – Vol. 63. – P.245–248.

29. Donovan T.J. Low altitude aeromagnetic reconnaissance for petroleum in the Arctic National Wildlife Refuge, Alaska / T.J.Donovan, J.D.Hendricks, A.A.Roberts, P.T.Eliason // Geophysics. – 1984. – Vol.49, № 8. – P.1338–1353.

30. Березкин В.М. Геомагнитная модель месторождения углеводородов и выявления локальных магнитных аномалий от эпигенетических минералообразований на фоне геологических и промышленных помех / В.М.Березкин, В.Г.Филатов, М.Л.Овсебян // Прикладная геофизика. – 1998. – № 132. – С.156–164.

31. Харитонов В.Д. Про можливість виділення у магнітному полі Дніпровсько-Донецької западини локальних аномалій, які приурочені до родовищ нафти і газу / В.Д.Харитонов, А.А.Гарбуза, Ф.Г.Бабчук, В.І.Чернишова, Л.С.Полонецька // Доп. АН УРСР, Сер.Б. – 1980. – № 7. – С.41–44.

32. Харитонов В.Д. Перспективы прогнозирования залежей нефти и газа по результатам аэромагнитной съемки (на примере Днепровско-Донецкой впадины) / В.Д.Харитонов, А.А.Гарбуза, Ф.Г.Бабчук // Методика и практика геофизических исследований. – Львов : УкрНИГРИ, 1981. – С.85—90.

33. Сейфулин Р.С. Магнитные аномалии – индикатор залежей углеводородов / Р.С.Сейфулин, Н.Э.Портнягин // Прогнозирование месторождений нефти и газа на территории УССР. – Львов : УркНИГРИ, 1986. – С.91–96.

34. Кравченко Ю.Б. Возможности применения высокоточной наземной магниторазведки для прогнозирования геологического разреза в Днепровско-Донецкой впадине / Ю.Б.Кравченко, Д.М.Иорданский, А.Е.Лукин // Интерпретация гравитационных и магнитных полей. – К.: Наук. думка, 1992. – С.162–166.

35. Ангелова Е.И. Построение магнитной модели залежи углеводородов на примере Яблуновского газоконденсатного месторождения / Е.И.Ангелова // Вестник КГУ. Сер.геологическая. – 1990. – № 9. – С.64–69.

36. LeSchack L.A. High-resolution ground-magnetic (HRGM) and radiometric surveys for hydrocarbon exploration: six case histories in Western Canada / L.A.LeSchack, D.R.Van Alstine // Schumacher D., LeSchack L.A. Surface exploration case histories: applications of geochemistry, magnetics and remote sensing. – 2002. – AAPG Studies in geology. – № 48 –and – № 11. – P.67–156.

37. Eventov L. Applications of magnetic methods in oil and gas exploration / L.Eventov // The Leading Edge. – 1997. – № 3. – P.489–491.

38. Суворов В.В. О природе магнитных аномалий над нефтегазоносными структурами / В.В.Суворов // Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. – Пермь. – 1989. – С. 58–63.

39. Абдулабеков К.П. Изменение геомагнитного поля и процессы в земной коре / К.П.Абдулабеков, В.П.Головков //Изв.АН СССР. Сер.Физика Земли. – 1974. – № 3. – С.93–100.

40. S.J.Pirson. New electric technique can locate gas and oil / S.J.Pirson // World oil. – 1971. – P.1, Vol.172, № 5. – P.69–72.

41. S.J.Pirson New electric technique can locate gas and oil / S.J.Pirson// World oil. – 1971. .– P2, Vol.172, № 6. – P.72–74.
42. Baag C. Absence of magnetic anomalies due to seepage-induced "magnetolectric effects" and implications for sulfide self-potentials / C.Baag, D.K.Lee // Geophysics. – 1989. – Vol.54, № 9. – P.1174–1179.
43. Новгородов В.Д. Особенности токовых полей на месторождениях широтного Приобья и их использование для прогноза нефтегазоносности / В.Д.Новгородов // Геофизические методы локального прогноза нефтегазоносности в Западной Сибири. – Тюмень:ЗапСибНИГНИ, 1989. – С.37-43.
44. Городиський Ю.М. Природа і особливості геомагнітних аномалій над покладами вуглеводнів / Ю.М.Городиський // Нафта і газ України-2000: міжнар. науково-практична конф. 2000 р.: тези допов. Івано-Франківськ, 2000. – Т.1. - С. 297-298.
45. Урдабаев А.Т. Локальный прогноз нефтегазовых месторождений на основе эффектов электротеллурических токов над залежами углеводородов / А.Т.Урдабаев // 300 лет горно-геологической службе России: междунар. геофиз. конф., 2000 г.: тез.докл. – Санкт-Петербург, 2000– С.202-204.
46. Lawiszus B. Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze) / Lawiszus B.– Zugl.: Clausthal, Techn. Univ., 2000. – 147 s.
47. Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры юго-запада Восточно-Европейской платформы: Дис. ... д-ра геолог. наук : 04.00.22/ Михайло Иванович Орлюк. – К., 1999. – 404 с.
48. Cisowski S.M. The generation of magnetic anomalies by combustion metamorphism of sedimentary rock and its significance to hydrocarbon exploration / S.M.Cisowski, M.Fuller // Geol.Soc.Amer.Bull. – 1987. – № 99. – P.21–29.

49. Machel H.G. Causes and spatial distribution of anomalous magnetization in hydrocarbon seepage environments / H.G. Machel, E.A.Burton. // AAPG Bulletin. – 1991a – Vol.75. – P.1864–1876.

50. Machel H.G. Chemical and microbial processes causing anomalous magnetization in environments affected by hydrocarbon seepage / H.G. Machel, E.A. Burton. // Geophysics. – 1991b. – Vol.56. – P.598–605.

51. Machel H.G. Magnetic mineral assemblages and magnetic contrast in diagenetic environments – with implications for studies of paleomagnetism, hydrocarbon migration and exploration / H.G. Machel // Turner P., Turner A. Paleomagnetic applications in hydrocarbon exploration and production. – 1995. – № 98. – P.9–29.

52. Saunders D.F. Model for hydrocarbon microseepage and related near-surface alterations / D.F.Saunders, K.R.Burson, C.K.Thompson // AAPG Bulletin. – 1999. – Vol.83, № 1 – P.170–185.

53. Sassen R. Recent hydrocarbon alteration, sulfate reduction and formation of elemental sulfur and metal sulfides in salt dome cap rock / R.Sassen, E.W.Chinn, C.McCabe // Chemical Geology. – 1988. – Vol.74. – P.57–66.

54. Ohler D.Z. Seepage-induced anomalies, "false" anomalies and implications for electrical prospecting / D.Z.Ohler, B.K.Sternberg // AAPG Bull. – 1984. – Vol.68. – P.1121–1145.

55. Reynolds R.L. Magnetic forward models of Cement oil field Oklahoma, based on rock magnetic, geochemical, and petrologic constraints / R.L.Reynolds, M.Webring, V.J.S.Grauch, M.Tuttle // Geophysics. – 1990b. – Vol.55. – P.344–353.

56. Goldhaber M.B. Relations among hydrocarbon reservoirs, epigenetic sulfidization, and rock magnetization: examples from the south Texas coastal plain / Goldhaber M.B., Reynolds R.L. // Geophysics. – 1991. Vol.56, № 6. – P.748–757.

57. Сейфулин Р.С. Петрофизические особенности эпигенетически измененных пород, перекрывающих залежи углеводородов / Р.С.Сейфулин, О.И.Романюк, И.В.Хавензон, Б.В.Пилипишин // Геофизический журнал. – 2003. – Т.25, № 5. – С.61–75.

58. Лукин А.Е. Прямые поиски нефти и газа: причины неудач и пути повышения эффективности / Лукин А.Е. // Геолог України. – 2004. – № 3. – С. 18–43.

59. Багин В.И. Железосодержащие минералы в пропитанных нефтью осадочных породах продуктивной толщи Азербайджана / В.И.Багин, Л.М.Малумян // Физика Земли. – 1976. – № 4. – С.73–79.

60. Багин В.И. Исследование магнитных свойств и эффекта Мессбауэра при температурных превращениях сидерита / В.И.Багин, Т.С.Гендлер, Р.И.Кузьмин, Р.С.Рыбак // Физика Земли. – 1971. – № 11. – С.71–84.

61. Sommer S.E. Utilization of micromagnetic surveys in exploration / S.E.Sommer, B.K.Jain // AAPG Bulletin. – 1990. – Vol.74. – P.768.

62. Kyle J.R. Paleomagnetic dating of sulfide mineralization and *cp* rock formation in Gulf Coast salt domes / J.R.Kyle, W.A.Gose // AAPG Bulletin. – 1991. – Vol.75. – P.615.

63. Elmore R.D. Evidence for a relationship between hydrocarbons and authigenic magnetite / R.D.Elmore, M.H.Engel, L.Crawford, K.Nick, S.Imbus, Z Sofer // Nature. – 1987. – Vol.325. – P.428-430.

64. Foote R.S. Use of magnetic field aids oil search / R.S.Foote // Oil&Gas Journal. – 1992. – № 4. – P.137–142.

65. Foote R.S. Relationship of near-surface magnetic anomalies to oil-and gas producing areas / R.S.Foote // Schumacher D., Abrams M. Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir 66. – 1996. – P.111–126.

66. Sauders D.F. Observed relation of soil magnetic susceptibility and soil gas hydrocarbon analysis to subsurface petroleum accumulations / D.F.Sauders, K.R.Burson, C.K.Thompson // AAPG Bulletin. – 1991. – Vol.75. – P.389–408.

67. Ellwod B.B. Test of hydrocarbon-induced magnetic patterns in soils: the sanitary landfill as laboratory / B.B.Ellwod, B.Burkart // Schumacher D., Abrams M. Hydrocarbon migration and its near-surface expression. AAPG Memoir 66. – 1996. – P.91–98.

68. Costanzo-Alvarez. Study of magnetic contrasts in the Guafita oil field (South-Western Venezuela) / V.Costanzo-Alvarez, M.Aldana, O.Aristequieta, C.Marcano, E.Aconcha // Phys.Chem.Earth (A). – 2000. – Vol.25, № 5. – P.437–445.

69. Diaz M. EPR and magnetic susceptibility studies in well samples from some Venezuelan oil fields / M.Diaz, M.Aldana, V.Costanzo-Alvarez, P.Silva, A.Perez // Phys.Chem.Earth (A). – 2000. – Vol.25, № 5. – P.447–453.

70. Aldana M. Magnetic and mineralogical studies to characterize oil reservoirs in Venezuela. / M.Aldana, V.Costanzo- Alvarez, S. Bolivar, M.Diaz // The Leading Edge. – 2003. – № 6. – P.526–529.

71. Liu Q.S. Magnetic and mineralogical characteristics of hydrocarbon microseepage above oil/gas reservoirs of Tuoku region, northern Tarim Basin, China / Q.S.Liu, S.G.Liu, Z.Qu, X.Xu, W.G.Hou // Science in China. – 1998. – Series D., Vol.41, № 2. – P.121–129.

72. Liu Q.S. Relationship between magnetic anomalies and hydrocarbon microseepage above the Jingbian gas field, Ordos basin, China. / Q.S.Liu, L.Chan, Q.Liu, H.Li [and other.] // AAPG Bull. – 2004. – Vol.88, № 2. – P.241–251.

73. Gay S.P. Syngenetic magnetic anomaly sources: Three examples / S.P.Gay, B.W.Hawley. // Geophysics. – 1991. – Vol.56, № 7. – P.902–913.

74. Gay S.P. Epigenetic versus syngenetic magnetite as a cause of magnetic anomalies / S.P. Gay // Geophysics, 1992 – Vol.57. – P.60–68.

75. Maher B.A. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols / B.A.Maher, R.Thompson // *Geology*. – 1991. – Vol.19. – P.3–6.
76. Perroud H., Hydrocarbon seepage dating through chemical remagnetization / A.Chauvin, M.Rebelle // Turner P., Turner A. *Paleomagnetic applications in hydrocarbon exploration and production*. – 1995. – №98. – P.33–41.
77. Elmore R.D. Remagnetization by basinal fluids: testing the hypothesis in the Viola limestones, Southern Oklahoma / R.D.Elmore, D.London, D.Bagley, D.Fruit // *Journal of geophysical research*. – 1993. – Vol.98, № B4. – P.6237–6254.
78. Gillen K.P. Late Cretaceous-early Tertiary remagnetization of the Devonian Swan Hills formation recorded in carbonate cores from the Caroline gas field, Alberta, Canada / K.P.Gillen, R.Van der Voo, J.H.Thiessen // *AAPG Bulletin*. – 1999. – Vol.83. – P.1223–1235.
79. Никитский В.Е., Глебовской Ю.С. Справочник геофизика. Магниторазведка. / – М.: Недра, 1990 – 470 с.
80. Рысс Ю.С. Струйная миграция вещества в образовании вторичных ореолов рассеяния / Ю.С.Рысс, И.С.Гольдберг, С.Г.Алексеев, А.С.Духанин // *Докл. АН СССР*. – 1987. – № 4. – С.956–958.
81. Путиков О.Ф. “Струйные” ореолы рассеяния над нефтегазовыми залежами в неоднородных породах / О.Ф.Путиков, С.А.Вешев, Н.А.Ворошилов, С.Г.Алексеев, Ч.Цзыюн, Н.А.Касьянкова // *Геофизика*. – 2000. – № 1. – С.52–56.
82. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Методика изучения глубинного строения и нефтегазоносности / [Гавриш В.К., Соллогуб Б.В., Недошовенко А.И. и др.] – К.: Наукова думка, 1987. – 148 с.

83. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия / [Айзенберг Д.Е., Берченко О.И., Бражникова Н.Е. и др.] – К.: Наукова думка, 1989. – 208 с.

84. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / [Гавриш В.К., Забелло Г.Д., Рябчун Л.И. и др.] – К.: Наукова думка, 1987. – 148 с.

85. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность / [Кабышев Б.П., Шпак П.Ф., Билык О.Д. и др.] – К.: Наукова думка, 1989. – 204 с.

86. Чирвинская М.В., Соллогуб В.Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным / М.В.Чирвинская, В.Б.Соллогуб. – К.: Наукова думка, 1980. – 180 с.

87. Истомин А.Н. Геодинамическая модель механизма формирования рифтогенов на континентальной коре / А.Н.Истомин // Рифтогены и полезные ископаемые. – М.: Наука. – 1991. – С. 85–93.

88. Тектоника нефтегазоносных областей юго-запада СССР (Объяснительная записка к Тектонической карте нефтегазоносных областей юго-запада СССР с использованием материалов космических съемок) / [наук.редкол.: Гарецкий Р.Г. и др.]. – М.: Наука, 1988. – 85 с.

89. Структурно-тектонічна карта Дніпровсько-Донецької западини масштабу 1 : 200 000 / [відп. ред. Дворянин Є.С. і ін.]. – К.: ДГП “Укргеофізика”, 1996.

90. Атлас родовищ нафти і газу України: в 6 т. / Українська нафтогазова академія. – Львів, 1999. – (Східний нафтогазоносний регіон)
Т.3: – . 1999. – 1416 с.

91. Геологические формации нефтегазоносных провинций Украины. / [Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Галабуда Н.И. и др.] – К.: Наукова думка, 1984. – 237 с.

92. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Дніпровсько-Донецький авлакоген / [В.В. Гладун і ін.] – К.: Наукова думка, 2001. – 322 с.

93. Бражникова Н.Е. Микрофаунистические маркирующие горизонты каменноугольных и пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины / Бражникова Н.Е., Вакарчук Г.И., Вдовенко М.В. – К.:Наукова думка, 1967. – 224 с.

94. Білик А.О. Стратиграфія, кореляція і перспективи нафтогазоносності турнейських і візейських відкладів Дніпровсько-Донецької западини / Білик А.О., Вакарчук Г.І., Іванишин В.А. – Чернігів:Чернігівські обереги, 2002. – 111 с.

95. Вакарчук С.Г. Геологія, літологія і фації карбонатних відкладів візейського ярусу центральної частини Дніпровсько-Донецької западини в зв'язку з нафтогазоносністю / Вакарчук С.Г. – Чернігів:ЦНТЕІ. 2003. – 163 с.

96. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого рифта (по данным ГСЗ) / Т.В. Ильченко // Геофиз.журн. – 1997. – т.19, №3. – С. 69-81.

97. Нагата Т. Магнетизм горных пород / Нагата Т. – М.: Мир, 1965. – 348 с

98. Туезова Н.А. Петрофизика осадочных пород чехла древних и молодых платформ и нефтегазоносных структур на примере Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы / Туезова Н.А. – М.:Недра, 1984. – 230 с.

99. Русских М.В. Информативность магнитной восприимчивости пород при исследовании осадочных отложений// Геологическое изучение и использование недр / М.В.Русских, Т.В.Карасева, В.И.Горбачев. – 2003. – В.3. – С.13-17.

100. Ефимов Ф.Н. Каппаметрическое и магнитно-фракционно-минералогическое изучение осадочных образований / Ефимов Ф.Н. – М.:Недра, 1969 – 168 с.

101. Максимчук В.Ю. Магнітні властивості гірських порід південно-східної частини Передкарпатського прогину / В.Ю.Максимчук,

Р.С.Кудеравець, В.М.Просим'як, В.П.Степанюк, Л.С.Мончак, В.В.Бугера // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. – 2006. – № 3. – С. 41–49.

