

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ІВАНО-ФРАНКІВСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ТЕХНІЧНИЙ
УНІВЕРСИТЕТ НАФТИ І ГАЗУ

На правах рукопису

ФЕДОРІВ ВОЛОДИМИР ВАСИЛЬОВИЧ

УДК 550.835 (06)

Ф 33

ВИДІЛЕННЯ ПОЛІМІКТОВИХ ПІСКОВИКІВ У КАМ'ЯНОВУГІЛЬНИХ ТА
ПЕРМСЬКИХ НАФТОГАЗОНОСНИХ ВІДКЛАДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ
ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ ЗА ДАНИМИ ЯДЕРНО-
ФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Спеціальність 04.00.22 – Геофізика

Дисертація на здобуття наукового ступеня
Кандидата геологічних наук

Науковий керівник

Д.Д.Федоришин

доктор геол. наук, доцент



d185

Івано-Франківськ — 2000

185

ЗМІСТ

| | Стор. |
|---|-------|
| ВСТУП | 5 |
| Розділ 1 | |
| СТАН ВИВЧЕНОСТІ ВИКОРИСТАННЯ ЯДЕРНО-ФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ДЛЯ ВИДІЛЕННЯ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ ПОЛІМІКТОВОГО ТИПУ. | 12 |
| Висновки до першого розділу | 20 |
| Розділ 2 | |
| ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГАЗОНОСНИХ ГОРИЗОНТІВ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНИХ ТА ПЕРМІ. | 21 |
| Висновки до другого розділу | 39 |
| Розділ 3 | |
| ГАМА-СПЕКТРОМЕТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ ВИВЧЕННІ ГЕОФІЗИЧНИХ РОЗРІЗІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ. | 40 |
| 3.1.Розподіл природних радіоактивних елементів у кам'яновугільних і пермських відкладах центральної частини ДДЗ | 42 |
| 3.2.Методика літологічного розчленування розрізу свердловин на прикладі Розпашновської площі | 51 |
| 3.3.Методика виділення стратиграфічної границі між візейським та турнейським ярусами | 58 |
| Висновки до третього розділу. | 63 |
| Розділ 4 | |
| ВИДІЛЕННЯ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ В ГЕОЛОГІЧНИХ РОЗРІЗАХ ПОЛІМІКТОВОГО ТИПУ НАФТОГАЗОВИХ РОДОВИЩ ДДЗ | 64 |
| 4.1.Методика розподілу колекторів за залишковою водонасиченістю на поліміктові і кварцові | |

| | |
|---|----|
| пісковики | 64 |
| 4.2.Методика виділення поліміктових пісковиків за даними гама-спектрометрії. | 72 |
| Висновки до четвертого розділу. | 83 |

Розділ 5

| | |
|---|-----|
| ВИЗНАЧЕННЯ ЄМНІСНО-ФІЛЬТРАЦІЙНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ПОЛІМІКТОВИХ ПІСКОВИКІВ НАФТОГАЗОВИХ РОДОВИЩ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ | 84 |
| 5.1.Вплив технічних умов вимірювання на покази свердловинного гама-спектрометра. | 85 |
| 5.2.Визначення глинистості за даними радіоактивних методів | 91 |
| 5.2.1.Вклад природних радіоактивних елементів в гама-поле, що реєструється. | 92 |
| 5.2.2.Методика визначення глинистості за даними радіоактивного каротажу з врахуванням мінерального складу глинистого матеріалу | 95 |
| 5.3.Вплив петрофізичних факторів на величину ΔT , що реєструється | 100 |
| 5.4.Визначення залишкового водонасичення в поліміктових пісковиках | 109 |
| 5.5.Визначення коефіцієнта проникності гірських порід | 118 |
| 5.6.Методика визначення часу життя теплових нейтронів у скелеті породи з використанням гама-спектрометричного методу | 121 |
| Висновки до п'ятого розділу | 130 |

Розділ 6

| | | | | |
|-----------------------------|------------|------------------|-----------|-------|
| ЕФЕКТИВНІСТЬ | ВИВЧЕННЯ | ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ | | |
| ПОЛІМІКТОВОГО | ТИПУ | ЗА | ДОПОМОГОЮ | ГАМА- |
| СПЕКТРОМЕТРИЧНИХ | ДОСЛІДЖЕНЬ | | | 131 |
| Висновки до шостого розділу | | | | 148 |
| ВИСНОВКИ. | | | | 149 |
| СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ. | | | | 151 |

ВСТУП

Актуальність проблеми зумовлена нагальною потребою забезпечення пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ достовірним прогнозом продуктивності відкладів складних геологічних розрізів. В умовах центральної частини Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) геологічні розрізи кам'яновугільних та пермських перспективних відкладів характеризуються складним літологічним складом, що обумовлено наявністю в них порід-колекторів поліміктового типу.

Для даного типу колекторів інформативність геофізичних методів досліджень, які традиційно застосовуються, недостатня. Методики виділення порід-колекторів та визначення колекторських властивостей пластів, що успішно використовуються в інших регіонах, через неоднорідність мінерального складу порід кам'яновугільних і пермських відкладів, мають низьку ефективність. Враховуючи вищенаведене, при вирішенні геолого-геофізичних задач, зокрема, при виділенні порід-колекторів поліміктового типу, оцінці їх емнісно-фільтраційних властивостей та проведенні літолого-стратиграфічного розчленування геологічного розрізу, необхідно розробити нові більш інформативні методики, які дадуть змогу вирішити поставлені задачі та підвищити ефективність пошуково-розвідувальних робіт.

Одним із перспективних напрямків вивчення такого типу геологічних розрізів є ядроно-фізичні дослідження. В даній роботі на основі даних про розподіл природних радіоактивних елементів (ПРЕ) урану (радію) (U(Ra)),

торію (Th) та калію (K^{40}) у кам'яновугільних та пермських відкладах ДДЗ розроблено методики, за допомогою яких можна достовірно провести літолого-стратиграфічне розчленування геологічного розрізу, а також оцінити природу підвищеної гамма-активності порід-колекторів.

Надзвичайно актуальною є проблема інтерпретації результатів геофізичних досліджень геологічних розрізів, які вміщують породи-колектори поліміктового типу. Для її вирішення необхідно враховувати вплив мінерального складу порід на результати геофізичних досліджень.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Результати наукових досліджень, які наведені в дисертаційній роботі, отримані під час виконання держбюджетних науково-дослідних робіт, що проводились у Галузевій науково-дослідній лабораторії (ГНДЛ-6) Інституту нафтогазових технологій Івано-Франківського державного технічного університету нафти і газу відповідно до Державної програми "Нафта і Газ України". Теми фундаментальних досліджень відповідають пріоритетним напрямкам розвитку науки та затверджені наказами Нафтогазової Академії України.

Мета і задачі роботи.

Мета роботи: У дисертації наведене теоретичне узагальнення і нове вирішення наукової проблеми, що виявляється у розробці експериментальних основ і методик виділення та діагностики порід-колекторів поліміктового типу кам'яновугільних та пермських відкладів центральної частини ДДЗ на основі результатів

гамма-спектрометрії з використанням стандартного комплексу геофізичних досліджень свердловин (ГДС).

Об'єкт дослідження: породи-колектори поліміктового типу кам'яновугільних та пермських відкладів центральної частини Дніпровсько-Донецької западини.

Методи дослідження: теоретичне моделювання, експериментальні лабораторні ядерно-фізичні дослідження, математична обробка даних та методи промислової геофізики.

Основні задачі досліджень:

1. Вивчити літологічні особливості порід-колекторів кам'яновугільних і пермських відкладів центральної частини ДДЗ та можливості їх літолого-стратиграфічного розчленування з використанням сучасних ядерно-фізичних методів.

2. Виявити наявність природних радіоактивних елементів та дослідити зв'язок із особливостями мінералогічного складу порід-колекторів.

3. Встановити закономірності розподілу природних радіоактивних елементів у кам'яновугільних і пермських відкладах з метою виділення порід-колекторів, які представлені поліміктовими пісковиками.

4. Розробити методики визначення ємнісно-фільтраційних параметрів порід-колекторів поліміктового типу з використанням даних ядерно-фізичних досліджень.

5. Розробити методичні рекомендації для літологічного розчленування розрізів свердловин та виділення поліміктових колекторів з використанням результатів гамма-спектрометричних досліджень.

Наукова новизна одержаних результатів:

- встановлено закономірності розподілу природних радіоактивних елементів у кам'яновугільних і пермських відкладах нафтогазових родовищ центральної частини ДДЗ;
- з'ясовано природу підвищеної радіоактивності порід-колекторів поліміктового типу;
- розроблено методику виділення поліміктових пісковиків у геологічному розрізі кам'яновугільних та пермських відкладах центральної частини ДДЗ;
- на основі результатів ядерно-фізичних досліджень розроблено методичні рекомендації для літолого-стратиграфічного розчленування розрізів кам'яновугільних і пермських відкладів нафтогазових родовищ центральної частини ДДЗ;
- експериментально доведена достовірність виділення поліміктових пісковиків за даними гамма-спектрометричного методу;
- на основі лабораторних досліджень показана висока ефективність ядерно-фізичних методів при вивченні літолого-петрофізичної характеристики порід-колекторів кам'яновугільних і пермських відкладів центральної частини ДДЗ.

Практичне значення одержаних результатів. Проведені ядерно-фізичні дослідження порід-колекторів поліміктового типу кам'яновугільних і пермських відкладів дозволяють більш обґрунтовано планувати пошукові роботи на нафту і газ у центральній частині ДДЗ. Розроблені петрофізичні моделі поліміктового

пісковиків використовуються виробничими організаціями ДГП "Укргеофізика", Карпатським управлінням геофізичних робіт та Управлінням геологічних робіт (м.Полтава) з метою визначення ємнісно-фільтраційних параметрів нафтогазонасичених пластів.

Викладений в роботі теоретичний матеріал і розроблені методики використовуються також в навчальному процесі студентів геологорозвідувального факультету Івано-Франківського державного технічного університету нафти і газу.

Фактичним матеріалом послужили результати лабораторних досліджень на 600 зразках керна отриманого із продуктивних розрізів свердловин Розпашнівської, Яблунівської, Софіївської та Тутівської площ, які виконані автором у Галузевій науково-дослідній лабораторії (ГНДЛ-6) Інституту нафтогазових технологій Івано-Франківського державного технічного університету нафти і газу, а також дані петрофізичної лабораторії ДГП "Західукргеологія", лабораторії фізики пласта ЦНДЛ, ВАТ "Укрнафта", геолого-геофізичні матеріали ДГП "Укргеофізика" та Управління геологічних робіт (м. Полтава).

Особистий внесок здобувача. Особисто здобувачем до наукових праць, які опубліковані у співавторстві, виконано лабораторні дослідження кернавого матеріалу, відібраного із кам'яновугільних і пермських відкладів центральної частини ДДЗ; зроблено математичне моделювання по розподілу природних радіоактивних елементів; побудовано петрофізичні моделі для порідколекторів поліміктового типу; розроблено методику

виділення порід-колекторів поліміктового типу за даними гамма-спектрометричних досліджень; на базі розробленої методики виділено пісковики поліміктового типу та проведено літологічне розчленування розрізу на Розпашнівській та Софіївській площах.

Основні положення, які захищаються.

1. Встановлений характер розподілу радіоактивних ізотопів урану, торію та калію та їх співвідношення в породах візейських і турнейських відкладів є діагностичним критерієм при виділенні порід-колекторів поліміктового типу.

2. Уповільнюючі нейтронні властивості турнейських та візейських відкладів зумовлюються розподілом у них радіоактивного ізотопу калію.

3. Характер розподілу радіоактивних ізотопів урану, торію та калію в гірських породах зумовлений мінеральним складом, що дозволяє за даними гамма-спектрометрії уточнити їх літологічну належність.

Апробація результатів дисертації. Основні положення та результати дисертаційних досліджень доповідались на 5-ій Міжнародній конференції "Нафта - Газ України-98" (м. Полтава 1998р.), Науково-технічній конференції професорсько-викладацького складу університету (м. Івано-Франківськ 1998р.), Науково-технічних радах підприємств: ВАТ "Укрнафта", ДГП "Укргеофізика" та Управління геологічних робіт (м. Полтава), а також Наукових семінарах кафедри геофізичних досліджень свердловин ІФДТУНГ.

Публікації. Автором опубліковано сім праць за темою дисертації, із них п'ять статей (в тому числі одна

одноосібна) в журналах, рекомендованих ВАК України, та дві основні тези в збірниках наукових праць науково-технічних конференцій.

Об'єм роботи. Дисертаційна робота складається із вступу, 6 розділів, висновків і списку використаних джерел. Текст викладено на 161 сторінках машинного тексту і включає 26 рисунків та 20 таблиць. Список літератури містить 98 найменувань.

Дисертація виконувалась на кафедрі "Геофізичних досліджень свердловин" ІФДТУНГ в 1996-2000 рр. під керівництвом завідувача кафедри геофізичних досліджень свердловин, доктора геологічних наук Федоришина Дмитра Дмитровича.

Висловлюю свою щирю подяку завідувачу кафедри геології та розвідки нафтових і газових родовищ, доктору геол.-мін. наук, професору Маєвському Б.Й., доктору геол.-мін. наук, професору Гуньці Н.Н., доценту кафедри геофізичних досліджень свердловин, канд. геол.-мін. наук Старостіну В.А., доценту кафедри геології та розвідки нафтових і газових родовищ, канд. геол. наук Омельченку В.Г., завідувачу відділом ядерно-фізичних методів фізико-механічного інституту НАН України кандидату технічних наук Федоріву Р.Ф.

РОЗДІЛ 1

СТАН ВИВЧЕНОСТІ ВИКОРИСТАННЯ ЯДЕРНО-ФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ДЛЯ ВИДІЛЕННЯ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ ПОЛІМІКТОВОГО ТИПУ

Проблемою виділення та вивчення петрофізичних характеристик порід-колекторів поліміктового типу займалось багато вчених, зокрема Алексеев Ф.А., Аксельрод С.М., Кожевников Д.А., Кадісов Е.М., Дмитрієв Є.Є., Тихомірова Н.Л. [6, 7, 58, 62, 81], але вони, в основному, проводили дослідження в Татарії, Нижньому Поволжі, Тімано-Печорському регіоні та в незначній мірі північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини. Виходячи з цього можна сказати, що в центральній частині ДДЗ такі дослідження ціленаправлено не проводились, а тому виникає великий інтерес до виділення та вивчення порід-колекторів поліміктового типу.

Складність при виділенні і вивченні петрофізичних характеристик полягає в тому, що в скелеті поліміктових пісковиків містяться польові шпати і слюди, що приводить до підвищеної радіоактивності, а також до помилкового визначення як коефіцієнту пористості, так і нафтогазонасиченості за даними електричних методів. З метою вивчення мінерального складу породи та врахування його при інтерпретації методів геофізичних досліджень свердловин, нами пропонується використовувати нові методи ядерно-фізичних досліджень. Розглянемо більш детально можливості ядерно-фізичних методів при визначенні петрофізичних характеристик поліміктових пісковиків карбону та пермі ДДЗ.

Можливість практичного використання вимірювання природної радіоактивності для вивчення геологічних розрізів свердловин нафтогазових родовищ була показана Кіріковим А.П., Горшковим Г.В., Курбатовим Л.М. та ін. в 1933 р. Вперше на нафтопромислах Сизрані в 1937 р. витримав промислове випробування свердловинний прилад із лічильником Гейгера-Мюллера, а також була продемонстрована можливість ядерно-фізичних досліджень гірських порід і виявлення нафто- і водоносних горизонтів в свердловинах. Принципове значення мав факт реєстрації природного гама-випромінювання порід через сталіні обсажені труби [33, 34].

В кінці сорокових - на початку п'ятдесятих років появилася велика кількість робіт, які були присвячені результатам радіометричних досліджень з метою розв'язання ряду геологічних задач. Більшість робіт були у напрямку вивчення інтегрального гама-поля з метою літолого-стратиграфічного розчленування розрізу та визначення глинистості порід-колекторів. Однак до середини 50-х років назріла необхідність знати вклад тих чи інших природних радіоактивних елементів в інтегральне гама-поле.

Великий вклад в розвиток теорії і методики гама-методу внесли Блюменцев А.М., Булмасов А.В., Готтіх Р.П., Курба Л.М., Вернадський В.І., Виноградов А.П., Роковий А.В., Баранов В.І., та ін. [10, 20, 21, 23, 24, 39, 40, 64, 68, 88, 95, 98]. Ряд авторів в роботах [2, 3, 4, 5] відмічають, що зміна концентрації природних радіоактивних елементів (ПРЕ) залежить від величини області зносу, а також і від відстані від місця

осадо накопичення.

Слід відмітити, що незначні, в той час, за об'ємом дослідження, які пов'язані із визначенням концентрації урану, торію та калію, проводились за допомогою хімічних методів в лабораторних умовах. В зв'язку із тим, що хімічні методи дуже трудомісткі, потребують великих затрат і великої кількості хімічно чистих реактивів, ці методи не отримали широкого використання в нафтогазовій промисловості. Необхідність роздільного визначення радіоактивних елементів у великих об'ємах, заставило дослідників шукати методи, які б відрізнялись експресністю, високою чутливістю і могли б використовуватись як в лабораторних, так і в польових умовах. Всім цим вимогам відповідають методи гама-спектрометрії гірських порід.

Початок робіт по використанню гама-спектрометричного методу (ГМ-С) з метою вивчення природи радіоактивності порід відноситься до середини 50-х років. В 1955 році в лабораторії Інституту АН СРСР був сконструйований перший пороговий гама-спектрометр, в основу якого покладено метод реєстрації співпадаючих імпульсів [13]. Пізніше появляються автомобільні і авіаційні високочутливі гама-спектрометри.

Починаючи із 1956 р. великий об'єм радіометричних досліджень в районі нафтових і газових родовищ проводить ВНДІЯГГ під керівництвом Алексеева Ф.А. В основному, вивчався розподіл радіоактивних елементів в гірських породах, нафті і воді як по розрізу, так і по площах нафтових і газових родовищ північно-західного регіону ДДЗ, Нижнього Поволжя, Калмицької АРСР,

Туркменії [6]. В роботах Алексеева Ф.А. і Готтіх Р.П. [2, 3, 4, 5] встановлено, що збільшення вмісту урану в осадових гірських породах пов'язано із розсіяною органічною речовиною.

В цей же період починають розроблятися основи ядерно-магнітного каротажу. Роботи проводились ВНДІЯГГ, Азнафтохім ім. Азизбекова, ЛДУ ім. Кірова і Азербайджанським відділенням ПівденьДІгеофізика. Значна кількість робіт з використання ядерно-магнітного резонансу в промисловій геофізиці виконана закордонними вченими, які були присвячені теоретичному та експериментальному дослідженню процесів релаксації і формування сигналів вільної прецесії в пористих середовищах. Аналогічні роботи по вивченню магнітних властивостей були висвітлені рядом інших вчених [18, 32, 35, 36, 44, 51, 82, 83]. В роботах [32, 35, 51, 82] показані можливості ядерно-магнітних методів при розв'язку задач по вивченню петрофізичних характеристик гірських порід.

В 1970 – 1971 рр. інститутом ВНДІЯГГ було здійснено безперервний запис спектрів природного гама-випромінювання порід в свердловинах Ромашкінського нафтового родовища [6, 9, 62].

Інтенсивне випробовування гама-спектрометричного методу проходило в 1963 – 1980 рр. із використанням серійних гама-спектрометрів типу СГСЛ-Л, які були розроблені фізико-математичним інститутом НАН України. В цей же час проводились роботи в МІНГ ім. Губкіна І.М., ІФДТУНГ, ВНДІгеоінформсистем та інших організаціях по створенню геолого-геохімічних основ

гама-спектрометричного методу.

Початок вивчення природної радіоактивності гірських порід було покладено роботами Ларіонова В.В. [46, 48], які стали класичними. Вперше Ларіоновим В.В., а пізніше Курочкіним А.П. були виконані широкі експерименти на моделях пластів по вивченню впливу зміни діаметру необсадженої свердловини в різних частинах спектру γ , в рамках методики приведення до стандартних умов, виявлена не монотонна залежність поправочного фактора від енергії гама-випромінювання, що реєструється.

В 1974 – 1986 рр. Кожевниковим Д.А. розроблено нову методику проведення в свердловинах досліджень гама-методами, які включали інтегральну модифікацію методу природної радіоактивності (ГК), гама-гама каротаж густинний (ГГК-Г), методи гама-спектрометрії (ГК-С) та нейтронну гама-спектрометрію (НГК-С) [38]. Дана методика більш детально проводила калібровочні вимірювання, які дозволяли визначити спеціальні характеристики апаратури, що враховували неоднорідність системи "свердловина-пласт".

В роботах Виноградова А.П., Ропового А.Б., Баранова В.І. та інших, відмічається, що зміна вмісту радіоактивних елементів в осадових породах Східно-Європейської платформи пов'язана з умовами седиментації і літолого-петрографічним складом порід. Встановлено приуроченість підвищених концентрацій торію до глини і карбонатів у відкладах, які утворилися під час інтенсивних піднять або опускань басейну седиментації. Зміну величини відношення концентрацій торію та урану в залежності від віддалення зони осадо накопичення від

області зносу, можна використати при вивченні процесу седиментації.

Велика кількість робіт була присвячена кореляції розрізу за вмістом радіоактивних елементів в гірських породах. Під керівництвом Алексеева Ф.А. проводились радіометричні дослідження в районах нафтових і газових родовищ по вивченню розподілу радіоактивних елементів урану (U(Ra)), торію (Th) та калію (K⁴⁰) в гірських породах і флюїдах, які їх насичують, як по розрізу, так і по площі нафтових і газових родовищ в Нижньому Поволжі, Дніпровсько-Донецькій западині, Туркменії [6, 8, 9, 90].

Проведені дослідження дозволили виявити механізм утворення радіоактивних аномалій над покладами вуглеводнів і виявити ряд закономірностей розподілу радіоактивних елементів, які представляють значний науковий і практичний інтерес: аномалії гама-поля, які спостерігаються над покладами вуглеводнів, відбивають позитивні тектонічні структури і генетично із нафтою не пов'язані; між кількістю глинистого матеріалу і концентрацією радіоактивних елементів в породах існує тісний зв'язок; вміст урану значно зростає в породах, які збагачені розсіяною органічною речовиною.

Гама-спектрометричні дослідження в нафтових свердловинах, проведені Ларіоновим В.В., Тихомировою Н.Л., Алексеевим Ф.А. [9, 46, 80] показали, що за допомогою гама-спектрометричного методу більш ефективно розв'язуються питання кореляції розрізів, кількісної оцінки глинистості колекторів і виділення зон вторинної доломітизації. В роботі [90] показано, що

спектрометричний гама-каротаж дозволяє встановити в розрізі зони неузгодження, які переважно характеризуються накопиченням торію, за рахунок чого в цих зонах різко зростає величина відношення $\text{Th}/\text{U}(\text{Ra})$.

Починаючи з 70-х років спектрометрію природного гама-випромінювання використовують для вирішення задач літолого-фаціального розчленування розрізів на родовищах алунітів [54, 55], а також для стратиграфічного розчленування кайнозойських відкладів [42].

Тюрін В.І. та інші запропонували виявляти зони твердих бітумів, які збагачені ураном за допомогою спектрометрії природного гама-випромінювання в обсаджених свердловинах [56]. Було відмічено, що колектори казанського ярусу в ряді бітумних родовищ Татарстану відзначаються мінімальним вмістом калію та торію і підвищеним вмістом урану.

В роботах [61, 63] наведені результати проведених досліджень, можливості використання гама-спектрометрії природного випромінювання з метою виділення фосфоритових горизонтів, визначення глибини їх залягання, потужності, внутрішньої будови і випробовування фосфоритових горизонтів в свердловинах без відбору проб.

Карус Е.В. та інші встановили, що метод ГКС при комплексуванні з іншими геофізичними методами можна успішно використовувати для розчленування кристалічних порід [42].

В Карпатській нафтогазоносній провінції гама-спектрометричними дослідженнями, по вивченню

закономірностей і особливостей розподілу природних радіоактивних елементів урану (U(Ra)), торію (Th) та калію (K^{40}), займались Щепак В.М., Бардовський В.Я., Булмасов В.А., Старостін В.А., Федоришин Д.Д., Прокопів Й.І. [11, 12, 16, 17, 66, 84]

Великий вклад в дослідження природних радіоактивних елементів на території ДДЗ зробили Адамський Е.И., Бардовський В.Я., Старостін В.А., Трум А.А., Филатова Т.И. [58, 69, 72].

Висновок до першого розділу

Отже, враховуючи вищесказане, можна зробити наступний висновок, що гама-спектрометричні дослідження розрізів свердловин можуть бути успішно використані для розв'язку цілого ряду геологічних задач:

1. Літолого-фаціального розчленування розрізу.
2. Стратиграфічного розчленування розрізу.
3. Кореляція розрізів за вмістом природних радіоактивних елементів.
4. Кількісна оцінка глинистості колекторів.
5. Виділення зон неузгодження.
6. Виділення зон вторинної доломітизації.
7. Виділення зон твердих бітумів, збагачених ураном.
8. Виявлення фосфоритових горизонтів.
9. Виділення порід-колекторів поліміктового типу.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГАЗОНОСНИХ ГОРИЗОНТІВ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНИХ ТА ПЕРМІ

В геологічній будові центральної частини ДДЗ приймають участь осадові відклади палеозою, мезозою та кайнозою, які залягають на вивітреній докембрійській основі [1, 15, 41, 52, 65, 67, 79]. Продуктивні відклади відносяться, в основному, до нижнього карбону кам'яновугільної системи та до пермських відкладів, тому нами більш детально розглядалась геолого-геофізична характеристика даних відкладів.

З метою вивчення геолого-геофізичної характеристики порід відкладів нижнього карбону та пермі, нами вивчено більше 400 зразків порід, які відібрані з різних свердловин даних відкладів центральної частини ДДЗ. Вони представлені 60 різновидами уламкових порід. Головний їх речовинний склад і групування за різновидами показано в таблиці 2.1. Текстурно-структурні особливості встановлених генетичних груп достатньо близькі для багатьох порід, тому що фізико-географічні і гідродинамічні умови їх формування були досить подібними. Більшість різновидів відрізняються один від одного складом аутигенних мінералів у зв'язку з відмінностями геохімічної обстановки при осадконакопиченні. Приймаючи до уваги загальну вивченість родовища, нижче розглянуто найбільш характерні різновидності гірських порід, які вказують на специфічні особливості їх формування.

Грубоуламкові породи досліджуваного розрізу містять

Таблиця 2.1

Літологічна класифікація осадових порід Яблунівської
площі

| Тип порід за особливістю уламків | Різновиди порід за складом цементу та кольору | №№ зразків |
|---|---|---|
| Брекчієвий конгломерат | кальцито-кварцовий | 9670 |
| Галечниковий конгломерат | кварцово-глинистий | 9668, 9667 |
| Галечниковий гравеліт | кварцово-глинистий зелено-сірий | 11894, 9660, 9274, 9280, 9276 |
| | карбонатно-глинистий | 9261, 9214, 9226, 9229, 9231, 9225, 9237 |
| | хлорито-глинистий | 9643, 9663 |
| | хлорито-барито-кварцовий | 6242 |
| Гравеліти поліміктові | каоліно-кварцовий білий | 17431, 16776, 16721 |
| Гравійні пісковики поліміктові і кварцові | кварцово-глинистий темно-сірий | 18927, 18944, 16725, 16694, 16692, 16713, 16708, 16830, 9234, 9224, 9207, 9234 |
| | каоліно-кварцовий білий, світлий | 18424, 18405, 18916, 17451, 17448, 17441, 16914, 16718, 16671, 16770, 16779, 16704, 16708, 16703, 16702, 9215 |
| | карбонатно-глинистий (інколи з кварцом) | 9274, 9669, 9671, 9667, 19185, 19183, 9228, 9223, 9222, 9221, 9220, 9213, 9212, 9250, 9655, 9493 |
| | кальцит глинисто-кварцовий | к-91-36, 19677, 18947, 19198, 16813, 16794, 16791, 15733, 9654, 9672, 9676, 9674, 9658 |
| | глинисто-карбонатний | 118941 |
| | глинисто-кварцовий | к-21-38, 9491+Н, 9550+Н, 9271, 9675 |
| | глинисто-кальцитовий | 9686 |

Продовження табл. 2.1

| Тип порід за особливістю уламків | Різновиди порід за складом цементу та кольору | №№ зразків |
|--|---|--|
| Грубозернистий і різнозернистий пісковики поліміктові і кварцові | глинистий | 9487 |
| | каоліно-кварцовий | 16823, 16800, 9268, 9679, 6327 |
| | кальцит глинисто-кварцовий | к-46-х-300, 18935, 18932, 9272, 9239 |
| | глинисто-кальцитовий | 9546 |
| | карбонатно-глинисто-кварцовий | 19229, 16805, 9272, 9680 |
| | кварц-глинисто-сидеритовий | 9225, 9623, 9624, 9626, 9625, 9491, 9493, 9299 |
| | глинисто-кальцитовий | 9685 |
| | кварц-кальцитовий | 9285 |
| Середньозернисті пісковики поліміктові і кварцові | глинисто-кварцовий | к-16739, 16790, 16701, 9649, 9257, 9684, 9501, 9496, 54874 |
| | кварцовий | 9219 |
| | глинисто-кварц-кальцитовий | к-19223, 5826 |
| | карбонатно-глинисто-кварцовий | к-16741, 19228, 9491 |
| | карбонатно-глинистий | к:19180, 9679 |
| | глинисто-кварцовий | 9684, 9501, 9496, 54874, 9493 |
| Дрібнозернисті пісковики | кварцово-глинистий | к-50-х-100, 19448, 16827, 9254, 9570, 9580, 6296, 9508, 9652 |
| | глинисто-кальцито-кварцовий | 9557, 9566, 9567, 9574 |
| | хлорито-кварцовий | 9670, 5133 |
| Алевритисті пісковики | кальцит-глинисто-кварцовий | 9639, 9615, 9559 |
| | карбонатно-глинистий | 9525, 9524 |

Продовження табл. 2.1

| Тип порід за особливістю уламків | Різновиди порід за складом цементу та кольору | №№ зразків |
|----------------------------------|---|---|
| Піщанисті алевроліти | вуглисто-глинистий | 18463 |
| | кварцово-глинистий | 18443, 9613, 9255, 18463, 9561 |
| | кварц-сидерито-глинистий | 9263 |
| Алевроліти | глинисто-слюдистий | 9982, 9382 |
| | вуглисто-глинистий глинисто-карбонатно-кварцовий | 9507, 9563, 9263 9509 |
| | глинисто-гідрослю-дисто-кварцовий | 9573, 9543, 9263, 9563, 9597, 9608, 9507, 9255, 9605, 9558 |
| | темно-сірий кварц-глинисто-хлоритовий глинистий | 9582 9568 |
| | глинисто-кварцовий | 9645, 9507, 9573 |
| Алевритисті аргіліти | гетито-карбонатний червонобарвний | к:18458 |
| | гетито-хлорито-глини-стий, червонобарвний | к:198459, к-18-10 |
| | вапняковистий | к-18-19, к-17-16, к-14-24 |
| | органогенно-кременистий сірий | к-18-31, к-17-16, к-8-29, к-17-1, к-17-3, к-17-4, к-17-6, к-17-8, к-17-9, к-17-10, к-17-12, к-18-4, к-18-15 |
| | гідорослюдистий | 9263, 9243, 9578, 9505 |
| | шаруватий, вуглистий | к-16-17 |
| Аргіліти | вапняковистий | к-18-26, к-18-32, к-18-33, к-18-35, к-18-18, к-14-21, к-14-24 |
| | вуглистий | 9601 |
| | вуглисто-вапняковис-тий | к-18-16, к-17-1 |
| | карбонатно-кременис-тий | к-18-07 |

Продовження табл. 2.1

| Тип порід за особливістю уламків | Різновиди порід за складом цементу та кольору | №№ зразків |
|----------------------------------|--|-------------------------------------|
| Карбонатні породи, вапняки | гравійно-піщанистий | 9650, 9280 |
| | глинистий хальцедоном альбітом | з і к-14-22, к-14-24, к-14-25, 9280 |
| | алеврито-глинистий мусковітом | з 9641, 9612 |
| Уламкові глинисті | сидеритоліти (окисленні) | 9493 |
| З гальками і гравієм | залізо-марганцовиста порода з хальцедоном і баритом альбітом | 9644 |
| Кварц-альбітова порода | | 9640 |
| Діабази | | 9661, 9662 |

відносно невелику кількість крупних уламків (розміром 1 - 5 см) в гравійно-піщанистому матеріалі та глинистий цемент із невеликими домішками кварцу, хлориту, сидериту, рідше кальциту. Найбільш презентативними є конгломерат (зразок №9669 з св. №9) (Рис. 2.1). Макроскопічно - порода плямиста, сіро-зелена, темна. Вона містить уламки хлоритизованого діабазу, в якому мигдаліни виповнені кварцом, кальцитом, цеолітом з гематитом. В уламках спостерігаються мигдаліни 3-х видів: виповнені хлоритом з лусками гематиту; складні зональні мигдаліни, в яких видна асиметрична одностороння локалізація темних силікатів, типова для покрівельних утворень; тонкі симетричні ритмічності кварцу, кальциту, цеолітів, які утворилися із більш легких, збагачених газами розчинів. Даний літотип характеризується наступними геофізичними параметрами: ΔT - (240-260)мкс/м, J_{γ} - (2,1-2,8)мкр/год, $J_{\text{пг}}$ - (2,0-2,6)ум.од, K^{40} - (0,2-1,0)%, $U(\text{Ra})$ - $(1,6-2,1) \cdot 10^{-4}\%$, Th - $(2,8-18,0) \cdot 10^{-4}\%$.

Гравеліти за складом уламків наближаються до конгломератів, але розмір найбільш крупних уламків рідко досягає 10 мм при основному їх розмірі 2 - 5 мм. При значній кількості піщаної фракції цемент цих порід такий, як і у конгломератів і гравійних пісковиках. Їх прошарки чергуються з цими породами. Виникли вони як продукти конседиментаційних перешарувань свіжих осадків, а тому мають підвищену проникність. Як приклад, можна навести гравеліти з каолінитовим цементом, зі згустками піриту і мельниковиту (зразок 8901) із свердловини №4, піднятого з глибини 4869-4874.



Рис. 2.1 - Конгломерат з уламками хлоритизованого діабазу.

за даними ртутної порометрії вони являють собою колектори III класу. Аналіз структури порового простору показує, що біля 4% пористості належить порам радіусом 25-16мкм, 10% - 10-16мкм, 9-12% - 6.3-10мкм, 6-11% - 4-6.3мкм, 35-41% - при малому розвитку пор радіусом 4-0.1мкм і менше 0.1мкм. Головна частина проникності цих порід забезпечується порами радіусом 10-16мкм. Деякі ділянки, які розміщені ближче до берегової лінії, можуть мати проникність II класу, а при збільшенні глибини можлива поява прошарків із низькою проникністю. Даний літотип характеризується наступними геофізичними параметрами: кварцові - ΔT - (255-265)мкс/м, J_γ - (2,2-2,9)мкр/год, J_{ny} - (1,9-2,4)ум.од, K^{40} - (0,2-0,5)%, $U(Ra)$ - (1,5-1,9)·10⁻⁴⁰%, Th - (2,6-12,2)·10⁻⁴⁰%; поліміктові - ΔT - (260-270)мкс/м, J_γ - (4,8-5,9)мкр/год, J_{ny} - (1,9-2,6)ум.од, K^{40} - (2,1-2,6)%, $U(Ra)$ - (0,5-1,3)·10⁻⁴⁰%, Th - (2,8-11,4)·10⁻⁴⁰%.

Гравійні пісковики, які представлені як поліміктовими, так і кварцовими різновидами, значно відрізняються за мінералогічним складом цементу при подібних текстурно-структурних особливостях (Таблиця 2.1). Даний літотип характеризується наступними геофізичними параметрами: кварцові - ΔT - (240-250)мкс/м, J_γ - (2,7-3,1)мкр/год, J_{ny} - (1,7-2,3)ум.од, K^{40} - (0,3-0,6)%, $U(Ra)$ - (1,1-1,7)·10⁻⁴⁰%, Th - (3,8-7,2)·10⁻⁴⁰%; поліміктові - ΔT - (240-250)мкс/м, J_γ - (12-20)мкр/год, J_{ny} - (1,7-2,2)ум.од, K^{40} - (2,0-2,7)%, $U(Ra)$ - (2,3-2,8)·10⁻⁴⁰%, Th - (4,2-9,8)·10⁻⁴⁰%.

