

Міністерство екології і природних ресурсів України
Український державний геолого-розвідувальний інститут
Львівське відділення

На правах рукопису

Колодій Іванна Володимирівна

УДК ~~551.490~~: 553.98 (477.9)

К61

:551.49(477.7)(043)

ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИНИ ГАЗОНАФТОНОСНОСТІ
АКВАТОРІЇ ПІВНІЧНОПРИЧОРНОМОРСЬКОГО
ВОДОНАПРНОГО БАСЕЙНУ

Спеціальність 04.00.17 — геологія нафти і газу

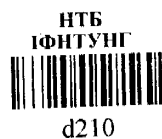
Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата
геологічних наук

Науковий керівник

доктор геолого-мінералогічних наук

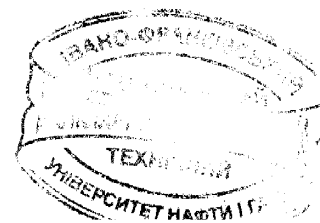
М.І.Павлюк

Handwritten signature



Львів-2002

Handwritten number 210



ЗМІСТ

Вступ	6
Розділ 1. Геологічна будова Північнопричорноморського водонапірного басейну	13
1.1 Геолого-гідрологічна стратифікація розрізу	13
1.2 Тектоніка	19
Розділ 2. Газонафтоносність акваторії Північнопричорноморського ВНБ	31
Розділ 3. Гідрогеохімічні і газогеохімічні умовини акваторії басейну	40
3.1 Фактичний матеріал та методика його опрацювання	40
3.2 Гідрогеохімічні особливості акваторії басейну.....	73
3.2.1 Макрокомпонентний склад підземних вод	73
3.2.2 Мікроелементи і мікрокомпоненти в підземних водах	98
3.2.3 Розчинена в підземних водах органічна речовина	131
3.2.4 Гідрогеохімічна зональність акваторії Північнопричорноморського нафтогазозносного водонапірного басейну.....	139
3.3. Вільні і водорозчинені гази акваторії басейну	145
Розділ 4. Геотермобарична характеристика акваторії басейну.	163
4.1 Геотермічна характеристика	163
4.2 Геобаричні умовини і динаміка підземних вод.....	171
4.2.1 Фактичний матеріал і методика його опрацювання.....	172
4.2.2 Просторовий розподіл коефіцієнтів гідростатичності.....	175
4.3 Природні водонапірні системи акваторії і динаміка підземних вод.....	180
Розділ 5. Гідрологічні і гідрогеохімічні особливості газових і газоконденсатних покладів	184
5.1. Одеське газове родовище.....	184
5.2. Безіменне газове родовище	187
5.3. Голицинське газоконденсатне родовище.....	190
5.4. Шмідтівське газоконденсатне родовище	194

5.5. Кримське газове родовище	195
5.6. Архангельське газоконденсатне родовище	197
5.7. Штормове газоконденсатне родовище	198
5.8. Підземні конденсаційні води газоконденсатних родовищ	201
Розділ 6. Природа і умовини формування підземних вод	208
Розділ 7. Гідрогеологічна модель формування газових родовищ в акваторії водонапірного басейну	217
Розділ 8. Гідрогеологічні ознаки газонафтоносності акваторії водонапірного басейну	232
Головні висновки	237
Список використаних джерел	240

Перелік умовних скорочень

ВГФ – водно-газовий фактор

ВНБ – водонапірний басейн

ВНК – водонафтовий контакт

ВРГ – водорозчинений газ;

ВРОР – водорозчинена органічна речовина;

Г – газонасиченість води;

$G_{\text{мін}}$ – те ж за мінімальних на даній глибині тиску і температури;

ГВК – газоводний контакт;

ГКР – газоконденсатне родовище;

ГР – газове родовище;

K_r – коефіцієнт гідростатичності;

$K_{\text{пр}}$ – коефіцієнт пружності ВРГ;

K_c – коефіцієнт сухості газу;

М – загальна мінералізація води;

МЕ – мікроелементи;

МК – мікрокомпоненти;

НГПТ – надгідростатичний пластовий тиск;

ПВНС – природна водонапірна система;

РЛЕ – рідкісні лужні елементи;

РОР – розсіяна органічна речовина;

$T_{\text{пл}}$ – температура пласта;

Типи вод за класифікацією В. Суліна:

ГКН – гідрокарбонатнатрієвий;

СН – сульфатнатрієвий;

ХК – хлоркальцієвий;

ХМ – хлормагнієвий;

у.п. – умовне паливо;

C_1 – вміст метану в газі;
 C_{2+} – вміст гомологів метану в газі;
 $C_{\text{орг}}$ – органічний вуглець;
 H – гіпсометрична глибина;
 $P_{\text{газ}}$ – тиск розчиненого газу;
 $P_{\text{гир}}$ – тиск на гирлі свердловини;
 $P_{\text{пл}}$ – пластовий тиск;
 $P_{\text{уг}}$ – умовний гідростатичний тиск;
 R – коефіцієнт кореляції;
SYSAN – системний аналіз.
 Σ – сумарний вміст вуглеводневих газів;
 V – абсолютний вік порід.

ВСТУП

Нафтові й газові родовища є елементами природних водонапірних систем, які, своєю чергою, є складовими нафтогазоносних водонапірних басейнів [11]. Аналіз гідрогеологічних умовин нафтогазоносних водонапірних басейнів дозволяє отримувати об'єктивну інформацію, необхідну для з'ясування як теоретичних питань про шляхи, види, фазовий стан і час міграції нафти й газу, формування й особливості розміщення їх родовищ, так і практичних, спрямованих на виявлення гідрогеологічних і гідрогеохімічних ознак пластів або їх ділянок, де акумулюються вуглеводні.

До недавнього часу такий аналіз базувався переважно на матеріалах ВНБ, розташованих на суходолі. Пошуки нафтових і газових родовищ в Україні в акваторіях морів удоступнили порівняльний гідрогеологічний аналіз в межах нафтогазоносних ВНБ, розташованих частково на суші, а частково в акваторії, виявили специфіку останніх і уточнили гідрогеологічні ознаки їх газонафтоносності.

Актуальність досліджень. Північнопричорноморський ВНБ, що займає частину Кримського п-ова і прилеглої із заходу акваторії Чорного моря між Оріхово-Павлоградським та Одеським розломами відноситься до перспективних для пошуків газових і нафтових родовищ, але слабо вивчених регіонів. Особливо це стосується західної його частини, розташованої на шельфі західніше Євпаторійсько-Скадовського розлому. Якщо на суходолі, починаючи із 60-х років минулого століття в межах ВНБ відкрито 10 газових і 3 газоконденсатних родовища із запасами 18,4 млрд.м³ газу і 2,60 млн. т конденсату, то в акваторії з 1975 р. і до цього часу відкрито 6 газових і 2 газоконденсатних родовища із запасами 53,6 млрд. м³ газу і 2,64 млн. т конденсату [4]. Прогнозні ресурси акваторії ВНБ оцінюються у 793,4 млн. т у.п. [32], отже до цього часу розвідано тільки біля 7 %.

В акваторії Північнопричорноморського ВНБ, за попередніми даними, налічується більше ста різноманітних структур, що можуть містити поклади вуглеводнів, з числа яких останні встановлені на 8-ми з 16-ти, де велися пошуки [103, 139]. Коефіцієнт успішності 50 % дозволяє сподіватися на відкриття в акваторії ВНБ принаймні 50-и родовищ із середніми запасами 7,6 млрд.м³ кожне — разом 378 млрд.м³. Наведені цифри засвідчують велику перспективність регіону, що став пріоритетним для пошуків нафти й газу в Україні.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота тісно пов'язана з Національною програмою “Нафта і газ України” та науково-дослідницькими темами: № 594 “Розробити модель геологічної будови півдня та морських акваторій України з позицій сучасних геотектонічних концепцій (УкрДГРІ, 1998 р., державний реєстраційний № 0196U009677), № 674/3 “Виконати прогноз нафтогазоносності карбонатних відкладів верхньої крейди—палеоцену Криму, Північного Причорномор'я та прилеглої акваторії Чорного моря з метою виділення перспективних об'єктів для пошуків покладів вуглеводнів” (ЛВ УкрДГРІ, 1998—2000 р., державний реєстраційний № 0198U001386), № 825/1 “Пооб'єктний аналіз негативних результатів сейсмозв'язки в Південному нафтогазоносному регіоні та створення основи для вибору пріоритетних напрямків сейсмозв'язки” (ЛВ УкрДГРІ, 2001—2002 р., державний реєстраційний № 0199U002379) та ін.

Мета і задачі досліджень. Головною метою дослідження є наукове обґрунтування моделі формування, розміщення і збереження газових і газоконденсатних родовищ та гідрогеологічних і гідрогеохімічних ознак нафтогазоносності акваторії Північнопричорноморського ВНБ.

Цьому підпорядковані *задачі дослідження*—з'ясувати гідрогеохімічні, газогідрогеохімічні та термобаричні особливості акваторії; визначити природу і умовини формування підземних вод та

їх роль у газонагромадженні; виявити специфічні гідрогеологічні і гідрогеохімічні ознаки газових і газоконденсатних родовищ.

Об'єкт дослідження: газоносна акваторія Північнопричорноморського водонапірного басейну.

Предмет дослідження: гідрогеохімічні, газогеохімічні та геотермобаричні особливості акваторії Північнопричорноморського ВНБ і умовини утворення ГР і ГКР.

Методи дослідження: При дослідженні підземних вод застосовувалися методи хімічного, кількісного спектрального і атомно-абсорбційного аналізів в лабораторіях ДАТ “Чорноморнафтогаз”, ЛВ УкрДГРІ та ІГГГК НАН України і НАК “Нафтогаз України”. Газова хроматографія застосовувалася при аналізі газів в лабораторії ДАТ “Чорноморнафтогаз”.

Фактичний матеріалом для написання дисертації послужили дані випробування усіх наявних в акваторії та побережжі глибоких свердловин: макро- і мікрокомпонентні склади підземних вод, вільних та водорозчинених газів, газонасиченості підземних вод, результати вимірювань пластових температур і тисків. Використані тектонічні, структурні, літофаціальні карти, геологічні профілі, хімічні аналізи вод і газів тощо із фондів ЛВ УкрДГРІ, ІГГГК НАН України та НАК “Нафтогаз” України, ДАТ “Чорноморнафтогаз” (М.М.Багнюк, О.Т.Богаєць, Б.І.Денега, С.М.Захарчук, П.М.Мельничук, Б.М.Полухтович, І.М.Доленко (Ліхоманова), В.В.Колодій, І.П.Копач, М.І.Павлюк, О.Д.Штогрин та ін.).

Наукова новизна одержаних результатів. На основі узагальнення усього наявного матеріалу вперше:

- 1) з'ясовані гідрогеохімічні та газогідрогеохімічні особливості водоносних комплексів і пояснені особливості вертикальної гідро- і газогеохімічної зональностей акваторії Північнопричорноморського ВНБ.

- 2) доведена присутність в продуктивних пластах ГКР природних прісних і солонуватих вод неметеорного походження, витлумачена їх конденсаційна природа, спосіб утворення і генетичний зв'язок з покладами.
- 3) опрацьовані просторові моделі геотемпературних полів на геологічних зрізах і виявлена їх зумовленість літологічними, тектонічними і флюїдодинамічними факторами.
- 4) сукупністю геологічних, гідрогеологічних і геотермобаричних матеріалів обґрунтована модель формування ГР і ГКР не раніше пізньоміоценового часу шляхом субвертикальної міграції вільної газопарової системи (суміші) в зонах диз'юнктивної дислокованості пластів.

Основні положення, винесені на захист.

1. Гідрогеохімічна зональність інверсійного типу, що полягає у зменшенні з глибиною мінералізації солянок ЖК типу і появі менш мінералізованих вод СН і ГКН типів зумовлена особливостями літифікації теригенних і карбонатних водоносних комплексів при їх зануренні.

2. Газогеохімічна зональність, виражена послідовною заміною вверх по розрізу жирних (конденсатних) газів середніми, сухими і суперсухими зумовлена диференціюванням їх складів при міграції.

3. У зануреній частині акваторії панує гідродинамічний режим елізійних ПВНС.

4. Переважна частина підземних вод має усі гідрогеохімічні ознаки метаморфізованих у прямому і зворотньому напрямках таласогенних вод.

5. Наявний у підшві газових покладів ГКР прошарок слабо мінералізованих, інколи прісних, вод має конденсаційне походження.

6. Система гідрогеохімічних, газогеохімічних, геотермобаричних доказів свідчить, що акумуляції вуглеводневих газів у пастках

передувала їх пізньоміоценова субвертикальна міграція у вільній газопаровій фазі із високонагрітих (>250—300 °С) джерел утворення.

Практичне значення одержаних результатів. 1. Висновки дисертаційної роботи будуть використані при плануванні і проведенні геолого-пошукових робіт на північно-західному шельфі Чорного моря.

2. Запропоновані автором методики обробки гідрохімічних аналізів дозволяють розрізнити пластові води від техногенно змінених в процесі випробування.

3. Гідродинамічні і геотермічні карти можуть бути використані для обґрунтування технологічних параметрів буріння, розкриття й випробування пластів.

4. За умови отримання якісних проб пластових вод з успіхом може бути використаний запропонований комплекс гідрогеологічних і гідрогеохімічних ознак газоносності надр акваторії Північнопричорноморського ВНБ.

Особистий внесок здобувача полягає у зборі, систематизації й комплексній інтерпретації гідрогеохімічних, газогеохімічних, геотермічних і геобаричних матеріалів, опрацюванні графічних додатків та отриманні основних результатів роботи. У статтях, опублікованих зі співавторами здобувачеві належить аналіз матеріалів і написання текстів тієї їх частини, що стосується акваторії Північнопричорноморського ВНБ.

Апробація результатів дисертації. Основні результати роботи були представлені на:

1. Науково-практичній конференції “Нафта і газ України—96”, Харків, травень 1996 р.

2. 2nd International Symposium of the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area. Sile, Turkey, September, 1996.

3. 6-й Міжнародній науково-практичній конференції “Нафта і газ України—2000”, Івано-Франківськ, жовтень-листопад 2000 р.

4. Міжнародній конференції “Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов, Гурзуф, Крым, сентябрь, 2000 р.

5. Молодіжній науковій конференції “Наука про Землю—2001”, Львів, вересень 2001 р.

6. 3-й Міжнародній конференції “Крым—2001”, Гурзуф, вересень, 2001 р.

7. Міжнародній науковій конференції “Геологія горючих копалин України”, Львів, листопад, 2001 р.

8. XVII Конгресі Карпато-Балканської Геологічної Асоціації, Братислава, вересень 2002 р.

9. 4-й Міжнародній конференції “Крым-2002”, Гурзуф, вересень 2002.