102. Максимчук В.Ю. Дослідження магнітних властивостей різновікових осадових товщ південно-східної частини Передкарпатського прогину / В.Ю.Максимчук, Р.С.Кудеравець, В.М.Просим'як // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища : Матер.наук. конференції, Київ. – КНУ ім.Т.Шевченка, 2006 : Тези допов. – С.101–102.

103. Палеомагнітологія / [А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др.]; под ред. А. Н. Храмова. – Л.: “Недра”, 1982. – 312 с.

104. Пустыльник Е.И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений / Пустыльник Е.И. – М.: Наука. – 1968. – 288 с.

105. Максимчук В. Магнітні властивості нафтогазоносних порід Селюхівського родовища / Валентин Максимчук, Михайло Орлюк, Роман Кудеравець // Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи: наук. конф., 27-28 жовт., 2000 р.: тези допов. – Львів: ЛНУ ім.І.Франка, 2000. – С.52–53.

106. Максимчук В.Ю. Аналіз магнітних властивостей та мінерального складу нафтогазоносних відкладів центральної частини ДДЗ/ В.Ю.Максимчук, Ю.М.Городиський, Р.С.Кудеравець // Наук. вісник Національної гірничої Академії України. – 2001. – № 5. – С. 20–21.

107. Максимчук В.Ю. Магнітні властивості відкладів нижнього карбону Селюхівського родовища Дніпровсько-Донецької западини / В.Ю.Максимчук, Ю.М.Городиський, Р.С.Кудеравець // Зб.наук.пр. УкрДГРІ. – 2003. – № 1. – С. 120–125.

108. Кудеравець Р.С. Розчленування теригенно-карбонатних товщ нижнього карбону на родовищах вуглеводнів і перспективних площах північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини за допомогою капаметрії [Електронний ресурс] / Р.С.Кудеравець, І.Г.Крива // Техніка і прогресивні технології в нафтогазовій інженерії : міжнар. наук.-практ. конф.

молод. учених, 16-20 верес. 2008 р. : матер. допов. – Івано-Франківськ,. – 6 с.
 – 1 електрон. опт. диск (CD-ROM); 12 см. – Системні вимоги: Pentium-266: 32
 Мб RAM; CD-ROM Windows 98/2000/NT/XP, Adobe Acrobat Reader 4.0. –
 Назва з контейнера

109. Максимчук В.Ю. Магнітні властивості та мінеральний склад гірських порід нафтогазоносних товщ центральної частини ДДЗ / В.Ю.Максимчук, Ю.М.Городиський, Р.С.Кудеравець // Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів і екологічного стану середовища : міжнарод. конф., 8-10 жовт., 2001 р.:тези допов.. – Київ : КНУ ім.Т.Шевченка, 2001. – С.35-36.

110. Максимчук В. Характеристика магнітних властивостей та мінерального складу гірських порід на продуктивних площах центральної частини ДДЗ./ Валентин Максимчук, Юрій Городиський, Роман Кудеравець // Наука про Землю-2001: молод.наук. конф., 19-21 жовт. 2001 р.: тези допов. – Львів: ЛНУ ім.І.Франка, 2001 – С.69.

111. Кудеравець Р.С. Магнітні властивості та особливості літологічного складу нижньокам'яновугільних відкладів південної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини (на прикладі Прирічної структури). / Роман Кудеравець, Валентин Максимчук, Юрій Городиський, Райнхард Гаупп // Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі ХХІ століття : наук. конф. 19-21 жовт., 2005 р.: тези допов. – Львів: ЛНУ ім.І.Франка, 2005. – С.63–64.

112. Максимчук В.Ю. Особливості аномального магнітного поля та магнітних властивостей гірських порід на Прирічному газоконденсатному родовищі / В.Ю.Максимчук, Ю.М.Городиський, Р.С.Кудеравець, Р.Гаупп // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. – 2007. – № 1. – С.19–30.

113. Максимчук В.Ю. Результати дослідження аномального магнітного поля на Вовківецькій площі північного борту ДДз у зв'язку з прогнозуванням нафтогазоносности / В.Ю.Максимчук, Ю.М.Городиський,

р.С.Кудеравець, С. А.Попов // Праці наук.тов. ім. Шевченка. – 2006. - Т. XVII. Геофізика. – С. 22–35.

114. Максимчук В.Ю. Застосування капаметрії для розчленування та кореляції візейських відкладів Дніпровсько-Донецької западини / В.Ю.Максимчук, І.Г.Крива, Р.С.Кудеравець // Нафта і газ України-2004: міжнарод.науково-практич.конф., 2004 р.: тези допов.– Львів : Центр Європи, 2004. – Т.1 .– С.336–337.

115. Инструкция по поискам и изучению аномалий векового хода геомагнитного поля / [Головков В.П., Иванов Н.А., Пудовкин И.М., Шапиро В.А.] – М.:ИЗМИРАН, 1974. – 25 с.

116. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий / Никитин А.А. – М.:Недра, 1979, – 280 с.

117. Максимчук В.Ю. Досвід застосування високоточної магнітометрії при пошуках родовищ вуглеводнів / В.Ю.Максимчук В.Г.Кузнецова, І.О.Чоботок // Сб.научн. трудов НГА Украины. – 1999. – № 6. Т. 3., С.: Геофізика. – С. 154–158.

118. Максимчук В.Ю. Динаміка аномального поля Землі / Максимчук В.Ю., Городиський Ю.М., Кузнецова В.Т. – Львів: Євросвіт, 2001. – 308 с.

119. Максимчук В.Ю. Магніторозвідка в нафтовій геофізиці / В.Ю.Максимчук, В.Г.Кузнецова, Ю.М.Городиський, Р.С.Кудеравець // Геодинамика. и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона: международ. конфер., 2001 г.: тезисы докл. – Симферополь, 2001.– С.95–96.

120. Максимчук В. Використання геомагнітних даних для прогнозування нафтогазоносності геологічних структур ДДЗ / Валентин Максимчук, Роман Кудеравець // Конф. молодих вчених і спеціалістів УкрДГРІ: конф.молодих вчених і спеціалістів, 1-2 лист., 2005 р.: тези допов. – Львів:ЛВ УкрДГРІ, 2005. – С.86-88.

121. Максимчук В.Ю. Ефективність магнітометрії для пошуків нафтогазових родовищ. / В.Ю.Максимчук, В.Г.Кузнєцова, Ю.М.Городиський, Р.С.Кудеравець // Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища : наук. конф., 5 жовт., 2005 р.: тези допов. – Львів:КВ ІГФ НАН України, 2005.– С.29–31.

122. Максимчук В.Ю. Перспективи використання магнітометрії для підвищення ефективності геолого-геофізичних робіт при пошуках родовищ вуглеводнів / В.Ю.Максимчук, Р.С.Кудеравець // Перспективи нарощування та збереження енергетичних ресурсів України: наук. конф., 06-08 груд., 2006 р.: матер. допов. – Івано-Франківськ, 2006. – С. 121-129.

123. Максимчук В. Особливості аномального магнітного поля над родовищами вуглеводнів центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / Валентин Максимчук, Роман Кудеравець // Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища : наук. конф., 6-10 жовт., 2008 р.: тези допов. – Львів: Сполом. 2008. – С.103–104.

124. Кукуруза В.Д. Геоэлектрические факторы в процессах формирования нефтегазоносности недр / Кукуруза В.Д. – Киев: УкрДГРІ, 2003. – 410 с.

125. Логачев А.А. Курс магниторазведки / Логачев А.А. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. – 360 с.

126. Орлюк М.И. Магнитометрические исследования при региональном и локальном прогнозе нефтегазоносности земной коры Днепровско-Донецкой впадины / В.Е.Максимчук, Г.И.Вакарчук, П.М.Чепиль // Геоф. журнал. – 1998. – №3. – С.92-102

Д О Д А Т К И

З М І С Т Д О Д А Т К І В

	Ст.
Додаток А. Літолого-стратиграфічні розрізи	184
А1. Зведений розріз Дніпровсько-Донецької западини за [92]	184
А2. Стратиграфічний розріз нижнього карбону за [94]	185
Додаток Б. База даних вимірювання магнітної сприйнятливості кернавого матеріалу із окремих свердловин Південної і Північної прибортових зон Центральної частини ДДЗ	186
Б.1. Результати статистичної обробки даних вимірювань магнітної сприйнятливості керна із окремих свердловин Південної прибортової зони ДДЗ	186
Б.2. Результати статистичної обробки даних вимірювань магнітної сприйнятливості керна із окремих свердловин Північної прибортової зони ДДЗ	197
Б.3. Примітки до таблиць Б.1.1. – Б.1.7, Б.1.9. – Б.1.11, Б.2.1. – Б.2.6.	209
Додаток В. Діаграми розподілу магнітної сприйнятливості керна по свердловинах	210
В.1. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Окопівська-385	210
В.2. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Селюхівська-2	211
В.3. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Селюхівська-3	212
В.4. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Селюхівська-4	213
В.5. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Селюхівська-5	214
В.6. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Архипівська-1	215
В.7. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Ісківці-315	216
В.8. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Юхтинська-1	217
В.9. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Південно-Берестівська-1	218
В.10. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Південно-Берестівська-3	219
В.11. Розподіл магнітної сприйнятливості керна по свердловині Столярівська-2	220
Додаток Г. Номери відібраних взірців та їх магнітна сприйнятливість	221

ДОДАТОК А

ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНІ РОЗРІЗИ

А.1. ЗВЕДЕНИЙ РОЗРІЗ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ [92]

СИСТЕМА	ВІДДІЛ	ЯРУС	ІНДЕКС	СВІТА ГОРИЗОНТ	ЛІТОЛОГІЧНА КОЛОНКА	ТОВЩИНА, м	ФОРМАЦІЯ	ЛІТОЛОГІЧНИЙ ОПИС
Антропогенова і неогенова системи								
Палеогенова	Олігоцен		P ₃	Харківська		30-130	Піщано-глиниста	Глини, піски, суглинки
				Київська		0-150		Глини і піски з прошарками піщаників
	Еоцен		P ₂	Бучацька		20-40	Карбонатно-глиниста	Мергелі, у верхній частині переходять у глини
				Каміська		50-100		
				Сумська		50-100	Глинисто-піщана	Піски з прошарками піщаників і глини
Палеоцен		P ₁	Сумська		0-100			
Крейдена	Верхній		K ₂	Мавотрипський		0-260	Мергельно-крейдяна	Крейда біла писальна Мергелі сірі і зеленувато-сірі
				Кампанський		0-230		
				Самтосський		0-250		
				Коніак-туронський		0-120		
				Сеноманський		0-160		
	Нижній		K ₁	Альб-аптський		0-120	Глинисто-піщана	Піски і пісковики з включеннями вуглистих утворень
Юрська	Верхній		J ₃	Волзький		0-270	Карбонатно-глиниста	Карбонатні глини, вапняки оолітові, піскуваті, кремністі Глини, алевроліти і пісковики
				Кімериджський		0-180		
				Оксфордський		0-70		
	Середній		J ₂	Батський		0-200	Піщано-глиниста	
				Байоський		0-250		
	Нижній		J ₁	Авланський		0-30		
				Товарський		0-30		
Триасова	Нижній		T	Протопіяська		0-150	Піщано-глиниста	Глини строкатокольорові з рідкими прошарками алевролітів і пісковиків
				Серебрянська		0-350	Кольорова	
				Коренівська		0-350		
				Шебелінська		0-450	Глинисто-піщана	
				Переська		0-450	Червонокольорова	
Палеозой	Нижній		P ₁	Самбірський		0-600	Соленосна	Кам'яна і калійна солі, ангідрити і піски з прошарками глини, алевролітів, пісковиків і доломітизованих вапняків
				Авельський		0-700		
	Верхній		C ₃	Краматорська		0-850	Строкатокольорова	Чергування аргілітів (глин), алевролітів, пісковиків з тонкими прошарками вапняків і вугілля
				Слов'янська		0-850		
				Нікитівська		0-850		
	Середній		C ₂	Картманська		0-1200	Глинисто-піщана	Глини (аргіліти), пісковики і алевроліти з прошарками вапняків і вугілля
				Азальська		До 2000		
				Ареукаритова		До 1000		
				Львівська		До 1000		
				Московський		До 1000		
Нижній		C ₁	IV-III		До 400	Карбонатна	Ритмічне чергування аргілітів, алевролітів і пісковиків з прошарками вапняків і вугілля	
			VIII-V		До 1400			
			X-IX		До 1200			
			XI		До 500			
			XII		До 500			
			XIII		До 500			
Верхній		D ₃	XIV		До 400	Теригенна	Пісковики, алевроліти і аргіліти строкатокольорові	
			XV		До 400			
Девонська	Верхній		D ₃ fm	Данково-Лебедянський		400-2800	Ефузивно-теригенно-червонокольорова	Ефузивно-туфогенна товща, чергування пісковиків, алевролітів, аргілітів
				Задніско-Глецький		До 1800		
	Середній		D ₂	Сєвєрянсько-Лівецький		100-1800	Соленосна	Кам'яна сіль
				Воронезький		250-1800		
				Алєтїрський		100-900		
				Семилуцький		25-380		
				Саргєвський		20-150		
				Кіровоградський		20-40		
	Нижній		D ₁	Павлівський		20-80	Вулканогенна	Чергування вапняків, мергелів з аргілітами, алевролітами, пісковиками і пачками туфів
				Староскопський		10-80		
Середній		D ₂	Пирюцько-Чарпільський		50-80	Теригенна	Кам'яна сіль, піски і ангідрити, вапняки і доломіти	
			Живецький		10-80			
Середній		D ₂	Біфальський		50-80	Теригенна	Кам'яна сіль, піски і ангідрити, вапняки і доломіти	
			Докимбрій		50-80			
								Граніти, гнейси та їх аналоги

A2. СТРАТИГРАФІЧНИЙ РОЗРІЗ НИЖНЬОГО КАРБОНУ [95]

Єдина стратиграфічна шкала				Регіональні стратиграфічні підрозділи			Дніпровсько-Донецька западина					Східно-Європейська платформа	
система	відділ	ярус	під ярус	горизонт	підгоризонт	зона	світа	МФГ	продуктивний горизонт	глинисті перемички	маркіруючі релієри	надгоризонт	
												горизонт	
												підгоризонт	
А	СЕРПУХІВСЬКИЙ	верхній	старобішевський	нижній запалтубинський	C se	абазовська	верхня	V	С-1	c-1	RS	протвинський	
				середній поволубівський	C sd			VI	С-3	c-3	RS		
Б	СЕРПУХІВСЬКИЙ	нижній	сфремівський	нижній прохорівський	C sc	абазовська	нижня	VII	С-5	c-6	RS	протвинський	
				нижній прохорівський	C sb			VIII	С-6	c-9	RS		
В	ВІЗЕЙСЬКИЙ	верхній	сфремівський	верхній самарський	C sa	луценківська		IX	С-16	c-16	RS	стешевський	таруський
				середній межевський	C vg				X	В-14	v-14		
Г	ВІЗЕЙСЬКИЙ	верхній	сфремівський	нижній донецький	C vg	перекопівська		XI	В-15	v-15	RV	венівський	
									В-16	v-16	RV		
Ж	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	нижній донецький	C vf	андріяшівська		XII	В-17	v-17	RV	алексинський	
									В-18	v-18	RV		
З	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	верхній стилський	C vf	солохівська		XIIa	В-19	v-19	RV	яснополянський	верхній
									В-20	v-20	RV		
И	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	верхній стилський	C ve	рудовські шари		XIIa	В-21	v-21	RV	яснополянський	верхній
									В-22в	v-22в	RV		
О	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	середній сушінський	C ve	яблунівська		XIII	В-22н	v-22н	RV	яснополянський	верхній
									В-23	v-23	RV		
У	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	середній сушінський	C ve	яблунівська		XIII	В-24	v-24	RV	яснополянський	нижній
									В-24в	v-24в	RV		
Ф	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	нижній сушінський	C, vd ₂	артюхівська		XIII	В-24н	v-24н	RV	яснополянський	нижній
									В-25	v-25	RV		
Х	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	нижній глибоківський	C vd ₁	пісківська	верхня	XIV	В-25	v-25	RV	малинівський	бобріківський
									В-26в	v-26в	RV		
Ц	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	нижній глибоківський	C vc	пісківська	середня	XIV	В-26н	v-26н	RV	малинівський	радаївський
									В-26н	v-26н	RV		
Ч	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	сленівський	нижній глибоківський	C vb	пісківська	нижня	XIV	В-27	v-27	RV	малинівський	сльківський
									В-27	v-27	RV		
Ш	ВІЗЕЙСЬКИЙ	верхній	шуринський	верхній докучаївський	C va	леяківська	побиванська	XVd	В-27	v-27	RV	чернишинський	кизеловський
				середній карловський	C td				Т-1	t-1	RT		
Щ	ВІЗЕЙСЬКИЙ	верхній	шуринський	нижній волновлянський	C te	леяківська	славківська	XVc	Т-1	t-1	RT	чернишинський	чернетський
				верхній каракубський	C tb				Т-2	t-2	RT		
Я	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	шуринський	нижній волновлянський	C te	леяківська	славківська	XVc	Т-2	t-2	RT	чернишинський	чернетський
				верхній каракубський	C tb				Т-3	t-3	RT		
К	ВІЗЕЙСЬКИЙ	нижній	шуринський	верхній каракубський	C tb	леяківська	славківська	XVc	Т-3	t-3	RT	лихвинський	упинський
				нижній базолівський	C tb				Т-4	t-4	RT		
А	ДЕВОНСЬКА СИСТЕМА	нижній	шуринський	нижній базолівський	C ta	леяківська	славківська	XVa	Т-4	t-4	RT	озерсько-хованський	
				нижній базолівський	C ta				Т-5	t-5	RT		