В поліміктових гравійних пісковиках широке розповсюдження поряд з уламками кварцу мають уламки кварцитів, слюдистих сланців, місцевих алевролітів, алевролітистич аргілітів, аргілітів хлоритових, серіцитових, гематитових, залізистих кварцитів і діабазів. У невеликій кількості (1-5%) міститься ортоклаз, рідше альбіт, мікроклін та інші плагіоклази, мусковіт, біотит, циркон, турмалін, гранати. Дуже рідко зустрічаються ставроліт і рутил. Співвідношення між різними уламками змінюється в не значній мірі. Цемент таких порід значно змінюється. Карбонатність порід свідчить про мілководність і лагунність басейну, де вони утворились.

Кварцові пісковики часто мають кварцитовий цемент з домішками перекристалізованого каолініту, гідрослюд, монтморилоніту, хлоритів, сидериту, залізисних складників карбонатів і кальциту. Співвідношення між аутигенними мінералами значно змінюється (Таблиця 2.1.) Приклад структури кварцитовидного пісковика поданий на рисунку 2.2. Структура його цементу регенерована. В деяких породах видно окремі ромбоєдри або агрегати кристалів сидериту.

Породи відрізняються досить нестійкою проникністю у зв'язку з його згустковим більш менш неповсюдним розподілом кварцового цементу. Там, де він переважає, порода повністю втрачає проникність.

Однак вся ця група порід має високі колекторські властивості, про що свідчать результати ртутної порометрії. Наприклад, гравійний пісковик з кварц-карбонатно-глинистим цементом і піритом (зразок №6210,

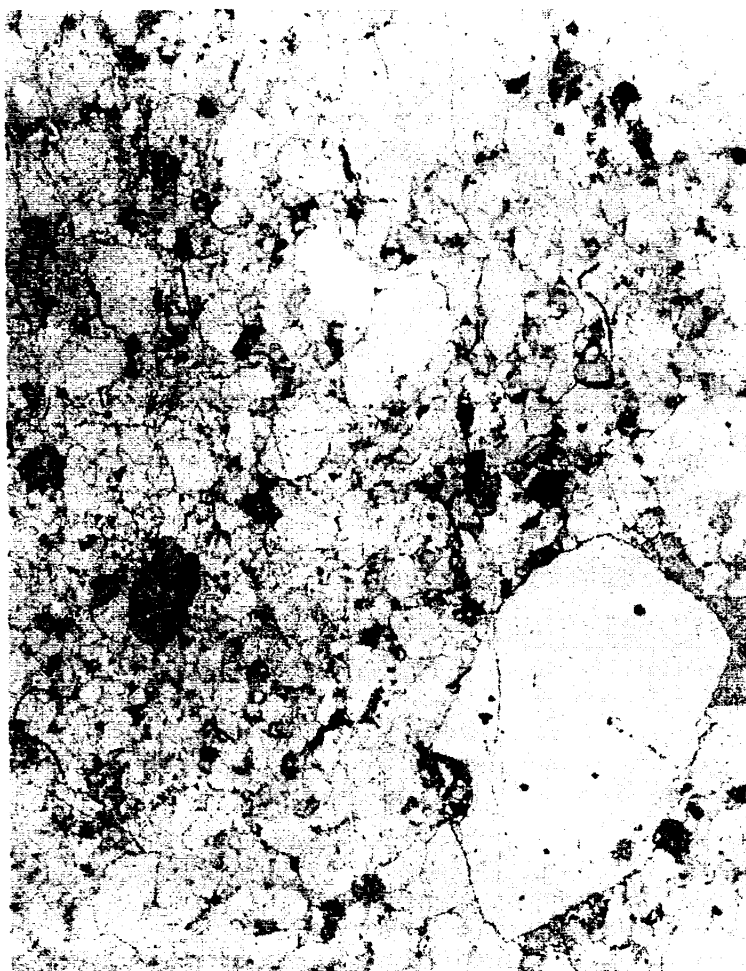


Рис. 2.2 - Кварцитовий пісковик.

свердловина 2, глибина 5023-5030м) за даними ртутної порометрії відноситься до колекторів III класу і має (2%) - пори радіусом 16-25мкм, 22% - 10-16мкм, 19% - 6.3-10мкм при незначній кількості менших пор. Основна проникність породи забезпечується порами радіусом 10-16мкм. Згустковий характер розподілу цементу дозволяє очікувати мінливості проникності в різних частинах пласта.

Найбільшу кількість вивчених взірців складають пісковики. Вони представлені поліміктовими і кварцовими різновидами з цементами, які відрізняються за складом аутигенних мінералів. Основну масу складають кварцові кутуваті і напівкутуваті уламки (40-45%, рідше 50%). Крім них є ще 4-5% кварцитів, алевритистих, гідрослюдистих, хлорито-глинистих, гематито-глинистих аргілітів, а місцями у невеликих кількостях зерен (1-3%): ортоклазу, мікрокліну, альбіту, мусковіту, а також поодиноких зерен циркону, гранату, рідше турмаліну, вуглефікованої деревини. Різні за розміром пори заповнені зернами крупнокристалічного залізного карбонату, інколи хлоритами, але частіше згустками слабозокристалізованої глинистої речовини. Монтморилоніт знаходиться місцями в тісному зростанні з каолінітом. Даний літотип характеризується наступними геофізичними параметрами: кварцові - ΔT - (250-265)мкс/м, J_γ - (2,5-3,0)мкр/год, J_{ny} - (1,8-2,2)ум.од, K^{40} - (0,2-0,5)%, $U(Ra)$ - $(1,2-1,7) \cdot 10^{-40}$ %, Th - $(4,8-10,2) \cdot 10^{-40}$ %; поліміктові - ΔT - (265-275)мкс/м, J_γ - (12-18)мкр/год, J_{ny} - (1,7-2,1)ум.од, K^{40} - (2,2-3,0)%,

U(Ra) - $(2,6-3,0) \cdot 10^{-4}\%$, Th - $(5,6-7,1) \cdot 10^{-4}\%$.

В зразку 9493 та в інших зразках сидерит в цементі утворює численні дрібні ромбоєдри (1-10%). Тут також присутні уламки різноокислених глинистих сидеритів і залізистих хлоритів. В цій же породі спостерігається темний прошарок уламків перемитих і окислених сидерито-хлоритових руд, які свідчать про наявність залізородних прошарків в суміжній товщі.

Кварцові, кварцитовидні пісковики (зразок 9299) з сидерито-глинисто-кварцовим цементом генетично і фаціально суміжні з вищеописаними пісковиками. Вони подібні за наявністю розсіяних ромбоєдрів сидериту, які вказують на фаціальну наближеність до розглянутих порід. Основна маса уламків порід кварцова, неокатана, різноромбічна. Всі вони переважно мають регенераційний цемент. Сидерит частіше всього заповнює дрібні пори, а глиниста речовина локалізується в більш крупних порах. Взірець №9234 має розвинуті діагональні тріщини кліважу і зони дроблення, в які витіснена глиниста речовина та якими відокремлені пісковики і подрібнені алевроліти. Можливо, що поблизу знаходиться тектонічне порушення.

По відношенню до нафтогазоносності найбільш характерні пісковики із колишнім кременисто-каолінітовим цементом, в яких під впливом метаморфізму опал перекристалізувався у кварц, що спричинило утворення пористості, а каолініт перекристалізувався в диккіт, що також спричинило появу мікропор, які придатні для накопичення і міграції газів.

Менша ймовірність газоносності пісковиків збагачених карбонатами, особливо кальцитом. Приклад

такого пісковика наведено на рис.2.3. Це різнозерниста порода, яка складається із уламків кварцу і кварциту з невеликою кількістю мусковіту, діориту і поодинокими зернами циркону та апатиту. В породі також знаходяться дрібні уламки вапняків. Цемент в цих пісковиках тонкодисперсний, складається із дрібних зерен кальциту, невеликої кількості сидериту і розсіяної скритокристалічної глинистої речовини. Сформувались ці пісковики в лагунноподібних умовах і не мають великого поширення по площі. Такі породи частіше всього будуть неколекторами.

Прибережні пісковики з кварцкаолінітовим цементом часто містять тонкі прошарки чорних піщано-алевролітових аргілітів, алевритових аргілітів (товщиною 1-2мм) болотного походження, збагачених розсіяною органічною речовиною. Їх присутність свідчить про короткочасне обміління басейну і посилений розвиток рослинності. Інколи ці тонкі прошарки групуються в пачки (прошарки з ритмічною мікрошаруватою сезонною внутрішньою структурою) товщиною 2-5см і більше. В таких породах добре спостерігаються сліди давніх кореневих систем. Це старі канали, заповнені глинисто-органічним та алевролітовим матеріалом, що володіють підвищеною пористістю і доброю пропускну здатністю для газу при їх вертикальній міграції через пласти в поклади. Багато із цих пісковиків є добрими колекторами. Наприклад середньозернистий пісковик з каолініткварцовим цементом, судячи по структурі порового простору, визначеної за допомогою ртутної порометрії, можна віднести до колекторів II класу.

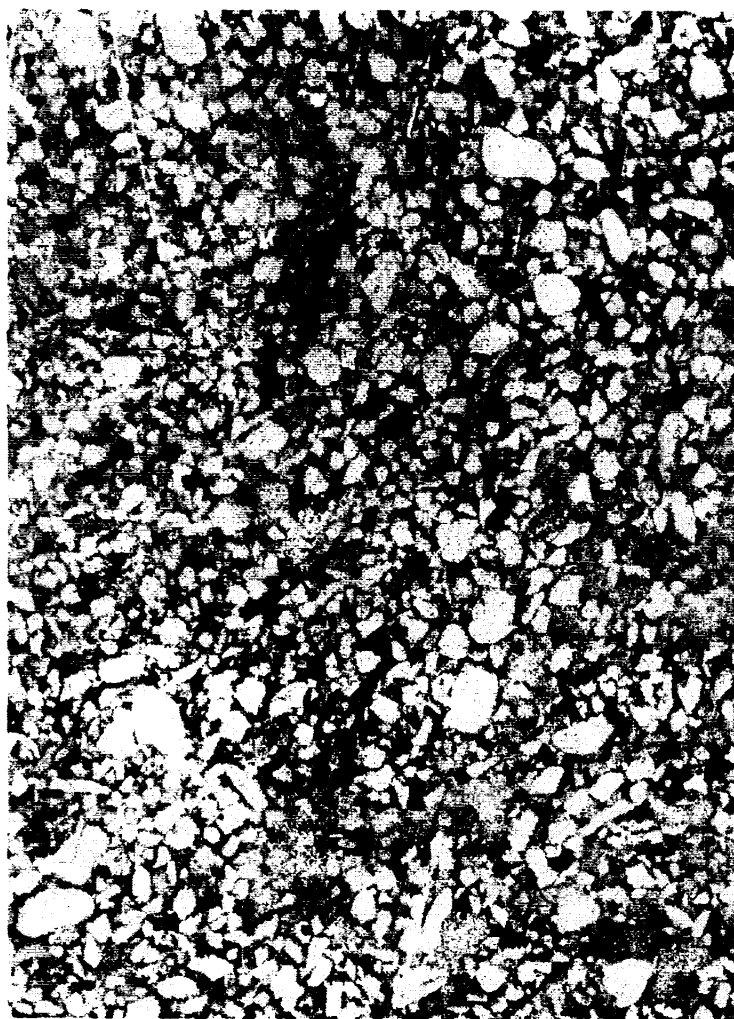


Рис. 2.3 - Пісковик збагачений карбонатами, особливо кальцитом.

частка пор в загальній пористості радіусом 25-16мкм рівна 3%; 16-10мкм - 8%; 10-6.3мкм - 13%; 6.3-4мкм - 8%; частина пор радіусом менше 0.1мкм - 33%. Основна частка проникності належить порам радіусом 25-10мкм.

Карбонатні породи вивчались в поодиноких зразках. Так, наприклад, вапняки (зразок 9641) мають досить складну гніздувато-плямисту конкреційно-уламкову структуру (рис.2.4), оскільки вони містять згустки альбіт-кварцового та халцедоноподібного складу і будови (розміром 1-3см і менше) поряд з невеликими неправильними виділеннями хлориту (2-5%), хлорито-кварцового агрегату (1-3%), сидериту (до 5%) і піриту (1-3%). Можливо, що така порода сформувалась при просочуванні гідротерм в лагуну, де проходило хомогенне формування вапняків. Це неколектор, але дуже добрий опорний горизонт як стратиграфічний, так і геохімічний репер. Даний літотип характеризується наступними геофізичними параметрами: ΔT - (200-220)мкс/м, J_γ - (2,6-3,2)мкр/год, J_{ny} - (2,8-3,1)ум.од, K^{40} - (0,1-0,3)%, $U(Ra)$ - (1,1-2,0)·10⁻⁴%, Th - (0,8-1,2)·10⁻⁴%.

Значний інтерес мають сидеритоносні породи. Наприклад, залягання гравійного пісковика з базальним глинисто-кальцитовим цементом на піщаній залізокарбонатній породі (рис.2.5). В уламках переважає кварц, у незначній кількості зустрічаються уламки ортоклазу, хлоритоглинистих порід, пірит-кварц-альбітовий ефузивноподібних утворень. У вапняку кількість уламків досягає 5-10%, а в пісковику 50-55%.

Цемент породи дрібнозернистий, залізисто-



Рис. 2.4 - Вапняк із гніздувато-плямистою конкреційно-уламковою структурою



Рис. 2.5 - Гравійний пісковик з базальним глинисто-кальцитовим цементом.

карбонатний з нерівномірними домішками мікролуски та згустків хлориту і глинистої речовини. В цьому цементі місцями спостерігаються неправильні згустки розміром 1-3мм кварц-альбітового складу з рідкою вкрапленністю сульфідів. Поряд зустрічаються дрібні жеоди (розміром біля 0.5мм), складені на периферії зональним сидеритом (з розсіяними окислами заліза), а в центрі - халцедоном.

Наявність таких утворень вказує на ймовірність конседиментаційного просочування гідротерми в басейн по розломам.

Висновки до другого розділу

За результатами лабораторних досліджень кернового матеріалу, який відібраний із карбонівих та пермських відкладів свердловин центральної частини ДДЗ встановлено та розроблено:

1.Інтервали, перспективні на нафту чи газ, у візейських та турнейських відкладах виповнені високопористими, середньопористими та низькопористими колекторами, які характеризуються значними літологічними та петрофізичними змінами, що суттєво впливає на ГДС.

2.Наявність в скелеті породи мінералів польових шпатів та слюд в значній мірі впливають на геофізичні параметри.

3.Гама-спектрометричні дослідження в комплексі з іншими методами дають можливість у відкладах карбону і пермі виділити різні типи гранулярних порід-колекторів.

РОЗДІЛ 3

ГАМА-СПЕКТРОМЕТРИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ ВИВЧЕННІ
ГЕОФІЗИЧНИХ РОЗРІЗІВ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

Продуктивні відклади візею та турнею центральної частини Дніпровсько-Донецької западини представлені поліміктовими пісковиками, вивченню яким надається велика увага. Розв'язання геологічних задач, при вивченні нафтогазових родовищ центральної частини ДДЗ, пов'язаний із визначенням особливостей будови відкладів пермі та карбону, які ускладнюють використання результатів ГДС, зокрема гама-каротажу та електричних методів, з метою літолого-стратиграфічного розчленування розрізів свердловин, визначення глинистості продуктивних відкладів та визначення петрофізичних параметрів. Існуючі методики інтерпретації результатів ГДС звичайних піщано-глинистих розрізів не можуть бути використані в повній мірі при вивченні поліміктових пісковиків [19]. Труднощі, які виникають при розв'язанні поставлених задач, пов'язані із особливостями мінерального складу зерен скелетної фракції, а також цементу.

В скелеті породи містяться мінерали таких груп як польові шпати та слюди. До групи польових шпатів відносяться: альбіт - $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, анортит - $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, ортаклаз (мікроклін) - $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_8]$ та інші, а до групи слюд відносяться: мусковіт - $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$, біотит - $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$, гідробіотит - $(\text{K}, \text{H}_2\text{O})(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_2[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, гідромусковіт (ілліт) - $(\text{K}, \text{H}_2\text{O})\text{Al}_2(\text{OH})_2[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$,

глауконіт - $K(Mg, Fe^{3+}, Al, Fe^{2+})_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$, та інші [45, 53]. Як видно із хімічних формул, наявність майже в кожному мінералі калію, призводить до підвищення загальної радіоактивності, що зумовлює помилкове визначення глинистості порід, а в загальному до помилкового визначення того чи іншого літотипу.

Враховуючи вищенаведені формули можна сказати, що дані мінерали будуть впливати і на електричні властивості порід-колекторів. Це пов'язано із структурою порового простору порід, які містять мінерали даного типу, тобто із пелітизацією породи, в результаті чого зменшується питомий електричний опір колекторів, що приводить до помилкового визначення коефіцієнтів пористості та нафтогазонасиченості за даними електричних методів.

Неточності і неправильності визначення петрофізичних параметрів порід центральної частини ДДЗ, які пов'язані із даними труднощами, приводять до помилкового пропущення порід-колекторів.

У зв'язку із вищенаведеними труднощами, для вирішення геологічних задач, пропонується використовувати гама-спектрометричний метод. Результати проведення гама-спектрометричних досліджень дадуть можливість визначати наявність того чи іншого мінералу, а також внести деякі корективи в результати інтерпретації стандартних методів ГДС.

3.1. Розподіл природних радіоактивних елементів у кам'яновугільних і пермських відкладах центральної частини ДДЗ

З метою літолого-стратиграфічного розчленування порід-колекторів та оцінки природи радіоактивності поліміктових пісковиків нами вивчався розподіл природних радіоактивних елементів урану (радію), торію та калію в пермських і карбонових відкладах центральної частини ДДЗ із використанням кернового матеріалу, відібраного із свердловин Розпашнівської, Яблунівської, Котельвівської, Абазовської, Софіївської, Тутовської та інших площ, а також використовувались дані мінералогічного складу за описом шліфів, результати гранулометричного аналізу та дані про пористість, карбонатність, густину, які були виконані в лабораторіях ІФДТУНГ та Полтавської експедиції геофізичних досліджень свердловин.

Визначення концентрацій природних радіоактивних елементів U(Ra), Th та K^{40} здійснювалось за загально прийнятою методикою, яка достатньо повно описана в роботах вітчизняних, сучасних та закордонних вчених [10, 14, 93, 96].

Результати вимірювань концентрацій природних радіоактивних елементів U(Ra), Th та K^{40} у відкладах Візею та турнею представлені в таблиці 3.1.

Літотипи порід в залежності від віку і місцезнаходження (по площі) в таблиці 3.2 охарактеризовані вмістом природних радіоактивних елементів (ПРЕ). Як видно із табл. 3.2, розподіл

Таблиця 3.1

Деякі результати вимірювань концентрацій природних радіоактивних елементів U(Ra), Th та K^{40} у відкладах карбону.

| Інтервал | Літотип | K, % | U(Ra) · 10 ⁻⁴ , % | Th · 10 ⁻⁴ , % |
|------------------|----------|------|------------------------------|---------------------------|
| Розпашнівська 4 | | | | |
| 3900-3913 | аргіліт | 2.6 | 3.0 | 5.7 |
| 3980-3991 | аргіліт | 1.4 | 2.5 | 7.4 |
| 3991-4005 | аргіліт | 3.4 | 2.4 | 12.8 |
| 3991-4005 | аргіліт | 3.6 | 2.4 | 16.7 |
| 4113-4123 | пісковик | 2.5 | 2.3 | 7.4 |
| 4123-4133 | пісковик | 3.5 | 5.4 | 7.4 |
| 4133-4145 | пісковик | 2.4 | 3.3 | 10.9 |
| 4145-4157 | пісковик | 1.9 | 2.4 | 5.9 |
| 4159-4172 | пісковик | 2.5 | 0.2 | 11.1 |
| 4172-4179 | пісковик | 2.2 | 1.6 | 5.0 |
| 4523-4537 | пісковик | 2.3 | 2.4 | 13.1 |
| 4537-4551 | аргіліт | 3.5 | 6.7 | 11.7 |
| 4551-4561 | пісковик | 3.0 | 6.6 | 11.9 |
| 4561-4571 | пісковик | 2.8 | 1.2 | 15.7 |
| 4613-4623 | аргіліт | 3.5 | 4.2 | 17.6 |
| Розпашнівська 75 | | | | |
| 4237-4247 | пісковик | 1.9 | 1.4 | 4.9 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.3 | 1.5 | 5.2 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.7 | 2.7 | 9.3 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.3 | 4.7 | 9.9 |
| 4237-4247 | пісковик | 1.3 | 1.2 | 5.5 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.4 | 2.9 | 3.2 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.2 | 1.4 | 3.4 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.4 | 4.9 | 11.7 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.3 | 2.6 | 4.1 |
| 4237-4247 | пісковик | 3.1 | 3.2 | 4.9 |
| 4237-4247 | пісковик | 3.0 | 2.8 | 4.7 |
| 4237-4247 | пісковик | 2.3 | 7.1 | 8.3 |
| 4247-4259 | гравеліт | 2.8 | 5.3 | 4.3 |
| 4247-4259 | пісковик | 2.6 | 2.6 | 9.5 |
| 4247-4259 | пісковик | 2.3 | 3.8 | 7.7 |

Продовження табл. 3.1

| Інтервал | Літотип | K, % | U(Ra) · 10 ⁻⁴ , % | Th · 10 ⁻⁴ , % |
|--------------|-----------|------|------------------------------|---------------------------|
| 4247-4259 | пісковик | 2.2 | 2.6 | 8.2 |
| 4247-4259 | пісковик | 2.5 | 2.3 | 5.3 |
| 4247-4259 | пісковик | 1.2 | 2.7 | 3.6 |
| 4247-4259 | пісковик | 2.0 | 3.5 | 2.9 |
| 4247-4259 | пісковик | 2.1 | 4.1 | 6.9 |
| 4247-4259 | пісковик | 2.2 | 2.2 | 3.9 |
| 4259-4273 | пісковик | 2.7 | 3.3 | 2.7 |
| 4259-4273 | пісковик | 2.2 | 0.7 | 6.0 |
| 4259-4273 | пісковик | 1.7 | 3.5 | 3.2 |
| 4259-4273 | пісковик | 1.9 | 2.8 | 2.7 |
| 4259-4273 | пісковик | 1.9 | 2.9 | 3.2 |
| 4259-4273 | пісковик | 2.0 | 2.4 | 3.8 |
| 4259-4273 | пісковик | 2.2 | 2.1 | 2.2 |
| 4259-4273 | пісковик | 1.9 | 3.5 | 2.8 |
| 4259-4273 | пісковик | 2.5 | 2.9 | 10.0 |
| 4259-4273 | пісковик | 2.4 | 1.3 | 5.8 |
| 4259-4273 | пісковик | 1.7 | 1.3 | 4.8 |
| 4259-4273 | пісковик | 2.2 | 1.8 | 3.8 |
| 4273-4285 | пісковик | 2.6 | 3.4 | 7.6 |
| 4273-4285 | пісковик | 2.2 | 3.7 | 8.3 |
| 4273-4285 | пісковик | 2.4 | 4.3 | 12.0 |
| 3679-3691 | гравеліт | 0.9 | 2.1 | 4.7 |
| 3679-3691 | гравеліт | 0.4 | 1.1 | 1.8 |
| 3679-3691 | пісковик | 0.5 | 1.0 | 0.8 |
| 3679-3691 | пісковик | 1.0 | 1.8 | 1.3 |
| 3691-3700 | пісковик | 0.4 | 1.4 | 1.7 |
| 3691-3700 | пісковик | 0.4 | 1.1 | 2.2 |
| 3691-3700 | пісковик | 0.5 | 0.3 | 4.0 |
| 3691-3700 | пісковик | 0.6 | 1.1 | 4.1 |
| Софіївська 8 | | | | |
| 4115-4119 | арг. ал. | 0.9 | 1.1 | 7.4 |
| 4115-4119 | арг. ал. | 0.6 | 4.2 | 7.9 |
| 4115-4119 | арг. ал. | 1.3 | 4.6 | 13.1 |
| 4115-4119 | арг. ал. | 2.9 | 0.5 | 26.4 |
| 4115-4119 | арг. ал. | 0.6 | 0.2 | 6.6 |
| 4119-4121 | алевроліт | 0.2 | 1.6 | 13.6 |

Продовження табл. 3.1

| Інтервал | Літотип | K, % | U(Ra) · 10 ⁻⁴ , % | Th · 10 ⁻⁴ , % |
|-----------|-----------|------|------------------------------|---------------------------|
| 4119-4121 | алевроліт | 0.8 | 1.7 | 9.6 |
| 4119-4121 | алевроліт | 0.1 | 1.2 | 9.8 |
| 4121-4123 | арг. ал. | 0.9 | 3.3 | 14.1 |
| 4121-4123 | арг. ал. | 1.6 | 2.4 | 17.6 |
| 4123-4127 | арг. ал. | 1.0 | 1.3 | 10.4 |
| 4123-4127 | арг. ал. | 0.4 | 4.7 | 13.8 |
| 4127-4132 | арг. ал. | 1.0 | 4.6 | 7.9 |
| 4127-4132 | арг. ал. | 1.0 | 4.6 | 7.9 |
| 4127-4132 | арг. ал. | 0.7 | 5.5 | 11.0 |
| 4127-4132 | арг. ал. | 0.3 | 0.8 | 3.8 |
| 4127-4132 | арг. ал. | 0.2 | 2.7 | 4.8 |
| 4132-4140 | пісковик | 0.1 | 1.3 | 3.7 |
| 4132-4140 | пісковик | 0.1 | 11.7 | 22.2 |
| 4132-4140 | пісковик | 0.4 | 4.6 | 29.1 |
| 4140-4148 | алевроліт | 0.1 | 5.4 | 24.7 |
| 4140-4148 | алевроліт | 0.4 | 5.0 | 17.0 |
| 4140-4148 | алевроліт | 0.6 | 5.5 | 10.5 |
| 4140-4148 | алевроліт | 0.6 | 4.3 | 37.5 |
| 4140-4148 | алевроліт | 0.1 | 3.8 | 17.4 |
| 4140-4148 | алевроліт | 0.1 | 12.4 | 31.6 |
| 4148-4155 | пісковик | 0.4 | 3.8 | 23.5 |
| 4148-4155 | пісковик | 0.1 | 5.8 | 18.3 |
| 4148-4155 | алевроліт | 0.1 | 8.9 | 46.9 |
| 4148-4155 | алевроліт | 0.1 | 8.0 | 27.9 |
| 4148-4155 | алевроліт | 0.3 | 3.5 | 14.6 |
| 4148-4155 | алевроліт | 0.6 | 1.5 | 22.0 |
| 4155-4163 | алевроліт | 0.6 | 2.9 | 18.9 |
| 4155-4163 | алевроліт | 0.5 | 3.8 | 4.0 |
| 4155-4163 | алевроліт | 1.5 | 3.5 | 12.4 |
| 4155-4163 | алевроліт | 0.4 | 4.1 | 15.4 |
| 4155-4163 | алевроліт | 0.1 | 2.2 | 21.2 |
| 4155-4163 | алевроліт | 0.1 | 14.9 | 98.4 |
| 4155-4163 | алевроліт | 0.3 | 2.8 | 18.5 |
| 4163-4171 | арг. ал. | 0.4 | 11.6 | 13.1 |
| 4163-4171 | арг. ал. | 1.2 | 6.2 | 21.3 |
| 4163-4171 | арг. ал. | 0.2 | 5.2 | 29.7 |

Продовження табл. 3.1

| Інтервал | Літотип | K, % | U(Ra) · 10 ⁻⁴ , % | Th · 10 ⁻⁴ , % |
|-----------|----------|------|------------------------------|---------------------------|
| 4163-4171 | арг. ал. | 0.9 | 2.7 | 15.0 |
| 4171-4176 | арг. ал. | 0.1 | 3.4 | 10.3 |
| 4171-4176 | арг. ал. | 0.4 | 0.9 | 13.9 |
| 4171-4176 | арг. ал. | 0.2 | 3.1 | 18.2 |
| 4171-4176 | арг. ал. | 0.6 | 1.4 | 20.7 |
| 4171-4176 | арг. ал. | 0.3 | 0.7 | 5.2 |

Таблиця 3.2

Середні значення природних радіоактивних елементів

| Літологія | Яблунівська | | | Абазовська | | | Котельвівсько-Березівська | | | Розпашнівська | | | Софіївська | | | Тутовська | | |
|---------------------------------|-------------|--------|------|------------|--------|------|---------------------------|--------|------|---------------|--------|------|------------|--------|------|-----------|--------|------|
| | K | U (Ra) | Th | K | U (Ra) | Th | K | U (Ra) | Th | K | U (Ra) | Th | K | U (Ra) | Th | K | U (Ra) | Th |
| Нижній карбон, турнейський ярус | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аргіліт алевролітовий | | | | | | | | | | | | | 0,35 | 4,6 | 17,1 | | | |
| Аргіліт вуглистий | 0,97 | 9,5 | 9,1 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аргіліт алевроліто-слодістий | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Пісковик мономіктовий | 0,3 | 1,3 | 10,9 | | | | | | | | | | 0,2 | 2,7 | 20,2 | | | |
| Пісковик гравійний | 0,2 | 0,8 | 7,5 | | | | | | | | | | 0,2 | 1,5 | 15,6 | | | |
| Гравеліт | 0,2 | 0,8 | 5,6 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Нижній карбон, візейський ярус | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аргіліт | | | | 2,9 | 6,1 | 13,0 | 2,8 | 6,3 | 11,9 | | | | | | | | | |
| Аргіліт вуглистий | 0,5 | 8,4 | 30,1 | | | | | | | | | | 0,4 | 7,9 | 27,4 | 0,4 | 8,7 | 37,4 |
| Аргіліт алевроліто-слодістий | 0,68 | 5,3 | 15,9 | | | | | | | | | | 0,7 | 4,2 | 16,9 | 0,3 | 5,6 | 26,6 |
| Алевроліт | | | | | | | 1,9 | 4,6 | 10,7 | | | | | | | | | |
| Пісковик мономіктовий | 0,2 | 0,7 | 1,7 | | | | 0,2 | 1,1 | 2,1 | | | | 0,25 | 3,8 | 10,2 | 0,5 | 2,5 | 11,6 |
| Пісковик гравійний | 0,4 | 1,4 | 11,5 | | | | | | | | | | | | | 0,2 | 1,3 | 7,2 |
| Нижній карбон, нам'юрський ярус | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аргіліт | | | | 2,8 | 6,3 | 13,5 | 2,6 | 5,5 | 12,3 | | | | | | | | | |
| Алевроліт | | | | 1,7 | 6,4 | 11,5 | 2,2 | 7,2 | 13,1 | | | | | | | | | |
| Пісковик мономіктовий | | | | 0,8 | 3,0 | 8,1 | 0,2 | 1,6 | 2,8 | | | | | | | | | |
| Середній карбон | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аргіліт | | | | 3,2 | 5,4 | 14,4 | 2,2 | 4,1 | 10,5 | 3,4 | 4,8 | 11,8 | | | | | | |
| Алевроліт | | | | 1,4 | 2,8 | 7,4 | 3,0 | 5,5 | 14,9 | | | | | | | | | |
| Пісковик поліміктовий | | | | | | | | | | 2,3 | 3,0 | 7,1 | | | | | | |
| Верхній карбон | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аргіліт | | | | | | | 2,9 | 8,4 | 12,4 | 3,1 | 4,0 | 10,7 | 2,5 | 4,4 | 10,1 | | | |
| Алевроліт | | | | | | | 2,6 | 6,4 | 16,8 | 2,5 | 5,7 | 9,1 | 1,4 | 2,5 | 4,7 | | | |
| Пісковик мономіктовий | | | | | | | | | | | | | 0,5 | 1,3 | 1,2 | | | |
| Пісковик поліміктовий | | | | | | | 2,4 | 3,8 | 4,7 | 2,2 | 2,8 | 5,6 | | | | | | |
| Пісковик гравійний | | | | | | | | | | | | | 1,1 | 1,4 | 3,8 | | | |
| Гравеліт | | | | | | | | | | | | | 0,5 | 1,9 | 2,6 | | | |
| Гравеліт поліміктовий | | | | | | | | | | 2,1 | 1,8 | 4,8 | 2,1 | 0,5 | 2,3 | | | |
| Вапняк | | | | | | | | | | | | | 0,7 | 5,0 | 1,4 | | | |

радіоактивних елементів в породах розрізу, що вивчається, підпорядковується загальній закономірності – проходить поступове зменшення вмісту калію, радію і торію при переході від аргілітів, які характеризуються найбільшими значеннями ПРЕ, до алевролітів, пісковиків, вапняків.

Аргіліти візейського, нам'юрського ярусів нижнього карбону і середнього карбону на Котельвівській та Абазовсько-Семенцовській площах характеризуються приблизно однаковими значеннями вмісту калію – (2 – 7)%, торію – $12.8 \cdot 10^{-4}$ % та радію – $5.6 \cdot 10^{-4}$ %. У відкладах верхнього карбону на площах Котельвівській та Розпашнівській аргіліти володіють більш підвищеними значеннями вмісту калію (3.1%), що пов'язано із присутністю таких глинистих мінералів як ілліт, серицит, гідробіотит.

Радіоактивність пісковиків змінюється в залежності від мінералогічного складу скелету і цементу. Пісковики нижнього карбону на Яблунівській, Котельвівській, Софіївській, Абазовській площах характеризуються низькими значеннями калію – (0.1 – 0.4) %, урану – $(1.5 – 2.7) \cdot 10^{-4}$ % та торію – $(2 – 3) \cdot 10^{-4}$ %, за виключенням Софіївської та Яблунівської площ, де вміст торію в пісковиках різко зростає – $(10 – 20) \cdot 10^{-4}$ %. Пояснюється це наявністю в пісковиках слюд, що вміщують торій, таких як біотит та ін.

Пісковики верхнього карбону Котельвівської та Розпашнівської площ відмічаються високим вмістом калію – (2.2 – 2.5) %. Підвищене значення вмісту калію

пов'язане із присутністю в скелеті породи калієвих польових шпатів і слюд.

Гравійні пісковики і гравеліти відкладів нижнього карбону характеризуються близькими значеннями радіоактивних елементів: калій – $(0.2 - 0.4)\%$, торій – $(5 - 7) \cdot 10^{-4}\%$ та уран(радій) – $(1.0 - 1.5) \cdot 10^{-4}\%$. Дані літотипи у відкладах пермі (Розпашнівська площа) відмічаються значним збільшенням вмісту калію (до 2%) і зменшенням торію $(1.5 - 3.0) \cdot 10^{-4} \%$.

Поліміктові пісковики характеризуються підвищеною гама-активністю, яка обумовлена наявністю польових шпатів 20-30% та слюд 5-10%. За концентрацією природних радіоактивних елементів вони характеризуються підвищеними значеннями калію – $(2.2 - 3.2)\%$, що обумовлено наявністю вищезгаданих мінералів, та пониженими значеннями урану (радію) – $(1.8 - 3.0) \cdot 10^{-4} \%$ і середніми значеннями торію – $(5.6 - 7.4) \cdot 10^{-4} \%$.

Вапняки за вмістом калію і торію не відрізняються від гравійних пісковиків і гравелітів. Наявність вуглистих речовин в вапняках підвищує вміст U(Ra) до $5.0 \cdot 10^{-4}\%$.

В залежності від фаціальних умов процесу осадонакопичення, мінералогічний склад одних і тих же літологічних типів може змінюватись, що призводить до зміни вмісту радіоактивних елементів. Так, відклади нижнього карбону Яблунівської, Софіївської, Тутівської площ характеризуються наявністю аргілітів алевролітистих, слюдистих, аргілітів вуглистих, кремнистих, які відрізняються за вмістом природних

радіоактивних елементів.

Алевролітисті, слюдисті аргіліти турнейського і візейського ярусів на Яблунівській, Софіївській, Тутівській площах відмічаються вмістом калію – 2.5 %, урану (радію) – $5.5 \cdot 10^{-4}$ %, торію – $17.0 \cdot 10^{-4}$ %. Високим вмістом калію характеризуються породи, які утворилися в умовах глибоководного кислого середовища, де проходило накопичення мінералів із вмістом калію, таких як гідромусковіт, біотит та інші. Зменшення вмісту калію супроводжується зміною умов осадо накопичення при переході до прибережних і континентальних, де переважають такі глинисті мінерали як серицит і каолінит.

Вуглисті аргіліт як у відкладах турнейського віку (Яблунівська площа), так і у відкладах візейського (Софіївська, Тутівська площі) характеризується малим вмістом калію (0.4 – 0.9) % і підвищеним вмістом торію – $(10 - 30) \cdot 10^{-4}$ % та урану (радію) – $(8 - 9) \cdot 10^{-4}$ %.

Такий розподіл радіоактивних елементів пояснюється прибережними, болотистими умовами осадо накопичення, в яких проходило накопичення каолініту, а також урану (радію) та торію за рахунок сорбування їх органічною речовиною.