Публікації. Матеріали дисертації представлені в 5-ти наукових статтях, опублікованих у фахових виданнях за геологічними спеціальностями та 11-ти доповідях і тезах доповідей на всеукраїнських конференціях та міжнародних конгресах, конференціях і симпозиумах.

Обсяг і структура роботи. Дисертація, викладена на 255 сторінках, складається із вступу, 8-ми розділів, головних висновків (137 сторінок), списку використаних джерел із 151 найменування на 14 сторінках, включає 74 рисунки на окремих сторінках та 34 таблиці, з яких 11 на 30 окремих сторінках.

В її основу лягли матеріали, опрацьовані під час навчання в аспірантурі ІГГГК НАН України (1995—1998) та дослідження, проведені у відділі регіональної геології Львівського відділення УкрДГРІ (з 1998 року).

Наукове керівництво роботою здійснював доктор геол.-мін. наук М.І.Павлюк, якому автор щиро вдячний.

Автор вважає приємним обов'язком висловити подяку співробітникам ЛВ УкрДГРІ та ІГГГК НАН України і НАК “Нафтогаз України” к.геол.мін.н. В.О.Федишину, к.геол.-мін.н. Б.М.Полухтовичу, к.геол.-мін.н. С.М.Захарчуку, к.геол.-мін.н. М.І.Спринському, О.Б.Денезі, І.П.Копачу, А.І.Олійник, О.Я.Пальчиковій за консультації, допомогу й підтримку при написанні і оформленні роботи, працівникам ДАТ “Чорноморнафтогаз” П.М. Мельничуку, С.М.Окуловському, Т.І.Мельничук, Ю.А.Гембару, Н.М.Герасименко, Л.В.Григоренко, Р.П.Манюк, Л.О.Скляр, Я.В.Соболь, У.У. Харахади за сприяння й допомогу у зборі первинного фактичного матеріалу.

РОЗДІЛ 1

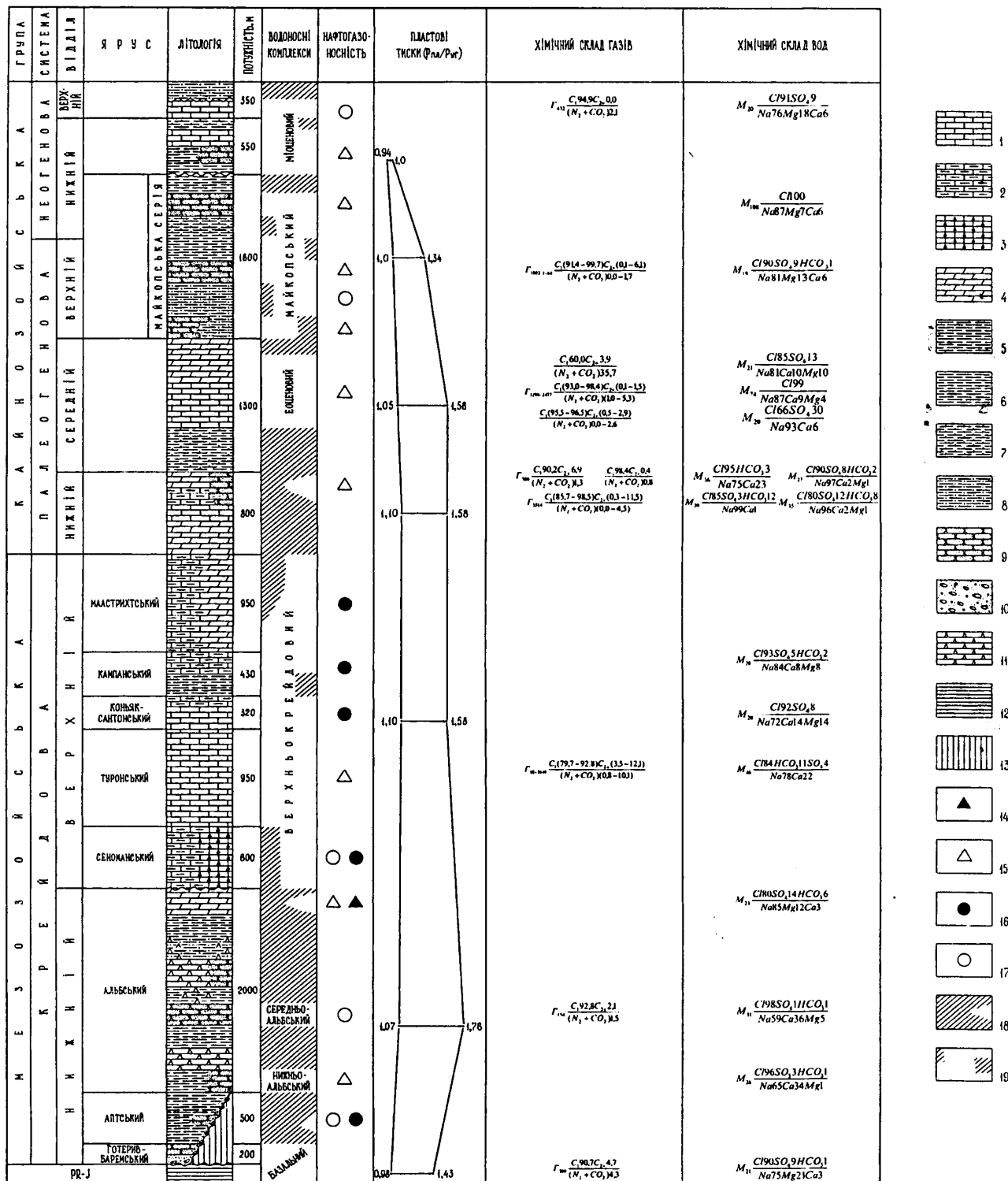
ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ПІВНІЧНОПРИЧОРНОМОРСЬКОГО ВОДОНАПІРНОГО БАСЕЙНУ

1.1 Геолого-гідрологічна стратифікація розрізу.

Стратиграфічне розчленування розрізу акваторії Причорноморського ВНБ наводиться, головним чином, за схемою, прийнятою в роботі [4]. Гідрологічна його стратифікація ґрунтується на літологічних, гідро- та газогеохімічних і гідродинамічних особливостях розрізу за результатами аналізу даних випробування свердловин.

Геологічний перетин акваторії ВНБ представлений різною мірою обводненими породами архею, протерозою та фанерозою. Тому, що виділення окремих витриманих по площі водоносних пластів неможливе внаслідок літологічної мінливості і впливу диз'юнктивної тектоніки на водопроникність і водотривкі властивості порід, характеристика підземних вод дається для великих за товщиною водоносних комплексів — базального (різновікового), нижньокрейдового (головно апт—альбського), палеоценового, еоценового та неогенового. Між двома останніми залягає, головним чином, водотривка глиниста товща майкопської серії олігоцен-ранньоміоценового віку, у якій зустрічаються проверстки алевролітів, дрібнозернистих пісків та пісковиків, найчастіше в її підшві і верхньокерлеутському горизонті. Це дає підставу розглядати товщу одночасно і як водоносний комплекс. Аналогічно товщею з невизначеними умовами водоносності, що не може бути віднесена повністю ні до водоносних, ні до водотривких, є карбонатний комплекс від сеноманського яруса до нижнього палеоцену, де флюїдодинаміка визначається наявністю тріщинно-кавернозних колекторів в масиві непроникних порід того ж літологічного типу (рис. 1.1).

Архейські й протерозойські метаморфічні й магматичні утворення розкриті свердловинами в північному Причорномор'ї у фундаменті Східноєвропейської платформи. Здогадно верхньокембрійські — нижньопалеозойські сланці та



Умовні позначення: 1 - вапняки, 2 - глинисті вапняки, 3 - вапняки з кременями. 4 - мергелі, 5 - аргіліти, 6 - глини, 7 - карбонатні глини, 8 - піскувато-алевритисті глини, 9 - пісковики, 10 - конгломерати, 11 - вулканогенні породи, 12 - докрейдові відклади, 13 - відсутність відкладів, 14 - нафтові поклади, 15 - газові поклади, 16 - нафтові прояви, 17 - газові прояви, 18 - регіональні водотривки товщі, місцями з проникними горизонтами, 19 - водоносні комплекси, місцями з властивостями водотривів.

Рис. 1. 1 Зведений гідрогеологічний розріз акваторії Північнопричорноморського газонафтоносного водонапірного басейну.

магматичні комплекси виявлені глибоким бурінням у складчастій основі Скіфської плити, переважно складеної палеозойськими (?), триасовими та, місцями, юрськими породами.

Головну частину платформового покриву ВНБ складають мезозойські і кайнозойські осадові породи, найбільша потужність яких, від 8 до 10 км, знаходиться в акваторії Чорного моря.

Мезозойські морські відклади триасу, юри і крейди розповсюджені у Причорномор'ї, Криму і на суміжному шельфі Чорного моря. У межах північно-західного шельфу Чорного моря середньо-верхньотриасові породи розкриті на Євпаторійській структурі, де представлені перешаруванням сірих до темносірих, дрібно-середньо- й різнозернистих пісковиків, піскуватих алевролітів і чорних слюдистих аргілітів, потужність яких перевищує 1288 м.

В Чорноморській акваторії до середньої юри належать породи, розкриті під крейдовими відкладами на Десантному, Іллічівському і Фланговому підняттях — темносірі, до чорних, аргіліти з проверстками сірих, до темносірих, дрібнозернистих пісковиків, зрідка алевролітів.

Породи титонського віку розкриті на Прадніпровській площі. Це сірі й темносірі алевритисто-піщанисті та органогенно-детритові вапняки і темносірі тонкозернисто-пелітоморфні мергелі з прошарками чорних та сірозелених аргілітів і, зрідка, сірих до світлосірих, грубозернистих, до гравійних, пісковиків. Їх розкрита товщина становить 164 м.

Теригенні утворення нижньої крейди у ВНБ розвинуті достатньо широко. Вони найчастіше неузгоджено залягають на різновікових породах — від архейських до юрських і неузгоджено ж перекриваються сеноманськими. В їх складі зустрічаються пісковики, але переважають аргіліти й алевроліти. На більшій частині акваторії в межах Скіфської плити глибини залягання покрівлі нижньокрейдових відкладів понад 3500 — 4000, а підшви понад 8000 м, тому вивчені вони дуже слабо.

У північній частині ВНБ і прилеглий акваторії верхньобаремські відклади відсутні і на складчастій основі безпосередньо залягають алевроліто-піщани

утворення неоком-аптського або навіть альбського віків — базальні шари, представлені пісковиками з прошарками грубоуламкових порід, алевролітів і глин, загальною потужністю до 350 м. Колектори порові, з відкритою пористістю 1,8—29,1%, проникністю $(100-500) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$. На ділянках глибшого залягання розповсюджені й тріщинні колектори. В акваторії ВНБ припливи води з докрейдових відкладів отримані в свердловинах Південнобортова-1, Іллічівська-2, Десантна -1, Каркінітська-1. Дебіти припливів коливалися від 0,24 до 90, а найбільший сягнув на самовиливі 664,3 м³/добу (св. Десантна-1). Базальні шари разом з доніжньокрейдowymi і породами ложа у зв'язку з недостатньою кількістю випробувань і слабкою вивченістю умовно об'єднані в один *базальний*, водоносний комплекс.

Породи-колектори нижньокрейдowych (альбських) відкладів представлені пісками й алевролітами з відкритою пористістю 3—47%. Їх проникність становить $(0,1—302) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ на бортах Північнокримського прогину та $(0,1—154) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ у північному Причорномор'ї, що свідчить про значну мінливість колекторських властивостей теригенних відкладів альбського яруса навіть на суміжних площах. Вулканогеннокластичні колектори малопористі (до 4%) й дуже слабкопроникні $(0,01-18) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$. Ця частина розрізу виділена у *нижньокрейдovий* водоносний комплекс, що відокремлюється від верхньокрейдovого аргілітовою або глинисто-мергельною субрегіональною водотривкою товщею пізньоальбського віку, середньою товщиною 400-600 м.

Пластові води з вуглеводневими ВРГ отримані при випробуванні нижньокрейдovого комплексу на Іллічівській (1,1 до 8,0 м³/добу), Південнобортовій (випробуваний разом з породами протерозою —3,4 м³/добу), Каркінітській (4,45 м³/добу), Прадніпровській (264 м³/добу). Нижньокрейдovі відклади майже повсюдно перекрыті породами сеноманського яруса верхньої крейди, у складі якого присутні водотривкі глинисті пачки.

Загалом проміжний між водотривким і водоносним *верхньокрейдovий* комплекс представлений вапняками й мергелями з прошарками пісковиків і алевролітів. Колекторські властивості порід зумовлені, головним чином,

вторинною тріщинуватістю і кавернозністю, інтенсивність яких змінюється по площі. За водністю ці відклади значно поступаються нижньокрейдовим. Припливи пластових вод не перевищують перших кубічних метрів за добу (Каркінітська, Штильова, Одеська площі), але в окремих випадках (Одеська, Падніпровська, Шмідтівська площі) їх дебїти становили відповідно 48,4; 216,0; 124,8 м³/добу. У багатьох випадках дебїти збільшувалися після соляно-кислотної обробки вибоїв свердловин. На деяких площах припливів флюїдів отримано не було (Центральна, Сельського, Гамбурцева).

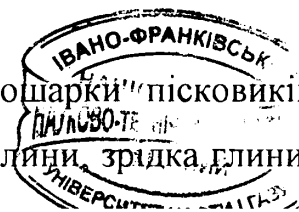
О.Д.Штогрин та ін. [143], В.Г. Омельченко [97] розглядають верхньокрейдові породи як водотривку регіональну покришку. Всередині комплексу хороші водотривкі властивості мають мергелі й глини сеноману, глинисті вапняки й мергелі кампану і маастрихту, що слугують верхнім водотривом комплексу.

Кайнозойські відклади, загальною товщиною понад 4500 м представлені, головним чином, вапняками й мергелями палеоцену, глинами й мергелями еоцену та переважно глинистими породами майкопської товщі олігоцен-нижнього міоцену. На них незгідно залягають глини, вапнисті глини й вапняки пізньоміоценового та пліоценового віку загальною товщиною до 900 м.

Палеоценовий водоносний комплекс у Північнокримському прогині складений вапняками, вапняковистими мергелями, загальною потужністю до 2000 м. На підняттях Голицина, Шмідта та інших у розрізі переважають вапняки й мергелі. Водозбагаченість порід коливається в дуже широких межах. В акваторії дебїти води змінювалися від 0,36 (Кримське ГР) до 99,4 м³/добу (Одеське ГР). При цьому 45% випробувань дали припливи від 1 до 5, 25% — від 5 до 10 і тільки 16% — понад 20 м³/добу. Деякі спроби викликати приплив флюїдів успіху не мали навіть після солянокислотних обробок вибоїв свердловин.