ДОДАТОК Б

**БАЗА ДАНИХ ВИМІРЮВАННЯ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ КЕРНОВОГО
МАТЕРІАЛУ ІЗ ОКРЕМИХ СВЕРДЛОВИН ПІВДЕННОЇ І ПІВНІЧНОЇ
ПРИБОРТОВИХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДЗ**

**Б.1. РЕЗУЛЬТАТИ СТАТИСТИЧНОЇ ОБРОКИ ДАНИХ ВИМІРЮВАНЬ
МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ КЕРНУ ІЗ ОКРЕМИХ СВЕРДЛОВИН
ПІВДЕННОЇ ПРИБОРТОВОЇ ЗОНИ ДЗ**

Таблиця Б.1.1

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Селюхівська-304

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	δ_{χ}	N/LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n			
C ₁ V ₂	2980-2989	1	1	1.67(5.32)	0.80	N LN	6.27 1.90	8.19 1.23	0-230	30			
			1	4.54	2.10	N	1.48	0.61	0-20	26			
			1			N LN	0.24 0.13	5.07 5.33	20-235	4			
			3	3.31	1.81	N	1.09	0.93	0-230	13			
			4	27.89 2.58(13.22)	32.17 1.63	N LN	2.08 0.20	0.83 0.83	0-235	18			
			4	8.69	6.02	N	2.13	1.01	0-30	13			
			4	77.80	13.53	N	1.30	0.82	30-235	5			
			3006-3015	2	1	1			N LN	6.11 4.01	16.11 1.47	0-230	53
						1	18.27	7.92	N	2.74	0.61	0-35	51
						4	57.18 3.34(28.17)	58.59 1.61	N LN	1.22 0.25	1.77 1.89	0-235	16
4	13.3	7.01				N	0.62	1.54	0-30	10			
3006-3126	2-4	1	4	130.33	22.60	N	0.72	1.26	30-235	6			
			1	2.68(14.62)	0.46	N LN	18.69 0.42	72.24 4.35	0-235	124			
			1	15.71	7.39	N	1.16	1.39	0-35	119			
			1	89.40	44.23	N	0.35	3.33	35-235	5			
3052-3126	3-4	1	1			N LN	17.33 6.04	46.44 9.26	0-235	71			
			1	2.53(12.60)	0.18	N LN	5.20 0.66	4.18 0.40	0-35	68			
3116-3126	4	4	4	84.11 3.79(44.44)	79.38 1.46	N LN	0.72 0.22	2.14 2.38	0-235	9			
				16.40	4.88	N	0.33	2.42	0-30	5			
			4	1.01(2.75)	0.66	N LN	7.50 1.47	12.41 0.11	0-235	36			
3153-3163	5	4	4	3.03	1.93	N	1.89	0.96	0-15	34			
			4	3.12(22.58)	1.82	N LN	9.42 4.99	23.14 8.42	0-235	23			
3184-3339	6-10	4	4	1.68	0.82	N	2.44	1.02	0-10	22			
			4	11.71	6.91	N	1.16	1.32	0-30	28			
2980-3126	1-4	4	4	123.07	43.13	N	0.64	1.04	30-235	15			
			4	4.57	2.58	N	0.84	1.94	0-235	14			
3184-3191	6	1	4.57	2.58	N	0.84	1.94	0-235	14				

продовження таблиці Б.1.1.

C_{1v1}, C_{1tr}	3304-3339	7-10	1			N LN	16.49 2.59	43.99 5.28	0-235	80
			1	2.83	1.14	N	2.00	0.36	0-15	78
	2980-3339	1-10	1	58.33	39.18	N	2.56	0.82	30-235	12
			1	77.29	42.06	N	1.19	1.68	40-235	7
C_{1v1}, C_{1tr}	3304-3453	7-11	3	1.45	0.89	N	0.02	1.09	0-230	33
	3613-3622			4725						

Таблиця Б.1.2.

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Селюхівська-1

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	δ_χ	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C _{1v2}	2960-2976	1	1	18,71	6,14	N	0,67	0,77	0-35	80
			1	147,43	53,12	N	0,62	2,03	35-240	7
			4	51,45	49,02	N	1,55	1,02	0-240	20
			4	15,50	12,59	N	1,18	1,54	0-45	12
			4	105,38	30,40	N	0,46	1,55	45-240	8
3000-3015	2	1				N	5,08	1,80	0-240	57
				3,04(20,89)	1,18	LN	2,89	1,32		
			1	10,77	2,72	N	1,45	0,55	0-35	39
		1		107,72	51,59	N	0,18	1,96	35-240	18
C _{1v1}	3182-3194	3	1			N	13,54	28,59	0-240	69
			1			LN	3,47	4,21		
			1			N	7,85	12,33	0-35	65
				1,75(5,74)	1,44	LN	0,57	2,51		
			3233-3254	4-5	1			N	4,70	9,22
				1,83(6,23)	0,09	LN	0,54	2,31		
		1		6,21	1,95	N	0,72	1,05	0-10	28
		3		4,14	1,12	N	0,03	0,89	0-245	14
		3				N	3,93	2,70	0-245	28
				1,37(3,92)	0,46	LN	0,94	0,52		
		3		3,80	1,90	N	1,28	1,46	0-10	25
C _{1tr}	3319-3335	6	3	3,50	2,02	N	1,85	0,15	0-245	22
			3	3,66	1,96	N	2,07	0,99	0-10	47
			1			N	6,18	12,19	0-240	48
						LN	3,10	2,30		
			1	30,66	14,46	N	2,29	4,51	0-110	47
3435-3455	7-8	1		13,47	5,16	N	2,14	0,76	0-240	38

Таблиця Б.1.3

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Окопівська-385

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	δ_{χ}	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n
C _{1b}	2425-2432	3	1	3,16	0,45	N LN	4,45 0,18	5,84 2,03	0-150	19
			1	20,56	6,62	N	1,19	0,72	0-50	16
C _{1s}	2610-2618	4	1	8,64	3,80	N	1,32	0,46	0-150	11
	2618-2626	5	1	31,71	25,67	N	2,72	2,61	0-150	7
			1	21,50	6,21	N	0,81	2,38	0-50	6
C _{1v2}	2869-2879	6	1	27,62	5,44	N	0,53	0,03	0-150	13
	2944-2976	7-8	1	34,41	12,59	N	2,37	0,24	0-150	17
			1	29,07	5,34	N	1,05	0,35	0-50	14
			4	27,11	5,92	N	1,35	0,06	0-100	9
	3010-3021	9	1	12,17	8,55	N	0,82	1,90	0-150	12
	3055-3058	10	4	5,12	2,09	N	0,50	0,94	0-100	8
	3058-3076	11	1	24,08	8,85	N	0,74	0,80	0-150	12
	3076-3092	12	1	60,44	41,52	N	1,41	0,70	0-150	9
			1	28,40	5,35	N	1,03	1,49	0-50	5
			3	5,63	2,65	N	2,37	1,99	0-100	8
	3144-3231	13-14	1	3,12	0,34	N LN	3,69 0,72	4,03 0,52	0-150	23
				22,95	11,20	N	1,54	0,85	0-50	21
C _{1v1}	3355-3436	15-17	4	5,38	3,20	N	1,16	0,19	0-100	8
			1			N LN	3,42 5,17	3,01 9,29	0-150	15
				5,46	3,69	N	0,34	1,30	0-50	13
	3470-3559	18-22	2	8,40	5,70	N	1,59	1,06	0-100	15
C _{1v1} , C _{1tr}	3476-3794	20-23	3	1,89 (6,62)	0,81	N LN	3,85 0,25	3,59 1,01	0-100	27
				11,33 2,07	9,12 0,82	N LN	2,89 0,61	1,73 1,28	0-100	33
D _{3fm}	3695-3700	24	1	19,57	10,01	N	0,02	1,88	0-150	7
	2425-3700		1	80,77	26,61	N	1,86	0,46	50-150	13

Таблиця Б.1.4

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Селюхівська-2

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	δ_{χ}	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n
C _{1v2}	3301-3307	9	4	2,42	1,04	N	1,54	0,32	0-120	12
C _{1v1}	3459-3474	13	1	4,19	1,30	N	0,14	0,87	0-120	26
			3	6,17	2,54	N	0,53	2,01	0-120	6
	3474-3476	14	1	8,69	6,43	N	0,92	1,42	0-120	16
C _{1tr}	3606-3616	17-18	3	1,95(7,03)	0,64	N	6,63	8,65	0-120	44
					LN	1,35	0,35			
			3	6,45	3,31	N	1,09	1,54	0-20	38
			3	32,33	9,46	N	1,46	0,41	20-120	6
			1	9,47	1,75	N	0,03	0,22	0-120	15
	3616-3620	19	3	10,47	4,85	N	2,13	0,46	0-120	19
	3620-3631	20-21	3	22,00	8,49	N	1,12	0,93	0-120	13
	3606-3631	17-21	3			N	6,04	5,26	0-120	76
				2,21(9,10)	0,59	LN	0,06	1,04		
	3641-3647	22	2	10,14	4,29	N	0,74	1,73	0-120	21

Таблиця Б.1.5

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Селюхівська-3

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	δ_{χ}	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n		
C _{1v2}	3045-3078	1-4	3	5.00	4.47	N	1.26	0.46	0-50	7		
			1			N	4.78	6.99	0-100	47		
					LN	3.23	3.36					
			1	14.32	5.49	N	0.59	0.79	0-25	38		
			1	49.33	16.07	N	0.20	2.24	25-100	9		
C _{1v1}	3090-3104	5-6	1	6.33	4.71	N	0.54	2.24	0-100	6		
			3090-3282	5-8	4	6.18	4.80	N	1.77	0.44	0-100	22
					3	2.69	1.73	N	0.53	1.24	0-50	13
C _{1tr}	3354-3470	9-11	3	4.44	3.85	N	2.22	0.10	0-50	25		
				3253-3372	7-11	1	2.86	1.46	N	0.42	2.19	0-100
D _{3fm}	3525-3550	13-14	4	3.42	2.16	N	0.72	0.92	0-10	19		
		13-14	4	21.71	9.39	N	0.55	1.99	10-100	7		

Таблиця Б.1.6

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Селюхівська-4

Вік	Інтервал глибин	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	σ_{χ}	N / LN	CrA	CrE	Діапазон к	n	
C _{1v2}	3203-3211	1	1	14.46	12.85	N	2.92	2.26	0-160	13	
			3	6.62	3.91	N	2.32	1.62	0-160	13	
C _{1v1}	3261-3269	2-3	4			N	4.29	6.65	0-160	12	
					1.97(7.18)	1.79	LN	0.24	1.03		
					6.33	5.41	N	1.24	1.18	0-20	9
					3.71	2.60	N	0.83	1.85	0-14	7
	3269-3290	2-4	1	4.52	2.22	N	0.66	1.62	0-160	23	
	3290-3300	5	4	1.93	1.74	N	2.51	0.36	0-160	27	
	3290-3315	5-7	4			N	3.61	2.25	0-160	40	
						LN	5.12	2.58			
	3300-3306	6	4	1.54	0.75	N	0.23	0.39	0-160	13	
	3315-3343	7-10	4	2.16	1.33	N	1.98	0.89	0-160	37	
	3290-3343	5-10	4			N	3.80	1.84	0-160	77	
					LN	8.39	6.67				

продовження таблиці Б.1.6.

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta\chi$	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C _{1v1}	3343-3350	11	4	4.29	3.30	N	2.40	0.65	0-160	14
			4	3.08	1.61	N	1.43	0.89	0-10	12
	3350-3394	12-16	4			N	17.88	47.80	0-160	72
			LN	16.09	43.78					
	3261-3394	2-16	4	2.41	1.26	N	2.46	2.81	0-12	69
			LN	45.00	228.05					
			4			N	5.88	4.70	0-10	165
			LN	16.71	24.87					
			4			N	3.45	4.46	10-160	10
			LN	3.12(22.53)	0.39					
			4	32.75	25.48	N	2.88	3.03	13-160	8

Таблиця ГБ1.7

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Селюхівська-5

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta\chi$	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C _{1v1}	3147-3187	1-8	4			N	4.16	4.11	0-100	38
			LN	5.48	4.84					
	3147-3165	1-4	4	3.14	2.13	N	1.90	0.03	0-100	14
	3165-3208	5-12	4	1.43	1.29	N	2.58	3.73	0-100	35
	3187-3208	9-12	1	0.57	0.49	N	0.43	2.89	0-100	7
	3208-3263	13-22	4	1.38	0.89	N	2.58	1.39	0-100	32
	3273-3290	25-27	1	1.26	0.64	N	0.58	0.89	0-100	19
	3263-3290	23-27	4	5.48	5.85	N	4.19	4.19	0-100	21
			LN	1.23(3.43)	0.93					

Таблиця Б.1.8

Середні значення χ керну із св.Ісківці-315

Вік	Керн №	Інтервал відбору керну, м	Тип породи	$\chi_{\text{ср}} \times 10^{-5} \text{Ci}$	Загальна к-сть замірів у інтервалі
C ₁ V ₂	1	4152-4155	Аргіліти	38	3
	2	4155-4160	Алевроліти	37	6
			Пісковики	5	
	3	4160-4168	Аргіліти	31	6
			Алевроліти	4	
			пісковики	4	
	4	4168-4175	Пісковики	4	5
	5	4175-4179	Пісковики	6	3
			Аргіліти	22	
	6	4179-4184	Аргіліти	34	5
	7	4184-4190	Аргіліти	24	6
			Вапняки	18	
	8	4221-4227	Аргіліти	6	2
	9	4227-4234	Аргіліти	20	3
	10	4234-4239	Аргіліти	10	3
			Пісковики	5	
	11	4277-4284	Пісковики	4	1
	12	4284-4290	Пісковики	3	1
	13	4306-4314	Алевроліти	23	5
			Аргіліти	18	
	14	4314-4322	Аргіліти	9	7
			Пісковики	6	
	15	4322-4329	алевроліти	9	5
	16	4347-4355	Аргіліти	14	3
17	4355-4363	Аргіліти	25	2	
18	4363-4369	Аргіліти	19	2	
		Пісковики	4		
19	4390-4398	Аргіліти	12	3	
		Пісковики	2		
20	4398-4406	Аргіліти	12	2	
		Пісковики	2		
21	4460-4471	Пісковики	12	3	
		Аргіліти	12		
22	4507-4515	Аргіліти	21	2	
23	4582-4592	Аргіліти	29	1	
24	4592-4608	Аргіліти	22	2	
C ₁ V ₁	25	4697-4710	Вапняки	1	2
	26	4752-4768	Вапняки	4	3
	27	4768-4772	Аргіліти	2	1
C ₁ tr	28	4801-4810	Аргіліти	4	1
	29	4857-4873	Пісковики	5	4
	30	4900-4909	Пісковики	1	4
Алевроліти			2		
C ₁ tr	31	4909-4917	Пісковики	4	4
			Алевроліти	2	
	32	4917-4925	Аргіліти	3	5
			Пісковики	1	
	33	4925-4933	Алевроліти	5	7
Пісковики			6		
34	4933-4941	Пісковики	3	2	
D ₃ fm	35	5050-5058	Пісковики	3	3
	36	5058-5066	Вапняки	4	4
			Алевроліти	10	
	37	5066-5071	Вапняки (38)	3	7
			Аргіліти	7	
			Алевроліти	8	
	38	5071-5080	Пісковики	0	1
39	5122-5132	Діабази	229	5	

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Архипівська-1

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	δ_χ	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n	
C _{IV2}	3945-3994	1-5	3	7,9	27,93	N	20,0	71,0	0-800	49	
			3	0,84	2,24	LN	10,43	23,0	0-800	49	
				3	3,18	1,75	N	2,50	2,56	0-10	45
				3	0,62	2,18	LN	11,66	24,78	0-10	45
	4030-4038	6	1	18,78	8,39	N	2,56	0,15	0-800	27	
			1	2,84	0,40	LN	1,18	0,80	0-800	27	
C _{IV1}	4070-4078	7	1	3,21	1,18	N	0,81	0,39	0-800	23	
			1	1,10	0,40	LN	1,38	0,53	0-800	23	
	4153-4162	8	4	1,20	0,75	N	1,77	1,51	0-800	10	
			4	-0,74	2,85	LN	4,20	6,44	0-800	10	
	4202-4210	11	1	1,61	1,06	N	1,63	0,64	0-800	18	
			1	-0,60	3,08	LN	4,70	5,0	0-800	18	
			4	1,33	0,47	N	1,22	1,93	0-800	12	
			4	0,23	0,33	LN	1,21	1,93	0-800	12	
	4275-4277	12	1	10,57	2,78	N	2,20	0,49	0-800	23	
			1	2,32	0,24	LN	1,23	0,72	0-800	23	
	4283-4289	13	1	6,68	5,76	N	7,47	15,29	0-800	34	
			1	1,39	1,95	LN	11,81	33,56	0-800	34	
			1	5,88	3,54	N	3,00	2,01	0-30	33	
			1	1,32	1,94	LN	12,07	33,92	0-30	33	
C _{1tr}	4367-4400	14-19	3	5,26	3,19	N	2,39	0,27	0-800	74	
			3	1,21	1,85	LN	17,41	47,21	0-800	74	
			1	4,70	1,42	N	0,49	0,84	0-800	10	
			1	1,49	0,35	LN	1,56	0,24	0-800	10	
			2	9,85	5,15	N	0,11	1,90	0-800	27	
			2	2,09	0,69	LN	2,52	1,41	0-800	27	
D _{3fm}	4478-4483	20	4	3,17	0,90	N	0,61	0,83	0-100	12	
			4	1,11	0,28	LN	0,20	1,23	0-100	12	