Таким чином, враховуючи приведені вище характеристики розподілу радіоактивних елементів є можливість розв'язувати ряд геологічних задач:

1. Проводити літологічне розчленування розрізу, зокрема виділяти більш достовірно в розрізі, що

- досліджується, пісковики поліміктового складу;
2. Простежувати границю розділу і визначити товщину перехідної зони між окремими стратиграфічними підрозділами, базуючись на зміні умов осадконакопичення;
 3. За показниками вмісту калію, торію, урану (радію) і їх відношенням можна судити про умови, при яких проходив процес утворення того чи іншого літологічного типу порід, що не можливо розв'язати ні одним із існуючих геофізичних методів, за виключенням гама-спектрометричного методу.

3.2.Методика літологічного розчленування розрізу свердловин на прикладі Розпашнівської площі

Проведені нами аналізи кернавого матеріалу відкладів пермі і карбону Розпашнівської площі, а також гама-спектрометричні дослідження, дозволяють характеризувати породи різного літологічного типу за концентрацією природних радіоактивних елементів.

Проведені гама-спектрометричні вимірювання вмісту радіоактивних елементів урану, торію та калію кернавого матеріалу Розпашнівської площі дали змогу визначити діапазони зміни їх вмісту, оцінити середні значення, вивчити закон розподілу природних радіоактивних елементів і встановити закономірності розподілу даних елементів в породах.

Основними літологічними типами гірських порід розрізу є: аргіліти, пісковики мономіктові і

поліміктові, гравеліти мономіктові і поліміктові і вапняки.

Як видно із таблиці 3.3 і гістограм розподілу природних радіоактивних елементів (рис. 3.1, рис.3.2), аргіліти Розпашнівської і Софіївської площ практично не відрізняються за вмістом U(Ra) і Th, а також за сумарним вмістом радіоактивних елементів.

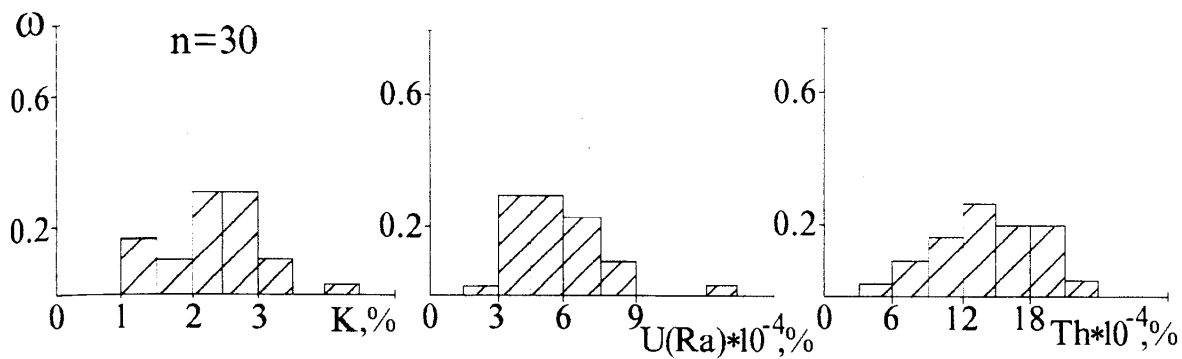
Таблиця 3.3

Середні значення вмісту K, U(Ra) і Th в гірських породах Розпашнівської та Софіївської площ пермських відкладів

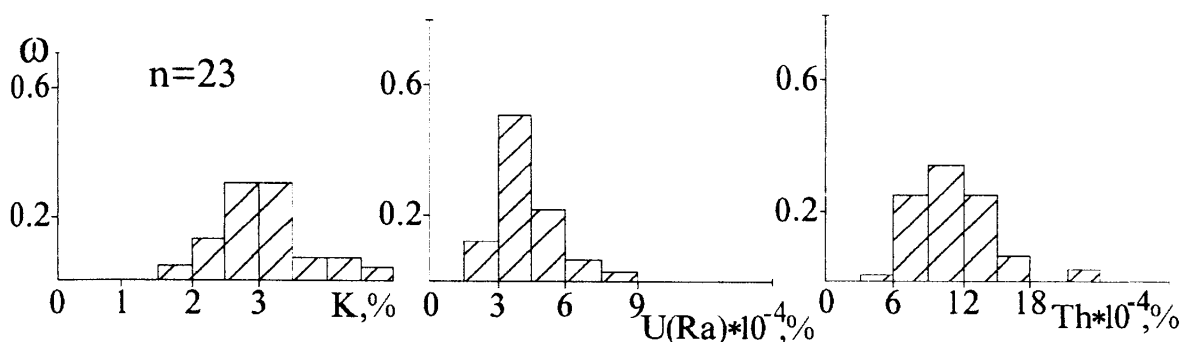
| Літологічна різниця | Вміст природних радіоактивних елементів, % | | | | | |
|-----------------------|--|--------------------------|-----------------------|------------------|--------------------------|-----------------------|
| | Розпашнівська площа | | | Софіївська площа | | |
| | K | U(Ra) · 10 ⁻⁴ | Th · 10 ⁻⁴ | K | U(Ra) · 10 ⁻⁴ | Th · 10 ⁻⁴ |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Аргіліт | 3.13 | 4.37 | 11.55 | 2,5 | 4,4 | 10,1 |
| Пісковик мономіктовий | 0.73 | 1.99 | 5.65 | 0,5 | 1,3 | 1,2 |
| Пісковик поліміктовий | 2.46 | 3.75 | 8.64 | – | – | – |
| Гравеліт мономіктовий | 0.65 | 1.27 | 2.12 | 0,5 | 1,9 | 2,6 |
| Гравеліт поліміктовий | 1.85 | 2.28 | 2.66 | 2,1 | 0,5 | 2,3 |
| Вапняк | 0.91 | 3.73 | 1.8 | 0,7 | 5,0 | 1,4 |

Однак, вміст калію в аргілітах Розпашнівської площі вищий у порівнянні з аргілітами інших площ, що пояснюється, очевидно, відмінністю в мінералогічному складі глинистої фракції. У відкладах верхнього карбону Розпашнівської площі вміст калію підвищується до 3.18%, що пов'язано із наявністю таких глинистих мінералів як ілліт, серицит, гідробіотит.

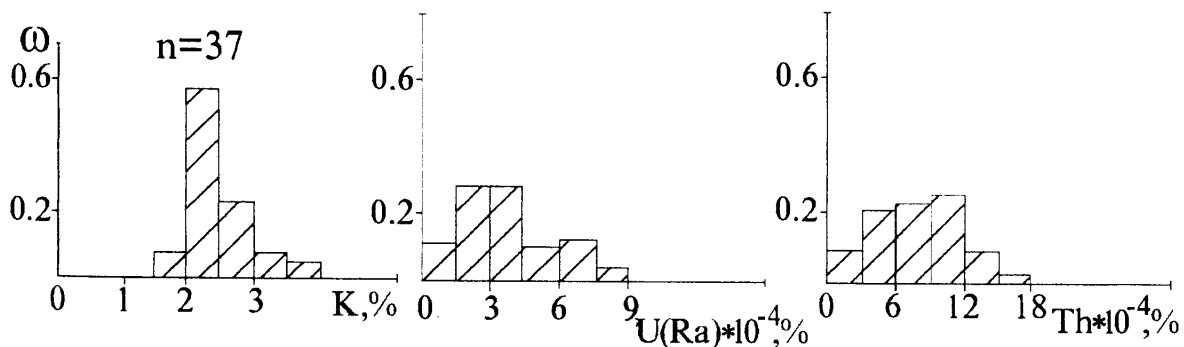
АРГІЛІТ



АРГІЛІТ



ПІСКОВИК ПОЛІМІКТОВИЙ



ПІСКОВИК МОНОМІКТОВИЙ

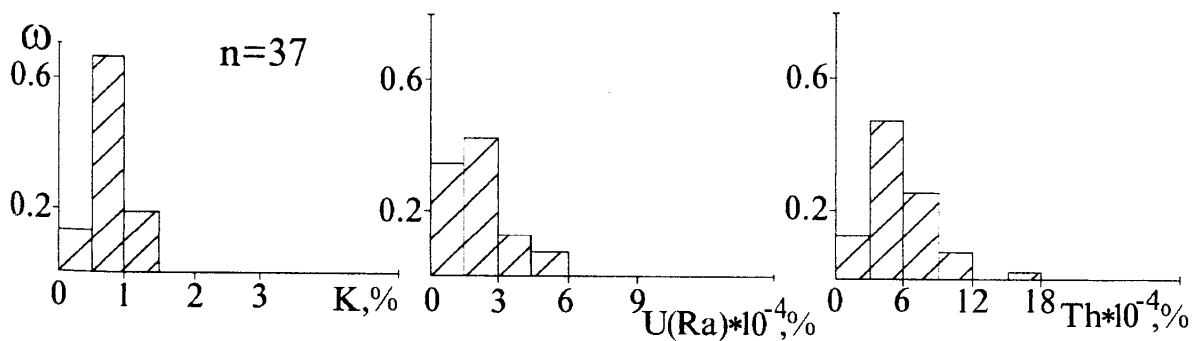


Рис. 3.1 – Гістограми розподілу природних радіоактивних елементів.



Рис. 3.2 – Гістограми розподілу природних радіоактивних елементів.

Мономіктові пісковики Розпашнівської площі характеризуються підвищеними значеннями K , $U(Ra)$ та Th . Пояснюється це як різницею в мінералогічному складі скелету пісковиків, так і різницею мінералогічного складу цементу. Розподіл вмісту радіоактивних елементів в мономіктових пісковиках даних площ підпорядкований, в основному, логнормальному закону.

Поліміктові пісковики характеризуються високим значенням калію – 2.46 % і торію – $8.64 \cdot 10^{-4}$ %. Вміст урану складає $3.75 \cdot 10^{-4}$ %. Виходячи із сумарної гама-активності, що реєструється вони характеризуються підвищеними інтенсивностями, значення яких близькі до аргілітів.

Радіоактивність поліміктових пісковиків є інтегральною характеристикою концентрацій радіоактивних елементів, які входять як до складу скелета, так і до складу глинистого матеріалу.

Проведено дослідження по вивченню залежностей вмісту радіоактивних елементів і мінерального складу, який визначався в шліфах. В результаті цього побудовано графіки залежностей калію і торію від концентрації різних мінералів, які входять до складу поліміктових пісковиків (рис.3.3):

$$\begin{aligned} K &= 0.035K_B + 0.014П + 0.008C - 0.020U_l + 4.07 & r &= 0.93 \\ Th &= 0.046K_B + 0.283П + 0.103C + 0.066U_l - 3.54 & r &= 0.90' \end{aligned} \quad (3.1)$$

де K_B – кварц, $П$ – польові шпати, C – слюди, U_l – інші уламки.

Парні залежності вмісту торію і мінералів, які

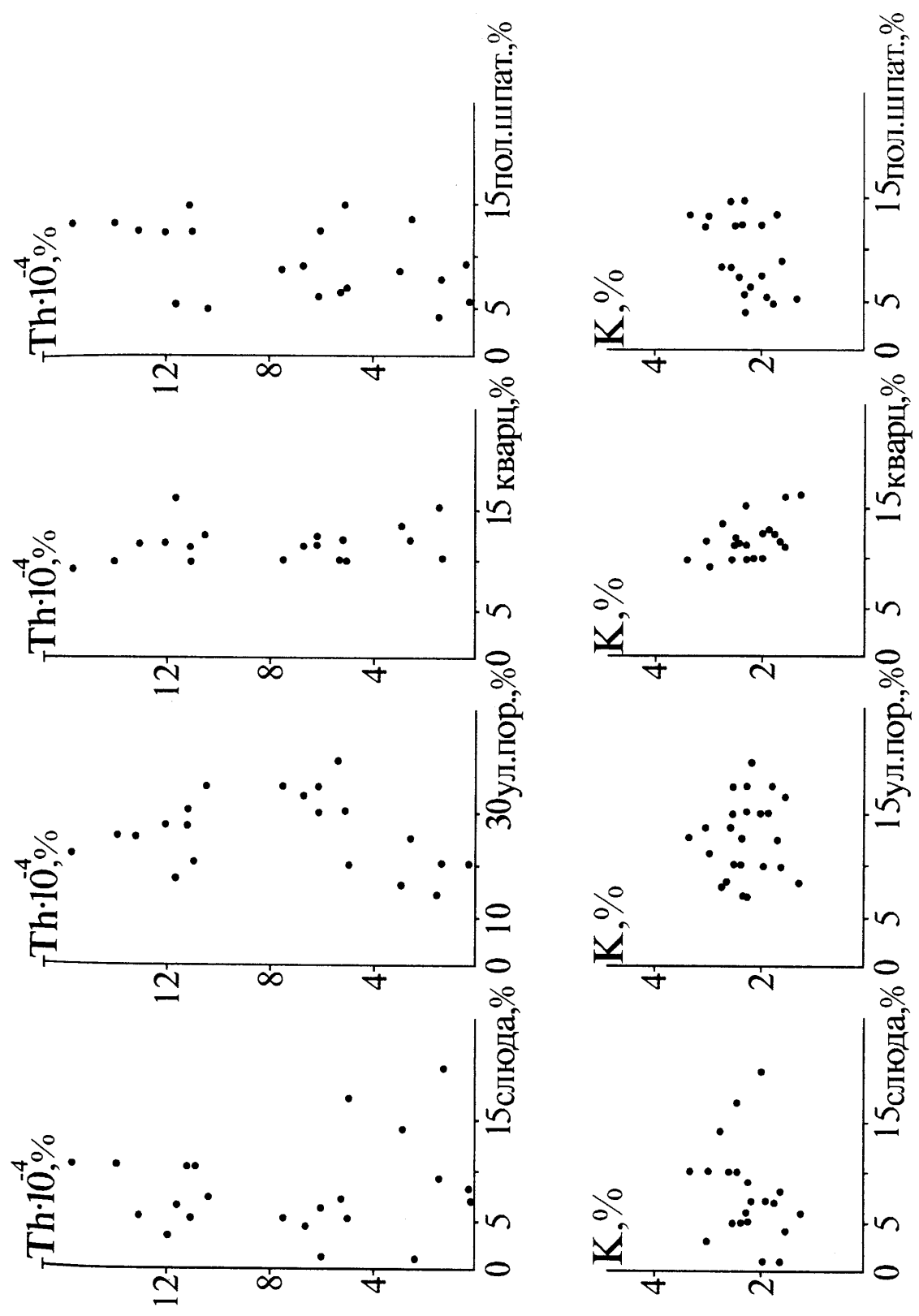


Рис. 3.3 - Співставлення вмісту калію та торію із концентраціями різних мінералів, які входять до складу поліміктових пісковиків.

входять до складу поліміктового пісковика, а також калію із вмістом тих же мінералів, характеризуються дуже низькою тісністю зв'язку (коефіцієнт кореляції 0.2 – 0.3).

Для калію спостерігається найкращий зв'язок із вмістом польових шпатів, які входять до складу скелету пісковиків. Із кварцом спостерігається зворотній зв'язок, а із іншими мінералами такий зв'язок практично відсутній.

Багатомірна залежність (3.1) характеризує частку вкладу кожного із мінералів у вміст калію і торію. У вміст торію найбільший вклад вносять польові шпати, уламки слюди та уламки інших мінералів. У вміст калію найбільший вклад вносять польові шпати.

Поліміктові гравеліти, які містять уламки різного складу характеризуються підвищеним вмістом калію – 1.85%. Вміст U(Ra) складає $2.28 \cdot 10^{-4}\%$, Th – $2.66 \cdot 10^{-4}\%$. Пояснюється це тим, що в складі уламків поліміктового гравеліту переважають уламки поліміктового пісковика.

Мономіктові гравеліти характеризуються вмістом калію 0.65%, що пояснюється основним вмістом уламків кварцового пісковика; вмістом U(Ra) і Th, що характеризує невеликий домішок уламків аргіліту та алевроліту.

Отже, використовуючи дані гама-спектрометрії ядерного матеріалу, стає можливим провести літологічне розчленування розрізу по даних родовищах та виділення в розрізі колекторів поліміктового типу.

3.3.Методика виділення стратиграфічної границі між візейським та турнейським ярусами

Визначення границь розділу між окремими стратиграфічними підрозділами і встановлення інтервалу перехідної зони, є важливим фактором з точки зору пошуку та розвідки нафтогазоносних колекторів. За даними стандартного комплексу ГДС розв'язання даної задачі викликає певні труднощі і не завжди може бути здійснене із достатньою достовірністю.

У відкладах нижнього і середнього карбону ДДЗ за геологічними даними встановлено, що породи турнейського ярусу неузгоджено перекриваються візейськими, а відклади нам'юрського – середньокам'яновугільними.

За вмістом калію аргіліти нам'юрського і башкирського ярусів відрізняються приблизно в два і більше рази. Середні значення природних радіоактивних елементів для цих порід приведені в таблиці 3.4.

Таблиця 3.4

Середні значення природних радіоактивних елементів нам'юрського і башкирського ярусів

| Літологічна різниця і вік | Вміст природних радіоактивних елементів, % | | | |
|-------------------------------------|--|-----------------------|--------------------------|-------------------------|
| | K | Th · 10 ⁻⁴ | U(Ra) · 10 ⁻⁴ | Th/K · 10 ⁻⁴ |
| Аргіліт C ₁ ⁿ | 1.3 | 11.2 | 4.2 | 8.6 |
| Аргіліт C ₂ ^b | 2.7 | 12.2 | 4.5 | 3.5 |

Як видно із таблиці, найбільш інформативним параметром для розділення цих стратиграфічних товщин є величина відношення вмісту торію до калію.

Таким чином, враховуючи відносний параметр та вміст кожного із елементів, в комплексі з іншими геофізичними

методами свердловинна гама-спектрометрія може з успіхом бути використаною для розв'язання даної задачі.

Із свердловин Яблунівської, Софіївської і Тутівської площ в інтервалі нижньовізейського і турнейського ярусів відібрано керновий матеріал, на базі якого проведено літолого-петрофізичні дослідження, а також гама-спектрометричний аналіз на вміст природних радіоактивних елементів U(Ra), Th та K.

У даному розрізі порід не має чіткого розділення турнейських і візейських товщ, а тому при перевазі різних типів аргілітів візуально вивчена потужність важко розчленяється.

Співвідношення якісних і кількісних особливостей порід показує, що візуально і петрографічно багато подібних порід спостерігається в турнейському і візейському ярусах.

На основі палеонтологічних характеристик цих відкладів, не виділяються надійні опорні горизонти, а тому багато видів турнейської фауни знаходиться у відкладах, які відносяться до візейського ярусу. Флористичні залишки також у малій степені допомагають відносити породи до певного віку, тому що в даних районах занурення прибережної зони проходило при відносному збереженню біоценозу на суші. Це затрудняє відношення порід до певного віку в цих потужних пачках.

Верхня частина турнейського комплексу порід характеризується наступними мінералогічними особливостями:

- широким розповсюдженням у них каолініту;
- появою піритових конкрецій різного розміру;

- появою прошарків із сидеритом та іншими залізистими карбонатами і рідко кальцитом.

Літологічні особливості верхньої частини турнейського комплексу порід виражаються наявністю прошарків:

- збагачених крупними вуглефікованими залишками рослин;
- строкатих, червоноколірних, бурих прошарків, які відображають окислювальне становище континентальних утворень;
- середньо- і грубоуламкових порід (конгломератових, гравелітових, гравійних та інших пісковиків) із кварцкаоліновим і кварцкарбонатно-каоліновим цементом, які володіють колекторськими властивостями;
- незначним розповсюдженням прошарків кремнистих аргілітів та інших кременистих утворень.

Всі ці прошарки характеризуються відносно підвищеним вмістом радіоактивних елементів, які адсорбовані каолінітом, гідроксидами заліза, органічною речовиною, а також акцесорними мінералами, які збагатили кору вивітрювання продуктами їх розмиву. Для більшості цих порід типові лінзовидні, косошаруваті, грубошаруваті текстури порід і згусткові, регенераційні структури та структури виповнення пор.

Нижня частина візейського комплексу порід мінералогічно характеризується:

- широким розповсюдженням хемогенного кремнезему в схванокристалічній формі. Він збагачує різні різновидності аргілітів, алевролітів та інших порід. Повсюдно він підвищує міцність порід і понижує пористість;

- наявністю гідрослюд (рідше монтморилоніту), які містять підвищене значення калію;
- наявністю каолініту і порід, які вміщують його;
- наявністю мілкої розсіяності вкрапленності піриту (а не конкрецій і згустків);
- появою прошарків, які збагачені сфалеритом, баритом, халцедоном, які дозволяють передбачити приплив мінералізованих телетермальних вод в басейні;
- появою прошарків, які збагачені кальцитом.

Літологічно ці потужності характеризуються:

- широким розповсюдженням збагачених порід розсіяною органічною речовиною;
- розповсюдженням дуже маловуглистого детриту;
- появою порід із кремнистою мікрофауною в алевритистих аргілітах, кременистих аргілітах та ін.;
- появою вапняків та мергелів.

Для більшості цих порід типовим є збагачення калієм та іншими радіоактивними елементами.

Перехідна товща від турнейських до візейських порід складається із перешарування осадових утворень, подібних до порід відповідних ярусів.

Виходячи із того, що турнейські породи субконтинентальні і мілководні, а візейські – морські, границі між цими ярусами можуть прийматись за наступними ознаками:

- 1) наявність грубоуламкових порід, які відповідають короткочасовим етапам посиленого розмиву і перемиванню порід при тектонічних імпульсах;
- 2) по покрівлі верхнього світлого гравійного або

іншого пісковика в турнейських відкладах, який володіє каолінітовим або кварц-каолінітовим цементом і сформувався поблизу берегової лінії, що розділяє континент і море;

3) по покрівлі верхнього червоноколірного або строкатого пласта в турнейських відкладах;

4) по покрівлі останнього верхнього турнейського прошарку вугленосних порід, збагачених крупними вуглефікованими рослинними залишками;

5) геохімічним параметром, який характеризує перевагу кислотної і лужної обстановки осадо накопичення потужностей, що розділяються, які сформовані суттєво в кислотному середовищі субконтинентальної обстановки турнею, від потужностей, які сформувалися в суттєво лужній морській обстановці візею.

Одним із таких параметрів може бути вміст природних радіоактивних елементів (K, U(Ra), Th), які визначались у зразках гірських порід свердловин Яблунівської, Софіївської і Тутівської площ.

Висновки до третього розділу

В результаті дослідження розподілу радіоактивних ізотопів урану, торію та калію в породах відкладів карбону та пермі, аналізу зв'язку радіоактивних ізотопів із літологією та мінеральним складом порід родовищ центральної частини ДДЗ, встановлено особливості їх співвідношення для конкретних літотипів розрізу та залежності зміни вмісту U(Ra), Th та K^{40} від мінералогічного складу. Отримані результати лабораторних досліджень та свердловинних гама-спектрометричних вимірювань дозволили встановити наступне:

1. Основні закономірності розподілу природних радіоактивних елементів обумовлені зміною мінерального складу порід, їх цементу та вмістом у них глинистого матеріалу.

2. Природу радіоактивності порід візейського та турнейського ярусів обумовлюють співвідношення радіоактивних елементів урану, торію та калію.

3. Закономірності розподілу природних радіоактивних елементів по розрізу візейських та турнейських відкладів характеризуються наявністю мінералів польових шпатів і слюд.

4. Провести літолого-стратиграфічне розчленування розрізу відкладів карбону і пермі.

5. Умови, при яких проходив процес утворення того чи іншого літологічного типу гірських порід, які не встановлюються ні одним із існуючих геофізичних методів, за виключенням гама-спектрометричного методу.

РОЗДІЛ 4

ВИДІЛЕННЯ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ В ГЕОЛОГІЧНИХ РОЗРІЗАХ

ПОЛІМІКТОВОГО ТИПУ НАФТОГАЗОВИХ РОДОВИЩ ДДЗ

4.1.Методика розподілу колекторів за залишковою водонасиченістю на поліміктові і кварцові пісковики

Вміст залишкової водонасиченості в колекторі, який представлений поліміктовими пісковиками не завжди відповідає фільтраційно-ємнісним властивостям [74].

В основу визначення критерію розподілу колекторів по залишковій водонасиченості на поліміктові і кварцові пісковики покладено наступний принцип. Для чистих, добре відсортованих пісковиків має місце залежність коефіцієнта пористості і залишкової водонасиченості $K_{пр} = f(K_{п}, K_{зв})$, за якою можна визначити $K_{зв}^p$ і провести подальше порівняння з фізично вимірним значенням залишкової водонасиченості [74]. За різницею цих значень можна судити про належність колектора до поліміктових, або кварцових пісковиків:

$$H_B = K_{зв}^p - K_{зв}^ф, \quad (4.1)$$

де $K_{зв}^p$ - розраховане значення залишкової водонасиченості; $K_{зв}^ф$ - коефіцієнт залишкової водонасиченості, який отриманий при аналізі керну.

Для ідеалізованої форми порових каналів чистих пісковиків, в яких протікання рідини підпорядковується закону Пуазейля, коефіцієнт абсолютної проникності згідно рівнянню Козені-Кармана дорівнює:

$$K_{\text{пр}} = \frac{K_{\text{пеф}}^3}{f S_{\text{ф}}^2 T_{\text{Г}}^2}, \quad (4.2)$$

де $S_{\text{ф}}$ - питома поверхня каналів фільтрації; $T_{\text{Г}}$ - звивистість порових каналів; f - коефіцієнт, який враховує форму порових каналів; $K_{\text{пеф}}$ - ефективна пористість.

Оскільки $K_{\text{зв}} = S_{\text{ф}} \tau_{\text{в}} / K_{\text{п}}$, а $K_{\text{пеф}} = K_{\text{п}}(1 - K_{\text{зв}})$, то формула (4.2) набуде наступного виду:

$$K_{\text{пр}} = \frac{K_{\text{п}}(1 - K_{\text{зв}})^3 \tau_{\text{в}}^2}{f T_{\text{Г}}^2 K_{\text{зв}}^2}, \quad (4.3)$$

де $\tau_{\text{в}}$ - умовна товщина шару залишкової води.

Звідси видно, що при деяких рівних умовах коефіцієнт проникності залежить від величини шару залишкової води $\tau_{\text{в}}$. Для однорідного замкненого геологічного простору можна прийняти значення f і $T_{\text{Г}}$ практично незмінними. Контроль даного припущення виконується перевіркою існування для даного об'єкту статистичною залежністю параметру пористості від коефіцієнта пористості $P_{\text{п}} = a / K_{\text{п}}^m$. Якщо коефіцієнт кореляції достатньо високий (0.85 - 0.95), а $T_{\text{е}} = (P_{\text{п}} K_{\text{п}})^{1/2}$, де $T_{\text{е}}$ - електрична звивистість при припущенні $T_{\text{Г}} = T_{\text{е}}$, то прийняті умови будуть справедливими.

Існує ряд залежностей $K_{\text{пр}} = f(K_{\text{зв}}, K_{\text{п}})$, які встановлені

статистичним шляхом [22]. Коефіцієнти цих рівнянь характеризують конкретні геологічні об'єкти і тому вони не можуть бути уніфікованими. Із рівняння (4.3) видно, що для вираження вказаної залежності в числовій формі необхідно вивчити статистичний зв'язок між коефіцієнтом проникності і умовною товщиною шару залишкової води. З цією метою в якості об'єкту, який має характеристики, подібні до прийнятої ідеалізованої моделі, вибрано піщані горизонти верхньовізейських відкладів окремих площ центральної частини ДДЗ, де вони залягають на глибинах 4000 - 4500 м.

Колектори горизонтів В-16 - В-20 за мінеральним складом представлені кварцовими пісковиками від дрібно- до крупнозернистих. Переважає кварцовий і глинистий цемент. Вміст карбонатного цементу складає 2 - 15%. Будова каолініту, в основному, крупнолускова, рідше тонкодисперсна. Відкрита пористість пісковиків знаходиться в межах від 4 - 6% до 20 - 25%. Значення пористості, які найбільш зустрічаються, становлять 12 - 18%. Проникність колекторів змінюється в широкому діапазоні - від 0.5 до $1500 - 3000 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, однак більшість зразків порід характеризуються величинами проникності від 10 до $250 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Для розмірів пор найбільш характерні значення 60 - 190 мкм. Контакти між зернами, в основному, лінійні і подовжені. В пісковиках інколи відмічається наявність ділянок без цементного поєднання уламкового матеріалу, по яких розвинуті порикаверни розміром від 300 до 1200 мкм, що пов'язано з процесами епігенетичного перетворення осаdів.

Виходячи із такої характеристики верхньовізейських колекторів, в них були проведені розрахунки товщини шару залишкової води із використанням лабораторних визначень коефіцієнтів пористості, проникності, залишкової водонасиченості, збільшення опору і параметру пористості на зразках Кулічихінського та Яблунівського родовищ. Вони дозволили встановити статистичну залежність між умовною товщиною плівки залишкової води і проникності пісковиків (відповідно для Яблунівського та Кулічихінського родовища):

$$\tau = 0.0259 \cdot K_{np}^2 + 0.2688 \cdot K_{np} + 1.1423, \quad (4.4)$$

$$r = 0.96$$

$$\tau = 0.0482 \cdot K_{np}^2 + 0.0862 \cdot K_{np} + 0.7093, \quad (4.5)$$

$$r = 0.97$$

Для візейських колекторів Яблунівського родовища відмічається збільшення товщини плівки залишкової води в порівнянні з одновіковими колекторами Кулічихінської площі. Слід зазначити, що у випадку, що розглядається, товщина шару залишкової води є величиною умовною і узагальненою, тобто, це та вода, яка не витісняється при встановленій методиці визначення коефіцієнта водонасиченості незалежно від характеру її розподілу (капільне, меніскове, плівчате) по внутрішній поверхні колектора. Можливо, що в окремих прошарках газонесних пісковиків, які мають велику пористість і проникність ($K_n > 20\%$, $K_{np} > 100 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$), залишкова вода не утворює суцільної плівки, про що може свідчити їх високий

питомий опір (300 - 700 Ом), а товщина шару води на глинистих частинках і кварцових зернах не однакова. Однак, при розв'язку поставленої задачі узагальнене значення τ_B допустиме і не вносить похибок у порівняльні результати.

Відмінність в умовній товщині плівки залишкової води для кварцових пісковиків Кулічихінського і Яблунівського родовищ при приблизно рівних тисках, температурі і складі пластових вод пояснюється, в основному, різницею питомої поверхні частинок, оскільки на Кулічихінській площі колектори візейських відкладів, що розглядаються, в середньому більш крупнозернисті, ніж на Яблунівській площі. Значення, які обмежені залежностями (4.4) та (4.5) є граничними і характеризують чистий кварцовий колектор від крупнозернистого до дрібнозернистого. Серія ліній, проведених між граничними значеннями, відображає ступінь зернистості колекторів (питому поверхню, розміри пор).

Отриманий графік можна використати для визначення $K_{зв}$ розрахунковим шляхом. Для цього за даними лабораторних досліджень визначаються значення $K_{пр}$ і $K_{п}$. Користуючись графіком, визначається значення τ_B . По чисельних значеннях $K_{пр}$, $K_{п}$, τ_B за формулою розраховується величина $K_{зв}$:

$$K_{зв}^p = \frac{S_{\phi} \cdot \tau_B}{K_{п}} = \frac{3500 \cdot K_{п} \cdot \sqrt{\frac{K_{п}}{K_{пр}}} \cdot \tau_B}{K_{п} \cdot 100}. \quad (4.6)$$

Значення параметру S_{ϕ} в прийнятій формулі визначається за відомою залежністю:

$$S_{\phi} = CK_{\Pi} \sqrt{\frac{K_{\Pi}}{K_{\text{пр}}}}, \quad (4.7)$$

де C - стала величина для конкретних геологічних умов, яка визначалась виходячи із залежності:

$$K_{\text{пр}} = \frac{\tau_{\text{в}}^2 \cdot \left(1 - P_{\text{н}}^{-1/n}\right)^3 \cdot P_{\text{н}}^{n/2}}{f \cdot P_{\Pi}}. \quad (4.8)$$

На основі цієї залежності розраховано значення $\tau_{\text{в}}$ за даними параметра насичення $P_{\text{н}}$, параметра пористості P_{Π} і коефіцієнту проникності $K_{\text{пр}}$, що визначались шляхом дослідження кернів. Із виразу (4.6) визначається величина S_{ϕ} . Користуючись (4.7), визначається коефіцієнт C . В нашому випадку для глинистих пісковиків Кулічихінської та Яблунівської площ він складає 3500.

Скориставшись результатами визначення $K_{\text{зв}}$, які отримані шляхом розрахунку і шляхом лабораторного аналізу на взірцях керну, проведено аналіз зміни величини критерію $H_{\text{в}} = K_{\text{зв}}^{\phi} - K_{\text{зв}}^{\text{р}} \geq 0$, який вказує на приналежність взірця до того чи іншого типу пісковика-колектора. При $H_{\text{в}} = 0$, або точніше $H_{\text{в}} = 0 \pm \varepsilon$, де ε - середньоквадратична похибка визначення $\tau_{\text{в}}$, взірець, що досліджується, слід віднести до чистих колекторів. При

$H_B > 0$ значення $K_{ЗВ}$ завищене впливом поліміктового складу скелету породи і її необхідно віднести до літологічно-складних колекторів. Подібна ситуація може виникнути при помилковому визначенні $K_{ЗВ}^{\Phi}$, тому необхідно використати додаткову інформацію.

Для підвищення однозначності критерію H_B і в'яснення причини збільшення $K_{ЗВ}$ скористаємось взаємозв'язком коефіцієнта залишкової водонасиченості і ємністю катіонного обміну взірців гірських порід. Залежність $K_{ЗВ} = f(Q_{100})$ є регуляризатором критерію H_B і може бути використана для виділення в розрізі інтервалів, де зміна $K_{ЗВ}$ пов'язана із особливостями мінерального складу глинистої фракції, тобто частина залишкової води є структурною. При отриманні значення $H_B > 0$ проводиться розрахунок $K_{ЗВ}^a$ за встановленим рівнянням:

$$K_{ЗВ}^a = 47.8Q_{100}^2 + 39.39Q_{100} - 6.62 \quad (4.9)$$

і визначається величина $\Delta K_{ЗВ}$:

$$\Delta K_{ЗВ} = K_{ЗВ}^{\Phi} - K_{ЗВ}^a. \quad (4.10)$$

При прямуванні $\Delta K_{ЗВ}$ до нуля, взірець, що досліджується, дійсно необхідно віднести до поліміктових пісковиків, так як завищений вміст залишкової води не пов'язаний з поровим простором породи і її фільтраційно-ємнісними властивостями, а обумовлений, як вказано вище, особливостями

адсорбційних властивостей і впливом степені дисперсності глинистої частини породи.

В тих випадках, коли $H_B > 0$ і $\Delta K_{зв} > 0$ досліджуваний зрієць не володіє підвищеними адсорбційними властивостями, а $H_B > 0$ обумовлене помилковим визначенням $K_{зв}^{\phi}$ в даному зрієці. Деякі результати розрахунків по візейських і турнейських відкладах в свердловинах Яблунівської площі подані в таблиці 4.1.

Таблиця 4.1

Дані для розділення колекторів Яблунівської площі за залишковою водонасиченістю на чисті і поліміктові пісковики

| № св. | Інтервал | $K_{п},$ % | $K_{пр},$ 10^{-15} м^2 | $K_{зв}^{\phi},$ % | $K_{зв}^p,$ % | $H_B,$ % | $Q_{100},$ мг-екв/100г | $K_{зв}^a,$ % | Примітка |
|-------|-----------|---------------|-------------------------------------|-----------------------|------------------|-------------|---------------------------|------------------|-------------|
| 3 | 4919-4928 | 12,6 | 318,2 | 7,1 | 7,9 | -0,8 | 0,28 | 8,1 | чист.піск. |
| | 4919-4928 | 12,8 | 387,4 | 7,1 | 8,05 | -0,95 | 0,30 | 9,4 | чист.піск. |
| | 4919-4928 | 15,52 | 273,2 | 10,3 | 9,7 | 0,6 | 0,32 | 10,8 | чист.піск. |
| 5 | 4869-4874 | 17,9 | 526 | 13,4 | 8,3 | 5,1 | 0,4 | 16,7 | полім.піск. |
| 6 | 4992-5000 | 13,5 | 713,9 | 5,8 | 6,6 | 0,8 | 0,25 | 6,2 | чист.піск. |
| 11 | 4658-4666 | 13,6 | 593 | 7,2 | 7,1 | 0,1 | 0,21 | 3,7 | чист.піск. |
| 10 | 5056-5065 | 3,24 | 155 | 46,6 | 35,1 | 4,5 | 0,7 | 44,3 | полім.піск. |
| 9 | 4855-4864 | 13,0 | 220 | 24,0 | 9,6 | 14,3 | 0,48 | 23,3 | полім.піск. |

Отриманий критерій по значеннях $K_{зв}$ дозволяє розділити колектори, які складені чистими і поліміктовими пісковиками, а також пояснити вміст залишкової водонасиченості.