Добре вираженою водотривкою покрівлею палеоценового водоносного комплексу є широко розповсюджена глинисто-мергельна нижньоеоценова товща, потужністю до 500 м.

Водоносними породами **еоценового** комплексу є прошарки пісковиків і тріщинуваті мергелі. В нижній частині залягають вапнисті глини, зрідка, глинисті



мергелі, загальною товщиною 100-150 м, у середній переважно вапняки й мергелі, а у верхній — світлі мергелі, часом вапнисті аргіліти або глини. Загальна товщина комплексу 1200 – 1300 м. Пересічні дебіти свердловин не перевищують перших десятків кубічних метрів води за добу [55, 143]. На розвіdkово-пошукових площах і газових родовищах в акваторії припливи коливаються в межах 2,8—3,5 (Шмідтівське ГР), 5,4—17,0 (Безіменне ГР), 0,3 м³/добу (Кримське ГР).

Олігоцен-нижньоміоценовий (майкопський) комплекс, що неузгоджено перекриває еоценовий є типовим регіональним водотривом, складеним сірими й темносірими, переважно невапнистими або слабковапнистими глинами з окремими проверстками піщано-алевритових порід-колекторів у верхній і нижній частинах товщі. Ці проверстки відіграють дуже істотну роль як пласти-колектори посеред глинистої товщі. Водозбагаченість комплексу є локальною і невеликою, дебіти припливів не перевищують 4,0—4,5 м³/добу. Товщина майкопського комплексу сягає 1400 м.

Теригенно-карбонатні породи неогенової системи в обсязі середньо-міоценових і пліоценових утворень, товщиною до 900 м практично повсюдно залягають неузгоджено на давніших породах.

Неогеновий (баденсько-сарматський) водоносний комплекс також неузгоджено перекриває майкопські відклади. Він складений мушлевими, оолітовими та мікрозернистими вапняками, мергелями, пісковиками й пісками з непостійною водозбагаченістю. Припливи вод коливаються від одиниць на Одеському ГР до десятків на Прадніпровській площі, Архангельському ГР і навіть сотень кубічних метрів за добу на площах Сельського та Іллічівській.

Нижньопліоценові відклади представлені мушлевими та оолітовими вапняками, часом із проверстками глин і пісків, товщиною біля 10 м. У північно-західній частині акваторії, крім вапняків, розповсюджені глини, а далі на захід — морські й континентальні піщано-глинисті відклади товщиною до 100 м. Середньо- й верхньопліоценові породи представлені морськими глинами, пісками й пісковиками, товщиною до 200 м. Товщина морських четвертинних, переважно теригенних, порід рідко перевищує 50 м.

1.2. Тектоніка

Перші уявлення про геологічну будову півдня України склалися завдяки дослідженням А.П.Карпінського, А.Д.Архангельського, М.С.Шатського, К.І.Макова, М.В.Муратова, В.Г.Бондарчука, І.О.Брода та ін. Із нагромадженням нових даних вони суттєво уточнювалися, оприлюднювалися нові схеми тектонічного районування регіону в працях О.Т.Богайця, В.Є.Буряковського, М.Є.Герасимова, Г.А.Гаркаленка, В.В.Глушка, В.Л.Гуревича, Б.І.Деґеґі, Г.Н.Доленка, С.М.Захарчука, О.Ю.Каменецького, І.П.Копача, М.І.Павлюка, О.І.Париляка, Б.М.Полухтовича, Л.Г.Плахотного, Я.П.Маловицького, В.В.Соллогуба, О.С.Ступки, А.В.Чекунова, М.В.Чирвінської, П.Ф.Шпака, В.В.Юдіна та ін. [4, 20, 30, 103—106, 109, 123, 130, 150 та ін.].

Більшість дослідників розвиває погляди М.В. Муратова, який між краєм докембрійської Східноєвропейської платформи та альпійськими спорудами виділив область палеозойсько-ранньомезозойської складчастості — Скіфську плиту. Проте межі плити, вік її складчастої основи в окремих районах, глибинна будова, вплив фундаменту на формування структури осадового чохла, границі структурних елементів останнього та інші питання ще залишаються дискусійними. Особливо це стосується акваторії Чорного моря, яка почала інтенсивно вивчатися геофізичними методами і глибоким бурінням порівняно недавно.

В межах північно-західного шельфу Чорного моря, значна частина якого належить до Північнопричорноморського ВНБ розташовані дві великі структурно-тектонічні одиниці — відносно простої будови південний моноклінальний схил древньої Східноєвропейської платформи та епігерцинська Скіфська платформа — наймолодша й мобільна область зі складнішою тектонікою. В її межах виділяють [4, 19, 20, 106, 109, 123, 125, 130 та ін.] низку крупних тектонічних елементів 1-го порядку, що відрізняються за походженням, віком і ступенем метаморфізованості складчастих комплексів ложа, стратиграфічним віком осадового чохла, його структурою й історією геологічного розвитку.

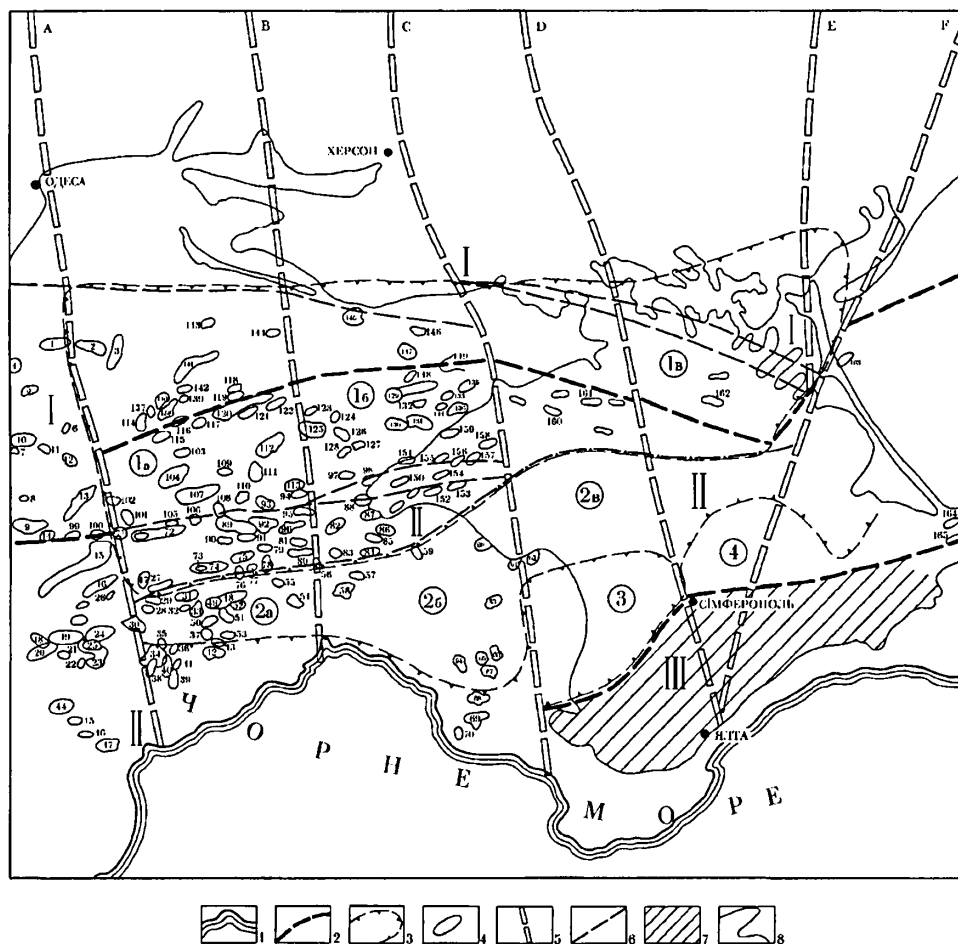
На заході тектонічні структури Північнопричорноморського ВНБ межують із Переддобрудзьким палеозойським прогином та Молдавською юрською западиною, які продовжуються на схід у межі північно-західного Чорноморського шельфу.

Найбільшим тектонічним елементом північно-західного шельфу Чорного моря в межах Північнопричорноморського нафтогазоносного ВНБ є Північнокримський мезокайнозойський прогин, в границях якого виділяються Михайлівська западина та Каркінітський блок. Західна центрикліналь прогину накладена на палеозойські платформові комплекси Переддобрудзького прогину, а східна замикається за межами шельфу трохи східніше м. Джанкой. Північний борт прогину майже цілком розташований на південному схилі Східноєвропейської платформи. На півдні він межує з Чорноморсько-Новоселівським підняттям, яке простягається в акваторію, утворюючи Чорноморсько-Каламітський вал (із західним Чорноморським і східним Каламітським блоками) (рис. 1.2).

У тектонічному відношенні західне Причорномор'я, північно-західний шельф Чорного моря та Рівнинний Крим тісно пов'язані, деякі їх ділянки мають схожу будову. Низка структурно-тектонічних елементів західного Причорномор'я продовжується на схід у межі шельфу, західна частина якого входить до складу Східноєвропейської платформи і має ті ж риси геологічної будови, що й прилегла суша. Східна частина шельфу розташована на Скіфській плиті і має з останньою спільні риси геологічної будови.

Складність геологічної будови цього регіону зумовлена високим ступенем тектонічної активності в зоні зчленування кратону й епігерцинської плити протягом усієї історії геологічного розвитку. Це проявилось неодноразовими перебудовами тектонічних планів і значною мірою ускладнило пізнання глибинної будови регіону. Тому до останнього часу у дослідників не склалося єдиного погляду на цю проблему. По різному проводяться границі окремих тектонічних елементів, розломи, не уніфіковані їх назви тощо.

Східноєвропейська платформа в межах Північнопричорноморського ВНБ



1 - Південна межа розповсюдження гранітно-метаморфічної кори; 2 - границі тектонічних елементів першого порядку; 3 - границі тектонічних елементів другого порядку; 4 - локальні структури; 5 - поперечні глибинні розломи; 6 - інші тектонічні порушення; 7 - територія Гірського Криму; 8 - берегова лінія. Латинськими буквами позначені розломи: А - Одеський, В - Кіровоградсько-Миколаївський, С - Євпаторійсько-Скадовський, D - Салгирсько-Октябрьський, Е - Білозерський, F - Оріхово-Павлоградський. Римськими цифрами позначені: I - древня Східноєвропейська платформа, II - молода епігерцинська Скіфська платформа, III - альпійська гірськоскладчаста споруда Гірського Криму. Арабськими цифрами в кружечках позначені: 1 - Північнокримський прогин (1а - Михайлівська западина, 1б - Каркінітський блок, 1в - Сиваський блок), 2 - Чорноморсько-Новоселівське підняття (2а - Чорноморський блок, 2б - Каламітський блок, 2в - Євпаторійсько-Новоселівський блок), 3 - Альмінська западина, 4 - Симферопольське підняття. Арабськими цифрами позначені локальні структури:

1 Дністровська, 2 З'їздівська, 3 Прадніпровська, 4 Скормна, 5 Алібейська, 6 Молодіжна, 7 Геофізична, 8 Ювілейна, 9 Катран, 10 Сундучна, 11 Мала-1, 12 Безіменна, 13 Одеська, 14 Світла, 15 Сергіївська, 16 Зональна, 17 Дружня, 18 Крайова-2, 19 Лунна, 20 Крайова-1, 21 Лунна-3, 22 Лунна-2, 23 Комсомольська, 24 Кальмар 1, 25 Мар'їнська, 26 Мала-2, 27 Ушакова, 28 Руслова, 29 Кварц, 30 Десантна, 31 Волна, 32 Кільцева-1, 33 Кільцева-2, 34 Дельфін, 35 Н40, 36 Ясна, 37 Останець, 38 Дельфін-1, 39 Прирозломна-2, 40 Дельфін-2, 41 Прирозломна-1, 42 Голубина, 43 Сонячна, 44 Лагуна, 45 Т-18, 46 Т-17, 47 Озерна, 48 Нахімова, 49 Зибка, 50 Кільцева-3, 51 Кільцева-4, 52 Кільцева-5, 53 Лучишта, 54 Іллічівська, 55 Корагова, 56 Берил, 57 С-33, 58 Карбишева, 59 Каламітська, 60 Донузлавська, 61 С-31, 62 С-32, 63 Євпаторійська, 64 Альмінська-4, 65 Альмінська-3, 66 - Альмінська-2, 67 Альмінська-1, 68 Вікторія, 69 Севастопольська, 70 С-30, 71 Кулісна, 72 Гамбурцева, 73 Кефальна, 74 Сельського, 75 Федорівська, 76 Бортова-3, 77 - Бортова-2, 78 - Бортова-1, 79 Східнофедорівська, 80 Агат, 81 Центральна, 82 Мартівська, 83 Західнотарханкутська, 84 Прибережна, 85 Тарханкутська, 86 Ювілярна, 87 Західномелова, 88 Західнооленівська, 89 Штормова, 90 Оливкова, 91 Дипломна, 92 Штільова, 93 Архангельського, 94 Східноархангельського, 95 Прибійна, 96 Кримська, 97 Надія, 98 Учбова, 99 Томська, 100 Херсонська, 101 Анчоус, 102 Осетрова, 103 Мирна, 104 Партизанська, 105 Бойка, 106 Прирозломна-1, 107 Южморгео, 108 Прирозломна-2, 109 Азимутальна, 110 Миколаївська, 111 Шельфова, 112 Українська, 113 Альбатрос, 114 Моноклінальна АТЗ, 115 Флангова, 116 Прометей, 117 Очаківська, 118 Піднасувна, 119 Ломоносова, 120 Голицинська, 121 Південнозахідноголицинська, 122 Південноголицинська, 123 Північношмідтівська, 124 К-61, 125 Шмідтівська, 126 Східношмідтівська, 127 Західночорноморська, 128 Південношмідтівська, 129 Каркінітська, 130 Західноміжводненська, 131 Міжводненська, 132 Рапан, 133 Бриз, 134 Парус, 135 Західнобакальська, 136 Східноміжводненська, 137 АТЗ-1, 138 Біогермина, 139 АТЗ-3, 140 Лиса, 141 Біостромна АТЗ, 142 АТЗ-2, 143 Тендрівська-2, 144 Західнотендрівська, 145 Тендрівська, 146 Дніпровська, 147 Скадовська, 148 Кіль, 149 Бакальська, 150 Оленівська, 151 Чорноморська, 152 Західнооктябрьська, 153 Октябрьська, 154 Краснополянська, 155 Карлавська, 156 Глібівська, 157 Кіровська, 158 Задорненська, 159 Міжводненська, 160 Серебрянська, 161 Тетянівська, 162 Джанкойська, 163 Стрілкова, 164 Південносиваська, 165 Владиславівська.