Таблиця Б.1.10

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Річна-386

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{ср}$	δ_{χ}	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n
P ₁	2615-2625	1	4	5,0	1,75	N	0,64	1,21	0-300	17
			4	1,54	1,17	LN	0,71	0,41	0-300	17
C _{1v2}	4765-4783	3	1	29,4	1,98	N	0,32	1,58	0-300	13
			1	3,38	0,10	LN	0,19	1,63	0-300	13
	4783-4792	4	1	29,2	21,77	N	5,83	11,08	0-300	14
			1	3,25	0,41	LN	4,95	8,79	0-300	14
	4		1	23,2	3,05	N	0,85	0,97	0-100	13
			1	3,14	0,14	LN	1,22	0,61	0-100	13
	4895-4911	5	1	14,15	8,55	N	3,44	1,9	0-300	41
			1	2,49	0,56	LN	0,9	1,37	0-300	41
	5000-5009	7+8	3	8,1	6,02	N	3,52	2,75	0-300	27
			3	1,81	0,81	LN	1,31	0,15	0-300	27
			3	6,25	3,02	N	0,67	1,49	0-20	24
			3	1,65	0,69	LN	2,49	0,27	0-20	24
	5071-5084	9	1	18,2	6,01	N	0,07	1,45	0-300	17
			1	2,84	0,37	LN	1,26	0,27	0-300	17
			3	5,0	1,69	N	0,53	1,47	0-300	7
			3	1,54	0,41	LN	1,43	0,08	0-300	7
	5084-5091	10	3	10,8	10,97	N	5,78	8,2	0-300	25
			3	2,09	0,69	LN	2,38	0,94	0-300	25
			3	5,5	1,46	N	0,11	1,65	0-9	16
			3	1,67	0,28	LN	0,53	1,27	0-9	16
			3	20,3	13,77	N	2,12	0,31	10-300	9
			3	2,83	0,56	LN	1,43	0,74	10-300	9
	5165-5182	11	1	17,96	7,82	N	1,03	0,15	0-300	23
			1	2,77	0,52	LN	2,61	3,15	0-300	23
		13+14	1	13,9	8,34	N	1,9	0,61	0-300	14
			1	2,45	0,62	LN	0,46	0,25	0-300	14
	5209-5230		3	9,0	4,82	N	3,47	4,06	0-300	12
			3	2,1	1,30	LN	2,24	1,23	0-300	12
			3	7,1	1,45	N	1,01	0,69	0-10	10
			3	1,94	0,62	LN	0,45	0,93	0-10	10
	5290-5310	15+16	1	17,7	7,72	N	0,05	1,07	0-300	19
			1	2,75	0,54	LN	1,62	0,49	0-300	19
			2	12,9	8,77	N	0,71	1,32	0-300	7
			2	2,26	0,81	LN	0,28	2,38	0-300	7
	5330-5348	17+18	3	3,77	2,57	N	8,56	20,58	0-300	30
			3	1,18	1,61	LN	0,53	3,38	0-300	30
			3	3,34	1,21	N	0,59	0,05	0-15	29
			3	1,13	0,42	LN	2,48	1,74	0-15	29
	5355-5360	19	3	5,75	3,36	N	3,42	3,8	0-300	16
			3	1,62	0,50	LN	0,85	0,2	0-300	16
			3	4,64	1,49	N	0,36	1,27	0-10	14
			3	1,48	0,36	LN	1,54	0,65	0-10	14
	5415-5425	20	2	10,9	2,02	N	0,83	1,1	0-300	19
			2	2,37	0,57	LN	0,28	1,3	0-300	19
	5454-5475	21-23	1	17,9	6,70	N	7,25	13,9	0-300	52
			1	2,83	0,99	LN	2,3	2,28	0-300	52
			1	17,3	5,01	N	2,88	1,37	0-40	51
			1	2,81	0,88	LN	0,55	0,34	0-40	51
	5570-5620	24-26	1	27,6	7,89	N	0,22	2,37	0-300	45
			1	3,27	0,37	LN	7,54	18,12	0-300	45

продовження таблиці Б.1.10

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta\chi$	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C ₁ V ₁	5658-5673	27	1	2,73	1,42	N	0,5	1,48	0-300	11
			1	0,84	0,59	LN	0,52	1,67	0-300	11
	5740-5750	28	1	4,6	3,18	N	4,96	7,3	0-300	31
			1	1,34	0,62	LN	0,08	0,17	0-300	31
			1	4,2	2,28	N	2,09	0,06	0-10	30
			1	1,29	0,57	LN	0,75	0,2	0-10	30
			1	3,8	1,84	N	1,44	0,77	0-8	28
			1	1,22	0,52	LN	1,14	0,06	0-8	28

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Прирічна-3

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	δ_{χ}	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n
C _{1v2}	4570-4577	1	1	8,4	5,72	N	8,9	21,6	0-300	37
			1	1,97	0,54	LN	0,31	2,41	0-300	37
			1	6,8	2,32	N	0,63	1,28	0-10	32
			1	1,84	0,42	LN	2,8	1,5	0-10	32
	4577-4584	2	1	11,06	8,61	N	2,73	1,38	0-300	18
		2	1	2,12	0,79	LN	0,91	1,12	0-300	18
		2	1	17,1	5,39	N	2,13	0,48	0-300	16
		2	1	2,8	0,28	LN	1,37	0,82	0-300	16
		2	2	14,9	4,12	N	0,1	0,24	0-300	25
		2	2	2,65	0,32	LN	2,81	3,36	0-300	25
	4630-4634	3	1	18,2	14,81	N	7,0	11,4	0-300	37
		3	1	2,7	0,57	LN	3,25	1,29	0-300	37
		3	1	11,96	3,26	N	1,96	0,28	0-20	29
		3	1	2,45	0,26	LN	1,0	1,15	0-20	29
		3	1	38,4	18,23	N	2,1	1,2	20-300	9
		3	1	3,56 (35,16)	1,09	LN	0,96	0,63	20-300	9
C _{1v1}	4786-4790	13	1	3,5	1,12	N	0	0,23	0-300	20
		13	1	1,19	0,38	LN	2,75	3,08	0-300	20
		13	4	3,4	1,00	N	0,69	1,26	0-300	21
		13	4	1,17	0,30	LN	0,28	1,19	0-300	21
	4790-4792	14	1	3,7	1,26	N	0,81	1,34	0-300	7
		14	1	1,254	0,34	LN	0,08	1,38	0-30	7
	4792-4797	15	1	3,25	0,66	N	3,48	4,46	0-300	8
		15	1	1,16	0,17	LN	3,48	4,46	0-300	8
		15	4	2,9	1,15	N	3,93	6,86	0-300	21
	4811-4816	15	4	1,00	0,37	LN	0,37	2,46	0-300	21
		16	4	7,73	7,37	N	2,46	0,56	0-300	15
		16	4	1,645	0,87	LN	0,94	1,42	0-300	15
		16	4	2,89	0,99	N	1,43	0,38	0-5	9
		16	4	1,01	0,32	LN	0,81	1,35	0-5	9
		16	4	13,6	7,21	N	0,76	1,93	5-300	7
	4839-4841	16	4	2,46	0,55	LN	0,001	1,88	5-300	7
17		4	8,0	3,27	N	0,73	1,51	0-300	11	
17		4	1,99	0,41	LN	0,01	1,65	0-300	11	
4841-4843	18	1	4,07	1,24	N	0,55	1,35	0-300	15	
	18	1	1,36	0,32	LN	0,37	0,91	0-300	15	
	18	2	12,9	25,96	N	4,88	5,43	0-300	18	
	18	2	1,54	1,17	LN	2,77	2,05	0-300	18	
	18	2	3,8	2,10	N	1,62	0,3	0-15	16	
	18	2	1,18	0,60	LN	0,84	0,37	0-15	16	
4856-4858	20	1	8,2	4,23	N	4,19	6,7	0-300	14	
	20	1	2,01	0,40	LN	1,77	1,71	0-300	14	
	20	1	7,2	1,87	N	0,15	1,77	0-10	13	
	20	1	1,93	0,28	LN	0,66	1,37	0-10	13	

**Б.2. РЕЗУЛЬТАТИ СТАТИСТИЧНОЇ ОБРОКИ ДАНИХ ВИМІРЮВАНЬ
МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ КЕРНУ ІЗ ОКРЕМИХ СВЕРДЛОВИН
ПІВНІЧНОЇ ПРИБОРТОВОЇ ЗОНИ ДДЗ**

Таблиця Б.2.1

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Вовківцівська-1

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	δ_χ	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C _{1s}	2499-2506	1	1	2.60(13.45)	0.27	N	7.90	13.03	0-530	65
				13.52	5.12	LN	0.18	1.66		
	2525-2539	2-3	1	17.76	4.23	N	2.38	1.15	0-530	70
				55.50	46.65	N	0.90	1.98		
				16.75	2.11	N	0.51	0.49		
				107.17	19.96	N	0.77	1.16		
2545-2553	4	1	2.32(10.19)	0.57	N	4.22	3.79	0-530	22	
			8.50	3.47	LN	0.99	0.07			
C _{1v2}	2545-2723	4-9	3	1.66(5.24)	0.50	N	8.45	13.23	0-500	59
				4.56	1.91	LN	2.09	0.76		
				20.33	7.39	N	1.31	1.33		
	2653-2659	5	1	25.30	13.99	N	1.97	1.29	10-500	9
				15.00	7.59	N	0.15	1.87		
				28.38	24.36	N	0.46	2.29		
				20.43	13.15	N	2.08	0.80		
	2675-2685	6-7	4	12.71	8.29	N	1.57	0.91	0-50	7
				11.76	23.94	N	1.99	0.58		
				2712-2723	8-9	4	11.11	4.19		
	2723-2810	10-14	1			N	15.49	29.03	0-530	121
						LN	5.89	1.92		
				13.85	4.27	N	1.14	0.94		
				4.54(94.14)	0.68	N	4.05	2.53		
50.12				19.54	LN	0.71	1.36			
C _{1v1}	2845-2859	15-16	2	1.39(4.00)	0.42	N	3.38	0.29	0-500	35
				1.71(5.55)	1.61	LN	1.93	1.13		
				3.86	1.64	N	3.47	4.44		
				1.62	1.27	LN	2.81	2.93		
				1.62	1.27	N	0.92	0.86		
				1.62	1.27	N	0.53	1.43		
D _{3fm}	2900-2907	17	3	11.19	5.20	N	1.45	0.74	0-500	16
				25.56	4.79	N	0.55	0.47		
	2653-3000	5-20	4	112.33	17.29	N	0.16	0.58	50-500	6
	2900-2945	17-19	1	20.11	4.18	N	1.17	1.10	0-560	9
	2907-2945	17-19	3	7.38	2.58	N	1.83	0.15	0-500	37
	2995-3042	20-23	3	5.73	1.72	N	0.60	0.43	0-500	49
	3042-3049	24	3	17.50	12.29	N	0.77	1.82	0-500	8
				28.60	7.47	N	0.41	1.56		
	3042-3139	24-27	2	25.56	5.38	N	2.49	2.08	0-500	9
	3100-3262	25-30	3			N	16.99	50.02	0-500	90
					LN	5.11	9.85			
			3	6.11	1.51	N	0.95	1.19	0-10	88

продовження таблиці Б.2.1

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	$\delta\chi$	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n
D ₃ fm	3262-3267	31	3	2.29(9.92)	0.36	N LN	3.99 1.86	2.38 0.60	0-500	31
			3	7.92	2.55	N	1.11	1.03	0-15	24
	3100-3267	25-31	3	25.89	6.87	N	0.78	1.10	14-520	9
	3215-3222	29	2	16.47	8.80	N	2.06	2.28	0-500	17
	2532-3226	3-29	2	107.17	19.96	N	0.77	1.16	50-500	6
	3176-3267	28-31	1	14.44	8.92	N	0.54	2.02	0-560	18

Таблиця Б.2.2

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Зінівська-1

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	$\delta\chi$	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n		
C _{1s}	2510-2520	1	1	18,05	8,34	N	7,51	12,52	0-800	53		
			1	2,81	0,40	LN	0,14	5,78	0-800	53		
			1	16,06	4,17	N	0,61	2,48	0-30	49		
			1	2,74	0,30	LN	5,13	10,19	0-30	49		
	2561-2570	2	1	19,91	6,48	N	2,74	1,00	0-800	55		
			1	2,89	0,56	LN	9,69	20,17	0-800	55		
C _{1v2}	2711-2746	3-4	3	16,83	8,17	N	5,13	8,49	0-60	36		
			3	2,71	0,51	LN	3,42	8,28	0-60	36		
			3	22,56	25,56	N	9,24	16,92	0-800	38		
			3	2,82	0,69	LN	1,56	5,78	0-800	38		
			3	15,38	5,36	N	1,12	1,87	0-30	34		
			3	2,65	0,46	LN	5,64	11,60	0-30	34		
			1	24,10	8,72	N	2,34	2,73	0-800	107		
			1	3,01	1,24	LN	38,67	193,38	0-800	107		
	2810-2822	5-6	3	45,93	55,31	N	2,26	1,02	0-800	29		
			3	2,84 (17,12)	1,49	LN	0,75	2,15	0-800	29		
			1	35,74	92,52	N	13,53	28,63	0-800	57		
			1	2,71	0,96	LN	5,23	9,15	0-800	57		
			1	14,39	6,15	N	0,28	0,96	0-70	54		
			1	2,53	0,58	LN	4,39	2,45	0-70	54		
			2	15,79	19,25	N	3,82	1,83	0-800	24		
			2	2,21 (9,12)	0,97	LN	1,63	0,51	0-800	24		
C _{1v1}	2843-2864	7-9	3	4,21	3,17	N	7,84	15,38	0-800	43		
			3	1,23	0,63	LN	0,14	0,56	0-800	43		
			3	3,63	1,72	N	1,03	0,79	0-11	41		
			3	1,15	0,55	LN	1,69	0,56	0-11	41		
			1	24,54	45,69	N	3,34	2,17	0-800	13		
			1	1,89	1,43	LN	2,14	0,11	0-800	13		
			1	5,18	4,73	N	2,51	0,61	0-50	11		
			1	1,34	0,71	LN	1,67	0,41	0-50	11		
D ₃ fm	2880-2910	10-11	3	25,55	17,58	N	4,53	4,81	0-800	31		
			3	3,03 (20,70)	0,66	LN	0,68	0,57	0-800	31		
			1	24,07	10,35	N	2,25	0,48	0-800	44		
			1	3,09	0,42	LN	0,15	1,09	0-800	44		
			2940-3029	12-16	3	10,56	4,90	N	1,77	1,18	0-800	36
					3	2,25	0,46	LN	0,33	1,63	0-800	36
					1	21,81	6,19	N	0,38	1,12	0-800	53
					1	3,03	0,33	LN	4,65	7,93	0-800	53
			2	26,31	6,42	N	0,50	1,23	0-800	19		
			2	3,24	0,24	LN	0,24	1,28	0-800	19		

Таблиця Б.2.3

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Юхтинська-1

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	δ_{χ}	N/LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n		
C _{1s}	2705-2711	1	1	33,78	23,88	N	1,04	2,11	0-315	23		
			1	3,24	0,76	LN	0,27	1,97	0-315	23		
	2711-2717	2	1	14,43	4,38	N	0,62	0,78	0-315	23		
			1	2,61	0,37	LN	3,07	3,67	0-315	23		
			2	18,04	4,04	N	0,86	0,54	0-315	25		
			2	2,87	0,72	LN	0,66	0,12	0-315	25		
			4	10,00	2,94	N	0,24	1,51	0-335	12		
			4	2,26	0,30	LN	0,35	1,61	0-335	12		
	2717-2724	3	1	6,69	1,59	N	1,51	0,71	0-335	13		
			1	1,88	0,22	LN	1,06	1,05	0-335	13		
			2	10,42	3,25	N	0,43	1,28	0-335	12		
			2	2,29	0,33	LN	0,55	0,69	0-335	12		
			4	6,38	1,73	N	2,59	0,37	0-12	29		
			4	1,82	0,24	LN	1,62	0,61	0-12	29		
	2724-2731	4	1	8,19	3,70	N	3,00	0,39	0-20	37		
			1	2,01 (7,46)	0,41	LN	1,38	0,98	0-20	37		
			1	46,45	14,84	N	0,50	0,75	17-97	22		
			1	3,78	0,37	LN	1,92	0,10	17-97	22		
	2731-2738	5	1	8,18	1,96	N	1,35	0,55	0-297	39		
			1	2,07	0,28	LN	3,84	3,59	0-297	39		
2738-2745	6	1	16,04	4,94	N	2,72	1,39	0-27	68			
		1	2,70	0,47	LN	8,90	14,38	0-27	68			
		1	42,00	15,41	N	1,38	2,34	28-297	4			
		1	3,68	0,33	LN	1,20	2,72	28-297	4			
		2	16,24	4,14	N	2,36	0,63	0-30	29			
		2	2,76	0,22	LN	1,15	0,46	0-30	29			
		4	13,20	0,87	N	0,65	2,08	0-300	10			
		4	2,58	0,00	LN	0,69	2,04	0-300	10			
2745-2752	7	1	16,90	3,60	N	2,01	1,20	0-30	81			
		1	2,80	0,20	LN	0,67	0,50	0-30	81			
		1	60,22	28,84	N	0,65	1,89	30-300	9			
		1	3,98	0,49	LN	0,22	2,24	30-300	9			
		2	15,14	4,00	N	0,13	0,58	0-300	14			
		2	2,68	0,28	LN	0,96	0,46	0-300	14			
2752-2759	8	1	13,02	4,81	N	1,92	0,55	0-30	41			
		1	2,50	0,37	LN	0,49	0,78	0-30	41			
		1	100,80	33,78	N	0,97	1,76	30-300	5			
		1	4,56	0,32	LN	0,50	2,33	30-300	5			
		1	10,05	5,50	N	3,09	1,78	0-300	17			
C _{1v2}	2900-2905	9	1	2,19 (8,94)	0,45	LN	1,86	0,02	0-300	17		
			2	8,50	2,69	N	0,00	1,68	0-300	8		
			2	2,09	0,35	LN	0,48	2,00	0-300	8		
			3	2,77	1,21	N	2,69	1,73	0-9	31		
			3	0,93	0,44	LN	0,65	0,38	0-9	31		
			2905-2911	10	1	18,76	4,32	N	0,34	0,32	0-390	38
					1	2,90	0,24	LN	2,72	2,36	0-390	38
					2	18,50	3,20	N	1,53	2,02	0-390	4
					2	2,90	0,17	LN	1,56	1,98	0-390	4
					3	7,00	1,41	N	0,48	1,86	0-20	17
3	1,93	0,20	LN	0,16	1,78	0-20	17					

продовження таблиці Б.2.3.