4.2.Методика виділення поліміктових пісковиків за даними гама-спектрометрії

Розв'язок питання виділення поліміктових пісковиків методами ГДС містить в собі значні труднощі. Так, наприклад, за даними ГК вони характеризуються підвищеними значеннями сумарної гама-активності, яка в свою чергу співвимірна із гама-активністю алевролітів, аргілітів, що затрудняє їх виділення.

Були проведені роботи по вивченню можливостей використання даних гама-спектрометрії при виділенні поліміктових пісковиків. Одним із важливих моментів при розв'язку даного питання є встановлення природи радіоактивності поліміктових пісковиків. Вище більш детально розглянуто зв'язок мінерального складу гірської породи, визначеного за описом шліфів, із концентрацією радіоактивних елементів (K, U(Ra), Th). Встановлено, що вміст польових шпатів і слюд, які входять до складу скелету пісковика, найбільш тісно корелюється із концентрацією калію в гірській породі.

На рис. 4.1 представлена багатомірна залежність між вмістом калію, визначеного за даними гама-спектрометрії, і процентного вмісту польового шпату і слюди [85]. Із збільшенням вмісту польового шпату спостерігається пропорційний ріст концентрації калію для пісковиків, які відрізняються вмістом слюд не більше ніж на $\pm 2.5\%$. На графіку спостерігається розкид точок. Це пояснюється тим, що при визначенні вмісту калію в зразках пісковиків не враховувався вплив глинистого матеріалу і малою точністю визначення

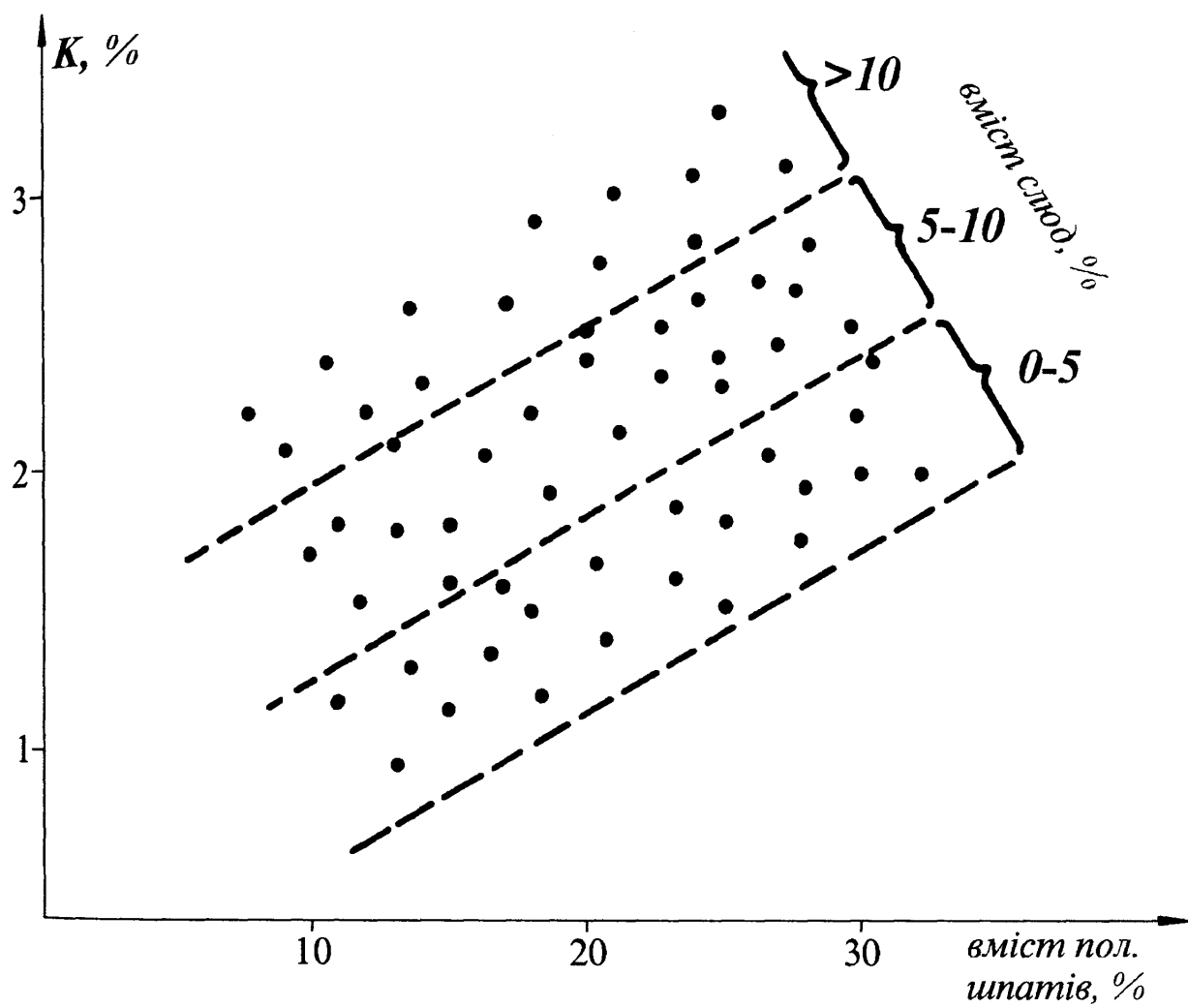


Рис. 4.1—Залежність між концентраціями калію і калієвмісних мінералів у скелеті породи.

процентного вмісту польових шпатів і слюд при описі шліфів.

Зв'язок концентрації торію із вмістом мінералів твердої фази породи практично відсутній, за виключенням деяких горизонтів, які містять акцесорні мінерали (циркон, гранат та ін.). Ці мінерали характеризуються підвищеною концентрацією торію. Зв'язок урану (радію) із мінералами, які входять в склад скелету поліміктових пісковиків, відсутній.

При характеристиці аргілітів і алевролітів (табл. 4.2) за розподілом радіоактивних елементів відмічено, що підвищений вміст калію обумовлений присутністю мінералів, що вміщують калій, в цементі породи.

Таблиця 4.2

Середнє значення вмісту природних радіоактивних елементів в гірських породах Розпашнівської площі

| Літологічні різниці | Калій, % | Уран (радій) $\cdot 10^{-4}$, % | Торій $\cdot 10^{-4}$, % | $\sum_{\text{ср}} J_{\gamma}$, мкр/год |
|-----------------------|-------------|-------------------------------------|------------------------------|--|
| Аргіліт | 2.6-3.1 | 5.0-6.3 | 12-15 | 21.8 |
| Алевроліт | 1.4-1.8 | 4.0-5.0 | 9-11 | 18.0 |
| Пісковик мономіктовий | 0.2-0.6 | 1.0-2.0 | 3.0-7.0 | 3.1 |
| Пісковик поліміктовий | 2.2-2.6 | 2.0-3.0 | 5-8 | 16.5 |

Примітка $\sum_{\text{ср}} J_{\gamma}$ – середнє значення сумарної гама-активності, мкр/год.

Середнє значення вмісту урану (радію) в аргілітах в 2 – 3 рази вище концентрації U(Ra) в пісковиках. Такий характер пояснюється фізико-хімічними обставинами, в яких проходив процес осадонакопичення. Перенесення з'єднань урану (радію), в основному, здійснюється шляхом міграції водних розчинів. Виділення його із

водних розчинів пов'язано із процесом сорбції та осідання у вигляді нерозчинних з'єднань. Найбільш інтенсивно процес сорбції протікає в глинистих колоїдах. Тому аргіліти володіють підвищеними вмістом урану (радію).

Торій володіє малою міграційною здатністю. Розподіл торію пов'язаний, як із надходженням грубоуламкового матеріалу, де присутні торійвміщуючі мінерали, так і з переносом його водяними розчинами при міграції глинистих колоїдів. Підвищення значення торію в аргілітах по відношенню до пісковиків обумовлене присутністю глинистої фракції.

Розглянувши питання про природу радіоактивності в аргілітах і пісковиках поліміктового і мономіктового складу, можна зробити висновок, що використання даних про інтегральну радіоактивну характеристику розрізу при виділенні поліміктових пісковиків є достатньо складною задачею (табл. 4.2). Використання диференційних даних про радіоактивність значно підвищує достовірність виділення поліміктових пісковиків.

Все це дозволяє рекомендувати свердловинну гама-спектрометрію, як один із найбільш ефективних методів для виділення поліміктових пісковиків. Можливі різні шляхи використання даних гама-спектрометрії для розв'язку цієї задачі.

При проведенні гама-спектрометрії свердловин одним із важливих питань є еталонування апаратури для кількісного визначення концентрації K, U(Ra), Th. Складність в еталонуванні апаратури полягає в необхідності мати еталонну свердловину, розріз якої

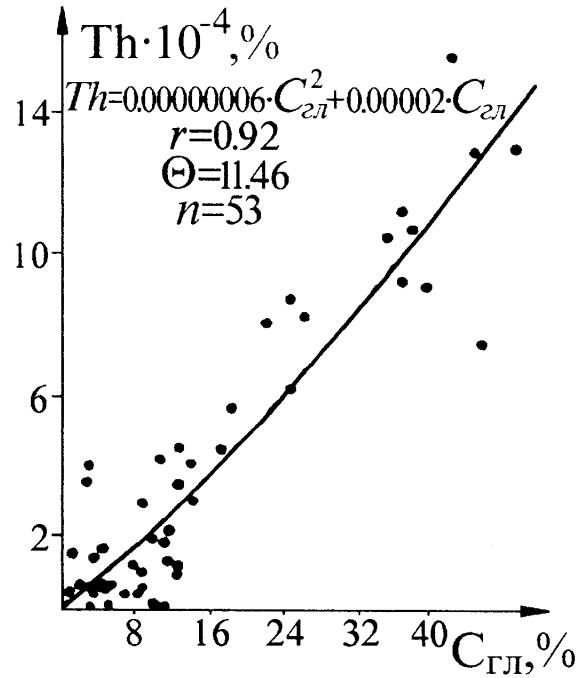
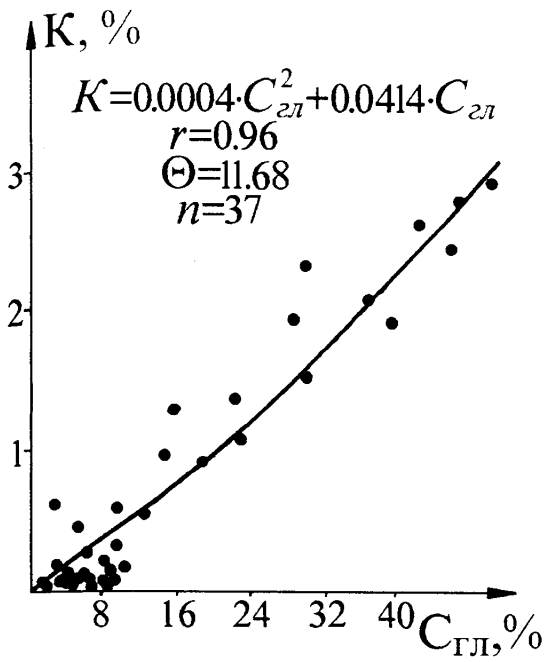
складений пластами із відомою концентрацією K, U(Ra), Th. Криві, які реєструють гама-активність, в торієвому каналі ускладнені впливом природних радіоактивних елементів, що знаходяться в гірській породі, оскільки їх енергія гама-квантів нижче енергії торію. Тому інформація торієвого каналу може бути однозначно використана для інтерпретації.

Криві зміни гама-активності в каналах із енергетичними спектрами для калію (1.46 MeV) і урану (радію) (1.76 MeV) будуть ускладнені впливом гама-квантів більш високої енергії (2.62 MeV) за рахунок розсіювання і особистих спектрів гама-випромінювання в калієвому і урановому каналах при розпаді урану і торію. Отримана інформація про інтенсивність гама-випромінювання в калієвому і урановому каналах навіть без еталонування може бути успішно використана для виділення поліміктових пісковиків.

Нами пропонується один із способів використання інформації калієвого і торієвого каналів, який базується на тому, що для чистого піщано-глинистого розрізу існує взаємозв'язок між вмістом глинистого матеріалу і концентрацією Th та K в гірській породі (рис.4.2). Вказані залежності, які використовуються як еталонні, можуть служити критерієм при виділенні колекторів поліміктових пісковиків і визначати природу радіоактивності.

За значеннями, що реєструються числа імпульсів в калієвому і торієвому каналах визначається значення подвійного різницевого параметру [85]:

а



б

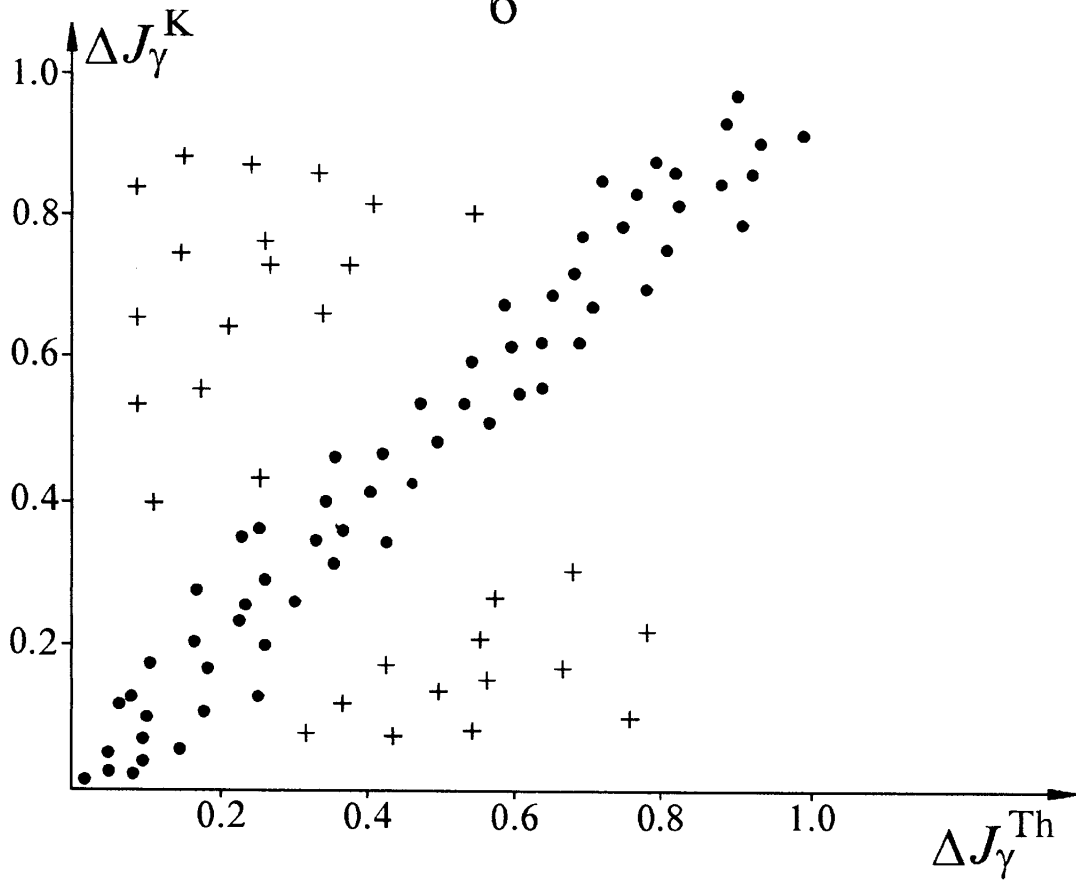


Рис. 4.2 – Зв'язок між параметрами радіоактивності та глинистості.

$$\Delta J_{\gamma}^K = \frac{\Delta J_{\gamma p}^K - \Delta J_{\gamma \min}^K}{\Delta J_{\gamma \max}^K - \Delta J_{\gamma \min}^K}, \quad \Delta J_{\gamma}^{Th} = \frac{\Delta J_{\gamma p}^{Th} - \Delta J_{\gamma \min}^{Th}}{\Delta J_{\gamma \max}^{Th} - \Delta J_{\gamma \min}^{Th}}, \quad (4.11)$$

де $\Delta J_{\gamma p}^K$, $\Delta J_{\gamma p}^{Th}$ — кількість імпульсів в калієвому і торієвому каналах напроти досліджуваного пласта; $\Delta J_{\gamma \min}^K$, $\Delta J_{\gamma \min}^{Th}$ — число імпульсів напроти опорного пласта із мінімальними значеннями інтенсивності; $\Delta J_{\gamma \max}^K$, $\Delta J_{\gamma \max}^{Th}$ — число імпульсів напроти опорного пласта із максимальними значеннями інтенсивності.

Враховуючи те, що в методиці, яка пропонується, за базову використовується залежність між радіоактивністю і глинистістю, в якості опорних пластів повинні бути вибрані пласт глини, який фаціально витриманий і не змінюється по площі ($\Delta J_{\gamma \max}^K$, $\Delta J_{\gamma \max}^{Th}$) та пласт кварцових слабоглинистих пісковиків ($\Delta J_{\gamma \min}^K$, $\Delta J_{\gamma \min}^{Th}$).

Необхідно врахувати, що вибір опорних пластів є одним із важливих моментів, що визначають ефективність запропонованого способу.

Співвідношення величин ΔJ_{γ}^K і ΔJ_{γ}^{Th} дозволяє віднести досліджуваний інтервал до поліміктових пісковиків або аргілітів. Необхідність використання даних калієвого і торієвого каналу визначається наступним. Значення ΔJ_{γ}^K для аргілітів і поліміктових пісковиків співвимірні, тобто не інформативні при виділенні поліміктових пісковиків. Дані торієвого каналу, як було вказано вище, несуть основну інформацію про об'єкт. Однак використання тільки даних торієвого каналу підвищить невизначеність розділення. Так, вапняки, мономіктові

пісковики та інші літологічні різниці також характеризуються низьким вмістом торію при низькому вмісті калію. Тому використання даних торієвого і калієвого каналів понижує неоднозначність. Гірська порода, яка має низькі значення торію і калію, не може відноситись до поліміктових пісковиків.

Враховуючи це, нами побудовано залежність $\Delta J_{\gamma}^K = f(\Delta J_{\gamma}^{Th})$ для піщано-глинистих відкладів візейського віку яблунівської площі (рис.4.2.б). При побудові залежності використовувались дані вимірювання вмісту Th і K в лабораторних умовах (табл. 4.3).

Із рисунка 4.2 видно, що між величинами ΔJ_{γ}^K і ΔJ_{γ}^{Th} існує лінійна залежність, яка описується рівнянням регресії

$$\begin{aligned} \Delta J_{\gamma}^K &= 0.98 \Delta J_{\gamma}^{Th} + 0.01 \\ r &= 0.97 \end{aligned} \quad (4.12)$$

При правильному виборі опорних пластів нахил залежності $\Delta J_{\gamma}^K = f(\Delta J_{\gamma}^{Th})$ буде прямувати до 45° . Скориставшись цим графіком, можна визначити належність досліджуваного інтервалу до різних літологічних типів. Якщо вміст калію і торію обумовлений об'ємом глинистої фракції, то точка з координатами ΔJ_{γ}^K і ΔJ_{γ}^{Th} попадає в область, яка відмічена двома штриховими лініями (розмір цієї області визначається точністю вимірювань). В дану область попадають всі точки, для яких існує функціональна залежність між вмістом радіоактивних елементів в гірській породі і глинистістю.

Таблиця 4.3

результати вимірювання торію і калію в пісковиках для
побудови залежності $\Delta J_{\gamma}^K = f(\Delta J_{\gamma}^{Th})$

| № св. | Інтервал, м | К, % | Th, % | ΔJ_{γ}^K | ΔJ_{γ}^{Th} | Примітка |
|-------------------|----------------|---------|----------|-----------------------|--------------------------|----------|
| Яблунівська площа | | | | | | |
| 2 | 4733-4743 | 2.64 | 14.18 | 0.88 | 0.79 | |
| | 4733-4743 | 1.63 | 17.0 | 0.52 | 0.57 | |
| | 4759-4768 | 1.13 | 4.45 | 0.36 | 0.24 | |
| | 4768-4776 | 2.39 | 15.65 | 0.79 | 0.91 | |
| | 4838-4848 | 0.9 | 3.11 | 0.28 | 0.16 | |
| | 4902-4912 | 1.83 | 9.33 | 0.60 | 0.54 | |
| | 4912-4930 | 2.08 | 10.1 | 0.63 | 0.58 | |
| | 4940-4950 | 2.83 | 14.0 | 0.94 | 0.88 | |
| | 4979-4982 | 0.10 | 1.95 | 0.003 | 0.09 | |
| | 4982-4991 | 0.26 | 1.46 | 0.055 | 0.06 | |
| | 5036-5045 | 1.46 | 7.44 | 0.47 | 0.42 | |
| | 5085-5094 | 2.18 | 15.14 | 0.71 | 0.89 | |
| 3 | 4639-4645 | 0.45 | 1.89 | 0.21 | 0.08 | |
| | 4695-4708 | 0.61 | 2.3 | 0.18 | 0.1 | |
| | 4695-4708 | 0.49 | 5.31 | 0.13 | 0.26 | |
| | 4775-4785 | 0.46 | 1.81 | 0.12 | 0.07 | |
| | 4827-4837 | 0.28 | 2.4 | 0.06 | 0.11 | |
| | 4896-4906 | 1.16 | 6.51 | 0.36 | 0.36 | |
| | 5002-5014 | 0.82 | 1.09 | 0.25 | 0.23 | |
| 6 | 4673-4683 | 1.49 | 6.29 | 0.47 | 0.35 | |
| | 4800-4803 | 1.12 | 5.9 | 0.34 | 0.32 | |
| | 4923-4931 | 0.15 | 0.68 | 0.02 | 0.01 | |
| | 4923-4931 | 0.99 | 9.5 | 0.32 | 0.35 | |
| | 4931-4937 | 0.2 | 2.25 | 0.03 | 0.10 | |
| | 4954-4962 | 0.17 | 0.93 | 0.01 | 0.02 | |
| | 4954-4962 | 0.12 | 0.5 | 0.01 | 0.01 | |
| | 5096-5100 | 2.08 | 12.9 | 0.68 | 0.7 | |
| 7 | 4718-4727 | 2.77 | 16.65 | 0.92 | 0.98 | |
| | 4830-4833 | 0.11 | 1.4 | 0.003 | 0.12 | |
| | 4918-4920 | 1.54 | 8.57 | 0.49 | 0.49 | |
| | 4918-4920 | 1.25 | 8.02 | 0.44 | 0.46 | |
| | 4924-4932 | 2.44 | 13.94 | 0.8 | 0.82 | |

Продовження табл.4.3

| № св. | Інтервал, м | K, % | Th, % | ΔJ_{γ}^K | ΔJ_{γ}^{Th} | Примітка |
|---------------------|----------------|---------|----------|-----------------------|--------------------------|-----------------------|
| | 4932-4941 | 0.8 | 4.33 | 0.24 | 0.23 | |
| 8 | 4735-4751 | 1.2 | 7.42 | 0.42 | 0.40 | |
| | 4735-4751 | 1.73 | 10.35 | 0.56 | 0.63 | |
| | 4792-4797 | 2.58 | 14.05 | 0.85 | 0.87 | |
| 487 | 3243-3253 | 2.6 | 14.1 | 0.87 | 0.82 | |
| | 3243-3253 | 2.71 | 12.6 | 0.9 | 0.73 | |
| | 3253-3262 | 2.49 | 14.1 | 0.82 | 0.82 | |
| | 3253-3262 | 1.81 | 11.12 | 0.59 | 0.64 | |
| | 3253-3262 | 1.72 | 10.27 | 0.55 | 0.60 | |
| | 3278-3284 | 2.59 | 12.3 | 0.86 | 0.72 | |
| | 3278-3284 | 2.60 | 15.65 | 0.87 | 0.92 | |
| Розпашнівська площа | | | | | | |
| 4 | 4107.2-4124.2 | 2.51 | 7.42 | 0.82 | 0.42 | поліміктовий пісковик |
| | 4168.8-4183 | 2.24 | 5.0 | 0.74 | 0.27 | поліміктовий пісковик |
| | 4585.1-4598.4 | 1.37 | 4.86 | -0.44 | 0.26 | поліміктовий пісковик |
| 13 | 4075.2-4079.2 | 2.35 | 4.9 | 0.77 | 0.26 | поліміктовий пісковик |
| | 4272.6-4277.8 | 2.56 | 1.36 | 0.84 | 0.08 | поліміктовий пісковик |
| | 4306-4334.4 | 2.44 | 9.69 | 0.80 | 0.55 | поліміктовий пісковик |
| 14 | 6158-6171 | 0.59 | 10.0 | 0.16 | 0.57 | |
| | 6158-6171 | 0.75 | 9.78 | 0.22 | 0.56 | |
| | 6158-6171 | 0.35 | 7.33 | 0.08 | 0.44 | |
| | 6158-6171 | 0.67 | 7.57 | 0.19 | 0.43 | |
| | 6158-6171 | 0.47 | 6.64 | 0.13 | 0.37 | |
| | 6158-6171 | 0.38 | 9.02 | 0.09 | 0.55 | |
| | 6158-6171 | 0.28 | 3.08 | 0.06 | 0.15 | |
| | 6158-6171 | 0.32 | 5.73 | 0.08 | 0.32 | |

При попаданні точки вищевказаної області інтервал, що досліджується, можна віднести до поліміктових пісковиків, тобто для даного інтервалу характерний – при високих значеннях вмісту калію низький вміст торію. На рисунку 4.2.б, в якості прикладу, дані представлені по поліміктових пісковиках, які взяті із відкладів верхнього карбону Розпашнівської площі (свердловина 16), для яких проведено визначення мінерального складу скелету гірської породи за описом шліфів.

Значення ΔJ_{γ}^K і ΔJ_{γ}^{Th} , які обумовлюють попадання точки нижче вказаної області, пов'язані із присутністю торію в гірській породі не тільки в глинистому цементі, але й в скелеті. До таких інтервалів відносяться зразки, в яких присутні акцесорні мінерали. У випадку наявності акцесорних мінералів, нами пропонується використовувати дані нейтронного-гама каротажу, тобто подвійний різницевий параметр по $J_{n\gamma}$ ($\Delta J_{n\gamma}$).

Видно, що приналежність реєструючих значень до визначеної області, означає характер літологічної особливості гірської породи. Використання даного підходу дозволить виділяти колектори поліміктового складу.

Висновки до четвертого розділу

Проведені дослідження щодо виділення порідколекторів поліміктового типу дали змогу розробити ряд методик, а саме встановити виділення колекторів за залишковим водонасиченням та за результатами гамма-спектрометрії, та обґрунтувати наступні висновки:

1. Розроблений критерій $H_B = K_{зв}^{\phi} - K_{зв}^p$ дає змогу виділити поліміктові пісковики. При $H_B = 0 \pm \varepsilon$, де ε - середньоквадратична похибка визначення τ_B , взірець можна віднести до чистих колекторів, а при $H_B > 0$ - до колекторів поліміктового типу, оскільки $K_{зв}^{\phi}$ завищене впливом поліміктовим складом скелету породи.

2. За результатами гамма-спектрометрії, визначивши подвійний різницевий параметр по калію ΔJ_{γ}^K та по торію ΔJ_{γ}^{Th} , обґрунтовано можна віднести колектори до того чи іншого типу, оскільки в скелеті породи поліміктового типу містяться польові шпати та слюди, які характеризуються підвищеним вмістом калію.

3. При наявності акцесорних мінералів слід використовувати подвійний різницевий параметр нейтронного-гама каротажу ΔJ_{γ} .

РОЗДІЛ 5
ВИЗНАЧЕННЯ ЄМНІСНО-ФІЛЬТРАЦІЙНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ
ПОЛІМІКТОВИХ ПІСКОВИКІВ НАФТОГАЗОВИХ РОДОВИЩ
ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

При визначенні петрофізичних характеристик порід-колекторів поліміктового типу, виникає ряд труднощів, які пов'язані з наявністю в скелеті породи польових шпатів та слюд. Дану проблему можна розв'язати використовуючи нові методи, які дають змогу визначити процентний вміст тих чи інших мінералів. Одним із таких методів може бути гама-спектрометричний каротаж, за результатами якого можна визначити наявність польових шпатів та слюд.

При розв'язанні ряду геолого-геофізичних задач, зокрема літолого-стратиграфічного розчленування, виділення порід-колекторів поліміктового типу, визначення концентрації радіоактивних елементів урану (радію), торію і калію та інших задач, використовуючи результати гама-спектрометрії, виникає ряд труднощів. Це пов'язано з тим, що на покази свердловинних гама-спектрометрів впливає не тільки геологічна будова розрізу, а і свердловинні умови розкриття. З метою врахування цих факторів нами вивчався вплив свердловинних умов на покази гама-спектрометра.

5.1. Вплив технічних умов вимірювання на покази свердловинного гама-спектрометра

В ситуації, коли на покази свердловинних гама-спектрометрів впливає як геологічна будова розрізу, так і свердловинні умови розкриття пласта, дані покази не пропорційні концентраціям природних радіоактивних елементів (ПРЕ), оскільки вони змінені впливом свердловинних та апаратурних факторів. Зареєстрована в свердловині діаграма характеризує не дійсну, а уявну радіоактивність порід. Крім того, в гама-спектрометричних вимірах особливістю являється і те, що осадові гірські породи володіють надто низькою радіоактивністю, яка співвимірна із радіоактивністю промивної рідини, що заповнює свердловину. Всі ці фактори визначають необхідність роздільного вивчення поглинаючого впливу заповнення свердловини на результати гама-спектрометрії.

На покази свердловинного приладу впливають наступні фактори [86]:

1. Параметри, які характеризують умови вимірювання:

- а) діаметр свердловини;
- б) радіоактивність і густина промивної рідини;
- в) товщина обсадженої колони і цементного кільця, їхні густини, концентрації ПРЕ в цементі;
- г) положення приладу в колоні і самої колони в свердловині.

2. Фактори, які характеризують прилад і методику вимірювання:

- а) діаметр приладу і товщина стінок корпусу;

б) характеристики детектора (його інтегральна і спектральна ефективність);

в) параметр Vt (швидкість проведення вимірів і постійна часу інтегруючої комірки).

Для внесення поправок в результати SGK Родсом і Моттом [97] розраховані палетки, які використовуються до обсаджених свердловин, що дозволяє враховувати послаблюючі властивості бурового розчину, вплив ексцентриситету приладу в свердловині, діаметру і параметрів обсадженої колони та цементного кільця, а також вплив обмеженої потужності пласта при різних початкових енергіях гама-випромінювання, включаючи лінії енергій 1.46, 1.76, 2.62 MeV від природних радіоактивних ізотопів, без врахування вкладу розсіяного випромінювання і випромінювання природно-радіоактивних елементів бурового розчину.

Однак ці розрахунки мали наближений характер, оскільки не враховувались метрологічні характеристики приладу, а тому широкого використання не отримали.

В роботі [94] також розглянуто вплив параметрів свердловини на результати SGK (діаметр, властивості заповнюючої рідини, параметри обсадження і т.п.). При цьому автор використовував теорію поглинання, тобто так званий фактор пропускання T . В роботі стверджується, що такий підхід дозволяє отримати кращі результати і при цьому спостерігається більш тісна відповідність між теорією і практичними результатами, ніж при інших способах розв'язку задачі. В роботі [92] розроблено палетку кількісного врахування впливу ефектів літології, свердловинних умов вимірювання і конструкції

сцинтиляційного спектрометра на результати SGK.

Найбільш цінні експериментальні результати по вивченню закономірностей SGK отримано Н.А.Курочкіним [43]. Ним проводились дослідження на моделях з відомими K , U і Th – моновиpromінювачами. Для практичного використання Н.А.Курочкін подав результати експериментальних досліджень у вигляді номограм, які визначають величину геометричних факторів пласта і породи як функцію діаметра, ексцентриситету приладу, густини промивної рідини для фіксованих енергетичних каналів спектрометра в моделях із різними моновиpromінювачами $\epsilon(d_c, \epsilon, \sigma_p)$.

На рисунку 5.1 і 5.2 показано монограми для врахування геометричного фактору пласта і геометричного фактору промивної рідини. Відзначимо, через припущення про те, що свердловина діаметром 60 см забезпечує повний вклад в покази гама-спектрометра, монограма для врахування впливу промивної рідини на результати вимірювання є недостовірною. В той же час, монограма по визначенню геометричного фактору пласта дозволяє повністю охарактеризувати вплив як поглинаючих, так і випромінюючих властивостей промивної рідини.

Нами проводилися експериментальні дослідження по вивченню впливу зміни діаметру необсадженої свердловини на спектр природного гама-випромінювання. Зроблено вимірювання в моделі піщаного пласта для необсаджених свердловин різного діаметру (15 і 28 см). Отримані результати дозволили встановити, що покази в різних енергетичних каналах обумовлені різною чутливістю приладу при зміні діаметра свердловини (рис. 5.3) [86].

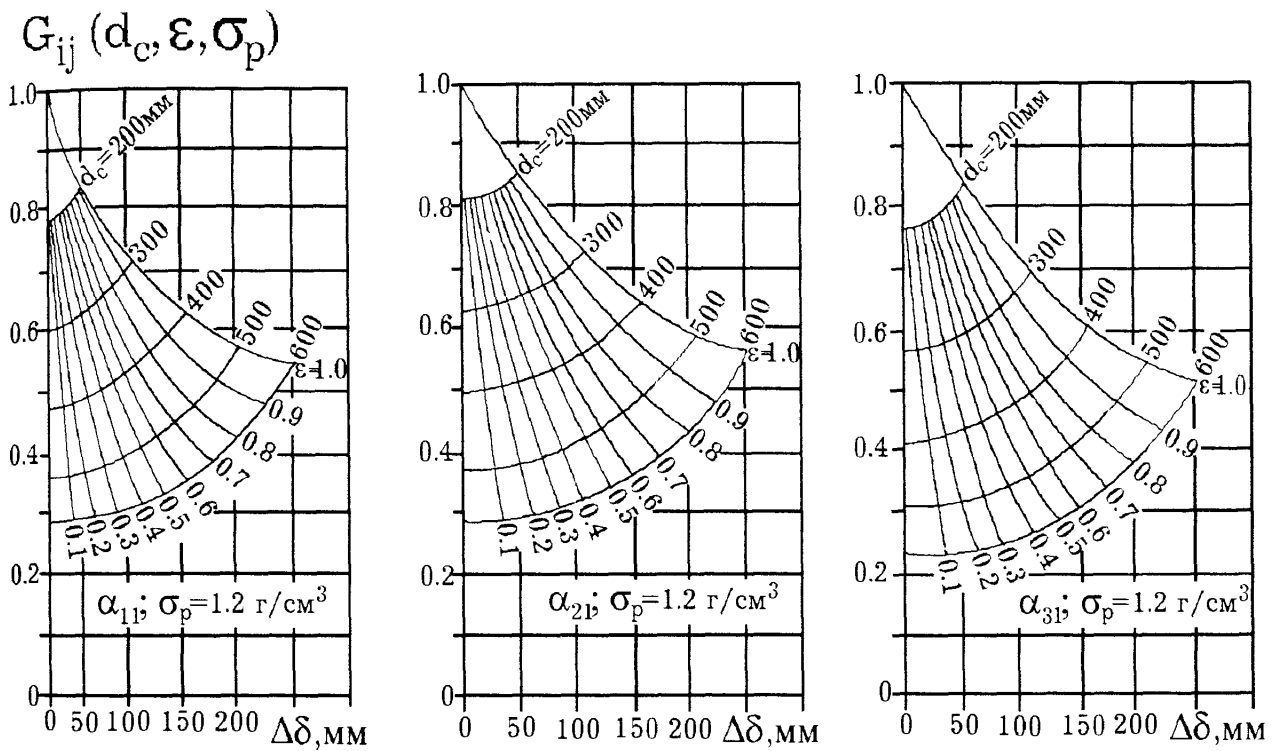


Рис. 5.1 — Номограма для внесення поправок на покази гама-спектрометра за зміну діаметра необсадженої свердловини, положення в ній приладу і густини бурового розчину через величину геометричного фактора пласта $\varepsilon(d_c, \varepsilon, \sigma_p)$.

На рисунку приведений геометричний фактор пласта для гама-випромінювання торію в калієвому каналі.