Рис.1.2 Схема тектонічного районування

Північнопричорноморського газонафтоносного водонапірного басейну
За матеріалами Г.К. Бондарчука, Б.І. Денєги, С.М. Захарчука, В.П. Клочка, І.П. Копача,
П.М. Мельничука, М.І. Павлюка, Б.М. Полухтовича, П.Ф. Шпака, опрацювала І.В. Колодій.

представлена південним схилом Українського щита, в межах якого дорифейський фундамент полого занурюється під осадовий чохол до сходу й південного сходу. За структурними особливостями і стратиграфічним обсягом осадового комплексу тут виділяють дві зони: Західнопричорноморську та Північнопричорноморську. Третя зона, При-азовська, знаходиться за межами басейну.

Західнопричорноморська зона до південного заходу плавно переходить у Переддобрудзький прогин, який характеризується наявністю у розрізі палеозойських відкладів, перекритих малопотужними товщами юри, крейди, палеогену й неогену.

Осадові відклади Північнопричорноморської зони представлені крейдовими й кайнозойськими відкладами, товщиною до 5000 м. Моноклінальне занурення платформового чохла ускладнене западинами й виступами, які добре проявляються у структурі фундаменту і слабо — мезокайнозойського чохла. У північній частині Чорноморського шельфу в нижньокрейдівих відкладах виявлені локальні підняття, амплітуда яких зменшується вгору по розрізу.

Скіфська плита відзначається складнішою геологічною будовою. В її межах виділяють кілька крупних тектонічних елементів, які відрізняються віком ложа, структурою, стратиграфічним діапазоном осадового чохла, генезою та історією формування. У західній та північнозахідній частинах плити, поза межами Північнопричорноморського ВНБ розташована складчаста споруда Добруджі та Переддобрудзький палеозойський прогин.

У Північнокримському прогині виділений Одесько-Джанкойський мезокайнозойський рифтогенний прогин [123], що охоплює північну частину Степового Криму та більшу частину північно-західного шельфу Чорного моря, включно з ділянками, розташованими західніше Одеського глибинного розлому. Прогин розташований над зчленуванням Східноєвропейської платформи й Скіфської плити. Це глибока депресія субширотного простягання, заповнена потужною, понад 8000 м, товщею крейдівих, палеогенових і неогенових відкладів. На заході палеорифт накладений на палеозойські комплекси східного

продовження Переддобрудзького прогину, на сході, приблизно на меридіані Арабатської стрілки, по розлому зчленовується з Північноазовським прогином.

За крейдово-палеогеновими відкладами Одесько-Джанкойський палеорифт є найглибшою, місцями грабеноподібною частиною крупної депресії, відомої під назвою Причорноморської западини. В основі прогину розташовані грабеноподібні структури, північна межа яких контролюється шовною зоною зчленування Східноєвропейської платформи і Скіфської плити. У найзануренішій частині Одесько-Джанкойського рифтогенного прогину, між Одеським та Миколаївським розломами виділяють два глибоких асиметричних грабени — Південноголицинський та Південно-михайлівський, розділені дещо піднятим складнопобудованим Центрально-михайлівським виступом [20].

З півночі Південноголицинський грабен обмежений смугою Голицинсько-Шмідтівських горстоподібних піднять. Така ж зона піднять — Сельського-Тарханкутська, обмежує Південномихайлівський грабен з півдня.

Глибоким бурінням будова осадового чохла Одесько-Джанкойського рифтогенного прогину вивчена слабо. Головним джерелом знань про її особливості є сейсмічні дослідження, зокрема метод відбитих хвиль – загальної глибинної точки (МВХ-ЗГТ). Про геологічну будову Північнопричорноморського ВНБ до глибин, досягнутих бурінням дають уявлення поздовжні й поперечні геолого-гідрогеохімічні профілі (рис. 1.3 — 1.5).

Найдавнішим седиментаційним комплексом в межах Рівнинного Криму і північно-західного шельфу Чорного моря є неокомсько—нижньоаптський, що майже повсюдно залягає в основі осадового чохла. Системою диз'юнктивних порушень він розчленований на блоки, в межах яких його товщина змінюється дуже мало. На палеопідняттях породи комплексу відсутні, а у палеопрогинах їх товщина досягає 300 – 400 м. На шельфі сейсморозвідкою у відкладах неокому—апту виявлені Шельфова, Гамбурцева, Сельського, Центральна та інші складки.

Седиментаційний комплекс верхнього апту—альбу із різкою кутовою незгідністю залягає на давніших відкладах, заповнює глибокі улоговини, де залягає гіпсометрично нижче за древніші породи на їх бортах. На місці системи

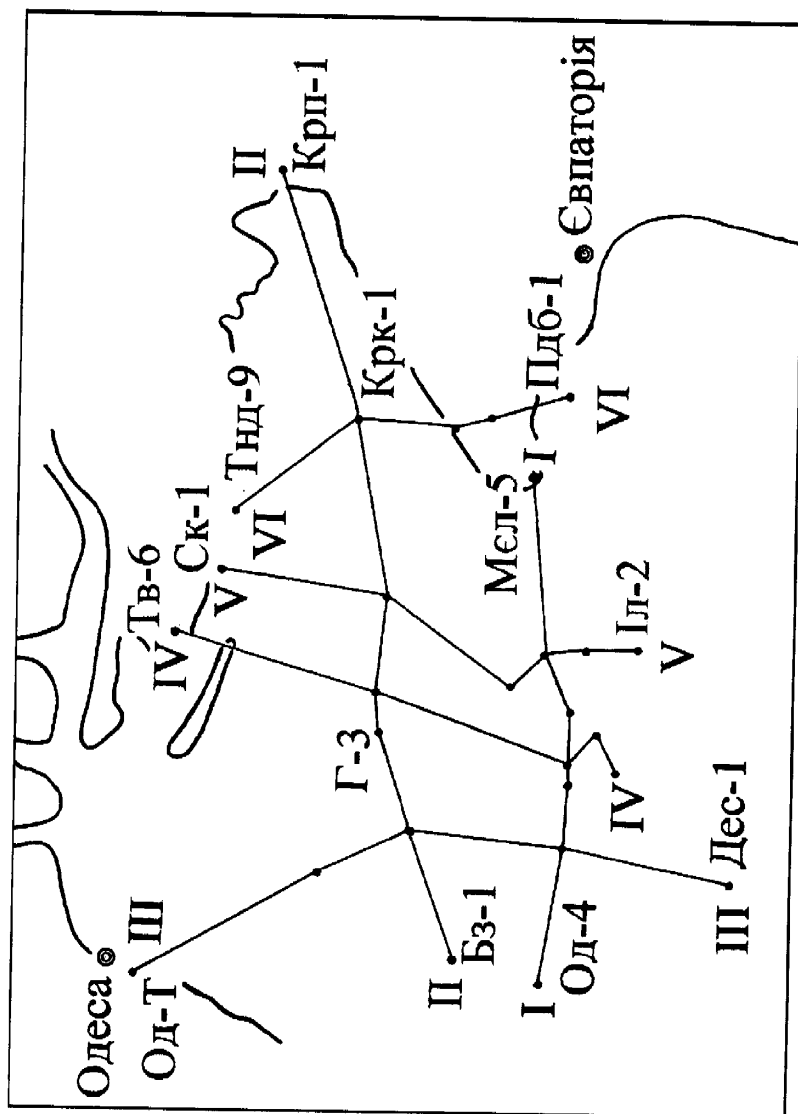


Схема розташування гелого - гідрогеохімічних перетинів до рис. 1. 3 - 1. 5.
 Бз - Безіменне ГР; Г - Голицинське ГКР; Дес - Десантна площа; Іл - Іллічівська площа;
 Крк - Каркінітська площа; Крп - Краснополянська площа; Мел - Мелова площа;
 Од - Одеське ГР; Од - Т - свердловина Одеська термальна; Пдб - Південноборгова площа;
 Ск - Скадовська площа; Тв - Таврійська площа; Тнд - Тендрівська площа.

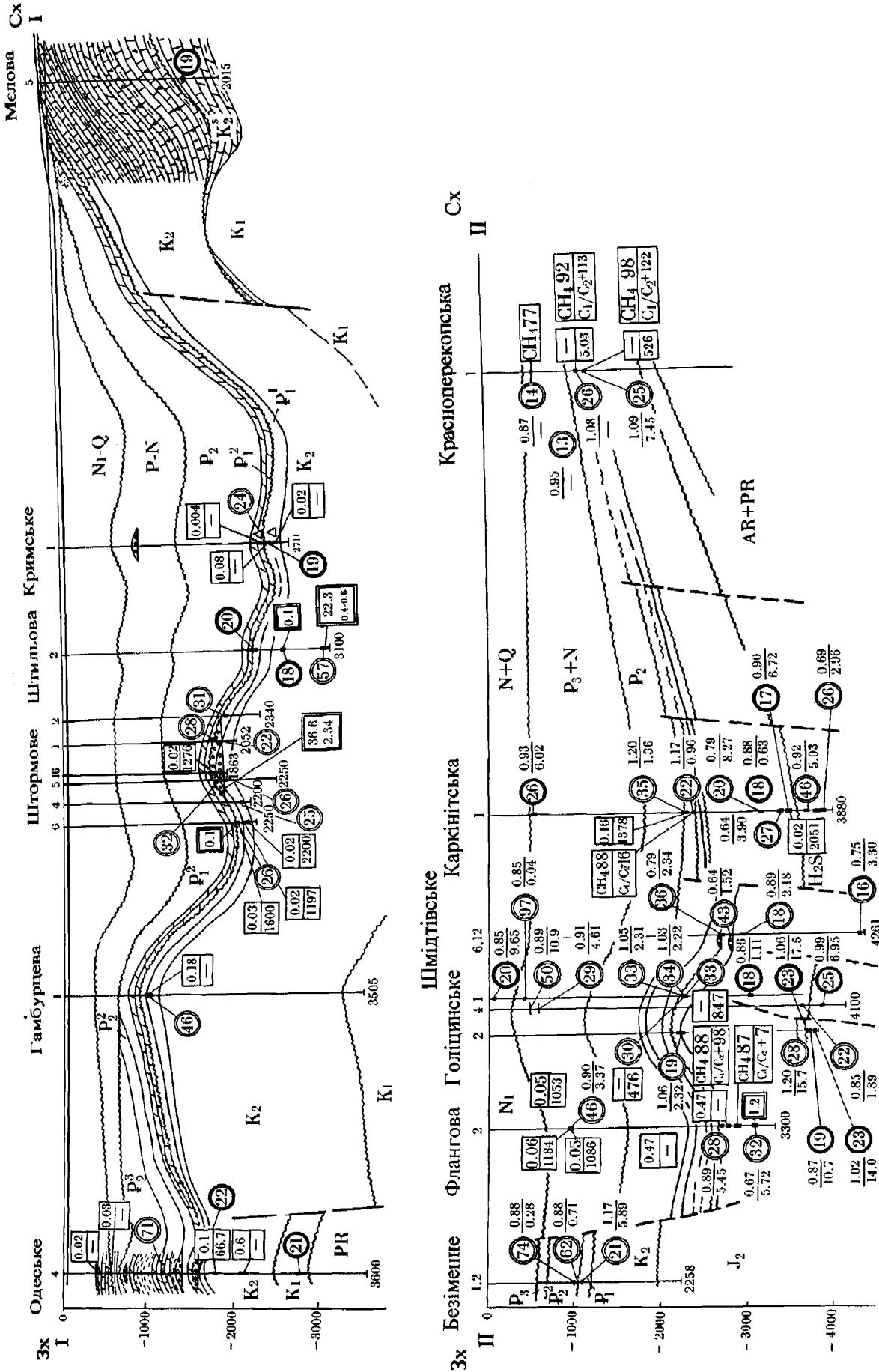


Рис. 1. 3 Геолого - гідрогеохімічні перетини I - I, II - II Північнолричорноморського ВНБ. Опрацювала І. В. Колодій (геологічна основа за С. М. Захарчуком, Б. М. Полухтовичем та ін.). Умовні позначення див. рис. 1.5

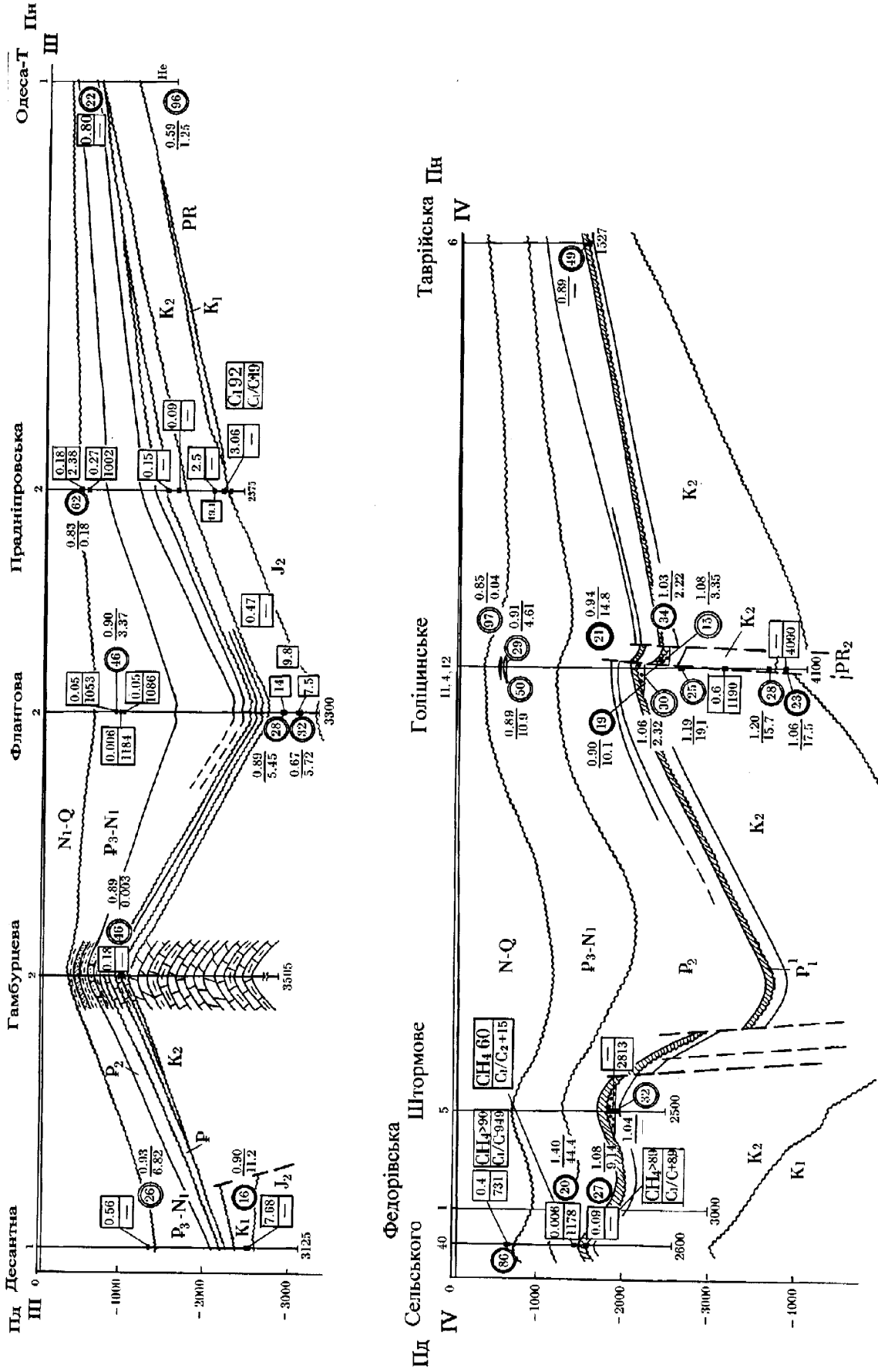


Рис. 1. 4 Геолого - гідрогеохімічні перетини III - III; IV - IV Північнопричорноморського ВНБ. Опрацювала І. В. Колодій (геологічна основа за С. М. Захарчуком, Б. М. Полухтовичем та ін.). Умовні позначення див. рис. 1.5.