Вік	Інтервал кернавідбору	№ керну	Тип породи	χ сер	$\delta\chi$	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C ₁ v ₂	2911-2917	11	1	14,94	5,40	N	1,96	0,77	0-40	62
			1	2,64	0,36	LN	0,20	1,35	0-40	62
			2	23,23	5,66	N	1,02	1,46	0-40	22
			2	3,11	0,30	LN	3,78	5,44	0-40	22
			2	70,93	24,65	N	1,27	1,60	40-240	14
			2	4,21	0,33	LN	1,02	1,78	40-240	14
	2938-2944	12	1	6,06	2,46	N	2,01	0,52	0-15	49
			1	1,72	0,41	LN	0,31	0,95	0-15	49
			1	49,88	42,57	N	1,91	0,41	15-215	8
			1	3,59	0,76	LN	0,97	1,66	15-215	8
			2	6,68	2,86	N	1,03	0,66	0-215	34
			2	1,80	0,48	LN	1,46	0,32	0-215	34
			3	2,60	0,49	N	0,58	3,67	0-215	5
			3	0,94	0,17	LN	0,58	3,67	0-215	5
	2944-2950	13	1	6,25	1,09	N	0,78	0,23	0-315	8
			1	1,81	0,17	LN	1,57	1,05	0-315	8
2			68,69	72,52	N	2,22	0,19	0-315	16	
2			3,59	1,25	LN	0,61	0,74	0-315	16	
3			51,88	44,15	N	1,57	0,12	0-315	8	
3			3,55	0,94	LN	0,02	2,00	0-315	8	
2950-2955	14	1	17,76	3,90	N	0,24	0,88	0-30	25	
		1	2,85	0,22	LN	1,17	0,74	0-30	25	
		1	77,29	29,03	N	0,65	1,38	30-330	7	
		1	4,28	0,39	LN	0,10	1,72	30-330	7	
		4	29,38	11,35	N	0,56	1,86	0-330	8	
		4	3,30	0,39	LN	0,16	2,27	0-300	8	
2977-2983	15	1	6,26	3,44	N	1,62	0,27	0-330	23	
		1	1,65	0,68	LN	2,15	1,08	0-330	23	
		2	47,39	62,95	N	3,62	2,89	0-330	18	
		2	2,97 (19,50)	1,40	LN	0,27	1,52	0-330	18	
		3	3,28	1,64	N	2,53	0,90	0-330	29	
		3	1,07	0,49	LN	0,21	0,23	0-330	29	
2983-2989	16	1	14,87	7,38	N	2,50	1,50	0-40	23	
		1	2,58	0,52	LN	1,30	1,72	0-40	23	
		1	87,14	11,87	N	0,99	1,67	40-340	7	
		1	4,46	0,14	LN	1,12	1,56	40-340	7	
		2	32,38	39,95	N	3,55	2,59	0-340	16	
		2	2,96 (19,30)	0,92	LN	1,91	0,18	0-340	16	
		4	17,00	1,87	N	0,96	2,86	0-340	4	
		4	2,83	0,10	LN	0,83	3,00	0-340	4	
2989-2996	17	1	7,93	3,13	N	0,06	1,10	0-340	14	
		1	1,97	0,48	LN	1,98	1,20	0-340	14	
		4	11,30	10,64	N	2,99	0,85	0-340	20	
		4	2,08 (8,00)	0,78	LN	1,62	0,87	0-340	20	
2996-3002	18	1	10,17	4,41	N	1,08	1,26	0-240	6	
		1	2,15	0,69	LN	2,01	0,74	0-240	6	
		3	3,13	1,02	N	0,88	1,18	0-9	15	
		3	1,09	0,33	LN	0,18	1,62	0-9	15	
3002-3009	19	1	15,19	3,21	N	0,26	1,35	0-390	32	
		1	2,70	0,20	LN	1,26	0,62	0-390	32	
		2	32,88	16,81	N	0,14	2,37	0-390	8	

продовження таблиці Б.2.3.

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	$\delta\chi$	N/LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C ₁ v ₂	3002-3009		2	3,33	0,59	LN	0,50	1,76	0-390	8
			3	3,11	1,66	N	0,51	1,37	0-10	9
			3	0,02	3,29	LN	3,81	5,37	0-10	9
	3038-3044	20	1	9,40	3,86	N	2,43	1,93	0-100	25
			1	2,16	0,40	LN	0,01	0,59	0-100	25
			2	65,43	68,60	N	4,08	5,17	0-400	30
			2	3,51 (33,45)	1,27	LN	0,31	2,00	0-400	30
			3	3,94	2,22	N	2,09	1,55	0-320	16
	3044-3050	21	3	1,20	0,61	LN	0,91	0,15	0-320	16
			1	21,50	2,29	N	1,39	0,37	0-320	6
			1	3,06	0,10	LN	1,58	0,01	0-320	6
			2	16,97	6,42	N	0,62	0,72	0-30	60
			2	2,73	0,49	LN	4,58	3,16	0-30	60
	3050-3056	22	2	39,25	11,49	N	1,51	1,13	30-320	8
			2	3,63	0,26	LN	1,34	1,31	30-320	8
			1	22,26	4,80	N	1,44	0,10	0-300	39
			1	3,08	0,20	LN	0,17	0,01	0-300	39
			1	10,88	1,69	N	1,01	1,18	0-20	8
	3065-3071	23	1	2,37	0,14	LN	0,75	1,39	0-20	8
			3	2,00	0,82	N	0	2,04	0-200	9
			3	0,60	0,46	LN	0,48	2,04	0-200	9
			4	8,11	3,25	N	1,73	0,10	0-20	18
			4	2,01	0,39	LN	0,30	0,95	0-20	18
			4	91,22	29,05	N	1,17	1,08	20-250	9
			4	4,44	0,41	LN	1,81	0,04	20-250	9
			1	6,00	1,47	N	0,81	0,80	0-250	12
	3071-3078	24	1	1,76	0,28	LN	1,67	0,26	0-250	12
			2	15,82	5,93	N	0,08	1,51	0-250	45
			2	2,68	0,44	LN	2,43	0,68	0-250	45
			1	15,95	6,53	N	2,06	1,08	0-30	37
	3078-3085	25	1	2,69	0,39	LN	0,83	1,51	0-30	37
			1	107,83	43,44	N	0,12	2,77	30-330	6
			1	4,59	0,46	LN	0,58	2,12	30-330	6
			3	3,73	1,14	N	0,33	1,83	0-330	11
			3	1,26	0,33	LN	0,86	1,39	0-330	11
			1	23,21	5,80	N	2,89	1,43	0-330	33
	3085-3091	26	1	3,12	0,22	LN	1,23	0,55	0-330	33
			3	48,33	51,12	N	0,61	2,38	0-330	12
			3	2,86	1,58	LN	0,31	2,27	0-330	12
			1	15,00	8,62	N	1,10	1,20	0-312	7
	3091-3097	27	1	2,54	0,58	LN	0,05	1,52	0-312	7
			1	13,46	6,24	N	1,10	1,11	0-312	24
			1	2,48	0,49	LN	0,47	1,28	0-312	24
			3	4,25	1,01	N	0,89	0,13	0-10	12
	3125-3132	28	3	1,41	0,28	LN	2,16	1,72	0-10	12
			1	11,46	4,33	N	0,78	1,23	0-30	13
	3132-3139	29	1	2,29	0,70	LN	4,46	7,38	0-30	13
			1	12,32	5,12	N	0,43	1,96	0-300	25
			1	2,42	0,45	LN	0,37	1,90	0-300	25
	3139-3145	30	3	4,54	3,77	N	2,38	0,38	0-300	13
			3	1,23	0,73	LN	0,90	0,71	0-300	13
			1	4,29	1,58	N	1,36	0,14	0-300	7
	3145-3151	31	1	1,34	0,57	LN	2,49	2,12	0-300	7

продовження таблиці Б.2.3.

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	χсер	δχ	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п	
C _{IV2}	3145-3151	31	2	8,71	6,23	N	2,70	0,70	0-300	17	
			2	1,96	0,60	LN	1,36	0,73	0-300	17	
			3	4,71	1,67	N	0,42	1,85	0-318	7	
			3	1,47	0,41	LN	1,07	1,15	0-318	7	
				4	6,67	1,60	N	0,26	1,44	0-18	6
				4	1,87	0,26	LN	0,89	0,87	0-18	6
		3151-3158	32	1	6,13	1,46	N	0,53	1,14	0-10	15
				1	1,79	0,24	LN	0,14	1,25	0-10	15
	4			8,00	1,92	N	0,62	2,33	0-310	6	
	4			2,05	0,26	LN	0,86	2,05	0-310	6	
C _{IV1}	3172-3179	33	1	7,67	1,89	N	1,71	0,54	0-310	9	
				1	2,01	0,24	LN	1,09	0,62	0-310	9
				3	14,22	3,05	N	0,26	1,72	0-310	9
				3	2,63	0,22	LN	0,58	1,82	0-310	9
				4	7,80	2,64	N	0,82	1,27	0-310	10
				4	1,98	0,41	LN	1,59	0,39	0-310	10
		3179-3185	34	1	6,15	3,03	N	1,78	1,26	0-310	13
				1	1,70	0,50	LN	0,41	0,57	0-310	13
	2			17,00	5,51	N	0,88	0,02	0-310	10	
	2			2,76	0,44	LN	3,63	2,83	0-310	10	
			4	13,75	5,09	N	0,15	1,42	0-310	8	
			4	2,54	0,42	LN	0,95	1,31	0-310	8	
	3185-3191	35	1	8,44	2,74	N	0,47	0,57	0-310	16	
			1	2,08	0,35	LN	0,96	0,41	0-310	16	
			2	4,75	0,83	N	0,69	3,93	0-310	4	
			2	1,54	0,17	LN	0,56	4,26	0-310	4	
			4	6,60	2,58	N	0,63	1,07	0-310	5	
			4	1,81	0,41	LN	0,55	1,08	0-310	5	
	3191-3197	36	2	4,85	1,77	N	0,31	0,29	0-310	14	
			2	1,49	0,49	LN	3,11	4,11	0-310	14	
			3	15,55	6,37	N	0,64	1,13	0-310	11	
			3	2,62	0,55	LN	1,86	0,12	0-310	11	
	3197-3201	37	2	11,14	1,24	N	0,41	1,32	0-310	7	
			2	2,40	0,10	LN	0,67	1,17	0-310	7	
			3	8,38	1,87	N	0,57	2,14	0-310	8	
			3	2,10	0,20	LN	0,36	2,10	0-310	8	
D _{3fm}	3292-3300	38	3	13,64	6,76	N	1,53	0,61	0-10	17	
				3	2,49	0,49	LN	0,22	1,23	0-10	17
				3	8,42	2,66	N	0,60	0,08	10-310	26
				3	2,06	0,40	LN	3,62	4,30	10-310	26

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Південно-Берестівська-1

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	δ_χ	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n		
C _{1s}	3190-3201	1-2	3	15,38	4,36	N	0,88	0,91	0-800	8		
			3	2,68	0,33	LN	1,66	0,22	0-800	8		
			1	21,61	3,20	N	0,91	0,55	0-800	28		
			1	3,06	0,14	LN	1,77	0,26	0-800	28		
C _{1v2}	3565-3585	3-4	1	29,49	16,32	N	7,00	9,01	0-800	61		
			1	3,27 (26,31)	0,47	LN	1,02	1,53	0-800	61		
			2	97,44	116,07	N	2,87	0,07	0-800	27		
			2	3,92	1,09	LN	1,87	1,49	0-800	27		
			2	26,69	7,86	N	1,49	0,73	0-100	19		
			2	3,24	0,26	LN	0,68	1,14	0-100	19		
			2	265,50	72,02	N	0,14	2,11	100-900	8		
			2	5,54	0,28	LN	0,20	2,02	100-900	8		
			3625-3672	5-9	3	10,11	7,90	N	4,26	3,20	0-800	38
					3	1,81	1,93	LN	13,04	38,63	0-800	38
					3	7,55	4,06	N	1,38	0,91	0-19	33
					3	1,59	1,97	LN	12,46	35,54	0-19	33
					1	21,18	13,61	N	15,81	38,78	0-900	124
					1	3,91	0,49	LN	1,59	4,13	0-900	124
1	17,73				5,83	N	0,09	0,97	0-30	111		
1	2,81				0,37	LN	4,21	2,09	0-30	111		
1	46,81				21,78	N	2,96	2,30	30-800	16		
1	3,76 (42,95)				0,39	LN	1,84	0,30	30-800	16		
4	8,50				2,50	N	0,93	1,46	0-800	6		
4	2,10				0,28	LN	0,52	2,09	0-800	6		
	3726-3738	10	2	15,14	7,62	N	0,44	2,32	0-800	7		
			2	2,58	0,54	LN	0,06	2,29	0-800	7		
			3	9,58	5,62	N	2,29	0,84	0-800	24		
			3	2,09	0,61	LN	0,54	0,52	0-800	24		
			1	23,13	18,14	N	6,18	6,45	0-800	48		
			1	2,92 (18,54)	0,65	LN	0,93	0,43	0-800	48		
			3788-3832	11-13	1	9,68	7,86	N	11,66	18,04	0-800	90
					1	2,09	0,54	LN	5,20	4,03	0-800	90
1	8,24	4,24			N	8,80	12,41	0-30	86			
1	2,01 (7,46)	0,41			LN	2,90	1,82	0-30	86			
4	3,39	1,41			N	1,16	0,31	0-800	31			
4	1,11	0,48	LN	2,12	0,84	0-800	31					
C _{1v1}	3875-3922	14-17	3	6,18	3,00	N	2,84	0,15	0-800	61		
			3	1,70	0,51	LN	1,51	1,29	0-800	61		
			1	12,52	8,01	N	7,42	6,59	0-800	69		

продовження таблиці Б.2.4.