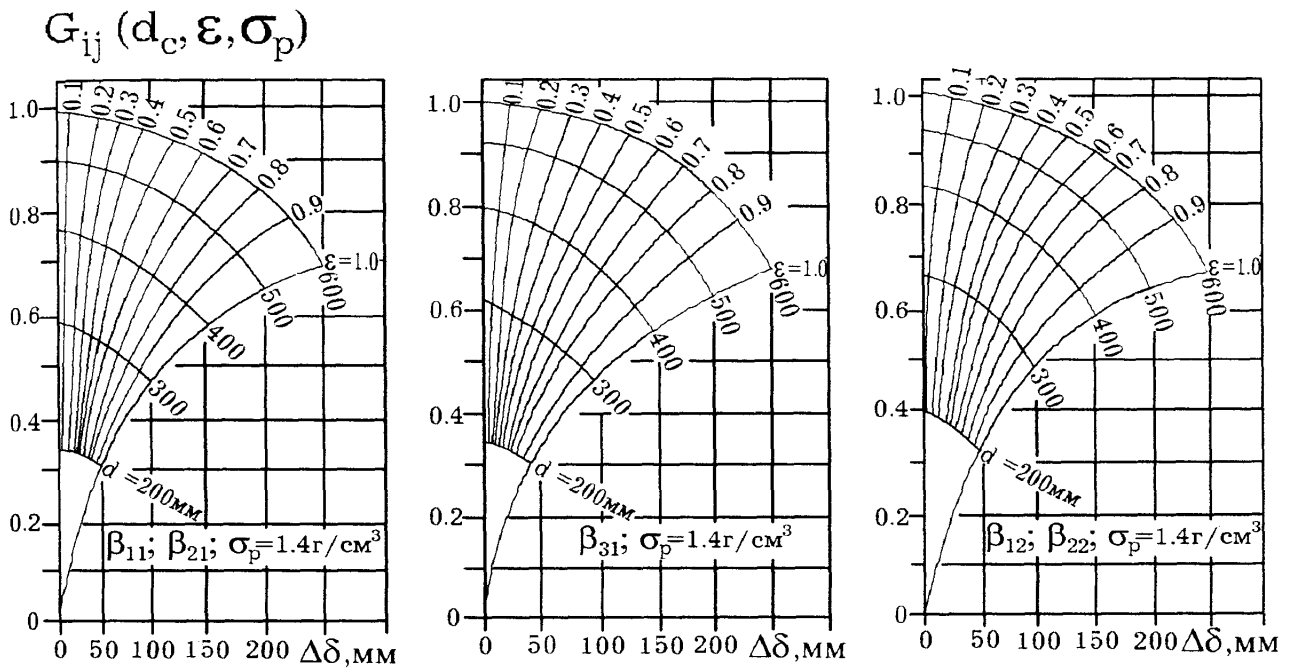


Рис. 5.2 — Номограма для внесення поправок на покази гама-спектрометра за зміну діаметра необсадженої свердловини, положення в ній приладу і густини бурового розчину через величину геометричного фактора свердловини $\epsilon(d_c, \epsilon, \sigma_p)$.

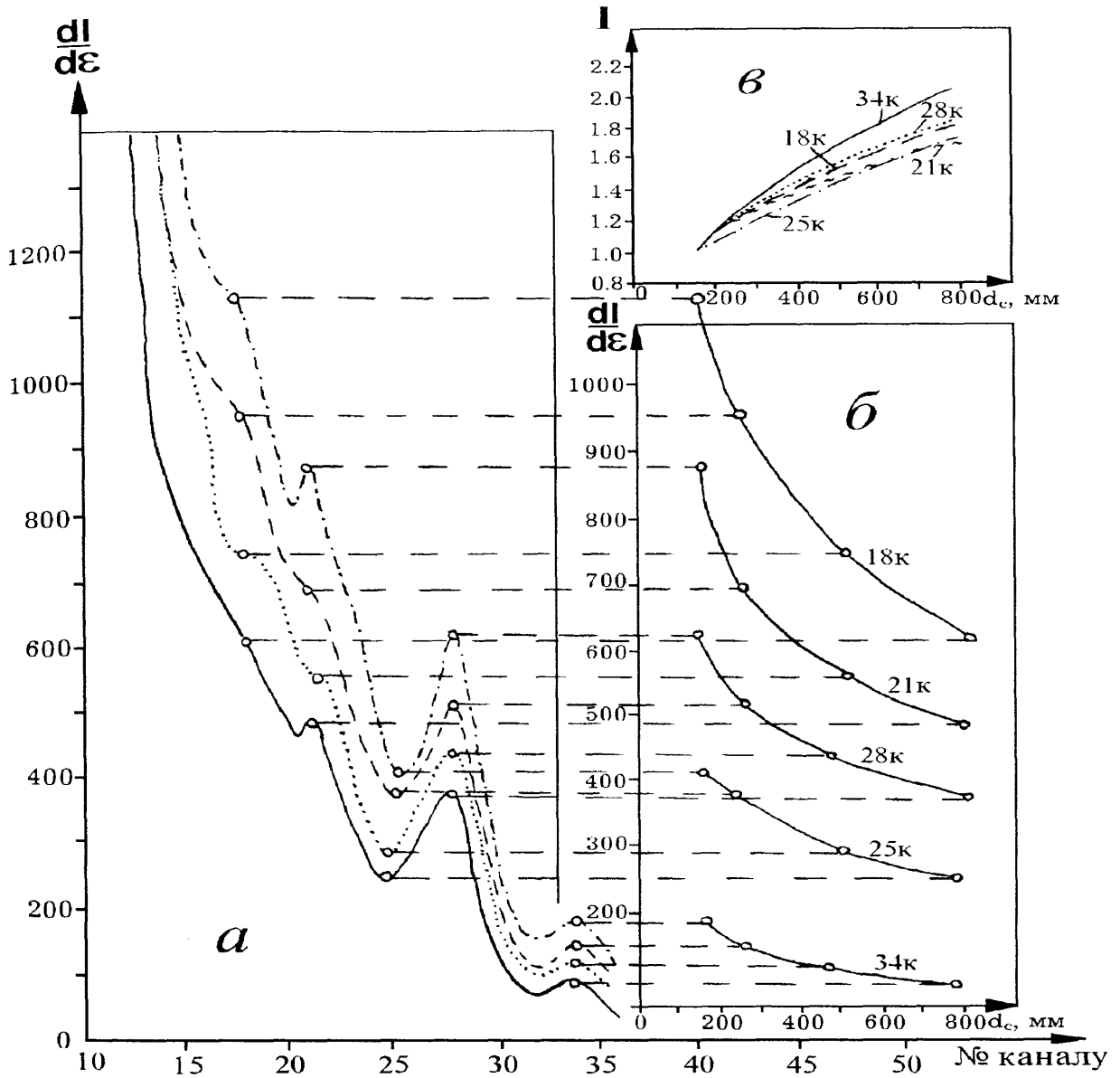


Рис. 5.3 — Вплив зміни діаметра необсадженої свердловини на спектр природного гама-випромінювання в моделі пласта піщовика (шифр кривих на рис. “б” і “в” — № каналу і відповідна енергія гама-випромінювання, MeV), за даними Івано-Франківської ЕГДС.

Таким чином, обґрунтувавши результати досліджень, можна зробити висновок, що на покази свердловинного спектрометра в значній мірі впливають технічні умови вимірювання, тобто діаметр свердловини, густина і радіоактивність промивної рідини та ряд інших параметрів.

5.2.Визначення глинистості за даними радіоактивних методів

При інтерпретації даних ГДС постійно зростають вимоги до точності і вірогідності отриманих результатів. Виконання цих вимог тісно пов'язане із підвищенням однозначності розв'язку зворотних задач геофізики, що обумовлює використання максимально можливої кількості додаткової інформації.

Питанню впливу глинистості на результати інтерпретації даних ГДС приділялась значна увага Б.Ю.Вендельштейном, Р.А.Резвановим [19], В.Н.Дахновим [26], В.М.Добриніним [28], М.М.Еланським [29] та іншими. Даними авторами показано, що врахування глинистості підвищує вірогідність інтерпретації, що і обумовлює значний інтерес до розробки методики визначення глинистості, вивчення взаємозв'язків мінерального складу і кількості глинистої фракції із фізичними параметрами гірських порід. Тісний взаємозв'язок між радіоактивністю гірських порід і вмістом глинистого матеріалу дозволив використовувати дані гама-каротажу (ГК) для визначення глинистості. Основним питанням було в'яснення характеру цієї

залежності, поскільки питома радіоактивність гірських порід залежить від умов процесу осадонакопичення. Дане питання і в даний час є актуальним у зв'язку із значною зміною зв'язків радіоактивності із глинистістю через різноманітності геологічних умов осадонакопичення. Зв'язок показів сумарної радіоактивності із глинистістю може бути порушений через непропорційну залежність концентрації радіоактивних елементів (K, U(Ra) і Th) і пелітової фракції. Даному питанню надається значна увага в роботах Ф.А.Алексєєва, Р.П.Готтіх та інших [34].

Зміна питомої радіоактивності глинистого матеріалу в складному, у геологічному відношенні, регіоні ДДЗ ставить необхідність проведення локального вивчення зв'язку глинистої фракції з природною радіоактивністю.

Для цього може бути використаний метод ГК, а також, зокрема, спектрометрія природного гама-випромінювання.

5.2.1. Вклад природних радіоактивних елементів в гама-поле, що реєструється

Оцінка вкладу урану(радію), торію та калію в реєструючу гама-активність має важливе значення при кількісній інтерпретації результатів вимірів. Проводячи дослідження нами встановлено, що вміст калію і торію в піщано-глинистих відкладах із мономінеральним скелетом порід обумовлений вмістом глинистого матеріалу, а вміст урану(радію) – наявністю органіки. Отже, на тісноту зв'язку природної радіоактивності з глинистістю впливає вклад кожного із цих елементів в загальну гама-

активність, що реєструється.

В лабораторних умовах за допомогою аналізатора АІ-128 проведено аналіз кернавого матеріалу карбонівих відкладів карбону на вміст природних радіоактивних елементів. Результати цих вимірів співставлено з даними ГК. Для співставлення вибрано інтервали з приблизно рівними сумарними значеннями реєструючої природної радіоактивності на кривій ГК в мкР/год, де також визначено вміст калію, урану(радію) і торію в г-екв.Ра. В результаті обробки даних отримано наступну залежність:

$$J_{\gamma} = 3.55 + 2.33K + 0.55U(Ra) + 1.27Th. \quad (5.1)$$

Як видно із виразу (5.1) вклад калію в значення реєструючої гама-активності перевищує приблизно в два рази вклад торію і в п'ять разів урану(радію). Це підтверджується також графіками співставлення вмісту К, U(Ra) та Th і гама-випромінювання, яке реєструвалось апаратурою ДРСТ-1 в інтервалах свердловин, де зроблено аналіз кернавого матеріалу на вміст природних радіоактивних елементів (рис.5.4). Із графіків, які приведені на рис.5.4, видно, що для калію і торію існує достатньо тісний зв'язок із реєструючою гама-активністю, а для урану(радію) він практично відсутній. Пояснюється це тим, що K^{40} випромінює гама-кванти високої монохроматичної енергії – 1.46МеВ. В гама-випромінюванні уранового ряду – 46,5% гама-квантів із енергією до 0.5МеВ, ймовірність реєстрації яких дуже низька із-за послаблення і поглинання їх гірською

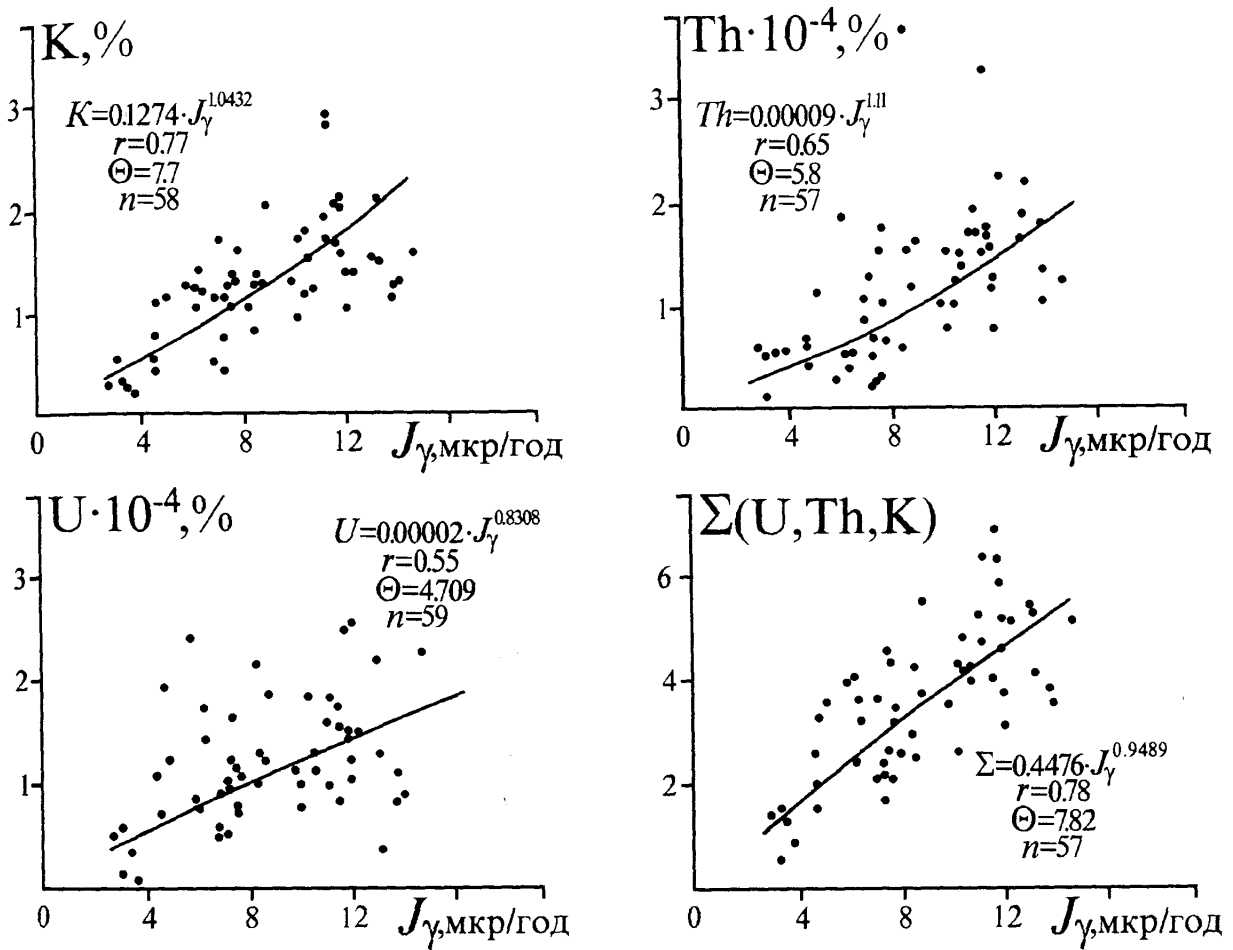


Рис. 5.4 – Співставлення вмісту концентрацій K , U (Ra), Th і $\Sigma(K, U(Ra), Th)$ ($\text{г} \cdot \text{екв} \cdot \text{Ra} \times 10^{-4}$) із J_γ , що реєструється.

породою та кожухом свердловинного приладу; 26.2% – із енергією 0.5 – 1.0MeV, ймовірність реєстрації також невелика, і тільки 27.3% із енергією, яка перевищує 1MeV [60]. Енергетичний склад гама-випромінювання ряду торію складає: до 1MeV – 85% і більше 1MeV – 15%.

Таким чином, в сумарне гама-випромінювання, що реєструється в умовах свердловини, основний вклад вносить гама-випромінювання від калію і торію, в сумі воно може перевищувати гама-випромінювання від урану(радію) в 5 – 6 разів. Це має суттєве значення при використанні результатів гама-каротажу для оцінки глинистості колекторів.

5.2.2.Методика визначення глинистості за даними радіоактивного каротажу з врахуванням мінерального складу глинистого матеріалу

В даний час залежності між гама-активністю гірських порід і вмістом глинистого матеріалу, для конкретних геологічних умов, встановлюються статистичним шляхом. Для впевненої побудови статистичних залежностей необхідна достатньо велика вибірка результатів вимірювань, що пов'язано із певними труднощами набору цих даних. Тому виникає інтерес до розгляду можливості встановлення такої залежності при мінімальній кількості даних. Проведений аналіз показав, що для осадових порід дана залежність є лінійною в області вмісту глинистого матеріалу до 20%, а характер зв'язку не залежить від мінерального складу глин. При збільшенні вмісту глинистого матеріалу (перехід від пісковиків до

алевролітів, аргілітів) дана залежність набуває виду степеневі функції [72]. Таким чином, залежність питомої радіоактивності гірських порід від глинистості можна виразити наступним чином:

$$J_{\gamma} = \begin{cases} A_1 C_{г.л} & \text{якщо } 0 < C_{г.л} < 20, \\ A_2 C_{г.л}^n & \text{якщо } 20 < C_{г.л} < 100. \end{cases} \quad (5.2)$$

Деякі автори [47, 90] нелінійний зв'язок пояснюють зміною питомої радіоактивності обумовленої пелітовим матеріалом в області пісковиків і алевролітів.

Однією із причин зміни питомої радіоактивності є збільшення адсорбційних властивостей порід із зменшенням розмірів пелітової фракції (від 0.01 до 0.001мм). За проведеними нами дослідженнями ємність катіонного обміну глинистої фракції, яка відміта із пісковиків, приблизно в два рази нижча в порівнянні з пелітовою фракцією глин (Табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Значення ємності катіонного обміну

| Свердловина | Інтервал відбору, м | Ємність катіонного обміну, мг•екв/100 |
|-----------------------------|---------------------|---------------------------------------|
| Глиниста фракція пісковиків | | |
| Розпашнівська-16 | 4275-4285 | 3.4 |
| Розпашнівська-14 | 6171-6187 | 2.7 |
| Глиниста фракція аргілітів | | |
| Розпашнівська-16 | 4325-4335 | 6.7 |
| Розпашнівська-16 | 4285-4291 | 6.3 |

За даними В.В.Ларіонова [47] показник степеневі функції n рівний 0.3, а за розрахунками В.Н.Дахнова ця

величина може коливатись від 0.3 до 0.8.

Нашими дослідженнями встановлено, що для конкретних геологічних умов даний коефіцієнт є сталою величиною і може бути визначений як відношення ємності катіонного обміну глинистої фракції в пісковиках до ємності катіонного обміну глинистої фракції в аргілітах:

$$n = \frac{Q_{100}^n}{Q_{100}^a} . \quad (5.3)$$

Маючи дані глинистості і значення J_γ статистичним шляхом знайдемо рівняння регресії (рис. 5.5):

$$\begin{aligned} J_\gamma &= 2.8C_{\text{ГЛ}}^{0.38} \\ r &= 0.87 \end{aligned} . \quad (5.4)$$

Методика визначення глинистості, що пропонується, заключається в наступному.

Подаємо залежність $J_\gamma = f(C_{\text{ГЛ}})$ у вигляді:

$$J_\gamma = A \cdot C_{\text{ГЛ}}^n, \quad (5.5)$$

де $0 < n \leq 1$ – показник степеня.

Величина коефіцієнта A обумовлена процесами осадонакопичення і визначає ступінь функціонального зв'язку J_γ із $C_{\text{ГЛ}}$ для конкретних геологічних умов. Перетворимо залежність (5.5) у вигляді:

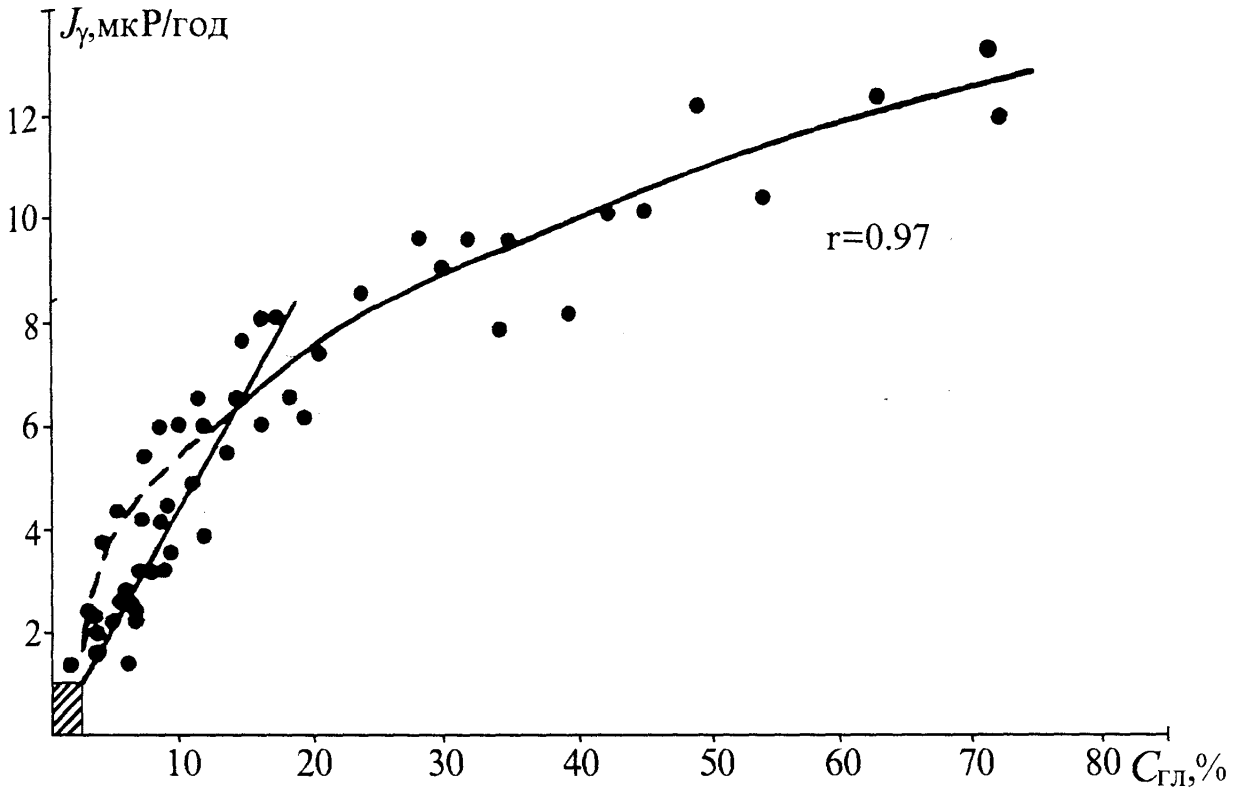


Рис. 5.5 – Залежність J_{γ} , що реєструється по ГК, від глинистості на Розпашнівській площі.

$$\Delta J_{\gamma} = B \cdot C_{\text{гл}}^n, \quad (5.6)$$

де $B=f(J_{\gamma\text{min}}, J_{\gamma\text{max}})$; $J_{\gamma\text{min}}$ – значення гама-активності при мінімальній глинистості; $J_{\gamma\text{max}}$ – значення гама-активності при максимальній глинистості.

Якщо відома глинистість для пласта із мінімальним значенням гама-активності, то значення J_{γ} приймається рівним $J_{\gamma\text{min}}$. В інших випадках можна прийняти за $J_{\gamma\text{min}}$ глинистість фіктивного пласта, яка дорівнює нулю. Значення $J_{\gamma\text{max}}$ в області високих значень глинистості може бути прийнятим навпроти фіктивного пласта із $C_{\text{гл}}=100\%$ або пласта із відомою глинистістю. При визначенні глинистості пісковиків $J_{\gamma\text{max}}$ приймається навпроти фіктивного пласта із глинистістю рівною 30% або пласта пісковика із відомою максимальною глинистістю.

За існуючою стандартною методикою за опорний пласт із $J_{\gamma\text{max}}$ приймається пласт глин, який залягає безпосередньо поблизу пласта, що досліджується. Цим обумовлюється однотипність мінерального складу глинистого матеріалу в опорних пластах і в пласті, що досліджується. Однак, є багато прикладів, що радіоактивність глинистості фракції пісковиків і аргілітів характеризується різними значеннями.

Проведені нами гама-спектрометричні дослідження вказують на широкий діапазон зміни вмісту калію, торію та урану(радію) глинистої фракції в пісковиках і аргілітах (Табл. 5.2).

Тому вибір опорного пласта за вказаною методикою вносить значні похибки у визначення глинистості.

Перетворення функції $J_{\gamma}=A \cdot C_{\text{гл}}$ в $\Delta J_{\gamma}=B \cdot C_{\text{гл}}$ дозволяє нормувати коефіцієнт A і отримати універсальні еталонні криві (ΔJ_{γ} залежить від трьох змінних $J_{\gamma\text{min}}$, $J_{\gamma\text{max}}$, n).

Таблиця 5.2

Значення K , $U(\text{Ra})$, Th в глинистій фракції пісковиків і аргілітів

| № свердловини | Інтервал, м | Літологія | Концентрація, % | | |
|---------------|-------------|-----------|-----------------|---------------------------|------------------------------|
| | | | K | $\text{Th} \cdot 10^{-4}$ | $U(\text{Ra}) \cdot 10^{-4}$ |
| P-16 | 4325-4335 | Пісковик | 2.5 | 12.5 | 2.2 |
| P-16 | 4335-4341 | Пісковик | 2.1 | 5.6 | 2.3 |
| P-16 | 4341-4353 | Пісковик | 3.1 | 6.2 | 2.9 |
| P-14 | 6171-6187 | Пісковик | 0.8 | 7.5 | 2.2 |
| P-16 | 4275-4285 | Пісковик | 1.3 | 5.2 | 2.8 |
| P-16 | 4295-4308 | Аргіліт | 3.4 | 11.0 | 4.8 |
| P-16 | 4275-4285 | Аргіліт | 2.9 | 14.0 | 4.9 |
| P-14 | 4246-4257 | Аргіліт | 2.8 | 13.2 | 2.4 |

Вище показано, що величина n визначається як відношення $Q_{100\text{П}}/Q_{100\text{А}}$. Тому, визначивши значення $J_{\gamma\text{min}}$ і $J_{\gamma\text{max}}$ отримаємо залежність реєструючої гама-активності від вмісту глинистої фракції. Для визначення $J_{\gamma\text{min}}$ і $J_{\gamma\text{max}}$ необхідно розв'язати систему двох рівнянь. З цією метою необхідно мати дані $C_{\text{гл}}$ і J_{γ} в двох пластах із різними значеннями глинистості.

5.3. Вплив петрофізичних факторів на величину ΔT , що реєструється

Метод акустичного каротажу зараз широко використовується для визначення $K_{\text{п}}$ через швидкість проходження пружних коливань в гірській породі [25, 27,

30, 31, 70, 71, 73, 89]. Однак на швидкість проходження пружних коливань в гірській породі крім пористості впливає ряд інших факторів, які обумовлені петрофізичними властивостями досліджуваного середовища. Реєструє значення ΔT залежить від мінерального складу колектора; типу цементу і ступеня зцементованості зерен; типу і структури порового простору колектора.

Крім того, у результаті проходження вторинних процесів в гірських породах, в окремих інтервалах розрізу спостерігається зміна мінерального складу скелетної фракції, а також взаємозв'язку частинок, які складають породу.

При визначенні K_{Π} за результатами замірів акустичного каротажу необхідно враховувати вплив всіх цих факторів. Значний інтерес в даному плані виникає вивчення складних колекторів, зокрема, поліміктових пісковиків.

На Розпашнівській площі у відкладах пермі і карбону були проведені дослідження по вивченню впливу мінерального складу зерен, які входять до скелету колектора, на швидкість проходження пружних хвиль. Для цього використано результати опису шліфів поліміктових пісковиків, криві інтервального часу ΔT і гама-каротажу, результати визначення K_{Π} в лабораторних умовах.

В інтервалах, в яких визначено мінеральний склад за даними опису шліфів, визначалось значення $\Delta T_{\text{ск}}^P$ скелету розрахунковим шляхом. З цією метою розв'язувалась зворотна задача — через реєструє значення ΔT_p і

значення K_{Π} , визначеного по керну, розраховувалось значення $\Delta T_{\text{ск}}^{\text{P}}$ скелету за формулою:

$$\Delta T_{\text{ск}}^{\text{P}} = \frac{\Delta T_{\text{p}} - \Delta T_{\text{ф}} K_{\Pi}}{1 - K_{\Pi}}, \quad (5.7)$$

де $\Delta T_{\text{ф}}$ – інтервальний час в рідині, що насичує колектор.

Розраховані значення $\Delta T_{\text{ск}}^{\text{P}}$ співставлялись із параметром, який характеризує "поліміктовість" досліджуваного інтервалу. В якості такого параметру вибрано відношення вмісту кварцу до вмісту польових шпатів. Дані, які були використані для побудови вказаної залежності, наведені в таблиці 5.3.

Як видно із рис.5.6.а, зв'язок між характеристикою мінерального складу і розрахунковим значенням $\Delta T_{\text{ск}}^{\text{P}}$ відсутній.

Характер залежності, який спостерігається, може бути обумовлений як зміною мінерального складу скелету, так і впливом вмісту глинистого матеріалу та інших факторів. Для однозначного розв'язку даного питання в розрахункові значення $\Delta T_{\text{ск}}^{\text{P}}$ введено поправки за глинистість наступним чином.

В інтервалі досліджуваного розрізу, де за показами ГК вміст глинистого матеріалу є мінімальний, тобто його вплив на реєструючу величину ΔT_{p} можна знехтувати, як це було показано вище, знімаючи значення ΔT_{p} і J_{γ}' . За знятим значенням ΔT_{p} і відомим K_{Π} розраховується величина $\Delta T_{\text{ск}}''$. Напроти досліджуваного пласта знімаються

Таблиця 5.3

Вихідні дані по Розпашнівській площі для побудови
залежності $\Delta T_{\text{ск}}^{\text{P}} = f(\text{кварц, \% / пол. шпат \%})$

| Інтервал | ΔT_{p} , мкс/м | $K_{\text{п}}^{\text{кern}}$, % | $\Delta T_{\text{p}}^{\text{ск}}$, мкс/м | J_{γ} , мкР/ГОД | $\Delta T^{\text{ск}}$, мкс/м | SiO ₂ , % | Польовий шпат, % | Слюда, % |
|-----------|----------------------------------|-------------------------------------|--|---------------------------|-----------------------------------|-------------------------|---------------------|-------------|
| 4113-4123 | 240 | 11,4 | 193 | 8,6 | 176,8 | 40-45 | 15-20 | 5 |
| 4133-4145 | 245 | 12,3 | 195,2 | 9,0 | 177,2 | 45 | 20 | 10 |
| 4145-4157 | 243 | 13,6 | 186,8 | 7,2 | 176,9 | 50 | 25 | 3 |
| 4064-4076 | 245 | 13,1 | 191,4 | 8,1 | 177,9 | 64 | 15 | 8 |
| 4339-4347 | 246 | 15,0 | 183,5 | 6,6 | 176,3 | 56 | 11 | - |
| 4266-4274 | 250 | 15,8 | 184,3 | 6,6 | 177,1 | 20-35 | 5 | - |
| 4308-4316 | 225 | 11,0 | 180,3 | 5,6 | 177,6 | 30-35 | 5-7 | - |
| 4325-4335 | 243 | 14,0 | 184,8 | 6,5 | 178,1 | 20-30 | 6-7 | 1 |
| 4335-4341 | 244 | 14,6 | 183,1 | 6,4 | 176,8 | 15-20 | 2-3 | - |
| 4238-4250 | 255 | 16,8 | 185,3 | 7,7 | 174,4 | 20-40 | 10-15 | - |
| 4252-4262 | 258 | 18,2 | 181,9 | 6,5 | 175,3 | 40-50 | 17 | 1 |
| 4263-4268 | 260 | 19,4 | 178,1 | 5,5 | 174,8 | 40-60 | 15-20 | 1 |
| 4270-4272 | 254 | 17,6 | 180,6 | 6,2 | 175,0 | 35-40 | 18 | 1 |

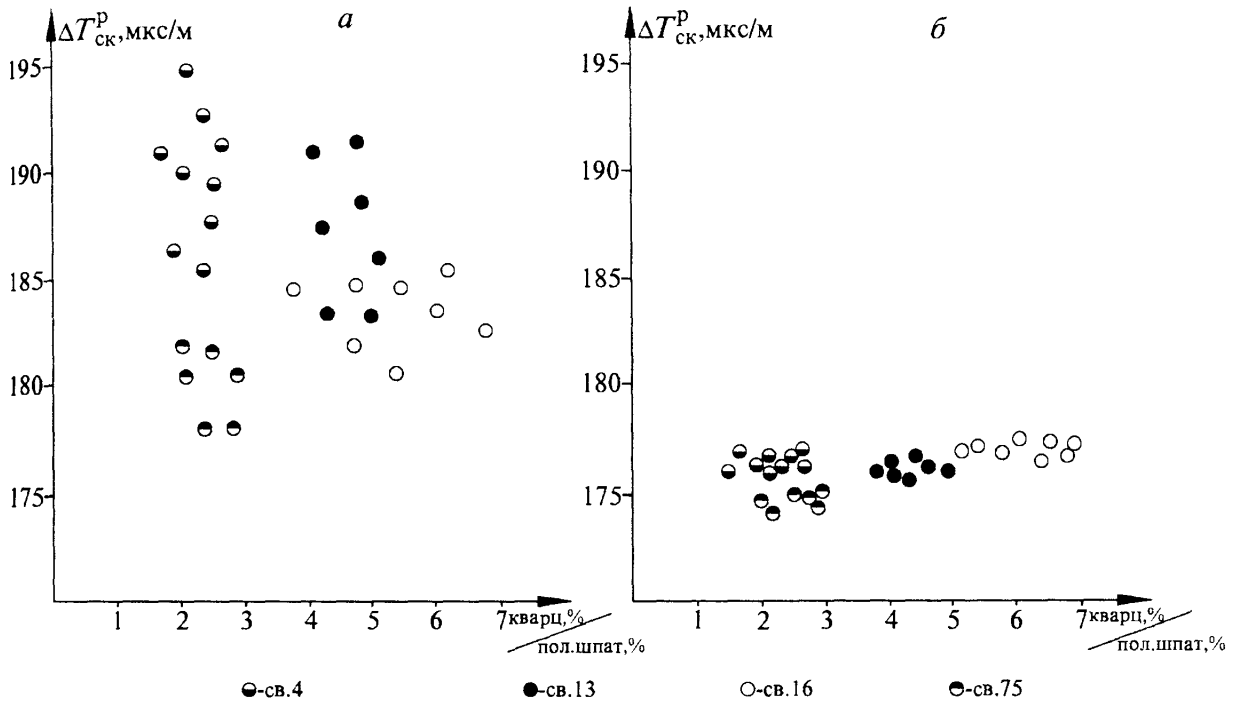


Рис. 5.6 – Зв'язок між інтервальним часом та характеристикою мінерального складу.

подібні значення і визначається величина $\Delta T_{\text{ск}}''$. Оскільки дійсне $\Delta T_{\text{ск}}^1$ рівне $\Delta T_{\text{ск}}'$, а $\Delta T_{\text{ск}}''$ рівне $\Delta T_{\text{ск}}^1 + \Delta T_{\text{гл}}$, то різниця $\Delta T_{\text{ск}}'' - \Delta T_{\text{ск}}'$ буде рівною $\Delta T_{\text{гл}}$. Величина $\Delta T_{\text{гл}}$ пропорційна різниці показів $\Delta J_{\gamma} = J_{\gamma}'' - J_{\gamma}'$. Тому

$$\Delta T_{\text{гл}} = K \cdot \Delta J_{\gamma}, \quad (5.8)$$

де K – перерахунковий коефіцієнт.

Звідки:

$$K = \frac{\Delta T_{\text{гл}}}{\Delta J_{\gamma}}. \quad (5.9)$$

Знаючи перерахунковий коефіцієнт K , вводимо поправку за глинистість в значення ΔT , які знімаються напроти досліджуваного пласта.

Вказаний спосіб врахування глинистості дозволяє виключити помилки, які обумовлені неточністю прив'язки відбору керну і значень ΔT_p , які знімаються, а також похибкою при визначенні глинистості методом гранулометричного аналізу.

Виправлені значення ΔT за вплив глинистості співставились із відносною величиною $(\text{SiO}_2, \%) / (\text{польові шпати, \%})$ і представлені у вигляді сукупності точок на рис.5.6.б.

Верхня сукупність точок, яка отримана за даними досліджень в св. №4, 13, 16 (інтервал глибин 4140 – 4250м), розміщена паралельно осі абсцис на рівні

значення ΔT в межах 177мкс/м. Слід зазначити, що на базі Полтавської ЕГДС в лабораторних умовах на взірцях були виміряні значення ΔT і K_{II} . Отримані значення $\Delta T_{ск}$ за цими даними рівні 177мкс/м, що в межах похибки вимірювань співставимо із нашими даними.

Друга група точок, яка розміщена нижче прямої, приурочена до інтервалу глибин 4237 – 4324м (св. 75-Розпашнівка).

За даними опису шліфів встановлено, що перша група точок характеризується, в основному, наявністю кварцово-глинистих, карбонатно-глинистих та інших цементів із перевагою в них глинистих мінералів. Для другої групи точок характерним є наявність порід з глинисто-кварцовим цементом, регенераційного кварцового або звичайного кварцового цементу.

Друга група точок характеризується підвищеними значеннями швидкості проходження пружних коливань в скелеті в порівнянні з першою. Пояснюється це тим, що до складу цементу другої групи точок входять мінерали зі значеннями ΔT близькими до значень в мінералах, які входять в скелет породи.