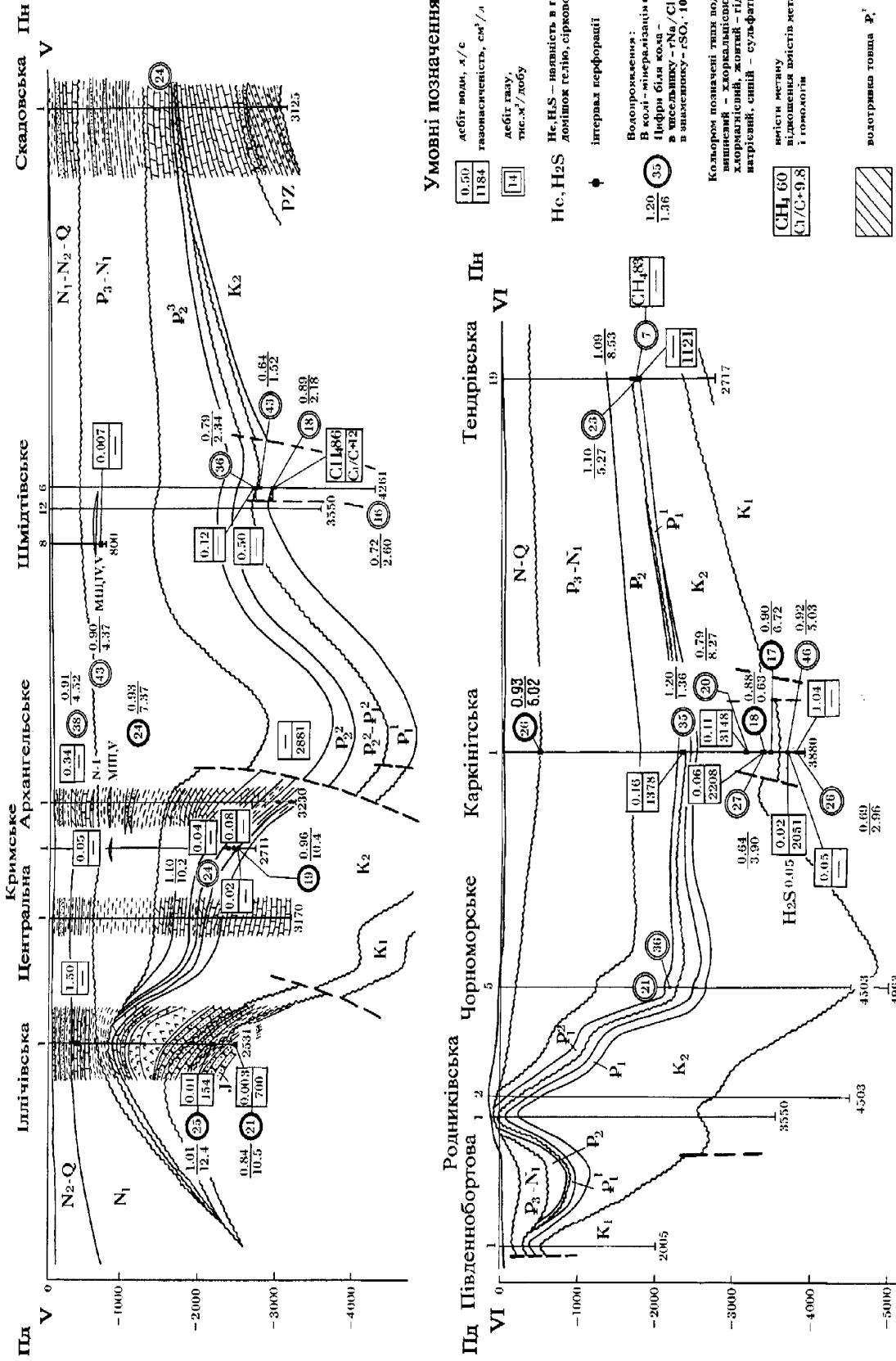


Рис. 1. 5 Геолого - гідрогеохімічні перетини V - VI, VI - VI Північнопричорноморського ВНКБ. Опрацювала І.В. Колодій (геологічна основа за С.М. Захарчуком, Б.М. Полухтовичем та ін.).

асиметричних грабенів, що існували у ранньокрейдовий час в південносхідній і центральній частинах шельфу наприкінці альбського часу утворився єдиний Одесько-Джанкойський рифтогенний прогин, найзануреніша частина якого розташовується над Михайлівською мульдою.

У південно-західній частині шельфу покрівля нижньокрейдових відкладів, ускладнена терасами і локальними підняттями, моноклінально занурюється на південь.

З кінця ранньокрейдового до кінця палеоценового часу в регіоні встановився пасивний тектонічний режим. У відкладах палеоцену чітко простежуються плікативні зони антиклінальних складок, виявлених у підшві сеноману, натомість диз'юнктивні порушення виражені значно слабкіше, що також засвідчує згасання у цей час тектонічної активності вздовж розломів. В структурі палеоценових відкладів розломи, які чітко виражені в древніших комплексах, проявляються у вигляді флексурних перегинів, яким в місцях максимальних згинів іноді властиві розриви і малоамплітудні зміщення верств.

Седиментаційні комплекси, що залягають вище — еоценово-нижньоміоценовий (майкопський) та неогеново-антропогеновий майже не дислоковані диз'юнктивно. Вони утворюють найбільш занурену центральну частину Одесько-Джанкойського палеорифтового прогину, де ці комплекси утворюють пологу синеклізу.

Виявлені у платформовому чохлі прогину локальні антиклінальні підняття переважно групуються в зони, орієнтовані вздовж субширотних розломів, більшість з яких має продовження на суші. Найпівнічніша зона локальних складок об'єднує підняття Голицина, Шмідта, Каркінітське. В зоні Михайлівського розлому на півночі виділяється лінія складок: Архангельського, Західнооленівська, Оленівська, Карлавська, з яких дві останні розташовані на суші. Вздовж південного крила розлому групуються підняття Гамбурцева, Штормове, Штильове, Прибійне, по простяганню яких на суші розміщуються Мелове, Західнооктябрське, Глібівське, Єлизаветинське підняття. Аналіз потужностей відкладів свідчить, що формування підняття Гамбурцева,

Штормового проходило в кайнозої на місці Південномихайлівського грабена. Локальні підняття Сельського, Центральне, Тарханкутське сформувались вздовж Чорноморсько-Каламітської розломної зони.

Каламітсько-Центральнокримська зона підняття охоплює Чорноморсько-Каламітський вал, розміщений в межах Чорного моря і підняття центральної частини Рівнинного Криму. На північному заході вал кулісоподібно зчленується з валом Губкіна. Крім Чорноморсько-Каламітського валу в названу зону підняття в межах Рівнинного Криму входить Новоселівське підняття, що простягається широтно від Каламітської затоки до центральної частини Рівнинного Криму.

За даними сейсмозв'язки та глибокого буріння у нижньокрейдових відкладах виявлено декілька локальних складок, орієнтованих переважно на північний захід і захід-північний захід. Найчіткіше виражена Тарханкутська структура в Чорному морі.

Чорноморсько-Каламітський вал на півночі по системі розломів переходить у Одесько-Джанкойський (Північнокримський) рифтогенний прогин, а його південний борт — у Альмінську западину і західніше зливається з континентальним схилом. У східній частині валу розташоване Євпаторійське підняття, західніше якого локалізується зона Іллічівських підняття, що включають брахиантиклінальні складки Карбишева, Нахімова й Іллічівську. Між Євпаторійським та Іллічівським підняттями вал розширюється, склепінна його частина виположується і ускладнюється малоамплітудними структурними виступами. Потужності осадового чохла тут складають 1200 – 1700 м, західніше, на Іллічівській площі, вони збільшуються до 2300 – 2500, а на перикліналі, західніше підняття Нахімова досягають 4000 м. Порівняно з північними й західними районами осадовий чохол Чорноморсько-Каламітського валу має зредуковану товщину за рахунок виклинювання на північному борті нижньої частини відкладів сеноману й турону, розмиву відкладів данію-маастрихту та виклинюванню еоценових та нижньої частини олігоценних відкладів. Бурінням на Іллічівській площі встановлена наявність ефузивних порід ранньокрейдового віку.

Альмінська западина відділяє західну частину мегантиклінорію Гірського Криму від Новоселівського та Євпаторійського підняття. Вона складена крейдовими, палеогеновими і неогеновими відкладами, загальною потужністю 1500 – 2700 м. Западина розкривається на захід у бік глибоководної частини Чорного моря. В її будові суттєву роль відіграють кам'яновугільні й пермські відклади. У північній частині западини припускають наявність верхньопротерозойських утворень. Аналіз потужностей нижньокрейдових порід свідчить про те, що в осьовій частині западини було палеопідняття, яке розташовувалося в межах Чорного моря західніше сучасного Кримського півострова. Западина сформувалася, головним чином, в палеогеновий і неогеновий періоди, одночасно із орогенезом у Гірському Криму. Будова її осадового покриву ускладнена невеликими, часто незамкненими локальними підняттями та вузькими прирозломними складками.

Висновки:

1. Північнопричорноморський ВНБ розташований між південним схилом Українського щита на півночі, глибоководною западиною Чорного моря на півдні, Одеським розломом на заході та Оріхово-Павлоградським на сході. Його головними структурними елементами є схил Східноєвропейської платформи, Північнокримський прогин та Чорноморсько-Новоселівське підняття.
2. У розрізі басейну виділяються базальний (протерозой, юра, готерив—барем, апт), нижньокрейдовий (апт-альбський) теригенні, верхньокрейдовий, палеоценовий, еоценовий карбонатні, майкопський теригенний та неогеновий (міоценовий) карбонатно — теригенний комплекси. Соленосні відклади у розрізі відсутні.
3. Верхньокрейдовий та майкопський комплекси одночасно є регіональними водотривами, тому, що водоносність першого визначається наявністю зон тріщинуватості порід, які поза цими зонами є водотривкими, а другий складений переважно глинистими водотривкими породами, але серед них розповсюджені малопотужні водо- і газоносні пласти алевролітів і пісковиків.

РОЗДІЛ 2

НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ АКВАТОРІЇ ПІВНІЧНО-ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО ВНБ

В межах Північнопричорноморського нафтогазоносного ВНБ виділяють декілька нафтогазоносних і перспективно—нафтогазоносних комплексів, що загалом відповідають виділеним вище водоносним—юрський, нижньокрейдовий, верхньокрейдовий, палеоценово-еоценовий, олігоценово-нижньоміоценовий (майкопський) і середньоміоценово-пліоценовий. Обґрунтуванню їх нафтогазоносності присвячена велика кількість публікацій [4, 5, 7, 17, 19, 36, 37, 89, 109 – 111, 113, 116, 124, 139 та ін.].

Юрський перспективно-нафтогазоносний комплекс розповсюджений в центральній та південній частинах Північнопричорноморського ВНБ, де відповідні відклади розкриті на Фланговій, Прадніпровській, Десантній та Іллічівській площах, але його промислова нафтогазоносність до цього часу в регіоні не встановлена ще ніде (рис. 2.1). В розрізі комплексу (верхня юра) присутні вапняки, пісковики й алевроліти з пористістю 9—25% і проникністю $91,5 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$. В акваторії у юрських відкладах виявлені підняття Карбишева, Сундучне, Шатського.

Нижньокрейдовий нафтогазоносний комплекс в акваторії розвіданий недостатньо. Він розкритий свердловинами тільки на Прадніпровській, Голицинській, Шмідтівській, Каркінітській, Іллічівській та Євпаторійській площах. Товщина нижньокрейдових відкладів у цих свердловинах змінюється від 25 до 394 м. Неоком — аптські породи-колектори представлені пачками пісковиків і алевролітів, загальна кількість яких зростає на південь. Відкрита пористість порід-колекторів коливається в дуже широких межах — від 1,8 до 29,1%, інтергранулярна проникність досягає $0,987 \text{ мкм}^2$. Флюїдотривкою субрегіональною товщею служить нижньоальбська, складена, переважно, аргілітами, зрідка глинистими мергелями. Ширше розповсюджені субрегіональні

глинисті товщі середньоальбського та верхньої частини верхньоальбського під'ярусів. Промислова нафтогазоносність комплексу в акваторії не встановлена.

Верхньокрейдові карбонатні та глинисто-карбонатні відклади переважно характеризуються порово-тріщинними і порово-тріщинно-кавернозними колекторами. Локально ці породи характеризуються хорошими ємнісно-фільтраційними властивостями, зате часто відсутні флюїдотривкі породи. Густина вапняків і мергелів коливається в межах 2000 – 2770 кг/м³, відкрита пористість від 0,3 до 18,9%, інтергранулярна проникність становить 0,001·10⁻³, а тріщинна 10·10⁻³ мкм². На шельфі розвіданий газоконденсатний поклад у маастрихтських відкладах підняття Шмідта, де з інтервалу 2917-2982 м через 10 мм штуцер отриманий приплив газу з дебітом 123,9 тис. м³/добу, 19,2 т/добу конденсату та 124,8 м³/добу води. Гадають, що приплив води пов'язаний із заколонним її перетіканням із водоносного горизонту, з глибини, орієнтовно, 3660 м. На суші у цих відкладах розвідані невеликі поклади на Срібнянському і Октябрьському нафтових родовищах та отримані непромислові припливи на Міжводненській, Карлавській та Родниківській площах.