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta\chi$	N/LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п
C ₁ v ₁	3875-3922	14-17	1	2,39	0,48	LN	4,23	1,90	0-800	69
			1	27,5	8,61	N	0,27	2,13	16-810	12
			1	3,26	0,33	LN	0,54	2,04	16-810	12
			1	10,06	3,22	N	4,44	4,09	0-25	62
			1	2,26	0,28	LN	1,23	0,42	0-25	62
			1	9,37	2,20	N	0,97	0,79	0-15	57
			1	2,21	0,22	LN	0,80	0,46	0-15	57
			4	11,90	6,13	N	0,53	1,48	0-800	30
			4	2,30	0,64	LN	2,08	0,38	0-800	30
			2	4,25	1,23	N	0,54	0,26	0-800	12
			2	1,40	0,30	LN	1,02	0,35	0-800	12
			C ₁ tr- D ₃ fm	3963-4000	18-19	1	7,22	2,57	N	1,34
1	1,92	0,35				LN	0,00	0,66	0-800	9
2	10,60	5,03				N	5,39	7,38	0-800	47
2	2,27 (9,68)	0,42				LN	0,41	1,17	0-800	47

Таблиця Б.2.5

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Південно-Берестівська-3

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	δ_{χ}	N//LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n
	4017-4023	1	1	25,75	29,57	N	5,10	3,33	0-310	36
			1	2,84	0,81	LN	3,09	0,62	0-310	36
			1	12,69	3,99	N	0,12	1,40	0-25	29
			1	2,49	0,35	LN	1,09	1,08	0-25	29
			1	79,86	28,21	N	1,12	1,10	25-325	7
			1	4,29	0,47	LN	1,80	0,11	25-325	7
	4023-4029	2	1	8,40	1,02	N	0,38	2,08	0-325	5
			1	2,12	0,10	LN	0,16	2,11	0-325	5
			3	7,68	3,23	N	0,84	0,20	0-325	25
			3	1,92	0,54	LN	3,64	5,63	0-325	25
			2	2,88	1,10	N	1,14	1,39	0-325	9
			2	1,00	0,36	LN	0,84	1,93	0-325	9
	4096-4102	3	1	9,52	2,28	N	1,65	0,11	0-15	21
			1	2,23	0,22	LN	0,70	0,69	0-15	21
			1	28,4	21,37	N	3,17	3,19	15-215	10
			1	3,17 (23,81)	0,54	LN	2,43	1,08	15-215	10
			2	13,07	11,21	N	2,95	1,58	0-325	14
			2	2,29	0,71	LN	1,08	0,32	0-325	14
			2	8,75	3,96	N	1,13	0,77	0-32	12
			2	2,06	0,46	LN	0,36	0,55	0-32	12
	4102-4108	4	2	111,79	18,10	N	2,22	2,86	0-215	14
			2	4,70	0,14	LN	1,06	1,51	0-215	14
			3	2,15	1,15	N	0,60	1,03	0-9	20
			3	0,20	2,21	LN	7,84	17,60	0-9	20
	4116-4117	5	3	0,89	0,57	N	0,02	0,01	0-289	9
			3	-1,97	3,88	LN	2,09	0,30	0-289	9
	4143-4148	6	1	16,42	4,20	N	0,17	0,64	0-25	26
			1	2,76	0,26	LN	1,40	0,23	0-25	26
			1	49,75	25,47	N	1,43	2,21	25-325	4
			1	3,80	0,45	LN	1,17	2,65	25-325	4
			3	4,00	2,67	N	2,14	1,16	0-325	7
			3	1,21	0,56	LN	1,15	0,90	0-325	7
	4148-4155	7	1	20,41	6,03	N	1,31	0,25	0-325	22
			1	2,97	0,30	LN	0,27	0,55	0-325	22
			2	18,33	8,61	N	2,53	1,65	0-325	15
			2	2,82	0,41	LN	1,00	0,44	0-325	15
	4162-4167	9	1	10,23	2,94	N	2,00	1,33	0-30	26
			1	2,29	0,28	LN	0,29	0,56	0-30	26
	4215-4221	10	1	3,41	1,69	N	0,67	1,35	0-10	29
			1	0,76	1,97	LN	10,59	27,67	0-10	29
			4	1,85	0,77	N	0,48	1,63	0-310	13
			4	0,52	0,44	LN	0,16	1,98	0-310	13
	4221-4228	11	1	3,25	1,09	N	0,21	0,25	0-310	12
			1	1,11	0,41	LN	2,27	2,22	0-310	12
			4	1,97	0,85	N	0,16	0,04	0-5	29
			4	0,29	1,84	LN	11,27	30,45	0-5	29

продовження таблиці Б.2.5

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{ср}}$	δ_{χ}	N/LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n
C _{1v2}	4228-4235	12	1	4,15	2,55	N	1,28	0,22	0-250	20
			1	0,78	2,37	LN	7,60	16,79	0-250	20
			4	5,45	6,21	N	2,64	2,32	0-250	11
			4	-0,47	4,21	LN	2,50	0,63	0-250	11
4273-4279	13	1	5,44	1,57	N	1,25	0,88	0-270	9	
		1	1,65	0,28	LN	0,17	0,15	0-270	9	
		4	8,92	6,35	N	0,86	1,39	0-270	14	
		4	1,85	0,91	LN	0,88	1,13	0-270	14	
C _{1v1}	4304-4307	14	1	7,33	2,21	N	0,77	1,13	0-15	21
			1	1,95	0,30	LN	0,10	1,50	0-15	21
	4307-4315	15	1	8,17	2,19	N	1,01	0,46	0-315	18
			1	2,06	0,26	LN	0,02	0,95	0-315	18
4315-4318	16	1	6,60	1,50	N	0,61	1,91	0-315	10	
		1	1,86	0,24	LN	0,91	1,42	0-315	10	
		3	5,40	1,02	N	0,38	2,08	0-315	5	
		3	1,67	0,20	LN	0,01	2,08	0-315	5	
4357-4377	17-21	1	12,38	14,61	N	10,12	17,91	0-800	56	
		1	2,17	0,72	LN	3,85	2,31	0-800	56	
		1	8,29	4,23	N	3,27	0,05	0-20	51	
		1	1,99 (7,31)	0,48	LN	0,82	0,91	0-20	51	
		1	54,0	17,52	N	0,68	2,93	20-820	5	
		1	3,94	0,32	LN	0,48	3,19	20-820	5	
		3	5,23	2,67	N	3,31	2,45	0-800	47	
		3	1,52 (4,57)	0,53	LN	1,25	0,41	0-800	47	
		2	24,27	42,16	N	8,88	14,41	0-820	48	
		2	2,38	1,17	LN	2,28	0,11	0-820	48	
		2	7,22	4,26	N	2,80	0,29	0-20	36	
		2	1,81	0,61	LN	1,08	1,08	0-20	36	
2	77,0	58,35	N	2,03	0,06	20-820	12			
2	4,09	0,70	LN	0,65	1,27	20-820	12			
C _{1tr}	4400-4436	22-28	1	49,06	62,41	N	5,7	1,64	0-820	84
			1	2,98	1,83	LN	12,69	43,12	0-820	84
			1	10,13	5,28	N	2,25	0,39	0-30	51
			1	1,99	1,66	LN	18,37	63,79	0-30	51
			1	109,21	62,55	N	0,90	2,11	30-830	33
			1	4,51	0,63	LN	0,28	2,09	30-830	33
			2	8,02	4,69	N	5,23	8,24	0-830	59
			2	1,76	1,55	LN	19,49	69,93	0-830	59
			2	7,42	3,45	N	0,32	1,26	0-20	57
			2	1,70	1,56	LN	19,55	69,74	0-20	57
			3	14,12	11,72	N	4,46	5,23	0-800	43
			3	2,09	1,91	LN	13,35	40,31	0-800	43
			3	6,24	3,20	N	1,62	0,31	0-14	25
			3	1,33	2,20	LN	9,87	24,94	0-14	25
3	25,06	10,39	N	3,85	5,64	15-800	18			
3	3,15 (23,33)	0,35	LN	1,54	0,69	15-800	18			
4475-4480	29	2	20,31	10,54	N	2,09	0,04	0-820	26	
		2	2,88	0,53	LN	0,75	0,72	0-820	26	
		3	17,40	11,31	N	1,27	1,26	0-820	15	
		3	2,63	0,68	LN	0,01	1,41	0-820	15	

Статистичні параметри обробки даних вимірів χ керну із св.Столярівська-2

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{сер}$	δ_{χ}	N/LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, п			
C _{1v2}	4262-4274	1-2	1	4.44	1,69	N	2,64	1,58	0-800	16			
			1	0.82	2,62	LN	6,57	13,32	0-800	16			
					2	27,29	7,77	N	2,20	0,33	20-820	17	
					2	3,27	0,24	LN	1,57	0,73	20-820	17	
					2	11,94	3,52	N	1,55	1,15	0-20	70	
					2	2,41	0,42	LN	10,37	24,91	0-20	70	
			4348-4357	3	2	23,17	17,48	N	6,76	5,11	0-820	90	
		2			2,91 (18,36)	0,65	LN	1,66	0,64	0-820	90		
		3			39,67	34,79	N	0,31	2,41	0-820	9		
					3	2,97	1,38	LN	0,43	2,08	0-820	9	
	4357-4367	4	4	6.14	3,50	N	5,00	2,18	0-860	97			
					4	1.67 (5.31)	0,57	LN	1,55	1,48	0-860	97	
C _{1v2} - C _{1v1}	4358-4507	4-7	1	9.54	4,77	N	1,60	0,19	0-820	13			
			1	2.13	0,49	LN	0,11	1,19	0-820	13			
			2	12,53	23,76	N	28,78	78,55	0-820	165			
			2	2.12	0,66	LN	11,30	24,21	0-820	165			
			2	8.43	4,05	N	14,90	36,21	0-100	160			
			2	2.03	0,44	LN	2,48	9,86	0-100	160			
			2	84,4	60,95	N	0,19	2,37	15-815	10			
			2	4.08	0,91	LN	0,12	2,42	15-815	10			
			2	8.03	2,83	N	3,27	3,64	0-20	157			
			2	2.01	0,40	LN	6,14	10,33	0-20	157			
			3	5.64	2,77	N	1,31	1,11	0-815	11			
			3	1.62	0,47	LN	0,73	1,67	0-815	11			
			C _{1tr}	4530-4554	9-12	1	12,68	4,70	N	1,86	0,24	0-800	28
						1	2.43	0,55	LN	3,70	1,73	0-800	28
2	9.94	4,49				N	13,37	26,65	0-800	186			
2	2.22	0,39				LN	2,09	3,36	0-800	186			
2	9.66	3,69				N	6,81	4,49	0-30	184			
2	2.20 (9,03)	0,36				LN	0,25	1,34	0-30	184			
4	12,49	5,97				N	1,96	0,37	0-80	57			
4	2.39	0,56				LN	3,98	6,75	0-80	57			
4	16,97	20,37				N	11,87	22,06	0-830	60			
4	2.50	0,73				LN	1,42	5,68	0-830	60			
	4575-4597	13-15				1	6.87	3,97	N	2,70	1,19	0-30	30
1						1.76	0,58	LN	0,37	0,85	0-30	30	
1						59,00	12,64	N	1,61	0,02	30-830	12	
			1	4.06	0,20	LN	0,98	0,55	30-830	12			

продовження таблиці Б.2.6.

Вік	Інтервал керновідбору	№ керну	Тип породи	$\chi_{\text{сер}}$	$\delta\chi$	N/LN	CrA	CrE	Діапазон χ	К-сть значень, n	
C _{1tr}	4575-4597	13-15	2	19,06	24,98	N	4,12	2,16	0-830	30	
			2	2,29 (9,87)	1,05	LN	2,35	0,84	0-830	30	
			4	18,69	20,49	N	8,75	8,34	0-100	90	
			4	2,53 (12,56)	0,84	LN	2,53	0,03	0-100	90	
D _{3fm}	4626-4655	16-18	1	101,14	122,38	N	9,58	13,22	0-860	85	
			1	4,14 (62,80)	0,94	LN	0,84	1,77	0-860	85	
			2	41,10	15,27	N	0,38	1,04	0-860	40	
			2	3,64	0,42	LN	1,96	0,02	0-860	40	
	4679-4726	19-20	2	2	5,11	3,69	N	1,75	0,87	0-860	18
				2	1,36	0,76	LN	0,19	1,05	0-860	18
				3	8,10	2,48	N	1,37	0,06	0-860	30
				3	2,04	0,32	LN	1,11	1,37	0-860	30

Б.3. ПРИМІТКИ ДО ТАБЛИЦЬ
Б.1.1. – Б.1.7, Б.1.9. – Б.1.11, Б.2.1. – Б.2.6

У таблицях подані величини магнітної сприйнятливості порід $\chi \times 10^{-5} \text{Сі}$

В дужках у випадку логарифмічно-нормального закону розподілу наведено величини χ , які відповідають не середньому значенню, а моді відповідної вибірки (експоненті середнього значення логарифмічно нормального розподілу).

Тип породи:

„1” – аргіліт

„2” – алевроліт

„3” – пісковик

„4” – вапняк

$\chi_{\text{ср}}$ – Середні значення магнітної сприйнятливості (χ) керну

δ_{χ} – Середньоквадратичне відхилення вибірки значень χ

N – Нормальний тип розподілу вибірки значень χ

LN – Логарифмічно-нормальний тип розподілу значень χ

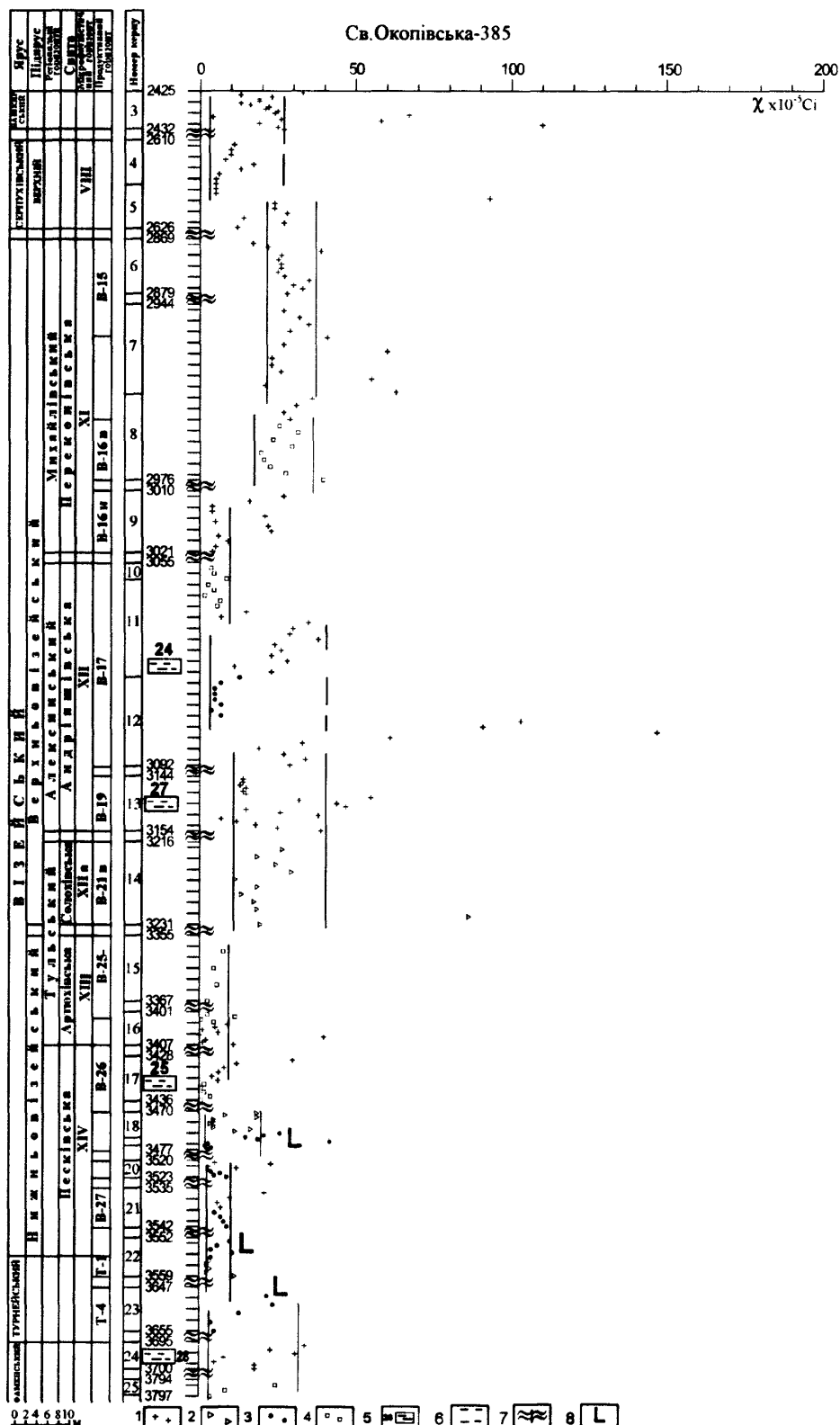
CrA –Критерії асиметрії вибірки значень χ

CrE – Критерій ексцесу вибірки значень χ

ДОДАТОК В

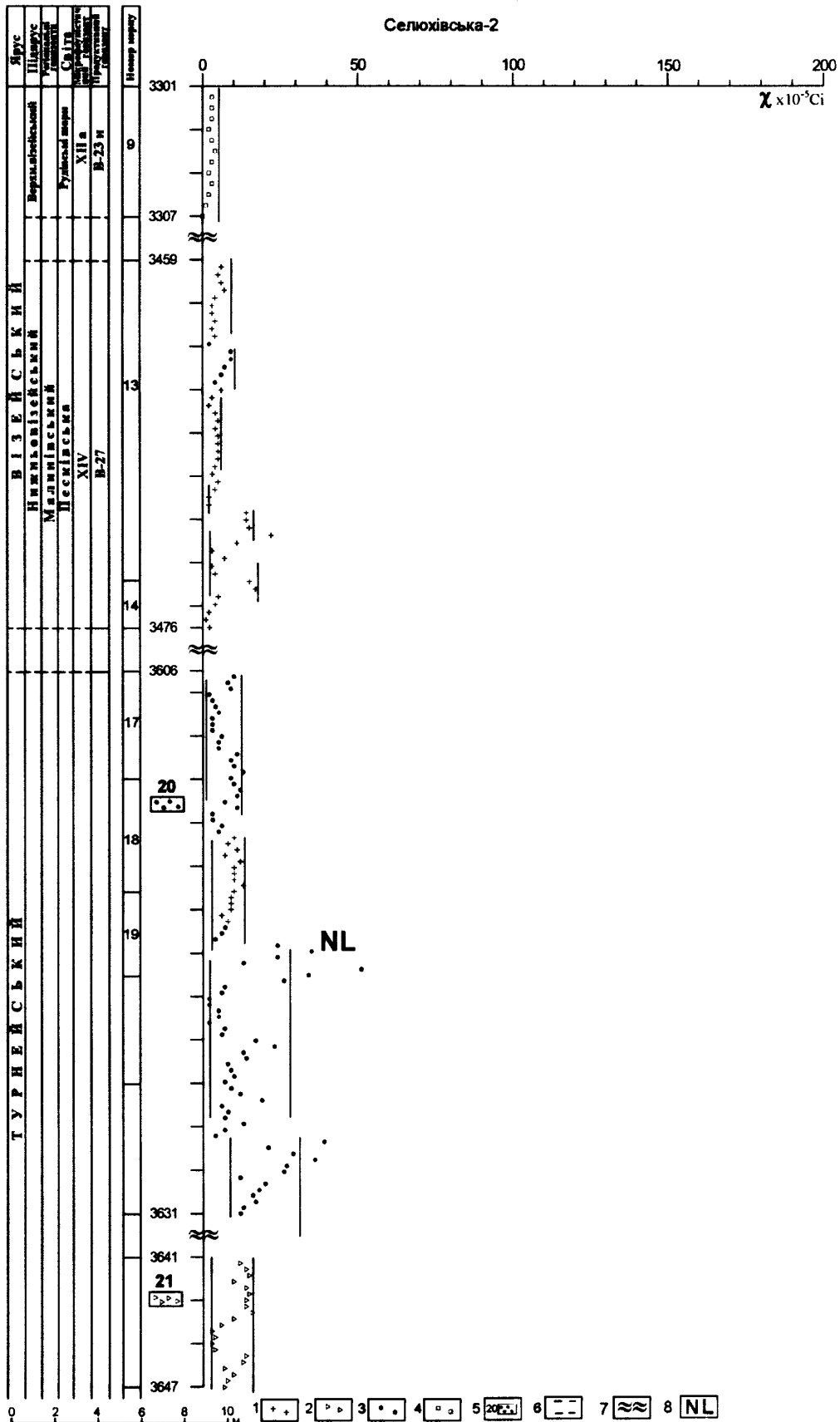
ДІАГРАМИ РОЗПОДІЛУ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ КЕРНУ ПО СВЕРДЛОВИНАХ