Із розглянутого вище випливає, що мінеральний склад цементу впливає на величину $\Delta T_{ск}$, яка на виробництві визначається як величина, яка характеризує відклади певного віку і конкретного літологічного складу. Тому особливо важливим є врахування зміни мінерального складу цементу в окремих локальних інтервалах гірської породи. Як видно із рис.5.6.б перша і друга група точок представлені у вигляді прямих, які паралельні осі

абсцис.

Це дає основу вважати, що зміна мінерального складу скелетних зерен на родовищі, яке розглядається, практично не впливає на швидкість розповсюдження пружних коливань. Слід відмітити, що інтервальний час для основних мінералів, які входять в склад скелету, характеризуються наступними значеннями: кварц – 160-167, польові шпати – 152-184 мкс/м, слюди – 138-172 мкс/м. Для польових шпатів і слюд діапазон зміни значний, що, очевидно, пов'язано з їх різним мінеральним складом.

Швидкість проходження пружних коливань в скелеті гірської породи може змінюватись в залежності від її літолого-структурних особливостей, які обумовлені проходженням вторинних процесів. Такі локальні зміни встановлені за даними аналізів шліфів в деяких інтервалах розрізу Яблунівської площі.

За рахунок дії глибоководних гідротермальних розчинів проходить процес регенерації, якому, як правило, схильні зерна кварцу, які відрізняються підвищеною мікротріщиноватістю. Процесом регенерації охоплено до 2/3 уламкових зерен. При цьому зерна кварцу, які розростаються, на контактах один з одним спаюються новоутвореними гранями, утворюючи ділянки із регенераційною структурою.

Зміни, які пройшли в результаті регенерації, приводять до зміни фізичних властивостей досліджуваної гірської породи, зокрема, до зміни швидкості проходження пружних коливань в скелеті породи.

Як видно із таблиці 5.4, при слабкій регенерації в

інтервалі 4975,6 – 4979,8м значення $K_{\text{ПАК}}$ і $K_{\text{п}}^{\text{кern}}$ близькі. В інтервалах 4966,6 – 4970м і 4959,6 – 4962,2м зерна кварцу піддавались регенерації. За рахунок ущільнення, збільшення зцементованості зерен кварцу зменшувалось значення $\Delta T_{\text{ск}}$. Такий характер зміни $\Delta T_{\text{ск}}$ пов'язаний із локальними процесами регенерації в гірських породах, які приводять до залікування мікротріщин в уламках кварцу і підвищенню ступеня зцементованості частинок, які входять до складу скелету.

Таблиця 5.4

Результати аналізів шліфів турнейських відкладів
свердловини №3 Яблунівської площі

| Інтервал, м | ΔT_p , мкс/м | J_γ , мкР/год | $K_{\text{п}}^{\text{AK}}$, % | $K_{\text{п}}^{\text{кern}}/n$ | Ступінь регенерації |
|----------------|-------------------------|-------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|------------------------|
| 4975,6-4979,8 | 212 | 4,2 | 8,6 | 8,9/20 | слабка |
| 4966,6-4970,0 | 212 | 4,1 | 8,6 | 10,3/14 | сильна |
| 4959,6-4962,2 | 210 | 4,2 | 8,1 | 10,7/20 | сильна |

З точки зору застосування АК дослідження вказаних колекторів необхідно чітко розмежовувати фактори, які приводять до зміни реєструючого значення ΔT – з одної сторони, в процесі регенерації проходить зміна колекторських властивостей, що позначається на вимірюваній величині ΔT ; з другої сторони – змінюється величина $\Delta T_{\text{ск}}$, невраховування якого приводить до помилки у визначенні $K_{\text{п}}$.

Виходячи із вищенаведеного, достовірність визначення $K_{\text{п}}$ в значній мірі залежить від того, на скільки величина $\Delta T_{\text{ск}}$ відповідає дійсному значенню. Вище показано, що в геологічних умовах, що розглядаються,

при відомому співвідношенні мінералів, які входять в склад скелету гірської породи, швидкість проходження пружних коливань витримується практично сталою.

Однак у загальній геологічній закономірності спостерігаються локальні зміни умов утворення колектора, виявлення яких може бути різним. Виходячи із цього, виникає необхідність оцінки достовірності визначення K_n за даними акустичного каротажу.

Основними факторами, які впливають на достовірність визначення коефіцієнта пористості за даними АК, є величина $\Delta T_{ск}$, а також вплив глинистості.

5.4. Визначення залишкового водонасичення в поліміктових пісковиках

В поліміктових пісковиках спостерігається проходження вторинних процесів - пелітизація калієвих польових шпатів із перетворенням їх в каолінит. Ступінь пелітизації залежить від тих геохімічних умов, які обумовили проходження вторинних процесів. Оскільки, геохімічні умови для віку порід, що вивчаються, даної площі або родовища витримуються сталими, то за результатами аналізів шліфів для конкретних умов є можливість встановити коефіцієнт пелітизації.

Для визначення мінерального складу глинистої фракції можна використати метод рентгеноструктурного аналізу. Конкретні геохімічні умови визначають закономірність розподілу цих мінералів. Тому є можливість вивчити характер розподілу глинистих мінералів на площі, що досліджується, в окремих

інтервалах розрізу.

Уявну залишкову водонасиченість $K_{зв}^y$ визначаємо за допомогою центрифугування. Для отримання дійсного значення $K_{зв}^d$ необхідно із $K_{зв}^y$ виключити $\omega_{гл}^a$, $\omega_{гл}^п$, $\omega_{хзв}$, $\omega_{гх}$:

$$K_{зв}^d = K_{зв}^y - \omega_{гл}^п - \omega_{гл}^a - \omega_{гх} - \omega_{хзв}, \quad (5.11)$$

де $\omega_{гл}^a$, $\omega_{гл}^п$ - залишкова вода в глинах і рухома; $\omega_{гх}$ - хімічно зв'язана вода в розсіяній і структурній глинистості; $\omega_{хзв}$ - об'єм хімічно зв'язаної води в польових шпатах і слюдах, що входять в скелетну фракцію.

Для визначення $\omega_{гл}^п$ (залишкової водонасиченості в пелітизованій частині скелета) за даними описів шліфів визначено вміст польових шпатів і слюд в розрізі, що досліджується. Середній вміст польових шпатів і слюд відповідно складає 13% і 7%, коефіцієнт пелітизації 0.23. Як відомо, процес пелітизації приводить до утворення каолініту. Ємність катіонного обміну каолініту складає 4.6 (мг-екв)/100г. Вміст каолініту за рахунок пелітизації рівний $13 \cdot 0.23 = 3\%$. Визначаємо ємність катіонного обміну породи, в якій міститься 3% каолініту

$$Q_{100}^п = (3 \times 4.6) : 100 = 0.14. \quad (5.12)$$

В інтервалах Розпашнівської площі, що

досліджуються, нами вивчено взаємозв'язок залишкової водонасиченості і ємності катіонного обміну з мінеральним складом глинистої фракції в зразках гірських порід. Побудовано залежності

$$K_{зв} = f\left(\frac{M_{\Gamma}}{M_{\text{К}}}\right) \quad \text{і} \quad Q_{100} = f\left(\frac{M_{\Gamma}}{M_{\text{К}}}\right), \quad (5.13)$$

де M_{Γ} і $M_{\text{К}}$ - відповідно, вміст гідрослюд і каолініту в глинистій фракції.

На рисунку 5.7 видно тісну залежність між залишковою водонасиченістю, ємністю катіонного обміну і співвідношенням мінерального складу глин (Табл. 5.5).

Область низьких значень $K_{зв}$ і Q_{100} відмічається підвищенням розсіянням точок. Дана область представлена пісковиками з малими значеннями вмісту польових шпатів і слюд, які відносяться до глибоководної частини басейну осадо накопичення, а співвідношення M_{Γ} до $M_{\text{К}}$ зміщено в сторону підвищення вмісту каолінітових глин. Область підвищених значень $K_{зв}$ і Q_{100} представлена пісковиками з дельтової зони осадо накопичення. Їм характерний підвищений вміст мінералів польового шпату і слюд. Співвідношення M_{Γ} до $M_{\text{К}}$ зміщено в сторону підвищеного вмісту гідрослюд. Слід відмітити, що при побудові залежностей вибирались зразки з близькими значеннями глинистості.

Отримані залежності свідчать про складний зв'язок залишкової водонасиченості з мінеральним складом глинистої фракції. Видно, що $K_{зв}$ залежить не тільки від

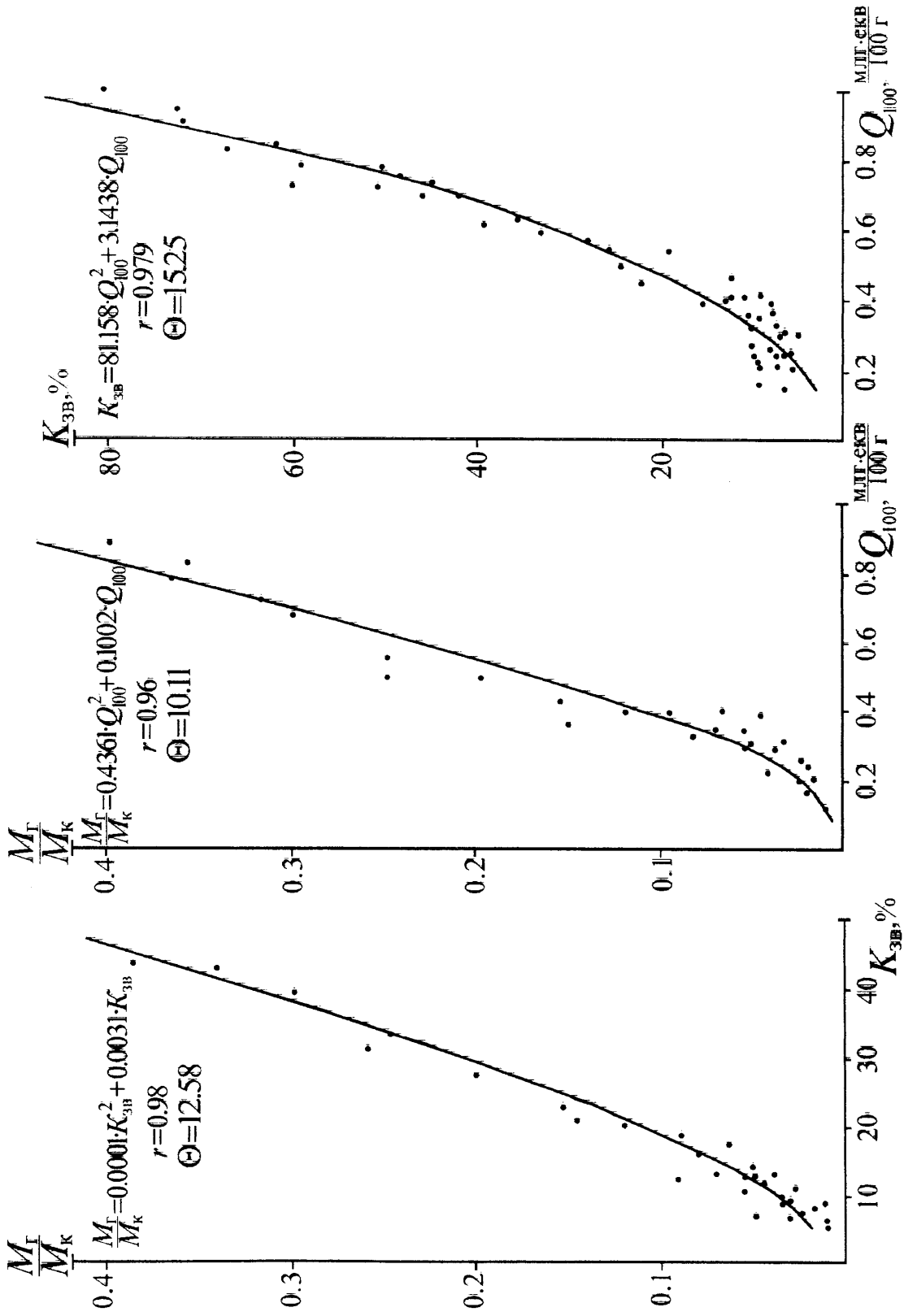


Рис. 5.7 – Петрофізичні залежності по Яблунівській площі.

Таблиця 5.5

Дані для побудови залежності $K_{зв}=f(Q_{100})$ по Яблунівській
площі

| № свердловини | Інтервал, м | $K_{зв}$, % | Q_{100} , мЛг-екв/100г |
|---------------|-------------|--------------|--------------------------|
| 3 | 4919-4928 | 8,2 | 0,35 |
| | 4919-4928 | 9,7 | 0,28 |
| | 4919-4928 | 8,3 | 0,25 |
| | 4919-4928 | 7,1 | 0,3 |
| | 4919-4928 | 13,5 | 0,43 |
| | 4919-4928 | 26,3 | 0,57 |
| | 4919-4928 | 10,3 | 0,35 |
| | 4928-4936 | 7,6 | 0,25 |
| | 4928-4936 | 10,5 | 0,21 |
| | 4928-4936 | 11,6 | 0,38 |
| | 4928-4936 | 10,8 | 0,23 |
| | 4928-4936 | 10,5 | 0,31 |
| | 4928-4936 | 9,4 | 0,3 |
| | 4957-4967 | 47,1 | 0,71 |
| | 4967-4972 | 36,8 | 0,64 |
| 6 | 4992-5000 | 5,1 | 0,32 |
| | 4992-5000 | 5,8 | 0,25 |
| | 5041-5049 | 63,0 | 0,83 |
| 11 | 4658-4666 | 7,2 | 0,15 |
| | 4673-4680 | 8,4 | 0,4 |
| | 4678-4680 | 6,7 | 0,23 |
| | 4680-4684 | 10,6 | 0,16 |
| | 4680-4684 | 16,7 | 0,40 |
| | 3878-3885 | 22,6 | 0,49 |
| 4 | 4850-4857 | 20,2 | 0,54 |
| | 4862-4869 | 7,3 | 0,24 |
| | 4869-4874 | 12,9 | 0,42 |
| | 4869-4874 | 13,4 | 0,48 |
| | 4874-4880 | 11,1 | 0,27 |
| | 4874-4880 | 14,8 | 0,41 |
| 10 | 4955-4958 | 84,0 | 1,16 |

Продовження табл. 5.5

| № свердловини | Інтервал, м | $K_{зв}$, % | Q_{100} , мг-екв/100г |
|---------------|-------------|--------------|-------------------------|
| | 4961-4966 | 8,9 | 0,38 |
| | 4961-4966 | 9,6 | 0,42 |
| | 4961-4966 | 7,1 | 0,32 |
| | 5002-5007 | 46,0 | 0,66 |
| | 5002-5007 | 29,1 | 0,59 |
| | 5009-5016 | 62,9 | 0,72 |
| | 5009-5016 | 61,0 | 0,78 |
| | 5042-5050 | 75,2 | 0,94 |
| | 5050-5056 | 51,9 | 0,75 |
| | 5050-5056 | 69,0 | 0,8 |
| | 5058-5065 | 43,2 | 0,7 |
| | 5058-5065 | 46,4 | 0,7 |
| | 5058-5065 | 51,9 | 0,72 |
| | 5058-5065 | 40,0 | 0,62 |
| | 5058-5065 | 73,0 | 0,91 |

об'ємного вмісту глинистих мінералів, але й від їх складу.

В колекторах із полімінеральним складом глин зв'язок між $K_{зв}$ і фільтраційно-ємнісними властивостями може бути відсутнім. Тому колектори із однаковими і добрими фільтраційно-ємнісними властивостями можуть мати різні величини коефіцієнтів залишкової водонасиченості.

Визначення мінерального складу глин в досліджуваному розрізі є достатньо трудомістким. Тому пропонується використовувати дані ємності катіонного обміну, як більш експресний метод для оцінки $K_{зв}$ в поліміктових пісковиках (Рис. 5.7):

$$K_{зв} = 81.158Q_{100}^2 + 3.1438Q_{100} \quad (5.14)$$

$r = 0.98$

Використовуючи залежність $K_{зв} = f(Q_{100})$, знаходимо значення $K_{зв}$, яке відповідає пелітизованій частині скелету породи, воно складає 6%.

Для визначення хімічно зв'язаної води в глинистій фракції за даними рентгеноструктурного аналізу визначено мінеральний склад. Глиниста фракція досліджуваного розрізу представлена каолінітом – 80% і гідрослюдами – 20%.

Об'ємний вміст глинистості визначається за раніше рекомендованою методикою з використанням даних ГК. Знаючи об'ємний вміст глинистості та її мінералогічний склад, за відомими формулами визначається хімічно

зв'язана вода.

Аналогічним шляхом визначається хімічно зв'язана вода в слюдах (біотиті, мусковіті, хлориті), які входять в скелетну фракцію.

Відомо, що при дослідженні чистих пісковиків $K_H=1-K_{ЗВ}$. Використання вказаної залежності при дослідженні складних колекторів, до складу скелету яких входять уламки глинистих порід, приводить до завищення $K_{ЗВ}$ за рахунок адсорбційних властивостей глин. Вміст адсорбційної води в цих глинах не впливає на величину коефіцієнта нафтогазонасиченості. Вміст адсорбційної води в глинах визначається за даними ємності катіонного обміну в глинистій фракції і зв'язку її з $K_{ЗВ}$. Деякі результати розрахунків $K_{ЗВ}$ по свердловині Розпашнівська-16 наведені в таблиці 5.6.

Як видно із наведеного, в колекторах із доброю пористістю $K_H=15-17\%$ величина $K_{ЗВ}^y$ є досить великою навіть при врахуванні хімічно зв'язаної води в глинах, які утворилися при пелітизації польових шпатів. І тільки з врахуванням коефіцієнта залишкової водонасиченості, при наявності адсорбційної води в глинах ($K_{ЗВ}^a$), значення коефіцієнта залишкової води співвимірне із значеннями $K_{ЗВ}$ в колекторах, які представлені не глинистими пісковиками з аналогічними колекторськими властивостями.

Таблиця 5.6

Розрахунок K_v по свердловині 16-Розпашнівська

| Інтервал, м | $J_{\text{пр}}$, ум.од. | $J_{\text{т}}$, мкР/Г | ΔT , мкс/Г | $J_{\text{пр}}$, ум.од. | $K_{\text{п}}^{\text{ІПК}}$, % | $K_{\text{п}}^{\text{АК}}$, % | $K_{\text{п}}^{\text{ІПК-}}$, % | $K_{\text{п}}^{\text{АК}}$, % | $K_{\text{он}}^{\text{у}}$, % | $\omega_{\text{п}}$, % | $K_{\text{тп}}$, % | $\omega_{\text{п}}^{\text{а}}$, % | $\omega_{\text{хсв}}$, % | $\omega_{\text{п}}$, % | $K_{\text{он}}^{\text{в}}$, % |
|----------------|-----------------------------|---------------------------|-----------------------|-----------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|------------------------|---------------------------------------|------------------------------|----------------------------|-----------------------------------|
| 4268-4272 | 1,7 | 6,8 | 244 | 1,64 | 29 | 15,7 | 13,3 | 45,8 | 6,0 | 15 | 22 | 0,02 | 0,03 | 17,8 | |
| 4275-4277,5 | 1,75 | 7,0 | 240 | 1,69 | 28 | 15,0 | 13,0 | 46,4 | 6,0 | 16 | 25 | 0,01 | 0,04 | 15,3 | |
| 4300-4304 | 2,04 | 4,4 | 218 | 2,0 | 21 | 9,5 | 10,5 | 50,0 | 6,0 | 12 | 12 | 0,01 | 0,02 | 38,0 | |
| 4304,8-4308 | 1,80 | 5,8 | 222 | 1,75 | 25,8 | 10,5 | 15,3 | 59,3 | 6,0 | 13 | 22 | 0,01 | 0,03 | 31,3 | |
| 4324-4326,5 | 1,7 | 6,8 | 248 | 1,65 | 28,8 | 17,0 | 11,8 | 40,9 | 6,0 | 16 | 25 | 0,01 | 0,04 | 9,8 | |
| 4340-4345,5 | 1,8 | 6,0 | 240 | 1,74 | 25,7 | 15,0 | 10,7 | 41,6 | 6,0 | 15 | 22 | 0,01 | 0,03 | 13,6 | |

5.5. Визначення коефіцієнта проникності гірських порід

Для вивчення можливостей визначення коефіцієнта проникності при допомозі геофізичних досліджень нами проведено визначення коефіцієнта проникності екстрагованих взірців гірських порід, які насичені моделлю пластової води, на установці УІПК-ІМ, на якій моделюються пластові баричні умови.

Перед фільтрацією взірець витримувався деякий час в камері високого тиску до стабілізації опору взірця, який вимірювався за допомогою місткової схеми.

Фільтрація здійснювалась при прокачці через водонасичений взірець гексану, попередньо в початковий момент фільтрації проходило витіснення води, що насичує поровий простір. При цьому спостерігалась зміна перепаду тиску на взірці за рахунок різних умов фільтрації.

Проникність вимірювалась при стабілізації перепаду тиску і продуктивності процесу. Одночасно вимірювалась кількість витісненої води, яка використовувалась для розрахунку коефіцієнта залишкової водонасиченості взірця.

В кінці процесу фільтрації вимірювався опір взірця, в породах якого знаходиться гексан і невитіснена при фільтрації кількість води. Цей опір використовувався для розрахунку параметру збільшення опору частково насиченого пластовою водою взірця. Результати досліджень на взірцях свердловини №8 Матвіївської площі наведені в таблиці 5.7. За результатами досліджень побудовані парні кореляційні залежності коефіцієнта

Таблиця 5.7

Результати вимірів взірців гірських порід
свердловини 8-Матвіївська

| Інтервал, м | № взірця | $K_{пр}$, мД | $K_{п}$, % | $P_{п}$ | $K_{зв}$, % | Q_{100} , мг-екв/100г |
|----------------|-------------|------------------|----------------|---------|-----------------|----------------------------|
| 3645-3653 | 7469 | 94,2 | 16,8 | 27,7 | 35,1 | 0,34 |
| 3645-3653 | 7471 | 23,0 | 15,2 | 35,9 | 34,6 | 0,43 |
| 3645-3653 | 7474 | 40,4 | 14,7 | 39,1 | 44,7 | 0,48 |
| 3645-3653 | 7476 | 48,2 | 14,3 | 44,6 | 43,1 | 0,35 |
| 3645-3653 | 7477 | 1,4 | 10,0 | 134,3 | 45,7 | 0,36 |
| 3645-3653 | 7478 | 19,4 | 15,4 | 36,6 | 38,2 | 0,4 |
| 3645-3653 | 7480 | 25,8 | 13,8 | 79,5 | 44,2 | 0,4 |
| 3645-3653 | 7482 | 40,8 | 15,4 | 35,9 | 38,4 | 0,48 |
| 3653-3668 | 7491 | 105,8 | 16,8 | 33,8 | 43,6 | - |
| 3653-3668 | 7492 | 105,0 | 16,2 | 40,8 | 41,0 | 0,62 |
| 3653-3668 | 7495 | 49,0 | 14,7 | 41,8 | 47,6 | 0,51 |
| 3653-3668 | 7496 | 131,8 | 16,7 | 33,0 | 36,5 | 0,57 |
| 3653-3668 | 7497 | 69,3 | 15,1 | 49,8 | 48,9 | 0,56 |
| 3653-3668 | 7498 | 61,5 | 14,4 | 47,9 | 49,7 | 0,47 |
| 3653-3668 | 7499 | 86,6 | 15,4 | 73,0 | 41,1 | 0,57 |
| 3653-3668 | 7508 | 47,9 | 14,2 | 50,3 | 52,1 | 0,56 |
| 3653-3668 | 7509 | 113,8 | 17,8 | 27,3 | 31,1 | 0,55 |
| 3653-3668 | 7514 | 48,5 | 15,3 | 33,5 | 38,1 | 0,62 |
| 3653-3668 | 7515 | 78,8 | 14,7 | 43,6 | 38,4 | 0,54 |
| 3653-3668 | 7517 | 184,4 | 18,2 | 27,0 | 35,1 | 0,37 |
| 3653-3668 | 7521 | 63,6 | 15,6 | 42,5 | 39,0 | 0,41 |
| 3653-3668 | 7524 | 92,9 | 16,1 | 36,1 | 38,0 | 0,52 |
| 3653-3668 | 7527 | 114,2 | 16,4 | 34,4 | 42,0 | 0,49 |
| 3653-3668 | 7533 | 78,2 | 16,6 | 35,4 | 34,5 | 0,48 |
| 3653-3668 | 7536 | 25,0 | 12,6 | 75,0 | 42,2 | 0,43 |
| 3653-3668 | 7540 | 87,0 | 16,0 | 32,4 | 38,0 | 0,55 |
| 3653-3668 | 7542 | 44,4 | 14,9 | 49,7 | 45,3 | 0,39 |
| 3653-3668 | 7544 | 91,4 | 14,5 | 51,2 | 47,0 | - |
| 3668-3676 | 7547 | 15,7 | 12,8 | 52,6 | 43,2 | 0,29 |
| 3668-3676 | 7552 | 104,1 | 16,0 | 45,4 | 43,1 | 0,43 |
| 3668-3676 | 7553 | 22,2 | 12,2 | 59,3 | 47,8 | 0,41 |
| 3668-3676 | 7558 | 54,1 | 14,8 | 43,2 | 45,3 | 0,42 |
| 3668-3676 | 7567 | 48,3 | 13,5 | 57,2 | - | 0,33 |

Продовження табл. 5.7

| Інтервал, м | № взірця | $K_{гр}$, мД | $K_{п}$, % | $P_{п}$ | $K_{зв}$, % | Q_{100} , мг-екв/100г |
|----------------|-------------|------------------|----------------|---------|-----------------|----------------------------|
| 3668-3676 | 7570 | 5,6 | 7,1 | 156,6 | 30,0 | 0,3 |
| 3668-3676 | 7576 | 67,7 | 14,5 | 46,2 | - | 0,48 |
| 3689-3707 | 7589 | 13,3 | 14,2 | 49,0 | 40,9 | 0,62 |
| 3689-3707 | 7590 | 26,1 | 15,1 | 49,7 | 45,9 | 0,46 |
| 3689-3707 | 7591 | 20,5 | 15,0 | 37,6 | 30,2 | 0,51 |
| 3689-3707 | 7598 | 27,1 | 13,7 | 62,9 | 40,4 | 0,5 |
| 3689-3707 | 7614 | 109,4 | 16,2 | 59,1 | 55,2 | 0,37 |
| 3689-3707 | 76,15 | 91,3 | 13,3 | 73,7 | 42,2 | 0,39 |
| 3689-3707 | 7626 | 43,8 | 15,0 | 48,7 | 51,7 | 0,36 |
| 3689-3707 | 7627 | 44,1 | 16,7 | 32,8 | 43,1 | 0,54 |
| 3689-3707 | 7628 | 44,5 | 16,8 | 31,5 | 40,8 | 0,5 |
| 3780-3790 | 7635 | 29,8 | 16,0 | 47,7 | 48,0 | 0,39 |
| 3780-3796 | 7636 | 100,3 | - | 110,5 | - | 0,5 |

проникності і відкритої пористості, коефіцієнта проникності і параметру пористості та ін.

Прикладом такого кореляційного зв'язку є залежність $lg(K_{пр})=f(K_{п.в.})$, яка представлена на рисунку 5.8, що описується рівнянням регресії:

$$\begin{aligned} lgK_{пр} &= 0.1665K_{п.в.} - 0.736 \\ r &= 0.87 \end{aligned} \quad (5.15)$$

де $K_{пр}$ - виражене в мілідарсі, а $K_{п.в.}$ - в %.

Слід прийняти до уваги, що коефіцієнт проникності, що визначений при фільтрації гексану через попередньо насичений взірець, відрізняється від коефіцієнта проникності, визначеного по повітря в петрофізичній лабораторії Полтавської ЕГДС.

Спостерігається також зв'язок коефіцієнта проникності з коефіцієнтом збільшення опору і $K_{зв}$ із більш низьким коефіцієнтом кореляції.

5.6.Методика визначення часу життя теплових нейтронів у скелеті породи з використанням гама-спектрометричного методу

Наявність в скелеті породи таких елементів як заліза та калію призводять до помилкового визначення поточних і залишкових значень коефіцієнта нафтогазонасичення.

При визначенні поточних і залишкових значень коефіцієнта нафтогазонасичення використано інформацію

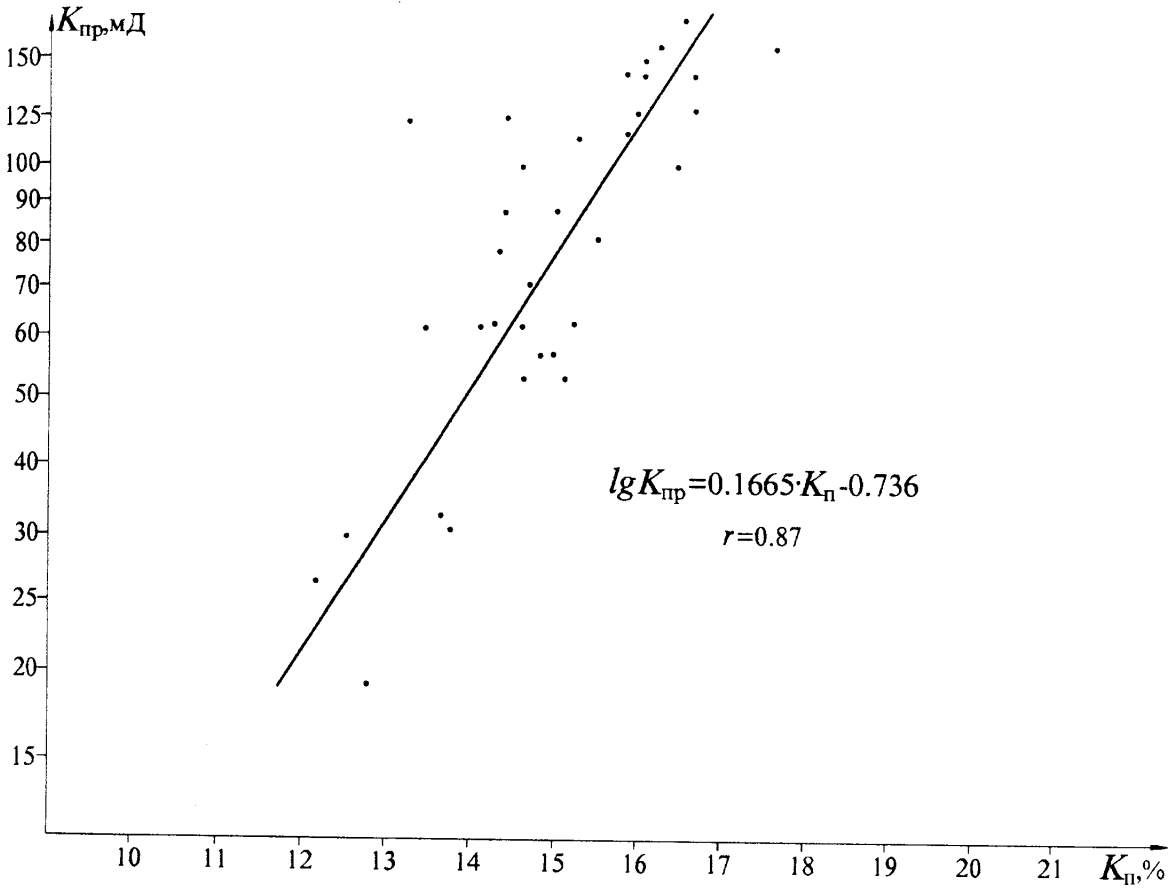


Рис. 5.8 - Залежність коефіцієнта проникності від коефіцієнта пористості.

про час життя теплових нейтронів. Для багатокomпонентного середовища, окремі фази якого просторово обособлені, декремент затухання представляють аддитивною величиною [50]:

$$\lambda = \sum_{i=1}^N (\lambda_i * V_i), \quad (5.16)$$

де λ_i – декремент затухання в i -ій складовій; V_i – об'єм окремої складової в одиниці об'єму породи.

Для визначення поточного і залишкового коефіцієнта нафтонасичення використаємо наступну петрофізичну модель, яка записується рівнянням:

$$\lambda_{\text{п}} = \lambda_{\text{ск}} * (1 - K_{\text{п}} - K_{\text{гл}}) + \lambda_{\text{гл}} * K_{\text{гл}} + \lambda_{\text{н}} * K_{\text{н}} * K_{\text{п}}, \quad (5.17)$$

де $\lambda_{\text{п}}$, $\lambda_{\text{ск}}$, $\lambda_{\text{гл}}$, $\lambda_{\text{н}}$ – декремент затухання теплових нейтронів відповідно у пласті, мінеральному скелеті, глинистому цементі і нафті, яка заповнює поровий простір.

Значення $K_{\text{н}}$ залежить від параметрів: $\lambda_{\text{п}}$, $\lambda_{\text{ск}}$, $\lambda_{\text{гл}}$, $\lambda_{\text{н}}$, $K_{\text{п}}$, $K_{\text{гл}}$, з яких тільки $\lambda_{\text{п}}$, $K_{\text{п}}$, $K_{\text{гл}}$ визначаються геофізичними методами. Величина $\lambda_{\text{н}}$ розраховується за даними хімічного аналізу нафти.

Найбільш складним питанням реалізації цієї методики є необхідність визначення або розрахунку декременту затухання теплових нейтронів в скелеті породи і глинистому цементі. Ця задача ще більше ускладнюється

при дослідженні покладів, представлених поліміктовим складом скелету породи.

Нами проведено дослідження впливу неоднорідності мінерального складу породи і цементу на нейтронні властивості розрізу і пошук шляхів врахування неоднорідностей на ці петрофізичні властивості за допомогою геофізичних методів досліджень. Розрахунки нейтронних параметрів гірських порід виконувались по розрізам свердловин Розпашнівського родовища центральної частини ДДЗ.

Згідно результатів опису шліфів продуктивні відклади представлені пісковиками поліміктового і мономіктового складу. Уламковий матеріал представлений кварцом, кварцитом, альбітом, олігоклазом, ортоклазом, хлоритом, мусковітом. Цементуючий матеріал відкладів глинисто-кремнистий, кварц-серіцитовий, серіцито-хлоритовий і глинисто-серіцитовий. В деяких інтервалах зустрічається цемент глинисто-гематитовий і з домішками піриту. Головною відмінністю у мінеральному складі глинистого матеріалу є різний елементний склад каолініту і підрослюди.

В досліджуваному розрізі основні породоутворюючі елементи (Si, Al, Ca, Na, Mg, H) по січенню захоплення теплових нейтронів характеризуються близькими значеннями (в межах 0.13 – 0.52 барн). Аномально низькими значеннями характеризуються кисень і вуглець (0.0002 – 0.004 барн), а елементи калій і залізо – аномально високими значеннями (2.1 – 2.6 барн) [37].

Розрахунки декременту затухання теплових нейтронів для вибраного мінерального складу порід проводилися за формулою [59]:

$$\lambda_{ск} = V * A * \rho * \sum_{i=1}^N \left(P_i * \sigma_{ai} / (100 * M_i) \right), \quad (5.18)$$

де P_i – ваговий вміст i -го елемента в породі, %; M_i – атомна вага i -го елемента; ρ – густина породи; A – число Авогадро; σ_{ai} – січення захоплення теплових нейтронів ядрами i -го елемента.

При вивченні впливу мінерального складу породи на нейтронні параметри в розрахунках враховувались значні варіації мінерального складу скелету і цементу, а кількісна характеристика вмісту мінералів приймалась з незначною варіацією в межах середніх значень, які відповідають досліджуваному розрізу. Це дозволило чітко відобразити вплив мінерального складу породи, а не кількісної характеристики складових. Виконані розрахунки свідчать, що діапазон зміни величини часу життя τ теплових нейтронів знаходиться в межах 370 – 860 мкс. Для породи мономіктового складу (з вмістом кварцу в межах 80 – 95% в скелеті) значення τ характеризується межами 780 – 860 мкс, що пов'язано із великим часом життя нейтронів за рахунок мінералів кварцу. Породи поліміктового складу характеризуються значною зміною часу життя теплових нейтронів від 370 до 590 мкс. Такий характер ускладнює розв'язання задач методу ІННК. Коливання часу життя теплових нейтронів

пов'язано з наявністю в скелеті багатьох мінералів ортоклазу, мусковіту, біотиту, флогопіту та інших, які містять хімічні елементи із значними поглинаючими властивостями теплових нейтронів.

Аналіз мінерального і хімічного складу скелету показує, що основними аномально утворюючими за нейтронними властивостями є елементи калію і заліза.

Концентрація калію в породі визначається вмістом польових шпатів, слюнистих мінералів і цементу. З глинистих мінералів, які входять до складу цементу, є монтморілоніт і гідрослюда, які також характеризуються більшою концентрацією калію. Але основний цементоутворюючий мінерал, розрізу що вивчається, є каолініт (60 – 80%), який не вміщує калій. Тому на нейтронні властивості породи глинистий цемент впливає тільки у випадку наявності гідрослюди або монтморілоніту. Наприклад, якщо скелет породи складається з кварцу (80%) і каолініту (20%), то $\tau=736.1$ мкс, а якщо з кварцу (80%) і гідрослюди (20%), то $\tau=582.1$ мкс. Як видно, значення τ змінюється на значну величину.