З одного боку погані екрануючі властивості порід не сприяють нагромадженню й збереженню великих газових покладів, а з іншого боку на тих ділянках акваторії, де верхньокрейдова товща слабкотріщинувата і є флюїдотривкою, погіршуються колекторські властивості порід. Таким чином сприятливе для нафтогазонагромадження поєднання у розрізі верхньої крейди колекторів та покришок в межах акваторії зустрічається рідко, у зв'язку з чим перспективи їх нафтогазоносності оцінюються не надто високо. Разом з тим у сеноманських вапняках підняття Лебідь на румунському шельфі (за межами Північнопричорноморського ВНБ) відкриті нафтові родовища.

Палеоценово-еоценовий нафтогазоносний комплекс на північно-західному шельфі Чорного моря відносно добре вивчений. З палеоценовими карбонатними утвореннями пов'язуються сподівання на відкриття нових газоконденсатних родовищ. Колектори тіщинно-порового типу, з густиною 1270-2640 кг/м³, відкритою пористістю 1,0 – 47,8% (з переважаючими значеннями 10 – 20,

місцями 25 – 30%). Інтергранулярна проникність вапняків дуже низька, до $1 \cdot 10^{-3}$, в окремих зразках до $4,9 \cdot 10^{-3}$ мкм². За рахунок відкритих тріщин проникність підвищується до 0,218 мкм², але тріщини орієнтовані вертикально, часто заповнені глинистим матеріалом або кальцитом. Колекторами порового типу є пісковики з густиною 1680 – 2480 кг/м³, пористістю 5,6 – 35,8%, проникністю $(1-1005) \cdot 10^{-3}$ мкм². Переважають високопористі і проникні різновиди, про що свідчать великі припливи води, які сягають, як правило, сотень кубічних метрів за добу. З палеоценово — еоценовим комплексом пов'язана низка газових родовищ Рівнинного Криму. В акваторії вже розвідано 8 газових і газоконденсатних родовищ — Голицинське, Південноголицинське, Шмідтівське, Кримське, Архангельського, Штормове, Одеське та Безіменне. (див. рис. 1.2 – 1.5, 2.1 – 2.3). Палеоценові вапняки на цих родовищах перекриті потужною, від 20-30 до 150 м, екрануючою глинистою покришкою нижнього еоцену.

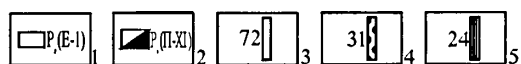
Олігоценно-нижньоміоценовий (майкопський) нафтогазоносний комплекс є регіонально газоносним. З ним пов'язані промислові поклади вуглеводневих газів у Передкавказзі, на Керченському півострові та акваторіях Азовського й Чорного морів. В межах акваторії Північнопричорноморського ВНБ у майкопському комплексі розвідано 5 газових родовищ: Архангельського, Голицинське, Південноголицинське, Кримське, Шмідтівське. Продуктивність комплексу залежить від наявності у розрізі достатньо потужних і витриманих по площі прошарків або пачок піщано-алевритових колекторів. Останні тяжіють до підшви комплексу і верхньокерлеутського горизонту. Загальна їх товщина змінюється у широкому діапазоні — від відсутності до 150 – 200 м, відкрита пористість від 4,6 до 30%, проникність становить $(0,1 - 642,6) \cdot 10^{-3}$ мкм². Оскільки майкопська товща є, головним чином, водотривкою, то надійні покришки тут розвинуті повсюдно. У процесі розкриття товщі свердловинами скрізь відзначаються газопрояви. Північнозахідний шельф Чорного моря належить до районів стабільного розповсюдження піщано-алевритових порід у розрізі майкопської серії.

Середньоміоценово — пліоценовий (неогеновий) нафтогазоносний комплекс розповсюджений тільки в акваторії Чорного моря. У середньоміоценових відкладах розвіданий газовий поклад на родовищі Архангельського. Найцікавішими з огляду нафтогазоносності є баденські органогенно-детритові черепашняки, оолітові вапняки, мергелі, рідше пісковики й алевроліти. Їх густина коливається в межах 1630—2530 кг/м, пористість 6,1—37,7%, проникність $(0,05—492) \cdot 10^{-3} \text{мкм}^2$. Теригенно-карбонатні породи з добрими колекторськими властивостями повсюдно перекриті нижньосарматськими глинами, товщиною від 40 до 200-300 м. Баденські відклади відзначаються високою газонасиченістю, що зафіксовано на Голицинському піднятті і свідчить про високі перспективи цього комплексу на північно-західному шельфі Чорного моря.

Акваторія Північнопричорноморського нафтогазоносного ВНБ належить до Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області, що є західним закінченням Кримсько-Мангишлацької нафтогазоносної провінції [52]. Ґрунтуючись на особливостях будови і просторового розміщення покладів газу і газоконденсату в межах акваторії Північнопричорноморського ВНБ з урахуванням наявних схем районування нами виділені такі нафтогазогеологічні райони: I — Таврійсько—Каркінітський перспективний газonosний; II— Михайлівсько—Тарханкутський газонафтоносний; III—Західночорноморський нафтогазоносний; IV — Чорноморсько—Каламітський перспективний нафтогазоносний (рис. 2. 3).

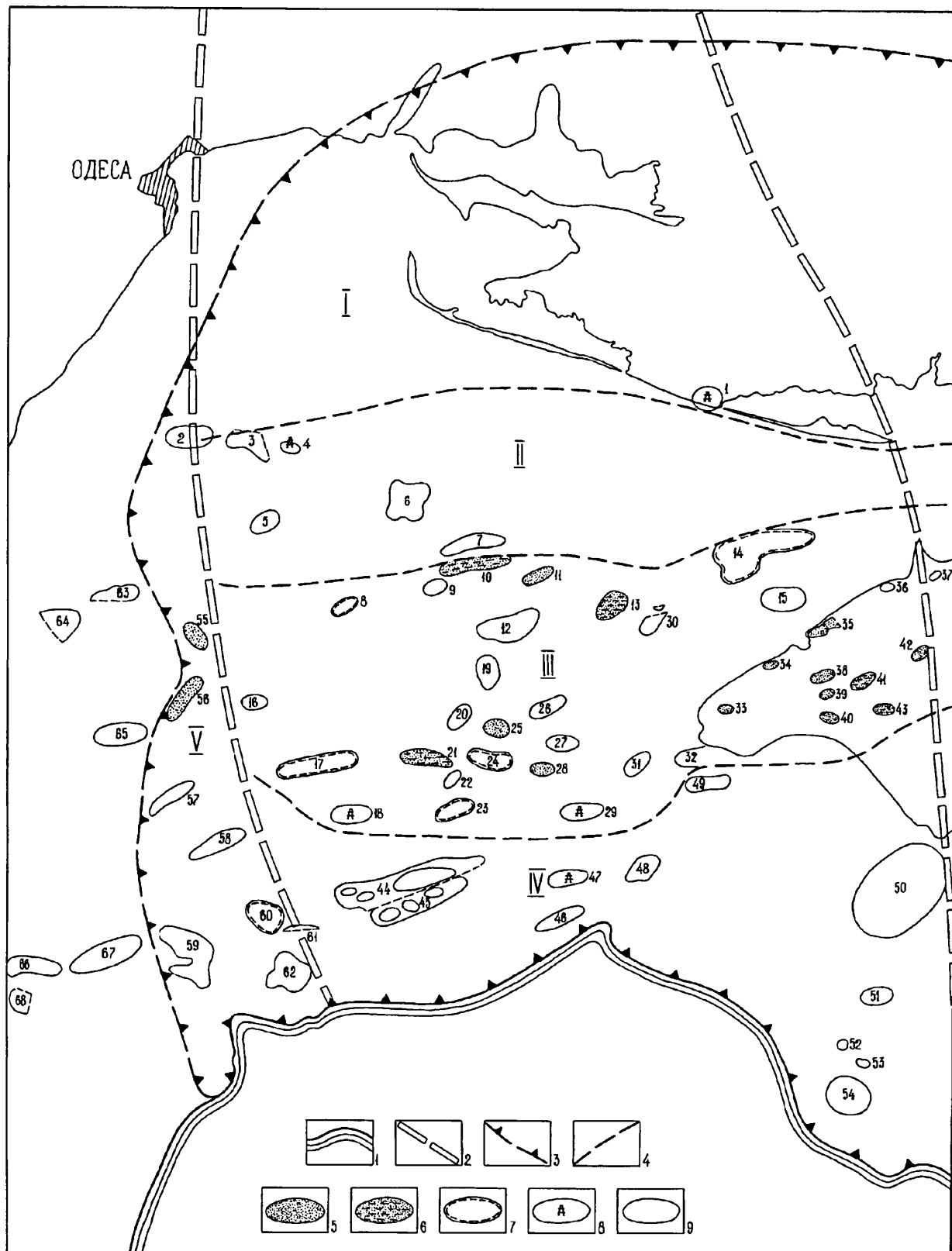
В акваторії Північнопричорноморського ВНБ виявлено понад 100 локальних піднять і неантиклінальних пасток, переважно середніх і дрібних. Лише деякі з них займають площу від 80 до 350 км². Здебільша це прирозломні складки похованого або наскрізного типу. Їм властиві найбільші розміри у крейдових і палеогенових відкладах, а в майкопських і неогенових вони згасають. В них розвинуті пастки склепінного типу, часто ускладнені диз'юнктивними порушеннями, що виконують роль екранів для покладів [107,118 та ін.]. Неантиклінальні пастки представлені лінзовидними тілами — барами, рифами, затокоподібними зонами виклинювань колекторів тощо. Додаткові труднощі при

глибина м	РОДОВИЩА ГАЗОВІ (ГР)				І ГАЗОКОНДЕНСАТНІ (ГКР)			
	ОДЕСЬКЕ ГР	БЕЗІМЕННЕ ГР	ГОЛЩИНСЬКЕ ГКР	ПІВДЕННОГОЛЩИНСЬКЕ ГР	ШМІДТІВСЬКЕ ГКР	АРХАНГЕЛЬСЬКЕ ГКР	ШТОРМОВЕ ГКР	КРИМСЬКЕ ГР
500			108					
1000	□ P ₁ (E-1)		□ P ₁ -N ₁ (III-IV) 50 □ P ₁ -N ₁ (V) 22	□ P ₁ -N ₁ (III) 38 □ P ₁ -N ₁ (V) 38	□ P ₁ -N ₁ (III-IV) 47 □ P ₁ -N ₁ (V) 47	□ N ₁ 38-43 □ P ₁ -N ₁ (III) 20 □ P ₁ -N ₁ (V) 24		□ P ₁ -N ₁
1500	72 □ P ₁ '(ВП) 22	□ P ₁ '-P ₁ ' 21-26 62						
2000	□ P ₁ '(НП)						■ P ₁ (II-XI) 32	
2500			■ P ₁ (II-XI) 19 15-34 9-19					
3000					■ P ₁ (II-XI) 31 36-43 ■ K ₁ 18			
						■ P ₁ (II-2)		



1- газові поклади; 2- поклади газу з конденсатом, поруч вказаний стратиграфічний горизонт та номенклатура покладу; символами зображені типи вод: 3 - хлоркальцієвий; 4 - гідрокарбонатнонатрієвий; 5 - хлормагнієвий.
Цифри зліва від символа - мінералізація, г/л.

Рис. 2.2 Промислові поклади газу і газоконденсату та супутні їм підземні води родовищ Північнопричорноморського водонапірного басейну



I - Таврійська перспективна газоносна зона; II - Північнокаркінітська перспективна газоносна зона;
 III - Михайлівсько-Тарханкутська нафтогазоносна зона; IV - Чорноморсько-Каламітська перспективна
 газоносна зона; V - Західночорноморська нафтогазоносна зона.
 1 - брівка шельфу; 2 - поперечні глибинні розтоми; 3 - границя водонапірного басейну;
 4 - межі газонафтоносних зон; 5 - ГР; 6 - ГКР; 7 - площі на яких проводяться пошуково розвідувальне буріння;
 8 - площі на яких пробурені глибокі свердловини; 9 - окремі підняття.

Рис.2.3 Схема нафтогазогеологічного районування акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

Масштаб 1:500 000

Опрацювали В.В.Колодій, І.В.Колодій, 2002.

Список структур.

1 - Тендрівська, 2 - Дністровська, 3 - З'їздівська, 4 - Прадніпровська, 5 - Погранична, 6 - Біостромна, 7 - Північноголицинська, 8 - Флангова, 9 - Південнозахідноголицинська, 10 - Голицинське ГКР, 11 - Південноголицинське ГР, 12 - Бортова, 13 - Шмідтівське ГКР, 14 - Каркінітська, 15 - Міжводненська, 16 - Осетрова, 17 - Гамбурцева, 18 - Сельського, 19 - Шельфова, 20 - Миколаївська, 21 - Штормове ГКР, 22 - Дипломна, 23 - Федорівська, 24 - Штильова, 25 - Архангельське ГКР, 26 - Альбатрос, 27 - Прибійна, 28 - Кримське ГР, 29 - Центральна, 30 - Східношмідтівська, 31 - Мартівська, 32 - Західномєлова, 33 - Оленівське ГКР, 34 - Чорноморське ГКР, 35 - Ярилгацьке ГР, 36 - Північна, 37 - Славненська, 38 - Карлавське ГР, 39 - Краснополянське ГР, 40 - Західнооктябрське ГКР, 41 - Глібівське ГКР, 42 - Задорненське ГР, 43 - Октябрське ГКР, 44 - Нахімовська, 45 - Корніловська, 46 - Південнокаламїтська, 47 - Іллічівська, 48 - Карбишева, 49 - Тарханкутська, 50 - Євпаторійська, 51 - Альмінська, 52 - Форум, 53 - Вікторія, 54 - Севастопольська, 55 - Безіменне ГР, 56 - Одеське ГР, 57 - Н – 58, 58 - Зональна, 59 - Комсомольська, 60 - Десантна, 61 - Н – 53, 62 - Дельфін, 63 - Сундучна, 64 - Шатського, 65 - Катран, 66 - Олімпійська, 67 - Крайова, 68 - Нептун.

пошуках покладів створює часте неспівпадіння структурних планів різновікових утворень, визначення зон розповсюдження колекторів тріщинного типу, зокрема у верхньокрейдовому комплексі.

Загалом перспективи газонафтоносності більшої частини розрізу акваторії Північнопричорноморського ВНБ оцінюються достатньо високо, особливо палеоценових і майкопських газоводоносних комплексів.