В.1. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Окопівська-385



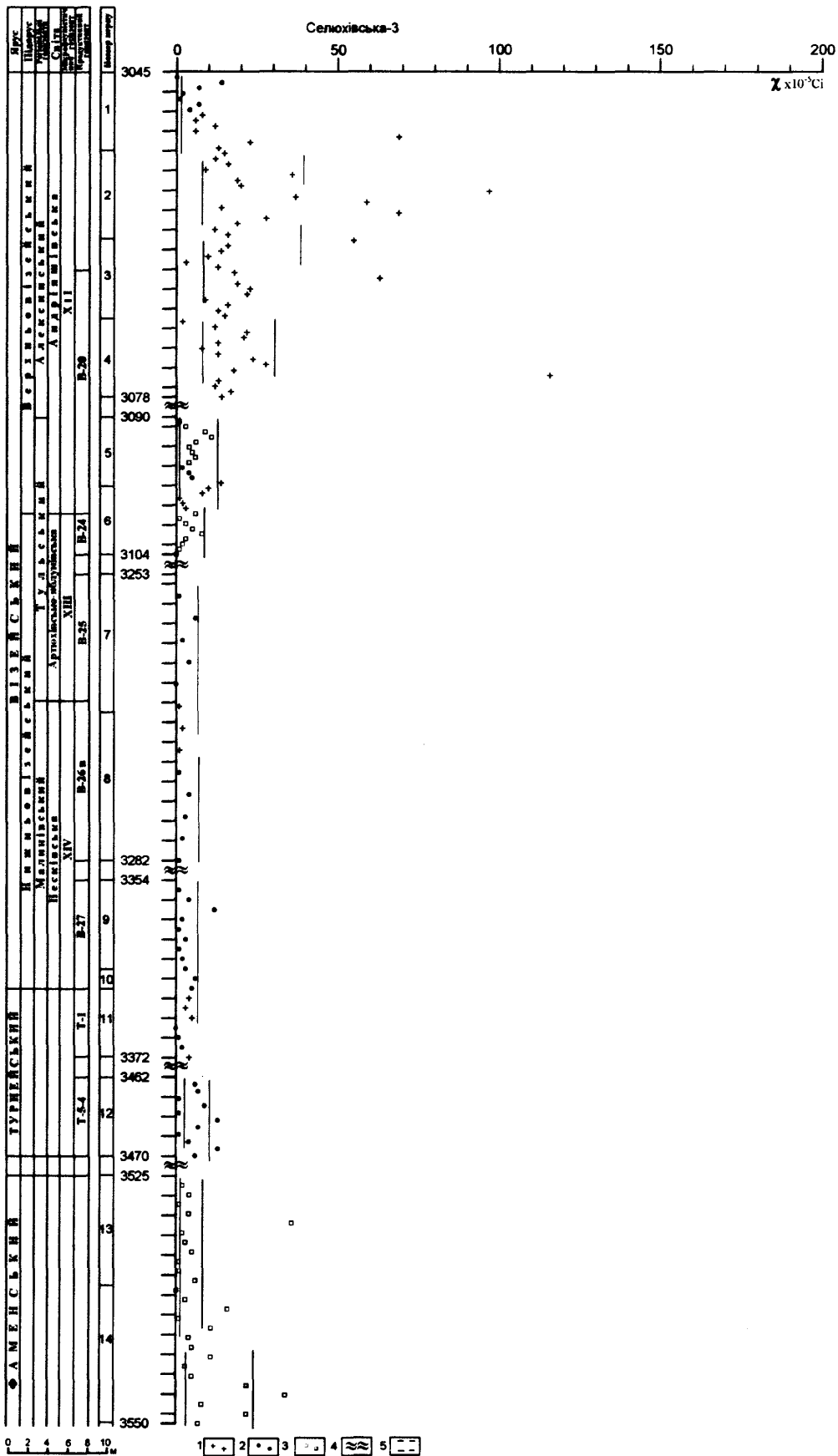
1—аргіліти; 2—алевроліти; 3—пісковики; 4—вапняки; 5—номери вірців; 6—умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 7—інтервали без відбору керну; 8—логіарифмічно-нормальний тип розподілу значень χ .

В.2. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Селюхівська-2



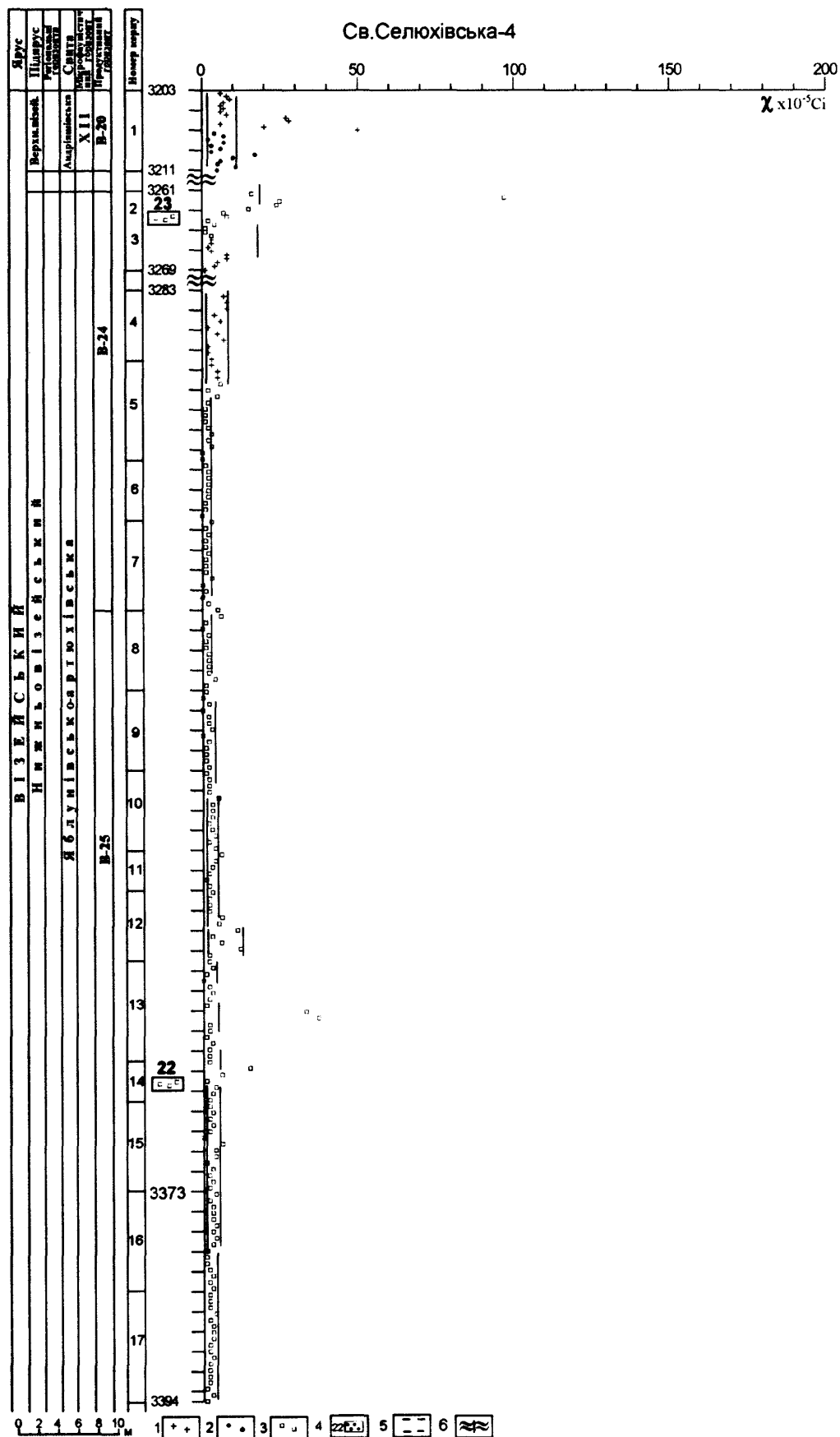
1-аргіліти; 2-алевроліти; 3-пісковики; 4-вапняки; 5-номери взірців; 6-умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 7-інтервали без відбору керну; 8- вибірки значень МС із нормальним та логарифмічно-нормальним типом розподілу

В.3. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Селюхівська-3



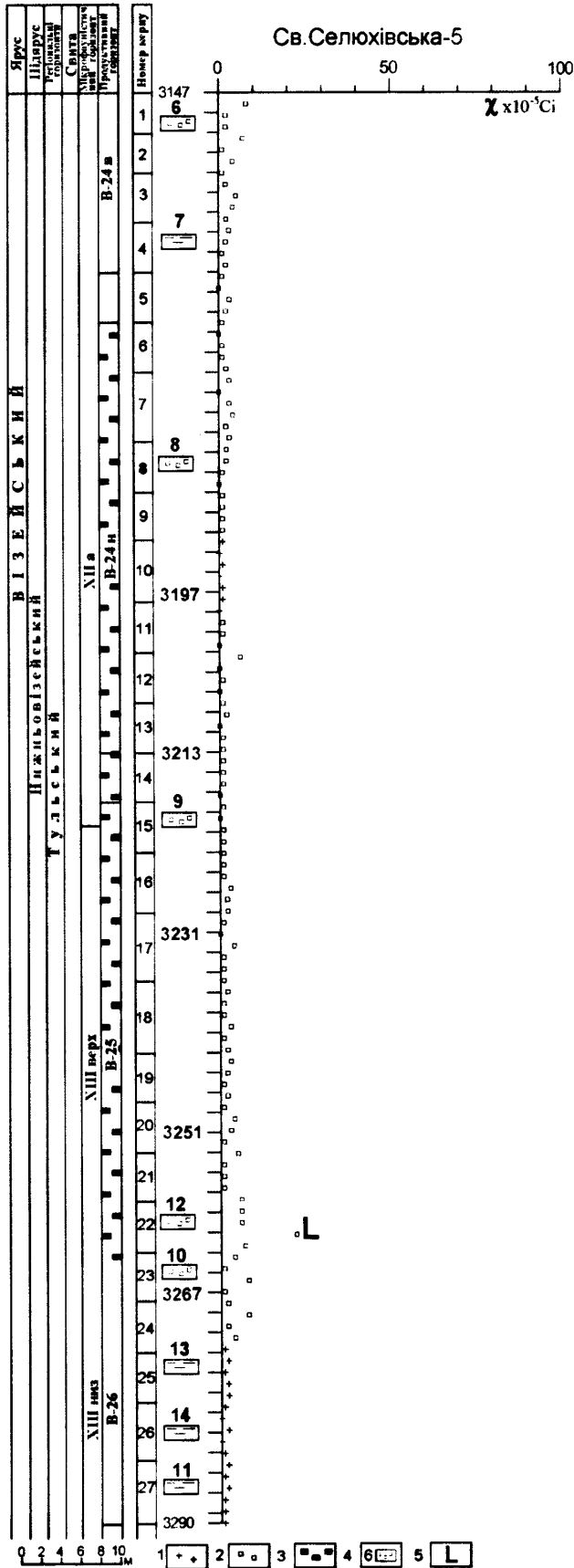
1-аргіліти; 2-пісковики; 3-вапняки; 4-інтервали без відбору керну; 5-умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ;

В.4. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Селюхівська-4



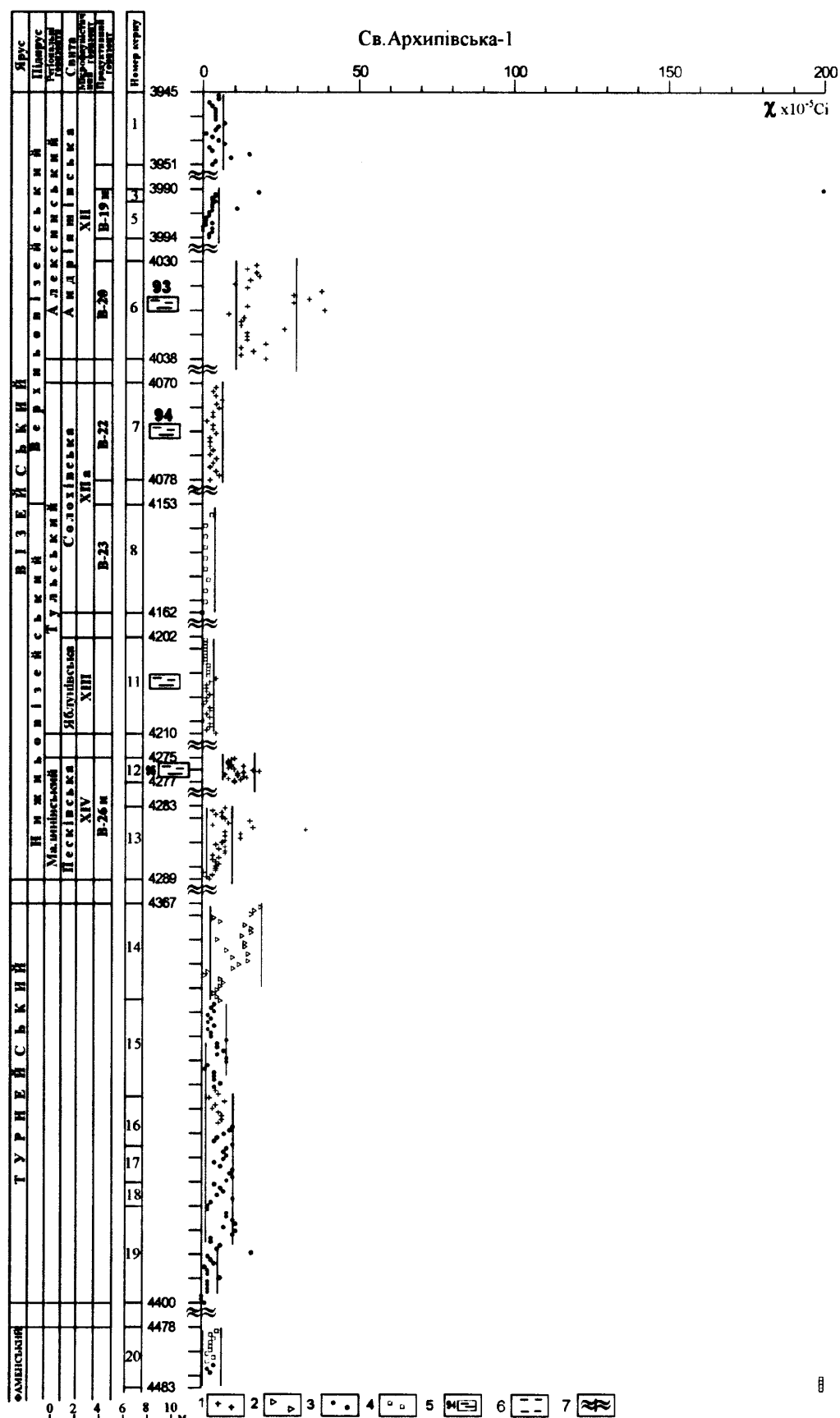
1-аргіліти; 2-пісковики; 3-вапняки; 4-номери взірців; 5-умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 6-інтервали без відбору керну

В.5. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Селюхівська-5



1-аргіліти; 2-вапняки; 3-нафтоносний пласт; 4-номери візців; 5-логіфічно-нормальний тип розподілу значень χ