Пісковики поліміктового складу Розпашнівського родовища характеризуються наявністю калійвміщуючих польових шпатів (ортоклаз) і слюнистих мінералів (мусковіт, флогопіт, біотит), які містять калій. Мінерали мусковіт і флогопіт крім калію вміщують залізо, яке характеризується високим січенням захвату теплових нейтронів, що також впливає на диференціацію нейтронних властивостей розрізу. Низькими значеннями часу життя теплових нейтронів характеризуються

відклади, в яких присутні ортоклаз і біотит. Наприклад для породи з вмістом кварцу (50%), ортоклазу (20%), час життя становить $\tau=372.1$ мкс.

Такі аномально низькі значення часу життя теплових нейтронів в скелеті породи можуть призвести до значних похибок при визначенні поточних значень коефіцієнту нафтогазонасичення продуктивних покладів, якщо не буде враховано диференціацію розрізу за нейтронними властивостями.

На Розпашнівському родовищі ДДЗ проведено лабораторні дослідження на зразках керну по визначенню концентрації радіоактивних елементів (K, U/Ra, Th) і мінерального складу за описом шліфів. В цих же інтервалах розраховані й нейтронні властивості гірських порід і проведено аналіз впливу мінерального складу на величину часу життя теплових нейтронів. Вивчено залежності часу життя теплових нейтронів від концентрації калію, визначеного в лабораторних умовах на гама-спектрометричній установці. Залежність характеризується високим коефіцієнтом кореляції (0.87) [76, 77].

Підтвердження впливу калійвміщуючих мінералів скелету в глинистій фракції, дозволяє рекомендувати гама-спектрометричний метод дослідження свердловин для комплексування з ІННК. До мінерального складу скелету, як вказувалось вище, входить дуже активний за нейтронними властивостями елемент заліза, який також може бути визначений в свердловинних умовах.

В наш час розроблено сучасну спектрометричну апаратуру. Це цифровий багатоканальний спектрометр

нейтронного гама-каротажу (СНГК, СНГК-Ш), який дозволяє кількісно визначати елементи Fe і Cl і прилад спектрометричного каротажу, який вимірює вміст в гірських породах торію, урану (радію) і калію (СГК-1) [76, 77, 78].

Нами пропонується в інтервалах із складним мінеральним складом продуктивних порід проводити комплексну методику по дослідженню поточних значень коефіцієнту нафтогазонасичення, але, виходячи із того, що глибина дослідження ІННК мала, то дану методику слід використовувати тільки на стадії розробки або після розформування зони проникнення. Це методи імпульсний нейтрон-нейтронний каротаж, спектрометричний нейтронний гама-каротаж і спектрометричний гама-каротаж природної гама-активності.

Розглянемо послідовність дій визначення нейтронних характеристик скелету породи.

При проведенні досліджень на даному нафтогазовому родовищі існує, як правило, достатня кількість інформації про мінеральний склад відкладів продуктивного розрізу, яка отримана за даними опису шліфів. На основі цих описів складено як мінеральну, так і кількісну характеристику розрізу.

Тому можна без додаткових витрат провести розрахунок часу життя теплових нейтронів в скелеті і цементі порід даного родовища. Ці розрахунки дають змогу скласти уяву про диференціацію нейтронних властивостей покладів і встановити наявність елементів з аномальними нейтронними властивостями. Розрахунки проводяться за формулами, вказаними вище. Потім

проводять дослідження по визначенню концентрації калію за допомогою методу гама-спектрометрії. При наявності ядерного матеріалу (залишки ядра зберігаються в регіональному ядерноскопищі) проводять визначення концентрації калію в лабораторних умовах. В свердловинах, які буряться як експлуатаційні або контрольні, визначення концентрації калію здійснюється проведенням методу свердловинної гама-спектрометрії. За отриманими даними визначається залежність $\tau = f(C_k)$. Якщо коефіцієнт кореляції знаходиться в межах 0.85 – 0.95, то отриману залежність можна використати при визначенні часу життя теплових нейтронів в скелеті породи.

З метою встановлення адекватності розрахунків часу життя за даними мінерального складу, за отриманими результатами досліджень в свердловинах методом ІНК, проводяться розрахунки часу життя теплових нейтронів в скелеті породи в інтервалах, де встановлено значення продуктивності і фізичні властивості відкладів за даними свердловинних досліджень, які порівнюються з розрахунковою інформацією. Таке співставлення результатів розрахунків на досліджуваному родовищі дозволяє оцінити ефективність застосування розглянутого способу визначення нейтронних властивостей гірських порід.

Висновки до п'ятого розділу

Проведені дослідження факторів, які обумовлюють петрофізичні параметри порід-колекторів поліміктового типу та вивчення впливу свердловинних факторів на результати гама-спектрометрії дозволяють встановити наступне:

1. На покази свердловинного гама-спектрометра в значній мірі впливають технічні умови вимірювання, тобто діаметр свердловин, густина та радіоактивність промивної рідини, а також ряд інших параметрів.

2. При визначенні глинистості порід-колекторів поліміктового типу слід враховувати мінеральний склад скелету породи та його стабільність в певних межах.

3. При наявності в скелеті породи польових шпатів та слюд проходить значне зниження інтервального часу скелету, що при визначенні коефіцієнту пористості за даними АК дає значні похибки.

4. Ємність катіонного обміну та залишкова водонасиченість тісно пов'язані між собою, а також із вмістом гідрослюд та каолініту в глинисті фракції.

5. Час життя теплових нейтронів у скелеті породи тісно пов'язаний із вмістом радіоактивного ізотопу калію, що дає змогу, використовуючи дані гама-спектрометрії, більш точно визначати даний параметр.

6. Комплексна інтерпретація результатів радіоактивних та інших геофізичних методів, використовуючи дані кернавого матеріалу, дає змогу більш достовірно встановлювати колекторські властивості порід-колекторів.

РОЗДІЛ 6

ЕФЕКТИВНІСТЬ ВИВЧЕННЯ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ ПОЛІМІКТОВОГО ТИПУ ЗА ДОПОМОГОЮ ГАМА-СПЕКТРОМЕТРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Новий підхід до вивчення порід, які представлені пісковиками поліміктового типу, на базі використання результатів гама-спектрометричних досліджень дозволив більш ефективно виділяти поліміктові породи-колектори у відкладах карбону та пермі центральної частини ДДЗ.

Розроблений нами комплексний підхід до геолого-геофізичного вивчення розрізів, які представлені породами поліміктового типу, передбачає застосування тільки таких методів і методик, які дають можливість виділити пласти-колектори, визначити їх підрахункові параметри, оцінити характер насичення. Реалізація цієї задачі здійснюється за наступною схемою досліджень (Рис. 6.1).

Як видно із запропонованої схеми на першому етапі геолого-геофізичних досліджень продуктивних поліміктових розрізів нафтогазових родовищ, необхідно виконати лабораторні виміри петрофізичних параметрів порід-колекторів, визначитися із літологічною будовою розрізу.

Наступним етапом дослідження буде проведення гама-спектрометричних досліджень керну, а також і свердловинної гама-спектрометрії, з метою виділення в геологічних розрізах порід-колекторів поліміктового типу.

Після виділення пластів колекторів, наступним етапом буде інтерпретація отриманих результатів

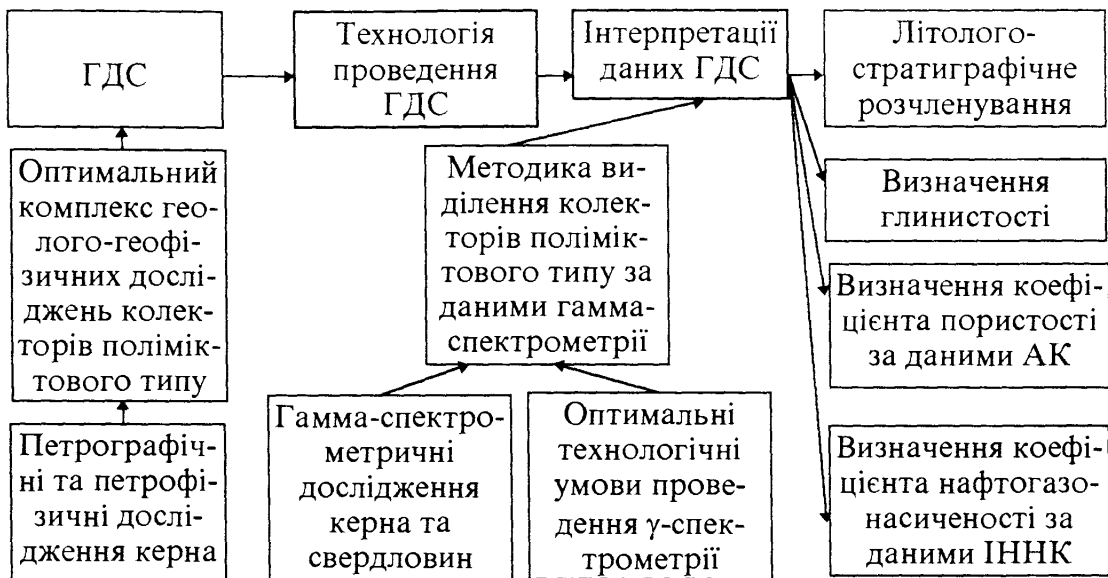


Рис. 6.1 – Схема комплексних геолого-геофізичних досліджень геологічних розрізів, які містять породи поліміктового типу.

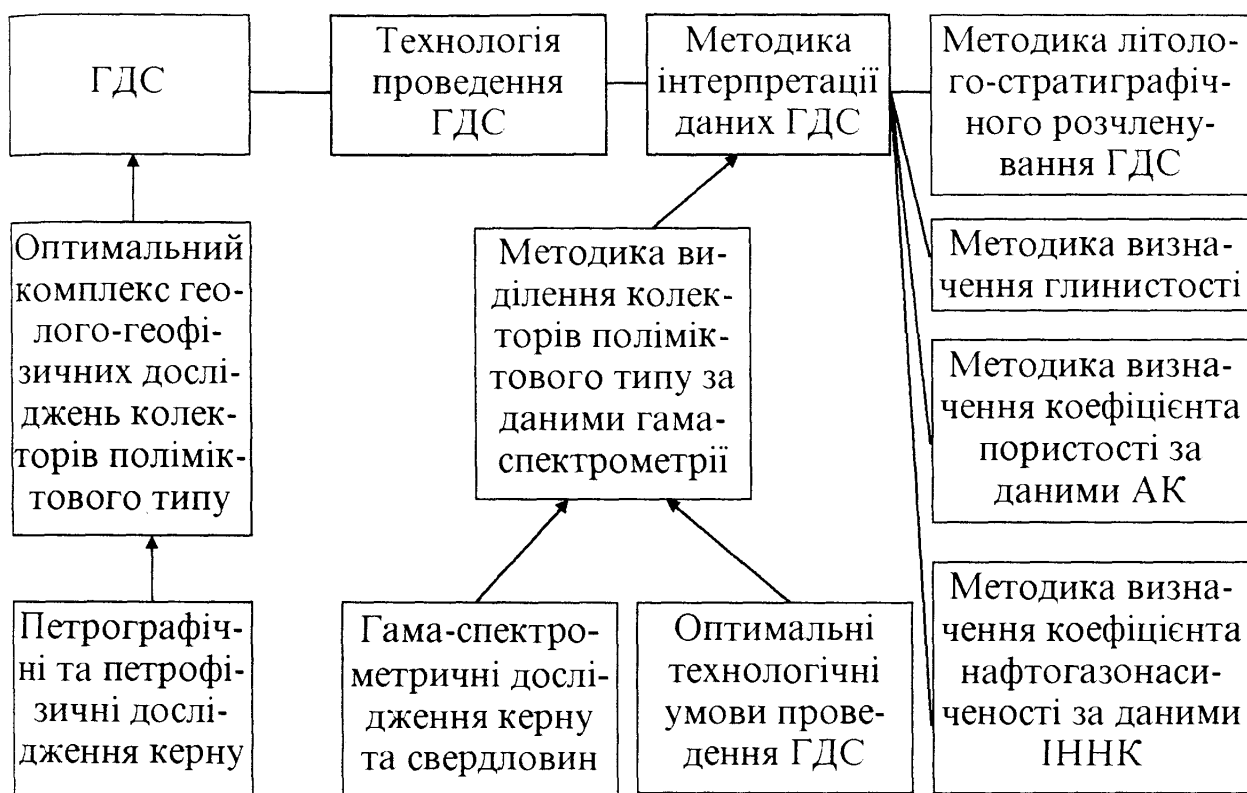


Рис. 6.1 – Схема комплексних геолого-геофізичних досліджень геологічних розрізів, які містять породи поліміктового типу.

геофізичних досліджень в свердловинах з врахуванням попередніх лабораторних петрофізичних досліджень ядерного матеріалу та результатів гама-спектрометричних досліджень, за спеціальними методиками. Такий підхід дуже важливий при визначенні коефіцієнта глинистості за даними радіоактивних методів, коефіцієнта пористості порід за даними акустичних методів та коефіцієнта нафтогазонасиченості за даними імпульсного нейтрон-нейтронного каротажу.

Звідси можна зробити висновок, що для вирішення задач літолого-стратиграфічного розчленування розрізів, ідентифікації та виділення порід-колекторів поліміктового типу, оцінка їх фільтраційно-ємнісної характеристик, метод гама-спектрометрії в комплексі з іншими геофізичними методами є достатньо інформативним та ефективним.

Використовуючи методику оцінки природи підвищеної радіоактивності, нами проведено літологічне розчленування продуктивних відкладів Розпашнівського родовища. Будова порід поліміктового типу утрудняє їх виділення, достовірну оцінку характеру насичення, визначення петрофізичних параметрів.

Продуктивними в карбонічних відкладах є, в основному, породи візею та турнею, які представлені глинами, пісковиками та гравелітами різного типу, а також і вапняками.

Для літолого-стратиграфічного розчленування карбонічних відкладів, нами використовувались результати гама-спектрометрії. Детальний аналіз даних ГДС в комплексі з результатами літолого-петрографічних,

мінеральних, гама-спектрометричних досліджень дозволив розділити відклади візейського та турнейського ярусів. З метою встановлення правильності виділення стратиграфічної границі за допомогою розробленої нами методики, яка описана вище, проведено апробацію на Софіївській (свердловина №4, 8), Яблунівській (свердловина №3) та Тутівській (свердловина №1) площах. Як для прикладу розглянемо на прикладі Софіївської площі.

Софіївська площа, свердловина 8. Керн, відібраний із інтервалу 4115 – 4176 м.

В інтервалі 4130 – 4160 м найбільше значення реєструючої гама-активності в середньому рівне 20 мкр/год., гама-активність невеликих прошарків сягає 40 мкр/год. За даними літолого-петрографічного аналізу, породи представлені алевритистими аргілітами. Однак в інтервалі 4115 – 4132 м алевритистий аргіліт і алевроліт із глинисто-кременистим цементом відносно глибоководного походження. В нижній частині алевритистий аргіліт переходить в дрібнозернистий пісковик із залишками органічної речовини. Вміст радіоактивних елементів змінюється в межах: К – (0.6 – 1.3)%, U(Ra) – $(2 - 3) \cdot 10^{-4}\%$, Th – $(8 - 12) \cdot 10^{-4}\%$.

В інтервалі 4171 – 4176 м спостерігаються строкаті алевритисті аргіліти, які переходять в кварцовий пісковик і гравійні пісковики із каоліно-кварцовим цементом. Вміст радіоактивних елементів наступний: в строкатих аргілітах – К – (0.1 – 0.6)%, U(Ra) – $3 \cdot 10^{-4}\%$, Th – $(10 - 18) \cdot 10^{-4}\%$; в пісковиках і гравійних пісковиках – К – 0.3%, U(Ra) – $1 \cdot 10^{-4}\%$, Th – $5 \cdot 10^{-4}\%$.

Границя турнейського і візейського ярусів, заданими геологів, простежується на глибині 4148 м. На кривих ГК, КС, а також НГК, АК, та ін., зміна параметрів, що реєструються, в цьому інтервалі не спостерігається (рис. 6.2).

Перехід від континентальних, прибережно-болотних, відносно мілководних умов осадонакопичення до глибоководних морських простежується по зміні природних радіоактивних елементів – збільшенню вмісту калію, зменшенню $U(Ra)$ і Th (рис.6.2) [75].

Софіївська площа , свердловина 4. Інтервал відбору керну 4041 – 4100 м. Як і по свердловині 8, розподіл радіоактивних елементів обумовлено зміною мінерального складу порід і геохімічної умови процесів осадонакопичення.

В інтервалі глибин 4141 – 4048 м породи представлені алевритистим аргілітом із включенням залишків окременілого детриту. Характеризуються відносно високим вмістом калію – (1 – 1.5)%, малим урану $U(Ra)$ – $(2 - 4) \cdot 10^{-4}\%$ і підвищеним вмістом торію Th – $(10 - 17) \cdot 10^{-4}\%$. Нижче (інтервал 4048 – 4059 м) залягають алевритисті аргіліти, які включають різної крупності вуглефіковані залишки, а також прошарки вуглистого кременистого аргіліту. Вміст калію зменшується до (0.2 – 0.5) %, урану і торію відповідно збільшується до $(6 - 9) \cdot 10^{-4} \%$ і $(7 - 30) \cdot 10^{-4} \%$.

Нижче ці породи змінюються дрібнозернистими пісковиками із кварц-каоліновим цементом і мілкими вуглефікованими уламками. В середньому вміст природних

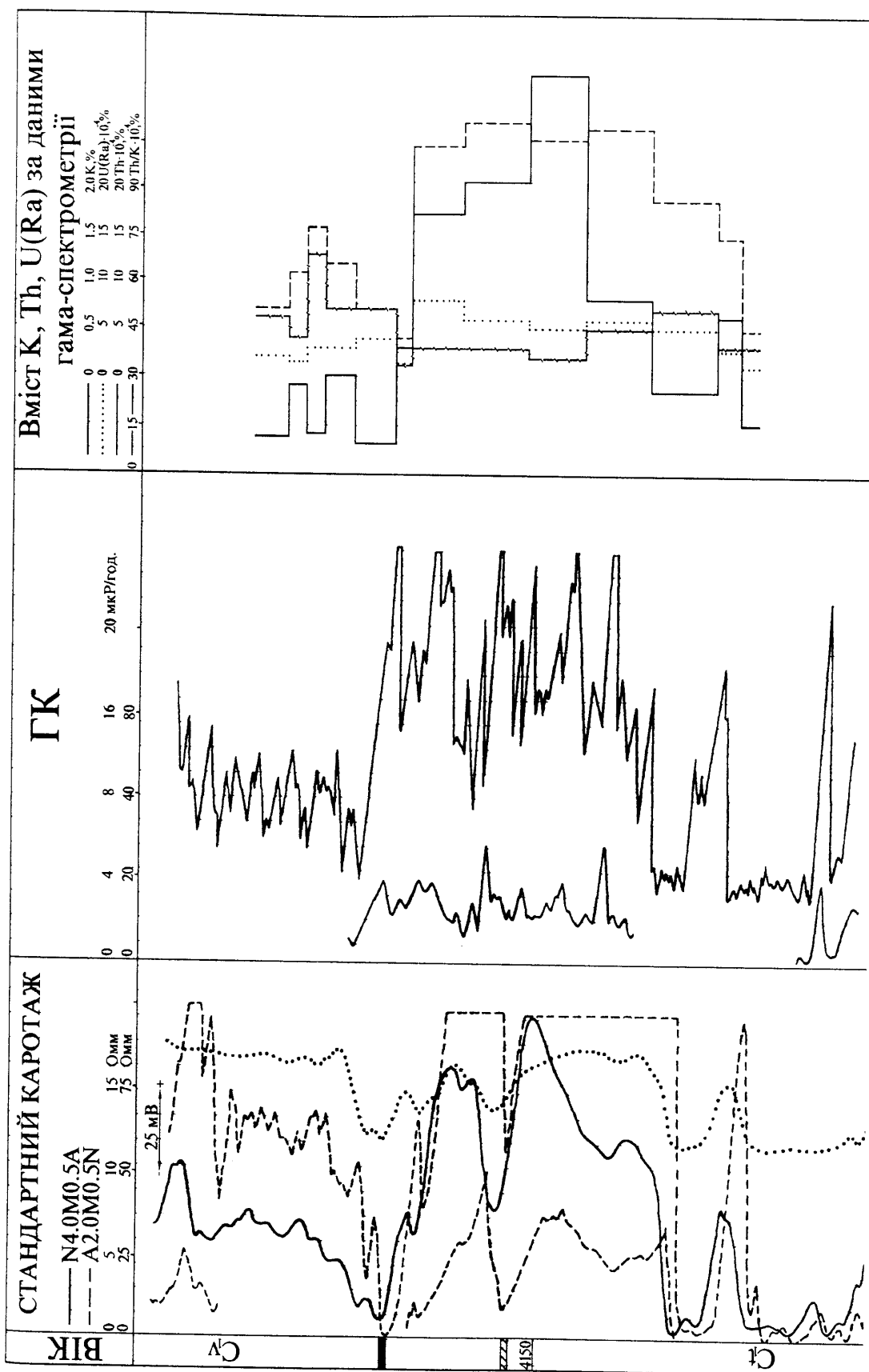


Рис. 6.2 - Порівняльна характеристика ГК і гама-спектрометрії для виділення стратиграфічної границі (св. 8-Софіївка).

радіоактивних елементів складає: калій – 0.2 %, уран (радій) – $8 \cdot 10^{-4}$ %, і торій – $30 \cdot 10^{-4}$ %. В інтервалі 4062 – 4069 м – різнозернистий і гравійний пісковик із кварц-каоліновим цементом. Різко зменшується вміст U(Ra) – до $1.5 \cdot 10^{-4}$ % і торій Th – $6 \cdot 10^{-4}$ %.

На глибинах від 4069 м до 4100 м проходить повтор процесу осадконакопичення.

Верхня частина даного інтервалу представлена строкатими алевритистими аргілітами із залишками органіки, які інколи містять суміш гідрогематиту. Потім аргіліт, місцями піщанистий, кременистий, який переходить в алевритистий пісковик із кварц-глинистим цементом, збагачений розсіяною органічною речовиною. Підстеляє ці породи середньозернистий і гравійний пісковик із каолін-кварцовим цементом, сульфід-кварц-баритовим цементом. Відповідно змінюється і вміст радіоактивних елементів.

Виходячи із вище приведеного видно, що в перехідній зоні спостерігається ритмічність процесів осадонакопичення. Перехід від континентальних, прибережних мілководних умов осадонакопичення до морських відмічається збільшенням вмісту калію, різкою зміною відношення Th/K. Така відмінність у розподілі радіоактивних ізотопів може бути прийнятим за границю переходу від турнейських до візейських відкладів.

Аналогічні дослідження було проведено і на Яблунівській та Тутівській площах, в результаті яких було отримано результати, які подані в таблиці 6.1

Використовуючи методику оцінки природи інтегральної радіоактивності, нами проведено літологічну

класифікацію порід продуктивних відкладів (Таблиця 6.2) за результатами розподілу радіоактивних ізотопів урану, торію та калію в породах.

Таблиця 6.1

Порівняльне положення стратиграфічної границі візейського і турнейського ярусів на Софіївській, Яблунівській і Тутівській площах

| Площа і свердловина | Положення границі візей-турней за глибиною в свердловинах, м | | | | |
|---------------------|--|-------------------------------|-------------------------------------|----------------------|-----------------------|
| | За місцевими даними | За верхньою вуглистою породою | За верхньою червоноколірною породою | За уламковою породою | За даними радіометрії |
| Яблунівська, 3 | 4765 | 7459 | — | 4765 брекчія | 4765 |
| Софіївська, 4 | 4070 | 4058 | 4080 | 4060 | 4050 |
| Софіївська, 8 | 4148 | 4135 | 4150 | 4132 пісковик | 4125 |
| Тутівська, 1 | 4162 | 4153 | — | 4157 | 4120 |

Таблиця 6.2

Деякі геофізичні характеристики порід-колекторів карбонових та пермських відкладів центральної частини ДДЗ

| Літотип | ΔT , мкс/м | J_{γ} , мкр/год | $J_{\text{пу}}$, ум.од | K^{40} , % | U, 10^{-4} , % | Th, 10^{-4} , % |
|--------------------------------|--------------------|------------------------|-------------------------|--------------|------------------|-------------------|
| Конгломерат | 240-260 | 2,1-2,8 | 2,0-2,6 | 0,2-1,0 | 1,6-2,1 | 2,8-18,0 |
| Гравеліти кварцові | 260-270 | 2,2-2,9 | 1,9-2,4 | 0,2-0,5 | 1,5-1,9 | 2,6-12,2 |
| Гравеліти поліміктові | 255-265 | 4,8-5,9 | 1,9-2,6 | 2,1-2,6 | 0,5-1,3 | 2,8-11,4 |
| Гравійні пісковики кварцові | 245-255 | 2,7-3,1 | 1,7-2,3 | 0,3-0,6 | 1,1-1,7 | 3,8-7,2 |
| Гравійні пісковики поліміктові | 240-250 | 12-20 | 1,7-2,2 | 2,0-2,7 | 2,3-2,8 | 4,2-9,8 |
| Пісковики кварцові | 250-265 | 2,5-3,0 | 1,8-2,2 | 0,2-0,5 | 1,2-1,7 | 4,8-10,2 |
| Пісковики поліміктові | 235-245 | 12-18 | 1,7-2,1 | 2,2-3,0 | 2,6-3,0 | 5,6-7,1 |
| Вапняки | 200-220 | 2,6-3,2 | 2,8-3,1 | 0,1-0,3 | 1,1-2,0 | 0,8-1,2 |

Розроблена методика виділення поліміктових пісковиків за даними гама-спектрометрії дала змогу виділити поліміктові пісковики в свердловинах №4 та 8 Розпашнівської площі. Результати досліджень подані на рисунках 6.3 і 6.4.

Вивчивши природу радіоактивності поліміктових пісковиків, використовуючи результати гама-спектрометрії, дало нам змогу використати стандартну методику визначення глинистості порід колекторів за допомогою подвійного різницевого параметру [87].

Для побудови залежності $\Delta J_\gamma = f(C_{\text{гл}})$ в інтервалах поліміктових пісковиків Розпашнівської площі відібрано kern і визначено масовий вміст глинистого матеріалу шляхом гранулометричного аналізу. У місцях відбору зразків визначено подвійний різницевий параметр за даними ГК:

$$\Delta J_\gamma = \frac{J_\gamma - J_{\gamma \text{min}}}{J_{\gamma \text{max}} - J_{\gamma \text{min}}}, \quad (6.1)$$

де J_γ — значення природної гама-активності досліджуваного пласта; $J_{\gamma \text{min}}$ — значення природної гама-активності пласта з мінімальним значенням J_γ ; $J_{\gamma \text{max}}$ — значення природної гама-активності пласта з максимальним значенням J_γ .

Отримана залежність $\Delta J_\gamma = f(C_{\text{гл}})$ подана на рисунку 6.5 і характеризується наступним рівнянням регресії [87]:

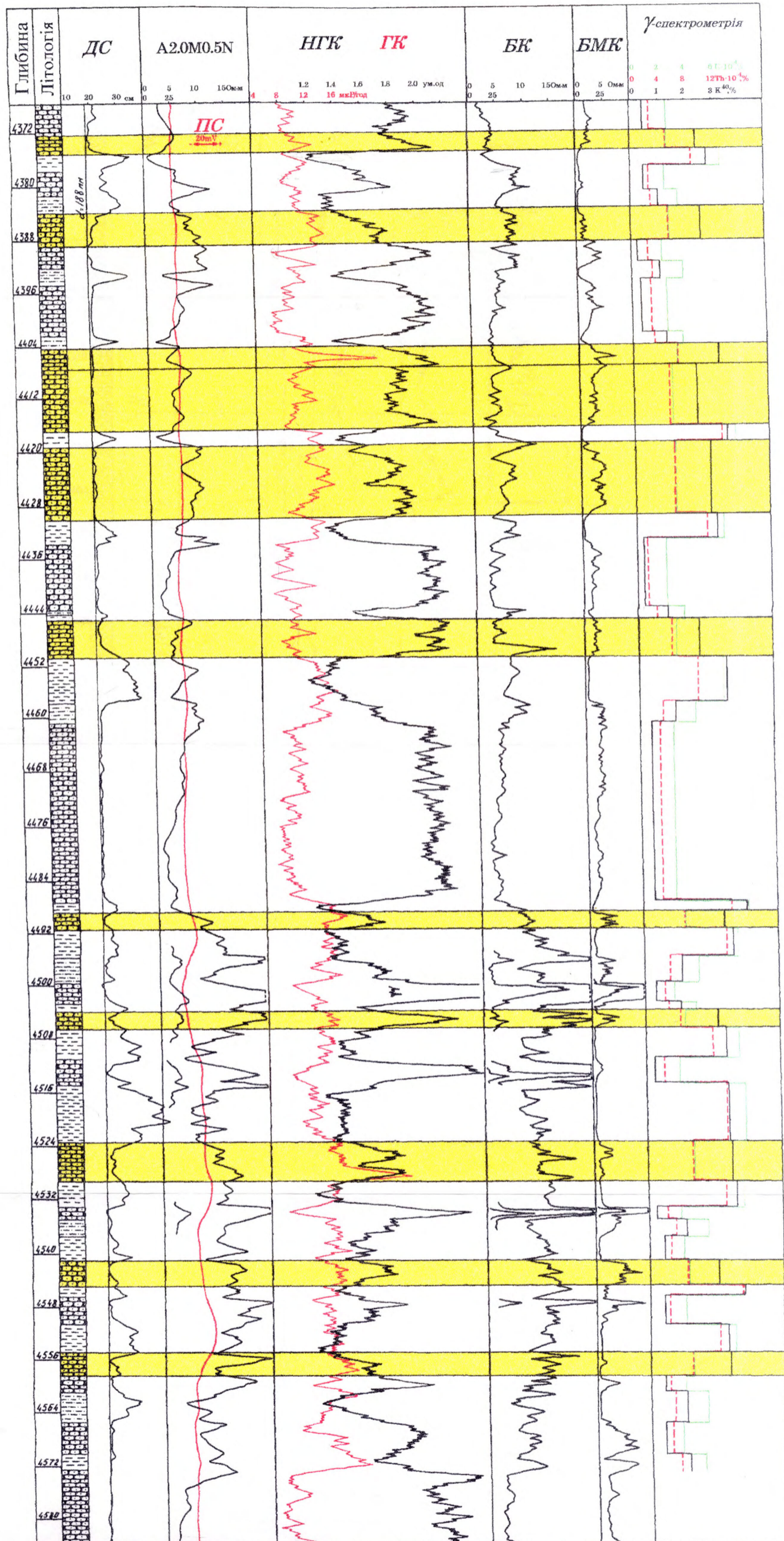


Рисунок 6.3 - Виділення поліміктових пісковиків за даними гама-спектрометрії (св. № 4-Розпашнівська).

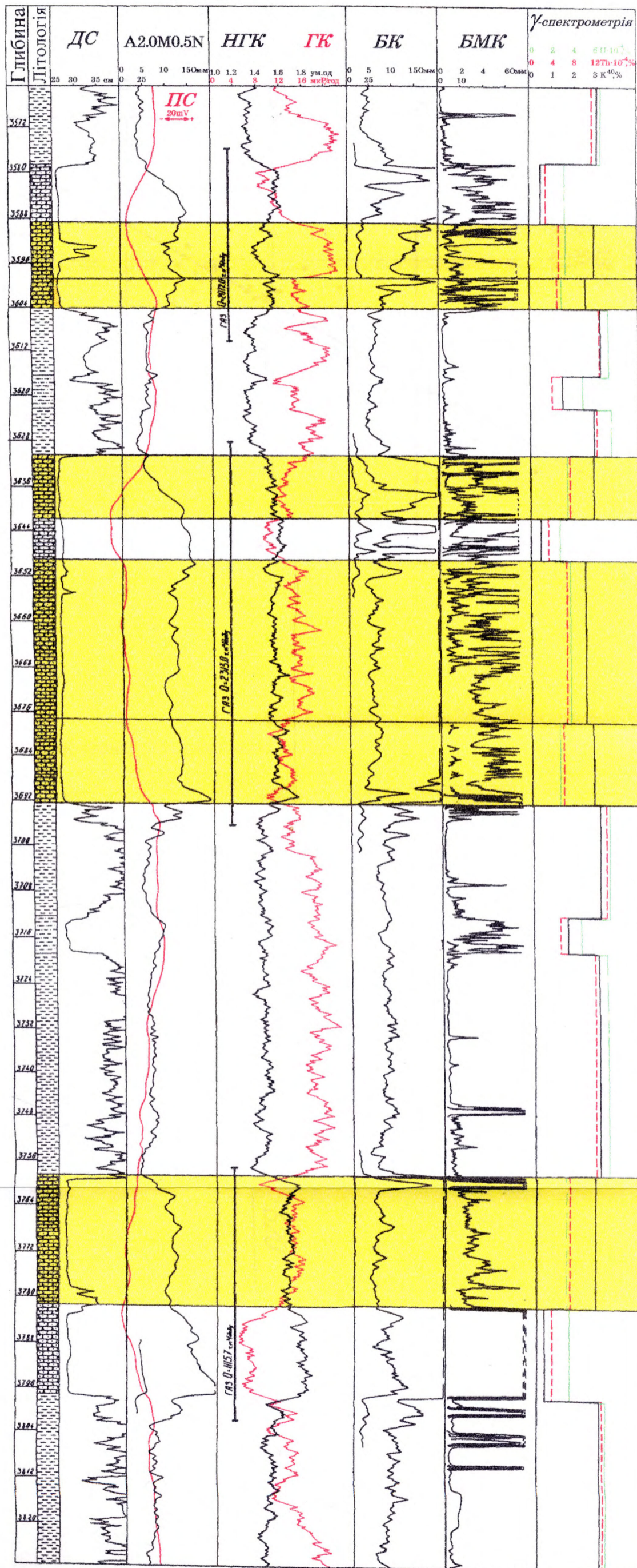


Рисунок 6.4 - Виділення поліміктових пісковиків за даними гама-спектрометрії (св. № 8-Розпашнівська).

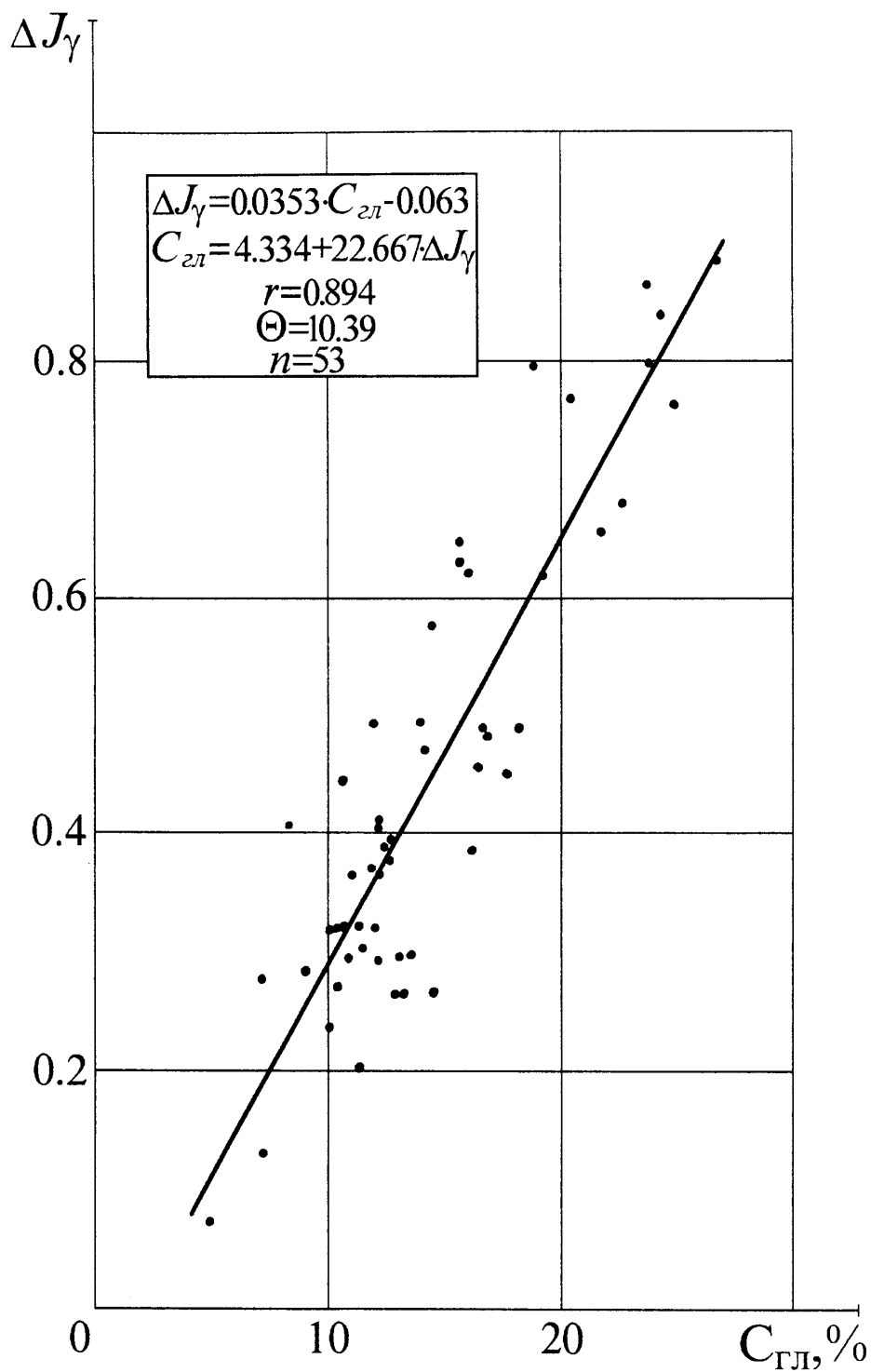


Рис. 6.5 – Залежність природної радіоактивності від глинистості для поліміктових пісковиків Розпашнівської площі.

$$C_{г.л} = 5.44 + 20.79\Delta J_{\gamma} \quad (6.2)$$

$$S = 2.81\%, \quad r = 0.82$$

Апробація отриманої залежності була здійснена для порід-колекторів Розпашнівської площі, в яких визначено масовий вміст глинистого матеріалу методом гранулометрії (таблиця 6.4, 6.5). Співставлення результатів показано на рисунку 6.6. Деякі точки мають відхилення від прямої, що, ймовірно, обумовлено нечіткою прив'язкою керну за глибиною. Середньоквадратична похибка одиничного визначення складає 1.85%.