Висновки:

1. В акваторії Північнопричорноморського ВНБ газові поклади встановлені у більшості водоносних комплексів — від верхньо-крейдового до неогенового.
2. Поклади нафти в акваторії басейну до цього часу не встановлені, але при випробуваннях пластів відзначалися нафтопрояви.
3. Газоконденсатні поклади приурочені до карбонатних нижньопалеоценових (Голицинське, Шмідтівське, Штормове родовища) і маастрихтських (Шмідтівське родовище) відкладів.
4. В юрських і нижньокрейдових відкладах промислові поклади вуглеводнів в акваторії до цього часу не встановлені. Продуктивними можуть бути пісковики неокому—апту та вулканогенно—кластичні породи альбу, що залягають на економічно виправданих і технічно доступних глибинах.
5. Усі промислові поклади газу, незалежно від віку вміщуючих порід, залягають на глибинах понад 500 м, газоконденсатні — глибше 1800 м. Найглибшим з розкритих є поклад в горизонті П-ХІ Архангельського ГКР, на якому приплив газу отриманий з інтервалу 2973-3117 м.

РОЗДІЛ 3

ГІДРОГЕОХІМІЧНІ УМОВИНИ АКВАТОРІЇ ПІВНІЧНО-ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО ВНБ

3.1. Фактичний матеріал та методика його опрацювання

З'ясування гідрогеохімічних умовин акваторії Північнопричорноморського ВНБ ґрунтується, головним чином, на опрацюванні аналітичних визначень хімічного й газового складів вод, виконаних в лабораторіях ДАТ "Чорноморнафтогаз", ЛВ УкрДГРІ, ІГГК НАН України і НАК "Нафтогаз України" та літературних джерелах.

Гідрогеохімічні дослідження, що проводилися протягом минулих 50-и років, стосувались виключно об'єктів, розташованих в межах Причорномор'я і Кримського півострова [2, 6, 9, 15, 18, 21, 34—37, 41, 48, 50, 55, 57—59, 75, 82—85, 95, 96, 119, 132, 140 — 145 та ін.]. Низка праць, присвячених підземним водам акваторії ВНБ опублікована тільки в останнє десятиріччя [60 — 70, 98].

Опрацьовувалися аналізи проб води, отриманих при випробуванні в обсадних трубах флюїдонасичених об'єктів в діапазоні глибин від 70 до 4270 м, і стратиграфічному інтервалі від протерозою до пліоцену (табл.3.1—3.3).

Випробування свердловин на приплив пластових флюїдів проводилися заміною промивного розчину технологічною морською водою та наступним зниженням її рівня. За незначних дебітів припливу та нетривалому дренажуванні із свердловини отримували суміші пластової й морської води. Щоби дістати за таких умов пластову воду без домішок технологічної необхідне тривале дренажування пласта, доки не буде видобута кількість води, рівна принаймні трьом об'ємам свердловини, як це рекомендується методиками гідрогеологічних досліджень [89]. За припливу, наприклад, 0,25 м³/добу з глибини 2500 м для цього потрібне дренажування протягом понад 500 діб, що нереально. Тому насамперед при

Таблиця 3.1

Об'єкти, що при випробуванні дали припливи води на родовищах і розвідкових площах в акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

площа родовища стратиграфічний горизонт	Архангельське	Безіменне	Гамбурцева	Голпінське	Десантна	Ілчівська	Каркінітська	Кримське	Одеське	Одеська термальна	Прайнірська	Сельського	Флангова	Шмідтівське	Штільова	Шторове	кількість сіратин- об'єктів	кількість випробуваних інтервалів	
																		n	%
N.	●			●													1	12	8,4
N.	●			●	●	●			●		●	●					7	30	21
P.-N.	●			●					●		●		●	●			3	8	5,6
P.		●							●			●		●			11	58	40,8
K.				●			●	●	●		●		●	●		●	8	27	19,0
K.					●	●	●				●						4	4	2,8
до K.				●		●				●							3	3	2,1
кількість об'єктів	3	2	1	6	2	3	3	1	5	1	5	2	2	4	1	2	43	142	100

Таблиця 3.2

Результати випробувань свердловин акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

№/№ п/п	Площа, родовище, № свердловини	Стратиграфічний вік	Глибина опробування	Рпл, МПа	Результати випробування		
					Вода, м ³ /добу	Газ вільний, Газоконденсат, тис.м ³ /добу	Газ розчинений, см ³ /л
1.	Іллічівська,2	J ₂	2506-2510		Q _в =0,242	-	700
2.	Іллічівська,2	K ₁	2148-2209		Q _в =1,1	-	154
3.	Іллічівська,2	K ₁	2174-2244		Q _в =8	-	-
4.	Десантна,1	K ₁	2498-2552	>25,5	Q _в =664	-	-
5.	Десантна,1	N ₁	1356-1360		Q _в =48,5	-	-
6.	Прадніпровська,1	K ₁	2117-2150		Q _в =264	-	-
7.	Каркінітська,1	K ₁	3721-3880		Q _в =90,0	-	-
8.	Каркінітська,1	K ₁	2577-3590		Q _в =4,45	-	-
9.	Штильова,2	K ₂	3046-3150		Q _в =3,4	Q _г =22,3 Q _к =0,4-0,6	
10.	Штильова,2	K ₂	2580-2620		-	Q _г =0,1	-
11.	Одеське,2	K ₂	2075-2167		Q _в =48,4	-	-
12.	Одеське,5	K ₂	1791-1795		Q _в =8,4	-	66,7
13.	Шмідтівське,5	K ₂	3060-3191		-	Q _г +к=140-120	-
14.	Шмідтівське,6	K ₂	2917-2932		Q _в =124,8	Q _г =123,9 Q _к =19,2	
15.	Флангова,2	K ₂	2862-2898		Q _в +к=40,8	Q _г =14	-
16.	Флангова,2	K ₂	2796-2932		-	Q _г =0,5-1,0	-
17.	Прадніпровська,2	K ₂ -K ₁	2110-2125		Q _в =216	-	-
18.	Шмідтівське,11	K ₂	2900-2955		-	Q _г =93,0	-
19.	Каркінітська,2	K ₂	3640-3700		Q _в =2,72	-	-
20.	Каркінітська,2	K ₂	3613-3670		Q _в =0,45	-	-
21.	Каркінітська,2	K ₂	3641-3590		Q _в =0,72	-	-
22.	Каркінітська,2	K ₂	2947-3781		Q _в =1,0	-	87,5-100
23.	Голицинське,2	K ₂	3687-3691	44,2	Q _в =1,7	-	-
24.	Голицинське,4	K ₂	3100-3108	-	Q _в =0,64	-	-
25.	Голицинське,2	K ₂	3495-3505	38,3	Q _в =6-25	-	650
26.	Голицинське,4	K ₂	2604-2665	37,2	Q _в =2,4	-	1119
27.	Голицинське,2	K ₂	2690-2750	25,6	Q _в =0.288	-	1674
28.	Каркінітська,1	K ₂	3410-3440	-	Q _в =2,0	-	2051
29.	Каркінітська,1	K ₂	3355-3362	-	Q _в =1,35-4,97	-	2208
30.	Каркінітська,2	K ₂	3112-3142	-	Q _в =6,5-9,2	-	-
31.	Штормове,4	P ₁	1950-2027	-	-	Q _г =36,6 Q _к =2,34	
32.	Штормове,5	P ₁	1937-1948	-	Q _в =1,6	-	1276
33.	Штормове,5	P ₁	1920-1930	-	-	Q _г =0,5	-
34.	Штормове,6	P ₁	2039-2065	-	-	Q _г =0,1	-
35.	Штормове,6	P ₁	2092-2095	-	Q _в =1,3	-	1197
36.	Штормове,6	P ₁	2070-2079	-	Q _в =2,05	-	2200
37.	Штормове,6	P ₁	2045-2051	-	Q _в =2,5	-	1600
38.	Шмідтівське,6	P ₁	2713-2731	-	Q _в +г=4,8	-	-
39.	Шмідтівське,6	P ₁	2760-2780	-	Q _в =40-43	Q _г =5,0	-
40.	Шмідтівське,6	P ₁	2696-2670	-	Q _в =8-10	-	-
41.	Шмідтівське,25	P ₁	2717-2770	-	Q _в =4,3	-	3514
42.	Одеське,4	P ₁	1660-1675	-	Q _в =114,2	-	-
43.	Одеське,4	P ₁	1570-1610	-	Q _в =0,82	Q _г =225,8 Q _к =4,9	
44.	Одеське,5	P ₁	1698-1704	-	Q _в =14,0	-	849,5
45.	Кримське,1	P ₁	2501-2526	-	Q _в =1,85	-	-
46.	Кримське,1	P ₁	2417-2466	-	Q _в =6,67	-	-

Продовження таблиці 3.2

47.	Кримське, 1	P ₁	2368-2376	-	Q _B =0,36	-	-
48.	Архангельське, 1	P ₁	3146-3170	-	-	-	407
49.	Архангельське, 1	P ₁	3146-3170	-	-	-	2881
50.	Голицинське, 19	P ₁	2164-2144	20,7	Q _B =21,6	-	-
51.	Голицинське, 14	P ₁	2769-2796	-	Q _B =0,95	-	-
52.	Голицинське, 14	P ₁	2803-2818	36,7	Q _B =0,63	-	-
53.	Голицинське, 11	P ₁	2545-2554	36,1	Q _B =21,6	-	4375
54.	Голицинське, 1	P ₁	2254-2285	34,5	Q _B =12,0	-	-
55.	Голицинське, 1	P ₁	2230-2240	31,0	Q _B =6,0	-	-
56.	Прадніпровська, 2	P ₁	1468-1510	-	-	Q _Г =0,025	-
57.	Прадніпровська, 2	P ₁	1468-1558	-	Q _B =12,6	-	-
58.	Прадніпровська, 2	P ₁	1601-1628	-	Q _B =7,9	-	-
59.	Гамбурцева, 2	P ₁	990-1040	-	Q _B =15,4	-	-
60.	Безіменне, 1	P ₁	1072-1090	-	-	Q _Г =98,48	-
61.	Каркінітська, 1	P ₁	2368-2378	>24,06	Q _B =14,2	-	1378
62.	Сельського, 40	P ₁	1578-1610	-	Q _B =7,5	Q _Г =0,25	-
63.	Сельського, 43	P ₁	1574-1593	-	Q _B =13,0	-	500
64.	Шмідтівське, 11	P ₁	2700-2730	>27,61	Q _B =1,0-1,5	-	-
65.	Сельського, 40	P ₁	1443-1450	-	Q _B =0,5	-	1178
66.	Штормове, 14	P ₁	1998-2059	-	Q _B =2,5	Q _Г =142,7 Q _К =22,6	-
67.	Штормове, 15	P ₁	2112-2033	-	-	Q _Г +κ=235	-
68.	Штормове, 16	P ₁	1810-1890	-	Q _B =4,1	Q _Г =197,4 Q _К =24,7	-
69.	Штормове, 17	P ₁	2041-2095	-	-	Q _Г =253,7	-
70.	Штормове, 12	P ₁	2180-2032	-	Q _B =5,8	Q _Г =250-259 Q _К =43	-
71.	Шмідтівське, 25	P ₂	2190-2217	-	Q _B =3,5	-	1250
72.	Шмідтівське, 26	P ₂	1537-1560	-	Q _B =2,8	-	2477
73.	Одеське, 2	P ₂	1170-1183	-	Q _B +Г=66,6	-	-
74.	Одеське, 2	P ₂	1408-1436	-	-	Q _Г =86,2	-
75.	Безіменне, 1	P ₂	997--1008	-	-	Q _Г =145,9-419,8	-
76.	Безіменне, 2	P ₂	1005-1009	-	-	Q _Г =110,8	-
77.	Безіменне, 3	P ₂	1026-1033	>10,57	Q _B =5,4-17,0	-	-
78.	Одеське, 5	P ₂	1644-1656	-	Q _B =0,55	Q _Г =99,4	-
79.	Голицинське, 28	P ₃ -N ₁	955-967	10,2	Q _B =12,8	-	353
80.	Голицинське, 23	P ₃ -N ₁	593-595	6,8	Q _B =0,3	-	-
81.	Голицинське, 23	P ₃ -N ₁	595-608	-	Q _B =0,3	-	-
82.	Голицинське, 23	P ₃ -N ₁	564-566	6,0	Q _B =0,7	-	-
83.	Голицинське, 22	P ₃ -N ₁	690-695	7,5	Q _B =1,0	-	-
84.	Голицинське, 22	P ₃ -N ₁	601-605	6,2	Q _B =0,3	-	637,7
85.	Голицинське, 20	P ₃ -N ₁	761-766	-	Q _B =2,2	-	-
86.	Голицинське, 8	P ₃ -N ₁	565-577	6,3	Q _B =65,6	-	-
87.	Голицинське, 6	P ₃ -N ₁	660-750	8,5	-	-	-
88.	Голицинське, 6	P ₃ -N ₁	638-646	6,9	Q _B =61,3	-	1225
89.	Голицинське, 6	P ₃ -N ₁	603-633	5,6	Q _B =2,61	-	-
90.	Голицинське, 6	P ₃ -N ₁	558-565	5,6	Q _B =1,74	-	-
91.	Архангельське, 3	P ₃ -N ₁	944-946	-	Q _B =1,4	-	-
92.	Шмідтівське, 8	P ₃ -N ₁	778-781	-	Q _B =1,3	-	-
93.	Шмідтівське, 8	P ₃ -N ₁	712-714	-	Q _B =0,6	-	-
94.	Шмідтівське, 26	P ₃ -N ₁	701-705	-	-	Q _Г =28,9	-
95.	Одеське, 1	P ₃ -N ₁	628-641	-	-	Q _Г =45,7	57
96.	Флангова, 1	P ₃ -N ₁	984-989	-	Q _B =4,0	-	1086
97.	Флангова, 1	P ₃ -N ₁	907-920	-	Q _B =4,2	-	1053
98.	Флангова, 1	P ₃ -N ₁	931-938	9,79	Q _B =0,5-0,6	Q _Г =0,5	1184
99.	Прадніпровська, 1	P ₃ -N ₁	552-562	-	Q _B =3,7	-	1002

Продовження таблиці 3.2

100.	Одеське,3	N ₁	580-600	-	Q _в =2,3	-	-
101.	Іллічівська,2	N ₁	395-410	-	Q _в =129,6	-	-
102.	Архангельське,1	N ₁	613,5-626	-	Q _в =4,7	Q _г =78,1	-
103.	Архангельське,1	N ₁	480-510	-	Q _в =29,7	-	-
104.	Сельського,40	N ₁	612-617	618	Q _в =32	-	731
105.	Голицинське,6	N ₁	369-390	3,8	-	-	200
106.	Голицинське,6	N ₁	105-123	1,0	Q _в =3,19	-	-
107.	Одеське,1	N ₁	435-455	-	Q _в =1,37	-	-
108.	Сельського,43	N ₁	750-780	-	Q _в =162	-	784
109.	Сельського,43	N ₁	659-664	6,57	Q _в =32	-	432
110.	Прадніпровська,1	N ₁	414-419	-	Q _в =16	-	238
111.	Архангельське,3	N ₁	672-674	-	Q _в =28,0	-	-
112.	Голицинське,6	N ₂	70-83	0,7	Q _в =0,104	-	-