В.6. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Архипівська-1



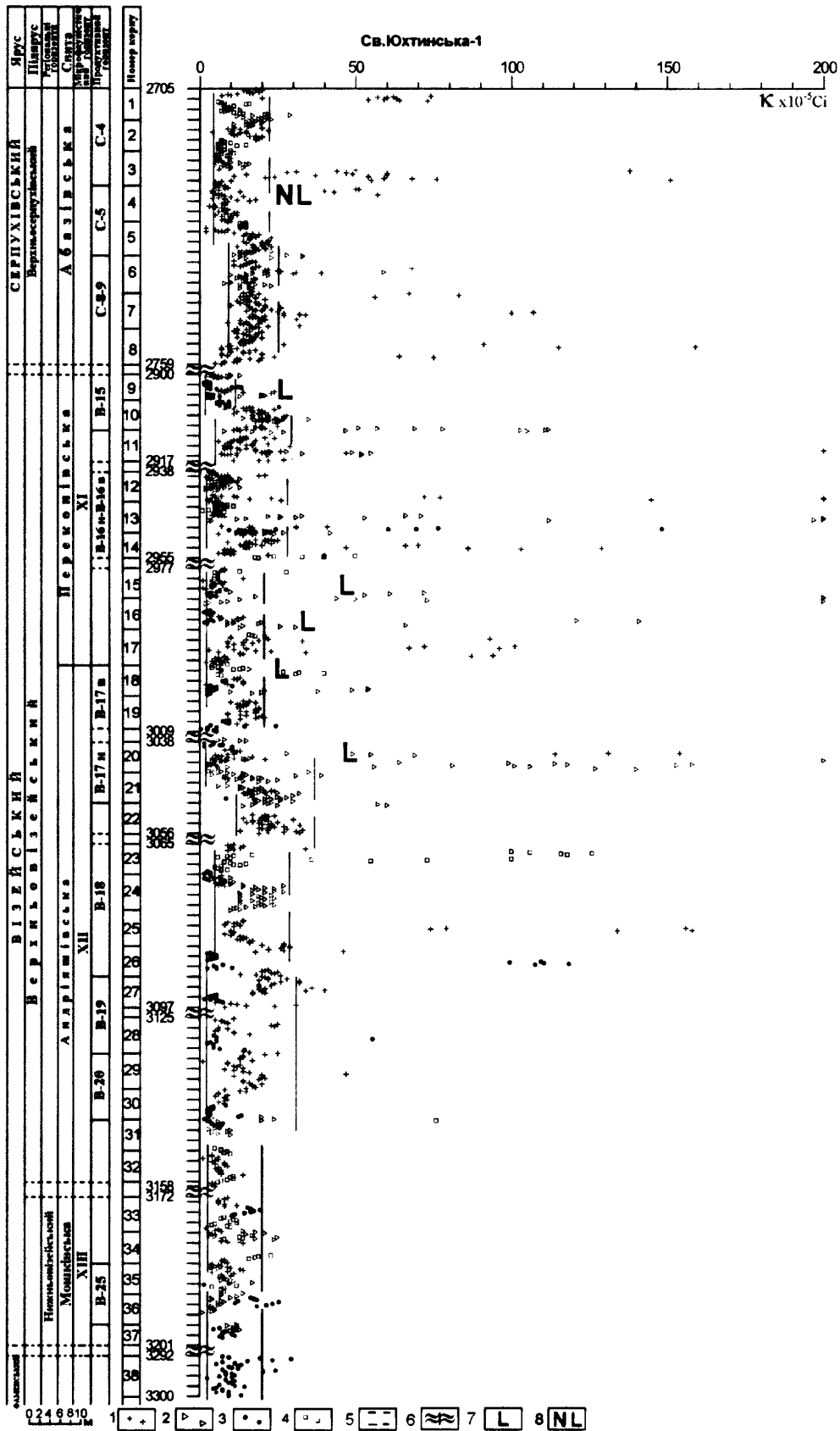
1-аргіліти; 2-алевроліти; 3-пісковики; 4-вапняки; 5-номери взірців; 6-умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 7-інтервали без відбору керну

В.7. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Ісківці-315



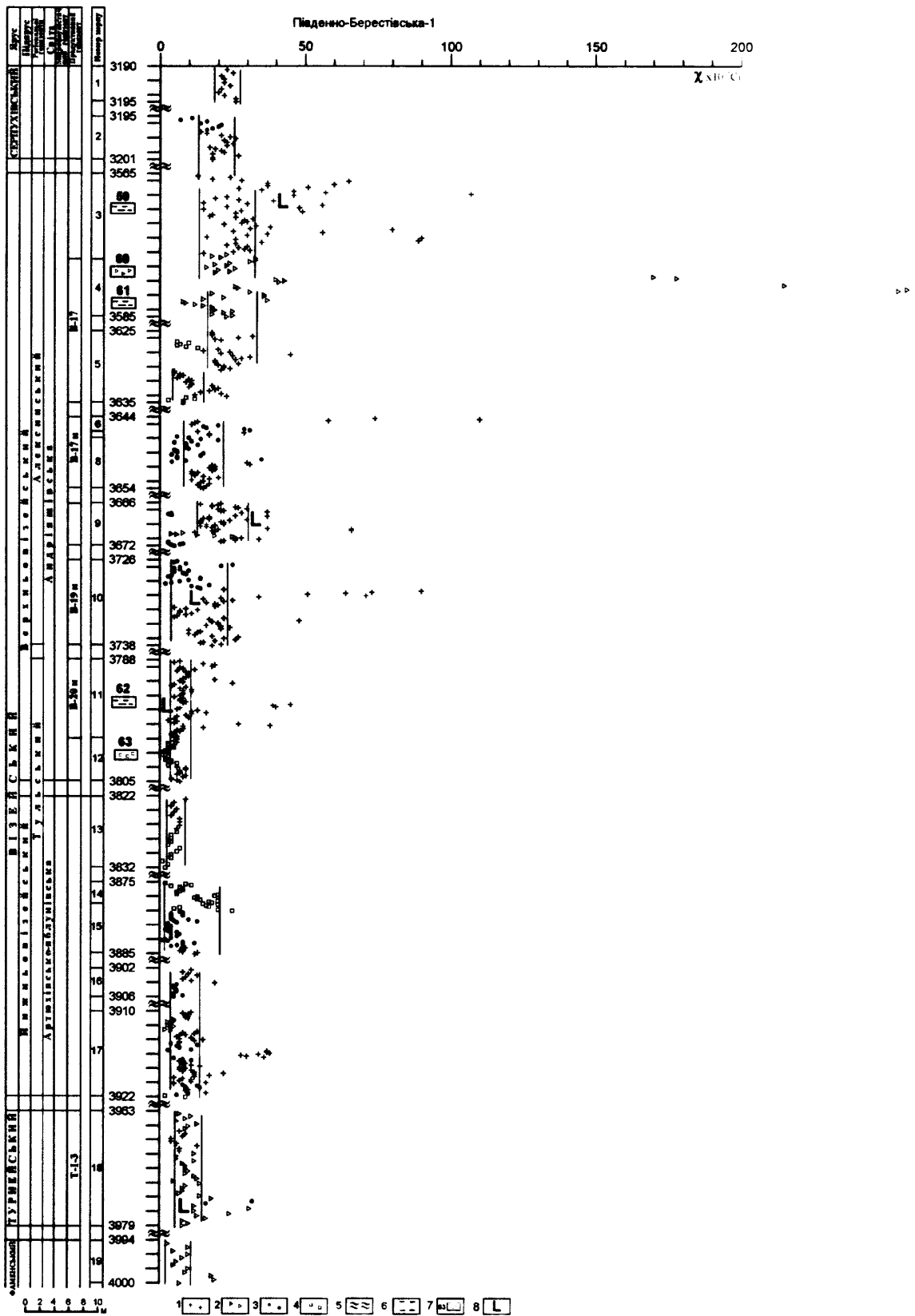
1-аргіліти; 2-алевроліти; 3-пісковики; 4-вапняки; 5-номери вірців; 6-умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 7-інтервали без відбору керну

В.8. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Юхтинська-1



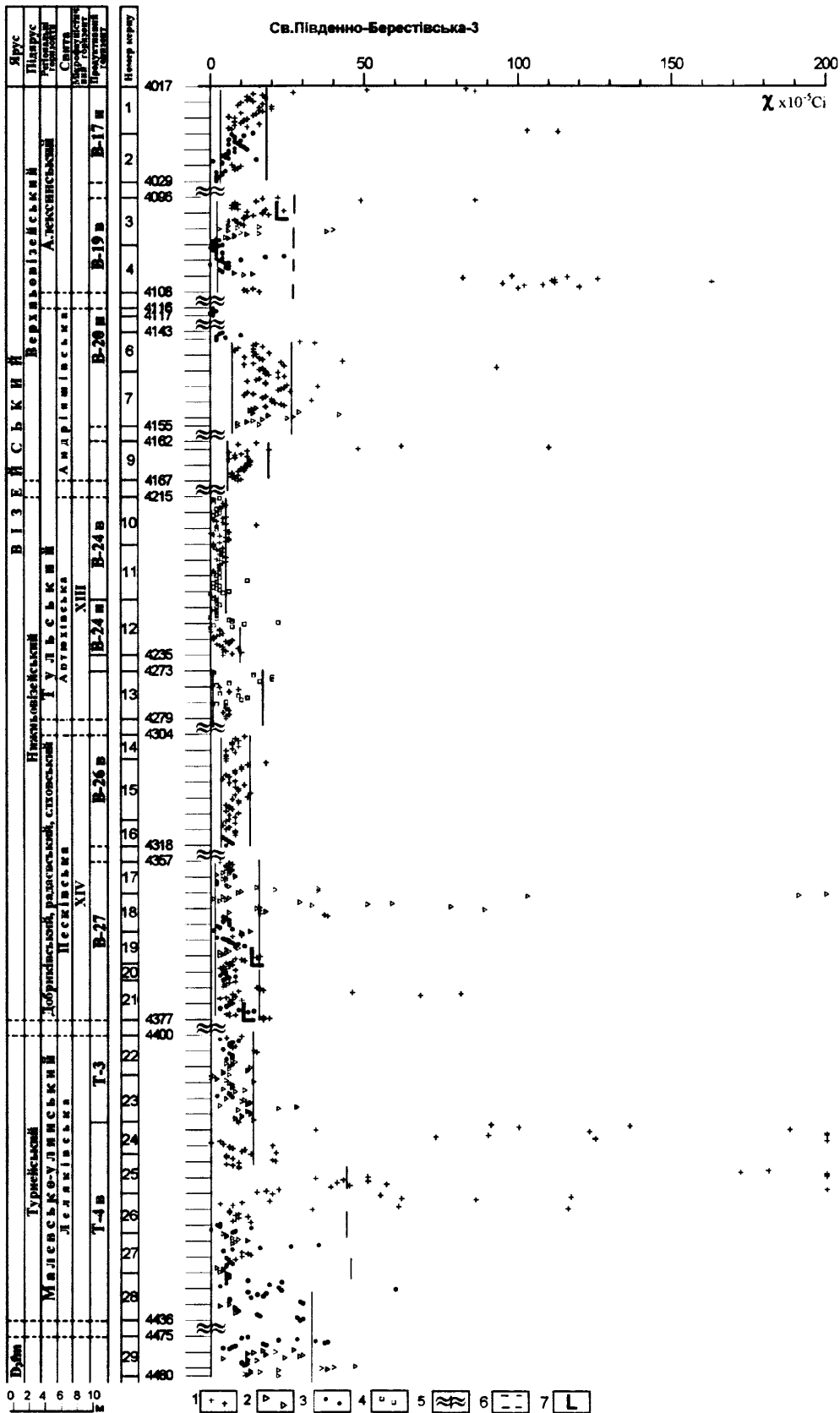
1—аргіліти; 2—алевроліти; 3—пісковики; 4—вапняки; 5—умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 6—інтервали без відбору керну; 7—логарифмічно-нормальний тип розподілу значень χ ; 8—вибірki значень МС із нормальним та логарифмічно-нормальним типом розподілу

В.9. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Південно-Берестівська-1



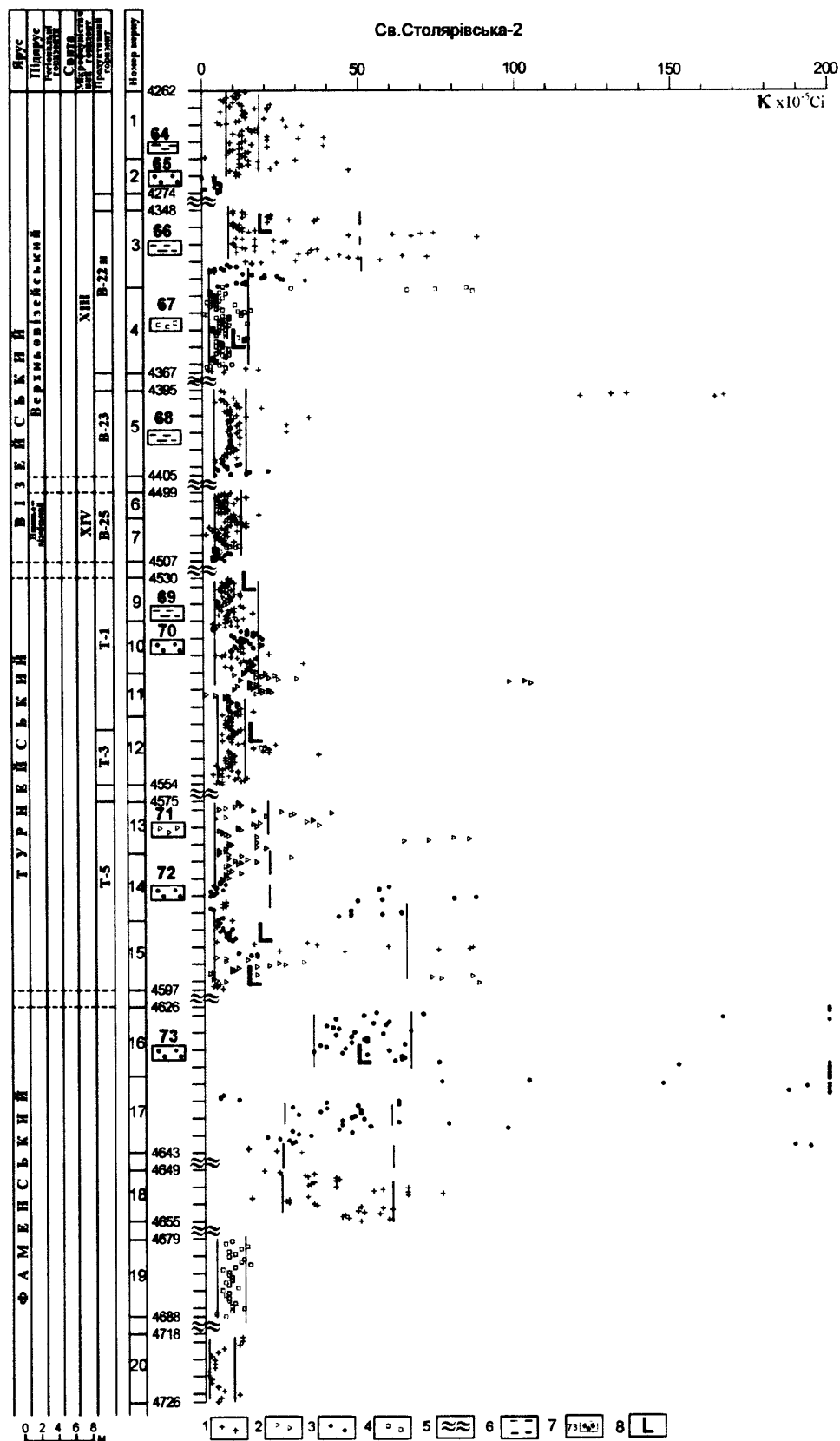
1—аргіліти; 2—алевроліти; 3—пісковики; 4—вапняки; 5—інтервали без відбору керну
 6—умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 7—номери зрців; 8—логіфімічно-нормальний тип розподілу значень χ .

В.10. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Південно-Берестівська-3



1—аргіліти; 2—алевроліти; 3—пісковики; 4—вапняки; 5—інтервали без відбору керну
6—умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ; 7—логарифмічно-нормальний тип розподілу значень χ.

В.11. Розподіл магнітної сприйнятливості керну по свердловині Столярівська-2



1-аргіліти; 2-алевроліти; 3-пісковики; 4-вапняки; 5-інтервали без відбору керну; 6-умовні лінії максимальних і мінімальних значень χ ; 7-номери взірців; 8- логарифмічно-нормальний тип розподілу значень χ

χ

ДОДАТОК Г
НОМЕРИ ВІДБРАНИХ ВЗІРЦІВ ТА ЇХ МАГНІТНА СПРІЙНЯТЛИВІСТЬ

Ярус, світа	Тип породи	Свердловини південної прибортової зони													Свердловини північної прибортової зони																																							
		с1			с2			с4			с5			с304			с385			п3			і315			р386			в1			з1			пб1			ст2																
		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х		№вз.	Х																		
С1 ₂	аргіліти	15	27									2	8	24	60	42	12		31	29	31	43	281	52	68	55	13	59	35	64	4																							
	аргіліти										26	57	27	25					34	24	47	44	17				76	60	67	66	26																							
	алевроліти																						48	31												62	11																	
	пісковики																																																					
	вапняки																																																					
	аргіліти	18	12							7	3				25	11	40	4					49	3				56	50																									
С1 ₁	пісковики	19	4																																																			
	вапняки								23	73		6	5	3	1																																							
									22	3		8	1	4	5																																							
												9	1																																									
												12	2																																									
												10	3																																									
С1 _{tr}	аргіліти	17	21																																																			
	алевроліти																																																					
	пісковики	16	7	20	10							5	1																																									
D ₃ f _m	вапняки																																																					
	аргіліти														28	20																																						
	алевроліти																																																					
	пісковики																																																					
	вапняки																																																					