Як видно із графіка (рис. 6.5) і рівняння регресії, невеликі зміни у вмісті глинистого матеріалу приводять до різкої зміни ΔJ_{γ} . Це пояснюється тим, що в склад глин входять мінерали із високим вмістом калію, а також мілкодисперсні частинки, які збагачені торієм.

За даними аналізу шліфів встановлено, що до складу цементу поліміктових пісковиків Розпашнівської площі, в основному, входять такі мінерали як ілліт, серицит, гідробіотит, ортоклаз, мусковіт, глауконіт, які володіють високим вмістом калію. В склад скелету входять уламки, які містять ортоклаз, а також польові шпати і слюди.

Таблиця 6.4

Дані для побудови залежності ΔJ_γ від глинистості.

| Інтервал | J_γ | ρ , г/см ³ | d_c , см | σ | $J_\gamma^{\text{випр}}$ | ΔJ_γ | $C_{\text{гл}}$ |
|--------------------|------------|-------------------------------|---------------|----------|--------------------------|-------------------|-----------------|
| Розпашнівська - 14 | | | | | | | |
| 4188-4195 | 8,8 | 1,43 | 30,0 | 1,42 | 12,5 | 0,797 | 18,75 |
| 4254-4263 | 5,8 | 1,43 | 30,0 | 1,42 | 8,2 | 0,474 | 16,75 |
| 4254-4263 | 8,0 | 1,43 | 32,0 | 1,51 | 12,1 | 0,767 | 24,80 |
| Розпашнівська - 13 | | | | | | | |
| 4259-4267 | 7,8 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 8,0 | 0,368 | 11,85 |
| 4319-4330 | 8,7 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 8,9 | 0,453 | 16,30 |
| 4319-4330 | 9,1 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 9,3 | 0,491 | 13,85 |
| 4330-4339 | 8,0 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 8,2 | 0,387 | 12,35 |
| 4339-4347 | 10,0 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 10,2 | 0,575 | 14,30 |
| 4347-4352 | 7,0 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 7,1 | 0,283 | 8,95 |
| Розпашнівська - 4 | | | | | | | |
| 4113-4123 | 7,8 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 8,2 | 0,449 | 17,60 |
| 4133-4145 | 10,4 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 10,9 | 0,622 | 15,90 |
| 4150-4172 | 8,4 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 8,8 | 0,467 | 16,60 |
| 4172-4179 | 7,2 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 7,3 | 0,391 | 12,60 |
| 4113-4123 | 7,7 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 8,1 | 0,441 | 10,65 |
| Розпашнівська - 75 | | | | | | | |
| 4237-4247 | 7,5 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 8,4 | 0,373 | 12,55 |
| 4237-4247 | 6,4 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,2 | 0,264 | 14,40 |
| 4237-4247 | 6,4 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,2 | 0,264 | 13,05 |
| 4237-4247 | 7,0 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,8 | 0,318 | 10,05 |
| 4237-4247 | 7,0 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,8 | 0,318 | 10,25 |
| 4237-4247 | 7,4 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 8,3 | 0,364 | 11,10 |
| 4237-4247 | 7,4 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 8,3 | 0,364 | 11,95 |
| 4237-4247 | 6,4 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,2 | 0,264 | 12,95 |
| 4237-4247 | 7,6 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 8,5 | 0,382 | 16,10 |
| 4237-4247 | 7,0 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,8 | 0,318 | 11,25 |
| 4237-4247 | 7,7 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 9,7 | 0,491 | 11,80 |
| 4247-4259 | 7,0 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,8 | 0,318 | 11,80 |
| 4247-4259 | 6,7 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,5 | 0,291 | 12,10 |
| 4247-4259 | 7,0 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,8 | 0,318 | 10,50 |
| 4247-4259 | 6,2 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 6,9 | 0,236 | 9,95 |
| 4247-4259 | 6,7 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 7,5 | 0,291 | 10,90 |

Продовження табл. 6.4

| Інтервал | J_γ | ρ , г/см ³ | d_c , см | σ | $J_\gamma^{\text{випр}}$ | ΔJ_γ | $C_{\text{ГП}}$ |
|--------------------|------------|-------------------------------|---------------|----------|--------------------------|-------------------|-----------------|
| Розпашнівська - 13 | | | | | | | |
| 4135-4143 | 11,7 | 1,43 | 23,0 | 1,16 | 13,6 | 0,893 | 26,75 |
| 4217-4225 | 13,3 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 13,07 | 0,847 | 24,25 |
| 4251-4259 | 9,9 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 11,04 | 0,659 | 21,55 |
| 4259-4267 | 9,1 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 9,3 | 0,486 | 18,20 |
| 4259-4267 | 8,3 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 8,4 | 0,409 | 12,15 |
| 4001-4009 | 10,65 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 10,7 | 0,619 | 19,15 |
| 4001-4009 | 9,8 | 1,43 | 23,0 | 1,16 | 11,3 | 0,682 | 22,45 |
| 4067-4075 | 10,2 | 1,43 | 21,0 | 1,08 | 11,0 | 0,648 | 15,50 |
| 4067-4075 | 12,0 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 12,3 | 0,771 | 20,30 |
| 4283-4292 | 6,1 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 6,2 | 0,200 | 11,25 |
| 4283-4292 | 7,1 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 7,2 | 0,295 | 13,35 |
| 4319-4330 | 8,9 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 9,1 | 0,467 | 14,05 |
| 4330-4339 | 6,9 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 7,0 | 0,276 | 10,65 |
| 4339-4347 | 6,9 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 7,0 | 0,276 | 7,30 |
| Розпашнівська - 16 | | | | | | | |
| 4275-4285 | 9,9 | 1,43 | 22,0 | 1,12 | 11,0 | 0,632 | 15,65 |
| 4637-4650 | 3,8 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 4,0 | 0,071 | 4,89 |
| 4637-4650 | 6,6 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 6,9 | 0,302 | 11,42 |
| 4637-4650 | 4,5 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 4,7 | 0,127 | 7,19 |
| 4637-4650 | 6,2 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 6,5 | 0,270 | 10,39 |
| 4637-4650 | 6,5 | 1,43 | 20,0 | 1,05 | 6,8 | 0,294 | 13,25 |
| 4637-4650 | 8,0 | 1,43 | 19,0 | 1,02 | 8,2 | 0,405 | 8,28 |

Таблиця 6.5

Співставлення глинистості за даними ГК та результатами лабораторних визначень.

| Інтервал | № лаб. | $C_{ГЛ}^{лаб}$ | ΔJ_{γ} | $C_{ГЛ}^{екс}$ |
|-----------|--------|----------------|---------------------|----------------|
| 4217-4225 | 29879 | 18,45 | 0,822 | 22,54 |
| 4217-4225 | 29888 | 20,30 | 0,733 | 20,69 |
| 4026-4034 | 29730 | 16,80 | 0,526 | 16,39 |
| 4026-4034 | 29735 | 21,05 | 0,720 | 20,41 |
| 4026-4034 | 29736 | 21,85 | 0,787 | 21,81 |
| 4042-4051 | 29747 | 22,50 | 0,627 | 18,49 |
| 4042-4051 | 29961 | 22,80 | 0,761 | 21,27 |
| 4275-7283 | 29271 | 15,30 | 0,486 | 15,55 |
| 4275-7283 | 29278 | 11,05 | 0,200 | 9,61 |
| 4283-4292 | 29288 | 19,35 | 0,638 | 18,71 |
| 4308-4319 | 29325 | 8,05 | 0,200 | 9,61 |
| 4308-4319 | 29327 | 17,90 | 0,581 | 17,53 |
| 4319-4330 | 29339 | 12,03 | 0,295 | 11,58 |
| 4319-4330 | 29336 | 14,05 | 0,486 | 15,55 |
| 4330-4339 | 29351 | 21,70 | 0,771 | 21,48 |
| 4330-4339 | 29364 | 15,75 | 0,486 | 15,55 |
| 4113-4123 | 21842 | 19,85 | 0,668 | 19,34 |
| 4074-4078 | 42054 | 22,60 | 0,774 | 21,54 |
| 4085-4093 | 42100 | 16,00 | 0,474 | 15,30 |
| 4093-4099 | 42108 | 14,90 | 0,456 | 14,93 |
| 4220-4227 | 42147 | 17,00 | 0,605 | 18,03 |
| 4285-4291 | 42216 | 19,20 | 0,731 | 20,65 |
| 4295-4208 | 42218 | 23,35 | 0,839 | 22,89 |
| 4308-4316 | 42251 | 11,40 | 0,305 | 17,79 |
| 4308-4316 | 42241 | 20,80 | 0,772 | 21,50 |
| 4335-4341 | 42299 | 9,55 | 0,185 | 9,30 |

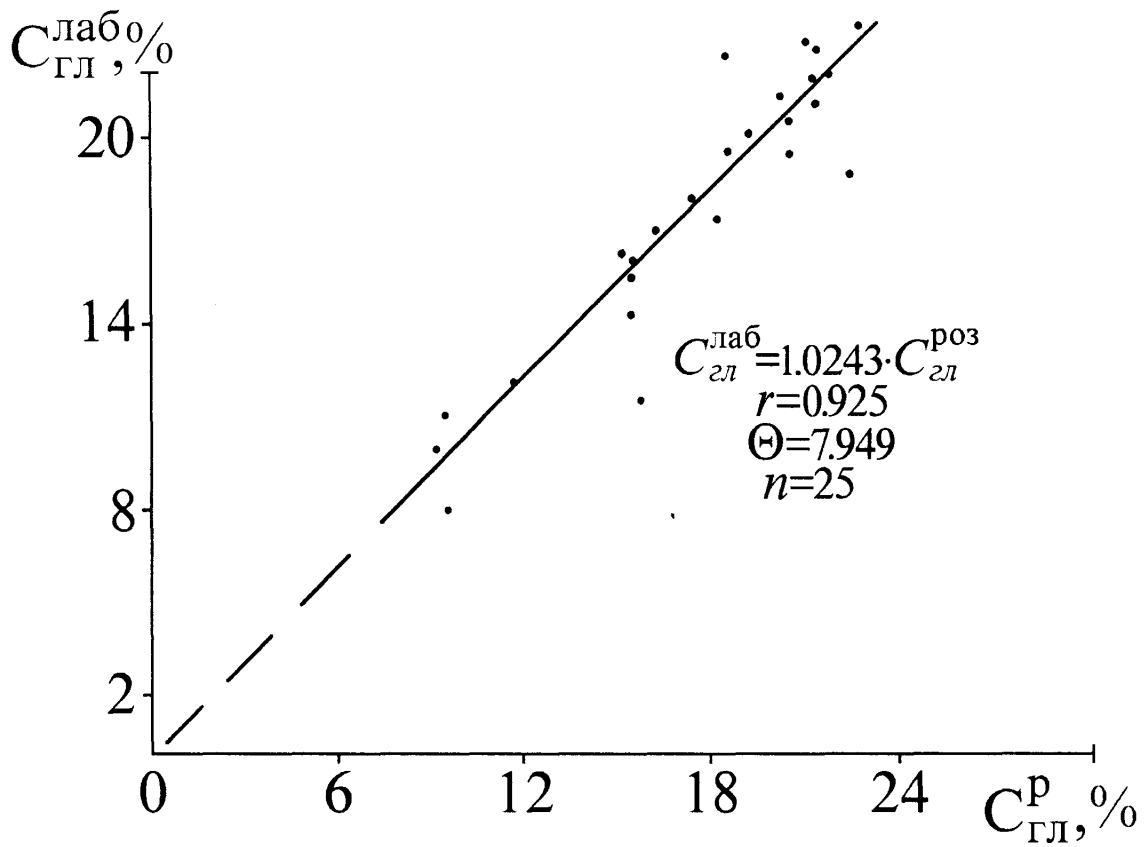


Рис. 6.6 – Співставлення результатів визначення глинистості лабораторним та розрахунковим шляхом.

Висновки до шостого розділу

Аналіз результатів впровадження в геолого-геофізичні дослідження розрізів поліміктового типу нових ядерно-фізичних методів та методик виділення поліміктових пісковиків, а також методик комплексної інтерпретації результатів гама-спектрометричних досліджень та стандартних методів дозволив зробити наступні висновки:

1. Гама-спектрометричні методи з високою ефективністю вирішують геологічну задачу, яка пов'язана із виділенням порід-колекторів поліміктового типу та визначенням їх ємнісно-фільтраційних параметрів в комплексі з іншими методами.

2. Гама-спектрометричні дослідження, в порівнянні із іншими стандартними методами, дають можливість більш точно провести літолого-стратиграфічне розчленування розрізів.

3. Розроблений комплексний підхід до вивчення порід-колекторів поліміктового типу, дає змогу більш точно визначити петрофізичну характеристику колекторів такого типу.

ВИСНОВКИ

В результаті експериментальних досліджень та теоретичних обґрунтувань розроблено новий методичний підхід до дослідження кам'яновугільних і пермських відкладів нафтогазових родовищ центральної частини ДДЗ із використанням ядерно-фізичних методів.

Вивчено та встановлено закономірності розподілу природних радіоактивних ізотопів урану, торію та калію в кам'яновугільних і пермських відкладах родовищ центральної частини ДДЗ, виявлено їх взаємозв'язки із глинистістю. Наведено приклади літологічного розчленування даних відкладів, виділення пластів-колекторів, оцінка їх ємнісно-фільтраційних характеристик використовуючи результати гамма-спектрометричних досліджень.

Вперше вивчено та обґрунтовано можливості гамма-спектрометричного методу з метою виділення порід-колекторів поліміктового типу в центральній частині ДДЗ.

При цьому отримані такі основні результати:

1. Вивчено літологічний склад кам'яновугільних і пермських відкладів нафтогазових родовищ центральної частини ДДЗ за даними петрографічних, ядерно-фізичних та геофізичних досліджень. Виявлено, що поряд із вмістом глинистого матеріалу в породах є присутні у значній кількості мінерали із груп польових шпатів та слюд, які містять в собі радіоактивні ізотопи урану (радію), торію та калію. Така літологічна

- особливість порід нафтогазових родовищ центральної частини ДДЗ утруднює інтерпретацію даних електричних та радіоактивних методів.
2. Наявність в скелеті породи польових шпатів та слюд зумовлює підвищену радіоактивність пісковиків візейських та турнейських відкладів і знижує інформативність геофізичних (радіоактивних, акустичних і електричних) методів.
 3. Вплив поліміктового складу порід-колекторів на результати електричних методів зумовлений процесом пелітизації, який відбувається в скелеті породи.
 4. Досліджено природу радіоактивності гірських порід в геологічних розрізах кам'яновугільних і пермських відкладах центральної частини ДДЗ та розроблено методику виділення колекторів поліміктового типу за даними гамма-спектрометрії.
 5. Вперше розроблено концептуально новий підхід щодо визначення часу життя теплових нейтронів за даними гамма-спектрометрії.
 6. Розроблена методика визначення ємнісних параметрів порід-колекторів поліміктового типу нафтогазових родовищ центральної частини Дніпровсько-Донецької западини, за даними ядерно-фізичних досліджень.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Айзенверг Д.Е. Стратиграфия и палеография нижнего карбона западного сектора Большого Донбаса. – Киев: Изд-во АН УССР. – 1958. – 208 с.
2. Алексеев Ф.А., Готтих Р.П. Использование спектрометрии гамма-излучения при изучении нефтегазоносных бассейнов. // Советская геология. – №3. – 1978.
3. Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Воробьева В.А. Закономерности в распределении радиоактивных элементов и естественного гамма-поля нефтегазоносных областей // Тр. ВНИИЯГГ. – Вып. 2. – М., Недра. – 1988.
4. Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Лебедев В.С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1973, 383 с.
5. Алексеев Ф.А., Грубков А.П., Готтих Р.П. Радиометрия и радиогеохимия при прямых поисках нефти и газа. // Ядерная геофизика при поисках полных ископаемых. Гостоптехиздат, 1980.
6. Алексеев Ф.А., Дмитриев Е.Е., Тихомирова Н.Л. Опыт применения метода скважинной гамма-спектрометрии при решении некоторых промыслово-геофизических задач в районах юго-восточной Татарии. // Ядерная геология. – ОНТИ ВНИИЯГГ. – М. – 1974.
7. Алексеев Н.В., Кожевников Д.А., Лазуткина Н.Е., Нейман Е.А. Эффективность гамма-спектрометрии естественной радиоактивности в карбонатных отложениях Тимано-Печорья // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ВНИОЭНГ,

1995. - №4. - С. 28-34.
- 8.Алексеев Ф.А., Лейпужская Д.И., Тихомирова Н.Л. Использование спектрометрии естественного гамма-излучения горных пород в условиях обсаженных скважин для решения некоторых вопросов нефтепромысловой геологии. //Геохимические методы поисков нефти и газа и вопросы ядерной геологии. - М.: Недра. - 1970. - №8.
- 9.Алексеев Ф.А., Тихомирова Н.Л. Изучение природы зон слияния продуктивных отложений D_1 и D_{11} Ромашкинского месторождения методом скважинной гамма-спектрометрии. //Геология нефти и газа. - 1968. - №12.
- 10.Баранов В.И. Радиометрия. Изд. АН СССР, 1955.
- 11.Бардовский В.Я., Булмасов В.А., Прокопив Й.И. Изучение естественной радиоактивности отложений нефтяных месторождений Предкарпатья. //Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. - Львов: Высшая школа. - №14. - 1974. - С. 20-24.
- 12.Бардовский В.Я., Булмасов В.А., Прокопив Й.И., Старостин В.А. Распределение радиоактивных элементов в терригенных отложениях Предкарпатья. //Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. - Львов: Высшая школа. - №14. - 1974. - С. 24-26.
- 13.Беспалов Д.Ф., Грубков А.П. Новая радиометрическая аппаратура. //Нефтяное хозяйство. - 1956. - №9.
- 14.Богоявленский А.Н. Радиометрическая разведка нефти. Изв. института прикладной геофизики. 1927. Вып. III.
- 15.Бражнікова Н.Е. Вдовенко М.В. Ранньовізейські форамініфери України. - К.: Наукова думка. - 1973. - 296 с.
- 16.Булмасов В.А. Связь радиоактивных элементов с

основными породообразующими минералами осадочных пород Предкарпатья. //Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. - Львов: Высшая школа. - 1972. - №15. - С. 25 - 29.

17. Булмасов В.А., Поливцев Л.В. Особенности интерпретации радиометрических данных при поисках нефтегазоносных структур и залежей солей в Предкарпатском прогибе и Покутско-Буковинских Карпатах. //Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. - Львов: Высшая школа. - 1978. - №15. - С. 24 - 33.

18. Веденин С.В., Булка Г.Г., Винокуров В.М., Зааренко Т.А., Кизамутдинов Л.М., Цепкин В.Д. Определение проницаемости коллекторов методом ядерного резонанса. //Геология нефти и газа. - 1972. - С. 88.

19. Вендельштейн Б.Ю., Резанов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазоносных коллекторов. М.: Недра. - 1978. - 317 с.

20. Вернадский В.И., Хлопин В.Г. Об исследовании на радий нефтяных месторождений Союза. ДАН СССР, 1932, №3.

21. Виноградов А.П. Основные черты геохимии урана. М.: Изд. АН СССР, 1963.

22. Геофизические методы изучения подсчётных параметров при определении запасов нефти и газа. Вендельштейн Б.Ю., Золоева Г.М., Щарева Н.В. и др. - М.: Недра. - 1985. - 248 с.

23. Готтих Р.П. Радиоактивные элементы в нефтегазовой геологии. - М., 1980, 253 с.

24. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Лаубенбах Е.А.,

- Скляренко И.Я. Использование ядерно-физических методов в нефтегазовой геологии //Гамма-спектрометрия при поисках и разведке нефти твёрдых полезных ископаемых. - ВНИИГеоинформсистем. - М.: Недра. - 1987.
25. Дахнов В.Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. М.: Недра, 1975, 343 с.
26. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М.: Недра, 1972, 365 с.
27. Дебранд Р. Теория и интерпретация результатов геофизических методов исследования скважин. М.: Недра, 1972, 288 с.
28. Добрынин В.М., Золоева Г.М. Определение пористости карбонатных пород по ультразвуковому методу. //Геология нефти и газа. - 1972. - №3. - С. 41 - 44.
29. Эланский М.М. Изучение коллекторских свойств терригенных нефтегазоносных отложений для подсчёта запасов. //Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. - М. - 1978. - 53 с.
30. Эланский М.М. Петрофизические связи и комплексная интерпретация данных промысловой геофизики. М.: Недра, 1978, 215 с.
31. Ивакин Б.Н., Карус Е.В., Кузнецов О.Л. Акустический метод исследования скважин. М.: Недра, 1978, 320 с.
32. Изучение некоторых коллекторских свойств горных пород методами ядерно-магнитного резонанса. Веденин С.В., Булка Г.Г., Винокуров В.М. и др. //Геология нефти и газа. - 1972. - №1.
33. Ильина Т.Д. Развитие ядерной геофизики в СССР. 1917 - 1960 гг. М.: Наука, 1978.

- 34.Ильина Т.Д. Ядерная физика в науках о Земле. Исторический очерк. – М.: Наука, 1988, 259 с.
- 35.Кибрик Г.Е., Осипенко А.Н., Розенберг Ю.И., Тульбович Б.И. Исследование остаточной водонасыщенности пород-коллекторов нефти методом ядерно-магнитного резонанса. //Геология нефти и газа. – 1976. – №10.
- 36.Кливидзе В.И. Исследование методом ЯМР воды в породах силикагеля и цеолитов при низких температурах. //Радиометрия твёрдого тела. – М.: Атомиздат. – 1967.
- 37.Кожевников Д.А. Нейтронные характеристики горных пород и их использование нефтегазопромысловой геологии. М.: Недра, 1982, 221 с.
- 38.Кожевников Д.А. Способ исследования разрезов скважин гамма-методами ядерной геофизики. Патент РФ№2069377 от 4.05.1994. (Б.И. №32, 1996).
- 39.Кожевников Д.А., Лазуткина Н.Е. Интерпретационное обеспечение гамма-спектрометрии естественной радиоактивности. //Информационно-комерческий сб. "Каротажник". – Тверь. – 1994. – №12. – С. 65-68.
- 40.Кожевников Д.А., Лазуткина Н.Е. Оценка содержания пелитовой фракции по данным гамма-спектрометрии в комплексе ГИС //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – М.: ВНИИОЭНГ, 1994. – №1. – С. 12-15.
- 41.Комиссия по каменноугольной системе. Общая стратиграфическая шкала каменноугольной системы //Постановление МСК и его постоянных комиссий. – 1982. – №20. – С. 30-31.
- 42.Кределёв Ф.П., Куликов А.А. Стратиграфическое

- расчленение кайнозойских отложений опорного разреза Мамонтовой горы по данным радиометрии и гамма-спектрометрии (Южная Якутия). Тр. Института геологии и геофизики Сибирского отд. АН СССР, 1972, №149.
43. Курочкин Н.А. Спектрометрический анализ естественно-радиоактивных элементов в горных породах с целью повышения геологической эффективности гамма-метода. Дис... канд. геол.-мин. наук. МИНГ и ГИ им. И.М.Губкина, 1982.
44. Кусаков М.М., Мекенецкая Л.И. Исследование состояния связанной воды на моделях газовых и нефтяных коллекторов. // Вопросы геологии нефти и газа. Труды МИНХ и ГМ им. Губкина. - М.: Гостоптехиздат. - 1959. - №25.
45. Лазаренко Е.К. Курс мінералогії. Київ. - Вища школа. - 1970. - 600 с.
46. Ларионов В.В. Гамма-метод исследования разрезов нефтяных и газовых скважин. Автореферат дисс. на соиск. уч. степени доктора г.-м.н. М., МИНХ и ГП, 1968.
47. Ларионов В.В. Радиометрия скважин. М.: Недра, 1969, 325 с.
48. Ларионов В.В., Шварцман М.Д. Некоторые особенности распределения естественной радиоактивности элементов в карбонатных горных породах // Геохимия. - 1967. - №2.
49. Латышова М.Г. Практическое руководство по интерпретации диаграмм геофизических методов исследования скважин. М.: Недра, 1981, 182 с.
50. Методические рекомендации по определению подсчётных параметров залежей нефти и газа по материалам

- геофизических исследований скважин с привлечением результатов керна, опробований и испытаний продуктивных пластов. Под ред. Вендельштейна Б.Ю., Козаря В.Ф., Яценко Г.Г. – Калинин, 1990.
51. Методическое руководство по проведению ядерномагнитного каротажа и интерпретации его данных. Аксельрод С.М., Даневич В.И., Денисин Ф.П., и др. М. – ОНТИ ВНИИЯГГ. – 1978.
52. Микрофаунистические маркирующие горизонты каменноугольных и пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Бражникова Н.Е., Вакарчук Г.И., Вдовенко М.В. и др. – Киев: Наукова думка. – 1967. – 224 с.
53. Минералы и горные породы СССР, справочник, под ред. Гинзбурга А.И. М.: Мысль, 1970, 439 с.
54. Муравьёв В.В., Якубсон К.И. Результаты использования спектрометрии естественного гамма-излучения в скважинах на месторождениях алунитовых руд и бокситов. // Разведочная геофизика. – М.: Недра. – 1972. – №52.
55. Муравьёв В.В., Якубсон К.И. Спектрометрия естественного гамма-излучения ядерно-геофизических исследований алунитовых руд. Тр. ВНИИ ядерная геофизика и геохимия. 1975. №25.
56. О возможности выделения зон твёрдых битумов в обсаженных скважинах методом спектрометрии естественной радиоактивности. Тюрин В.И., Еланская В.А., и др. Тр. ВНИИ ядерная геофизика и геохимия. 1972. №11.
57. О геологической информативности каротажного гамма-спектрометрического метода при изучении образований гранулитового комплекса. Карус Е.В., Широкова И.Я. и

- др. //Геология и разведка. - 1978. - №12.
- 58.Определение фильтрационно-емкостных свойств пород северно-западной части ДДВ по данным ЯМР исследований. Отчёт о НИР №8 39-80-127 /Аксельрод С.М. и др. - Украинский территориальный фонд. - Киев, 1981.
- 59.Основы импульсных нейтронных методов каротажа. М.: ВНИИЯГГ, 1969, 258 с.
- 60.Основы гамма-спектрометрии природных сред. Коган Р.М., Назаров И.М. и др. М.: Атомиздат, 1969, 468 с.
- 61.Применение спектрометрического гамма-каротажа для определения основных параметров продуктивного пласта Егоревского месторождения фосфоритов. Голоскаков Н.В., Рудых Ю.М., и др. //Ядерно-геофизические методы при поисках и разведке рудных месторождений. - М. - 1980.
- 62.Применение спектрометрического гамма-каротажа для решения задач нефтепромысловой геофизики на примере девонских отложений Ромашкинского месторождения Татарстана. Кадисов Е.М., Калмыков Г.А., Кашина Н.Л. и др. //Геология нефти и газа. - 1994. - №7. - С. 45-47.
- 63.Применение спектрометрического гамма-каротажа при разведке желковатых фосфоритов Чиласайского месторождения (Актюбинский фосфоритоносный бассейн). Чуланов Ю.Г., Голоскаков Н.В. и др. //Геология и разведка. - 1978. - №12.
- 64.Пути повышения эффективности ГИС при разведке битумных месторождений Татарстана (с использованием новых ядерно-геофизических методов). Кожевников Д.А., Лазуткина Н.Е., Миллер В.В. и др. Международная конференция "Нефть и битумы", Казань, 4-8 октября 1994.

65. Разницын В.А. Нижневизейские отложения Днепровско-Донецкой впадины //Изд-во АН СССР. Сер. Геология. - 1983. - №7. - С. 27-40.
66. Связь содержаний урана с концентрацией органического вещества в горных породах Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Бардовский В.Я., Булмасов В.А. и др. //Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. - Львов: Высшая школа. - 1979. - №16. - С. 26 - 29.
67. Серпуховский ярус нижнего карбона СССР. Айзенберг Д.Е., Бражникова Н.Е., Василук Н.П. и др. //Тр. Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона (Москва, авг.-сент., 1975). - М.: Наука, 1978. - Т.1. - С. 83-91.
68. Система метрологического обеспечения измерения содержаний естественных радиоактивных элементов по данным спектрометрического гамма-каротажа нефтегазовых скважин. Блюменцев А.М., Мельчук В.Ю., Мецгер Б.Э., Кузнецов В.А. и др. //Гамма-спектрометрия при поисках и разведке нефти твёрдых полезных ископаемых. - М.: Недра. - ВНИИ Геоинформсистем. - 1968.
69. Старостин В.А., Адамский Е.И., Бардовский В.Я., Филатова Т.И. Некоторые аспекты использования данных гамма-спектрометрии при изучении полимиктовых песчаников центральной части ДДЗ. Ивано-Франковск, ИФИНГ, 1983. /Рук. деп. в УкрНИИНТИ №1311 Ук-Д83/.
70. Старостин В.А., Бардовский В.Я., Адамский В.Я., Филатова Т.И. О достоверности определения коэффициента пористости коллекторов сложного строения по данным акустического каротажа //Ивано-Франковск, ИФИНГ, 1987.

- /Рук. деп. в УкрНИИНТИ №1258 Ук-Д87/.
71. Старостин В.А., Трум А.А. Изучение влияния полимиктового состава скелета горных пород на их акустические свойства //Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. - Львов. - 1986. - №23.
72. Старостин В.А., Бардовский В.Я., Карпенко А.Н., Филатова Т.И. Определение глинистости горных пород полимиктового состава по данным ГИС в отложениях центральной части ДДВ //Ивано-Франковск, ИФИНГ, 1983. /Рук. деп. в УкрНИИНТИ №1312 Ук-Д83/.
73. Старостин В.А., Бардовский В.Я., Карпенко А.Н. Учёт влияния глинистости при определении коэффициента пористости по данным акустического каротажа //Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. - Львов. - 1984. - №21.
74. Старостин В.А., Муляр П.Н., Филатова Т.И. Классификация песчаных коллекторов по водонасыщенности //Нефтяная и газовая промышленность. - 1987. - №1.
75. Старостин В.А., Федоришин Д.Д., Федорів В.В., Старостин А.В. Виділення стратиграфічної границі між візейськими та турнейськими ярусами за даними гамма-спектрометрії //Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ: Збірник Наукових Праць ІФДТУНГ - Івано-Франківськ. - 1999. - №36. - Том 1. - С. 152 - 161.
76. Старостин В.А., Федорів В.В., Старостин А.В. Використання методу гамма-спектрометрії при врахуванні впливу поліміктового складу скелету породи на нейтронні властивості покладів //Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ: Збірник Наукових Праць ІФДТУНГ - Івано-Франківськ. - 1997. - №34. - Том 1. -

С. 33 – 39.

77. Старостін В.А., Федорів В.В., Старостін А.В. Методика комплексної інтерпретації імпульсного нейтрон-нейтронного каротажу та гама-спектрометричного каротажу. Українська Нафтогазова Академія. Матеріали 5^{ої} Міжнародної конференції "Нафта-Газ України-98". Том 1, м. Полтава, 15-17 вересня 1998. С. 409-410.
78. Старостін В.А., Федорів В.В., Старостін А.В. Можливості застосування ІННК при визначенні поточних значень коефіцієнту нафтогазонасичення в відкладах поліміктового типу ДДЗ. ІФДТУНГ. Тези доп. н.-т. конференції проф.-викладацького складу ун-ту. Івано-Франківськ, 1998, С. 139.
79. Стратиграфія УРСР. – К.: Наукова думка, 1963. – Т. 5.
80. Тихомирова Н.Л. О возможности определения концентраций естественных радиоактивных элементов в обсаженных скважинах методом ГКС. // Ядерно-геофизические и геохимические и изотопные методы в геологии. – М.: ОНТИ, ВНИИЯГГ. – 1968.
81. Тихомирова Н.Л. Спектрометрия естественного гамма-излучения при исследовании обсаженных нефтяных скважин. Дис...канд. геол.-мин. наук. М.: ВНИИЯГГ, 1968.
82. Тульбович Б.И. Определение пористости на образцах малого объёма и частиц шлама методом ЯМР. // Геология нефти и газа. – 1976. – №9.
83. Тульбович Б.И., Злобин А.А. Применение ЯМР для определения пористости карбонатных пород по буровому шламу. // Геология нефти и газа. – 1982. – №8.

84. Федоришин Д.Д. Використання результатів гама-спектрометрії для оцінки природи радіоактивності //Нетрадиційні енергоресурси та екологія України: Збірник наукових праць – К.: Манускрипт, 1996, С. 87 – 88.
85. Федоришин Д.Д., Старостін В.А., Федорів В.В. Виділення колекторів, які представлені поліміктовими пісковиками, за даними гама-спектрометрії //Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ: Збірник Наукових Праць ІФДТУНГ – Івано-Франківськ. – 1997. – №34. – Том 6. – С. 27 – 33.
86. Федоришин Д.Д., Федорів В.В. Вплив технічних умов вимірювання на покази свердловинного спектрометра //Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ: Збірник Наукових Праць ІФДТУНГ – Івано-Франківськ. – 1996. – №33. – Том 1. – С. 27 – 33.
87. Федорів В.В. Визначення глинистості поліміктових пісковиків Розпашновського родовища за даними радіоактивних методів //Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ: Збірник Наукових Праць ІФДТУНГ – Івано-Франківськ. – 1998. – №35. – Том 1. – С. 25 – 29.
88. Фертл В.Х. Спектрометрия естественного гамма-излучения в скважине //Нефть, газ и нефтехимия за рубежом. – 1983. – №№ 3 – 6, 8, 10, 11.
89. Хоминец З.Д. Оценка K_n терригенных коллекторов по данным АК. //Нефтегазовая геология и геофизика. –1981. – №9.
90. Ядерная геофизика при исследовании нефтяных месторождений. Алексеев Ф.А., Головацкая Н.В., Гунин

- А.Ю., и др. М.: Недра, 1970.
91. Ядерные и магнитные методы исследования скважин. Аксельрод С.М., Даневич В.И., Запорожец В.М. и др. — М.: Недра, 1976. — 127 с.
92. Conaway I.G., Allen K.V., The Effects of Borehole Fluid, and Casing Thickness on Gamma Ray Logs in Large Diameter Boreholes. Geol-Survey of Canada, Paper 79-1C, 1978.
93. Conaway I.G., Allen K.V. The Effects of Ray Logs in Large Diameter Boreholes. Geol-Survey of Canada, Paper 79 - 1 с, 1978.
94. Czubek I.A. Influence of Borehole Construction on The Results of Spectral Gamma-Logging. — In/ Nuclear Techn. Goechem. and Geophysics, Vienna, 1976.
95. Czubek I.A. The influence of the drilling fluid on the gamma-ray intensity in hore-hole. Acta Geophysica Polonica, vol. 10, №1, 1962.
96. Koizumi K.I. Computer Determination of Calibration and Environmental Correction for a Natural Spectral Gamma Ray. Zogging System. SPE Formation Evalution. September 1988.
97. Roges D.F., Mott W.E. Quantitative Interpretation of Gamma Ray Spectral Logs. — Geophysics, V.31, 1966.
98. Tittman I., Wahl I.S. The physical foundations of formation density logging (gamma-gamma) Geophysics vol. №2, 1965.