Продовження таблиці 3.1

35.	Одеське,2	1170-1183	P ₂ ²	71	1180	17,09	2,3	1060	111	31	-	95,9	10,6	0,9	3,58	3,8	1,44	436	0,015
36.	Одеське,2	1408-1436	P ₁ ¹	22	280	36,7	43	272	24,3	64	-	27,2	-	0,97	0,38	0,125	7,6	365	-
37.	Шмідтівське,6	2699-2740	P ₁ ¹	39,1	650	13,49	5,4	482	163	22,7	-	-	-	0,74	7,2	7,4	2,1	-	-
38.	Шмідтівське,6	2760-2780	P ₁ ^{1d}	43	724	11	10	460	271	14	-	88,6	-	0,64	19,3	1,88	1,52	290	-
39.	Шмідтівське,6	2760-2780	P ₂ ² -P ₁ ²	36	570	13,37	17,4	449	137	13,8	-	69,5	-	0,79	9,92	8,7	2,34	291	-
40.	Шмідтівське,6	2760-2780	P ₂ ² -P ₁ ²	33	520	12,56	19,6	481	116	16,3	-	63,6	5,3	0,81	7,15	6,2	2,4	290	0,016
41.	Шмідтівське,6	2917-2932	P ₁ ¹	17,6	280	6,10	7,6	249,6	38,3	2,43	-	44,7	61,6	0,89	15,7	12,34	2,18	222	0,35
42.	Шмідтівське,6	2917-2932	P ₁ ¹	16,3	265	5,8	7,4	237	36,5	1,22	-	43,1	57	0,9	29,6	22,1	2,2	218	0,35
43.	Шмідтівське,6	4261	K ₂	16	260	6,6	3,3	187	77,7	4,9	-	-	-	0,72	15,9	15,02	2,6	-	-
44.	Шмідтівське,6	4261	K ₂	16	260	8,6	3,6	194	68	9,8	-	-	4	0,75	7,0	6,76	3,3	-	0,025
45.	Штільове,2	3046-3150	K ₂	22	344	27,2	1,6	275	59	39	-	-	-	0,80	1,51	1,77	7,93	-	-
46.	Штільове,2	2262-2326	P ₁ ¹	20	300	31,6	4,2	276	13	47	-	-	2	0,92	0,28	0,53	10,5	-	0,01
47.	Штільове,2	2294	P ₁ ¹	19,2	291	30,7	4	268	13	45	-	-	3,8	0,92	0,28	0,51	10,5	-	0,02
48.	Штільове,2	2580-2620	K ₂	17,5	271	25	3	241	13	46	0,7	34,7	1,7	0,89	0,29	0,66	9,36	278	0,01
49.	Штільове,2	3046-3150	K ₂	56	949	25	1,4	869	60	47	-	-	-	0,92	1,28	1,71	2,69	-	-
50.	Каркінітська,1	2368-2378	P ₁ ¹	35	455	67	46	546	13,6	7,4	-	-	21	120	1,85	1,36	14,7	-	0,06
51.	Каркінітська,1	2368-2378	P ₁ ¹	29	368	56	45	436	7,8	3,9	-	-	23	1,24	1,98	1,57	15,2	-	0,08
52.	Каркінітська,1	2368-2378	P ₁ ¹	22,4	300	29	34	352	6	3	4,9	31,2	31,3	1,17	1,97	1,80	0,96	342	0,14
53.	Каркінітська,1	2368-2378	P ₁ ¹	22	305	24,5	30,6	359	6,8	3,4	3,9	31,2	35,2	1,14	1,73	1,73	8,02	347	0,16
54.	Каркінітська,1	3112-3142	K ₂	20	322	26,6	2,3	254	48	48	6,9	36,7	-	0,79	1,0	1,4	8,27	311	-
55.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₁	31	528	5,6	7,6	320	192	28	-	38,4	-	0,61	6,79	7,33	1,06	461	-
56.	Каркінітська,1	3400	K ₂	46,6	628	32	85	580	160	2,43	-	-	32,6	0,92	65,8	19,8	5,03	-	0,07
57.	Каркінітська,1	447-503	N ₁	26	410	24,7	1,8	382	14	39,3	10,7	35,9	10,4	0,93	0,36	0,70	6,02	405	0,04
58.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	17	267	27,6	1,5	236	11	48,6	-	-	-	0,89	0,22	0,62	10,4	-	-
59.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	17	267	27,5	1,2	237	12,2	46	-	-	1,36	0,89	0,26	0,04	10,3	-	0,008
60.	Каркінітська,1	3410-3440	K ₂	16	259	8,78	2	238	10,5	22	1,0	32,7	3,2	0,92	0,47	0,99	3,4	282	0,02
61.	Каркінітська,1	3410-3440	K ₂	16	261	17,6	1,9	235	12,3	33,7	-	-	3,2	0,90	0,37	0,80	6,72	-	0,02
62.	Каркінітська,1	3721-3880	K ₂	26	420	12,5	13,6	290	151	5	-	-	26,0	0,69	30,2	26,0	2,96	-	0,1
63.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	17	273	26,3	1,6	240	10,3	51,0	-	-	1,02	0,88	0,20	0,67	9,6	-	0,006
64.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	18	283	28,8	2,1	253	14,4	46,5	-	-	-	0,89	0,31	0,64	10,2	-	-
65.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	18	276	28	2	245	10,9	50,4	-	-	-	0,89	0,22	0,62	10,2	-	-
66.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	18	276	26,3	2	243	10,9	50,4	-	-	1,8	0,88	0,22	0,66	9,54	-	0,01
67.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	16	273	24	1,1	244	11,2	43,3	-	-	1,6	0,89	0,26	0,68	8,79	-	0,01
68.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	19	281	34,9	5,1	267	38	16,5	-	-	1,9	0,95	2,23	0,88	1,24	-	0,01
69.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	17,6	269,7	27,9	1,7	238	12,3	48	-	-	1,7	0,88	0,25	0,65	10,3	-	0,01
70.	Каркінітська,1	3335-3390	K ₂	17	266,7	28	2,3	236	9,8	51	-	-	-	0,89	0,19	0,59	10,5	-	-
71.	Каркінітська,1	3335-3390	K ₂	17,6	270	28	3	239	10	52	-	-	-	0,88	0,30	0,60	10,3	-	-

Продовження таблиці 3.3

72.	Каркінітська,1	3335-3390	K ₂	17	265,8	26	1,6	238	9,7	45,6	-	-	-	0,89	0,21	-	0,60	9,83	-	-
73.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	27	438	17	7,2	283	139	40,6	-	43,7	-	0,64	3,42	-	3,82	3,9	329	-
74.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	17,7	270	27,6	3,4	240	12	49	-	-	-	0,89	0,24	-	0,61	10,2	-	-
75.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	19	295	28,4	2,8	253	21	53	-	29,4	-	0,86	0,39	-	0,80	9,6	357	-
76.	Флангова,2	2796-2932	K ₂	28	437	24	11	387	39	39	-	-	-	112	0,89	1,0	1,26	5,45	-	0,4
77.	Флангова,1	931-958	P ₃ -N ₁	46	743	25	18	668	5	2,5	-	-	-	105,8	0,90	1,85	1,91	3,37	-	0,23
78.	Флангова,2	2796-2844	K ₂	23	353	27	9,0	316	30	43	-	-	-	110	0,88	0,69	1,0	7,59	-	-
79.	Гамбурцева,2	990-1040	P ₁	46	777	0,02	14,2	696	25	70	10,6	73,6	92	0,89	0,36	-	1,16	0,003	374	0,20
80.	Сельського,40	612-617	N _{1s}	86	1478	0,55	11,8	1271	67	152	24,9	157	111	0,86	0,44	-	1,36	0,04	335	0,13
81.	Сельського,40	612-617	N _{1s}	86	1478	0,62	11,5	1270	67	152	24,9	168	112	0,86	0,45	-	1,36	0,04	312	0,13
82.	Сельського,40	612-617	N _{1s}	82	1410	3,96	14,2	1228	49,6	150	19,7	135	98,4	0,87	0,33	-	1,2	0,35	371	0,12
83.	Сельського,40	612-617	N _{1s}	85	1429	0,55	12,6	1225	68	149	24,3	162	110	0,86	0,46	-	1,36	0,04	312	0,13
84.	Сельського,40	612-617	N _{1s}	90	1544	0,83	11,6	1354	69	133	23,6	153	117	0,88	0,52	-	1,43	0,05	358	0,13
85.	Сельського,40	1578-1610	P ₁	27	402	36,8	7,7	436	7,9	2,9	25,9	39	35	1,08	2,67	0,91	-	9,14	365	0,13
86.	Сельського,40	1443-1450	P ₂	20,5	217	96,5	12	303	19,8	2,5	-	-	-	1,4	7,9	0,89	-	44,4	-	-
87.	Сельського,40	1578-1610	P ₁	24	329	56	8,3	378	6,9	8,9	-	-	-	1,15	0,78	0,87	-	17,2	-	-
88.	Голицинське,2	3720-3740	PR	23	309	43,5	28,2	316	17	43	-	9,8	92	1,02	0,39	7,1	-	14	1122	0,4
89.	Голицинське,2	3670-3691	PR-K	19	294	31,6	4,1	255	13	58	-	-	-	0,87	0,22	-	0,7	10,7	-	-
90.	Голицинське,4	3830-3875	PR	25	374	26	16,5	369	38,1	10,1	12,7	28,6	65	0,99	3,76	-	0,5	7	464	0,25
91.	Одеська,1тер	1530	PR	96	1660	21	0,001	981	620	72,5	-	-	-	0,59	8,55	-	9,4	1,2	-	-
92.	Голицинське,2	3675-3683	K ₁	23	303,7	53	23,6	322	12,5	47	-	6,5	92	1,06	0,27	0,3	-	17,5	1658	0,4
93.	Голицинське,2	3495-3505	K ₂	28	360	57	30	433	12	1,5	-	-	-	1,2	7,93	1,3	-	15,7	-	-
94.	Голицинське,4	3597-3637	K ₂	22	370	7	6,3	317	57	11	19	41,8	42	0,85	5,12	-	4,8	1,9	313	0,19
95.	Голицинське,1	2995-3040	K ₂	18	273	30,4	5,5	235	20	52,5	1,1	30,1	36	0,86	0,39	-	0,7	11,1	322	0,2
96.	Голицинське,4	2604-2665	K ₂	25	332	63	219	395	15	2,5	10	27,1	40	1,19	5,96	1,0	-	19,1	434	0,16
97.	Тендрівська,19	1649-1757	K ₂ -P	23	331	17,5	39	364	14	6	27,4	67,8	46	1,10	2,39	1,9	-	5,3	173	0,2
98.	Голицинське,2	2183-2248	P ₁	19	302	7	12	254	35	30	-	20,7	13,3	1,06	1,15	-	1,6	2,3	517	0,07
99.	Голицинське,9	2148-2170	P ₁	19	279	31	36	265	18,9	40	2,9	21,7	9,5	0,95	0,47	-	0,7	11	457	0,05
100.	Голицинське,13	2365-2308	P ₁	20	276	10	38,6	321	3	0,7	29,5	45,3	24	1,16	4,6	4,4	-	5	217	0,12
101.	Тендрівська,19	1635-1754	P ₁	7	94,5	8,1	6,9	103	5	0,2	7,2	15,5	28	1,09	25,7	1,0	-	8,5	216	0,4
102.	Голицинське,1	2254-2285	P ₁	34	534	12	18	553	35	5,0	36,6	95,5	34	1,03	7,0	1,5	-	2,2	198	0,1
103.	Голицинське,8	2423-2450	P ₁	9	125	13,6	7,2	118	15	12,7	-	15,0	3,6	0,94	1,19	-	0,6	11	295	0,04
104.	Голицинське,14	2769-2796	P ₁	28	396	29	20	422	8,9	17,6	27,4	53,0	22,4	1,07	0,51	0,9	-	7,3	265	0,08
105.	Голицинське,52	2291-2318	P ₁	15	233	7,8	49,7	252	4,2	1,1	-	-	-	1,08	3,8	2,4	-	3,4	-	-
106.	Голицинське,1	2230-2240	P ₁ ²	33	504	12	28,4	528	12,8	3,7	37,0	35,3	13,2	1,05	3,42	2,0	-	2,3	484	0,04
107.	Голицинське,9	2121-2128	P ₁ ²	19	287	31,4	2,7	255	14,0	53,3	-	35,5	3,8	0,89	0,26	-	0,6	11	287	0,02

Продовження таблиці 3.3

108.	Голциньське,9	1840-1855	P_2^3	21	310	46	6,0	293	36	33,3	-	-	-	0,94	1,09	0,5	14,8	-
109.	Голциньське,6	910	P_3-N_1	19	289	29	14,2	261	18,2	41,5	2,5	36,4	26,6	0,90	0,44	0,7	10,1	288
110.	Голциньське,6	346-638	P_3-N_1	50	852	0,6	2,4	716	60	79	79,2	558,8	130	0,83	0,76	1,8	0,1	54
111.	Голциньське,6	603-633	P_3-N_1	29	465	21,4	4,3	421	27,3	43,6	21,0	72,1	63,8	0,91	0,63	1,0	4,6	229
112.	Голциньське,6	320-369	P_3-N_1	108	1858	1,0	7,8	1625	106	131	12,6	187	194	0,87	0,81	1,8	0,1	353
113.	Голциньське,8	565-577	P_3-N_1	50	877	0,4	2,0	696	77,0	103	69,8	172,8	150	0,79	0,75	1,8	0,1	180
114.	Голциньське,9	634-700	P_3-N_1	22	359	43,8	10,8	324	75,0	10,6	2,6	40,7	44	0,90	7,07	3,2	12,2	313
115.	Голциньське,1	400-425	N_1	97	1680	0,7	7,7	1431	109	139	8,4	168	194	0,85	0,78	0,4	0,1	355
116.	Голциньське,6	105-125	N_2	20	312	31,5	1,6	262	22	62,3	-	40,8	2,0	0,84	0,35	0,8	10,1	271
117.	Голциньське,6	69,8-83	N_2	20	314	30,3	23	268	25	57,3	0,9	37,0	-	0,85	0,44	0,8	9,6	301

відбраковуванні і інтерпретації гідрогеохімічних матеріалів бралася до уваги саме величина припливу води.

Мінімальну тривалість дренажу пласта для отримання якісної проби води можна визначити з виразу:

$$N \geq \frac{0,75\pi D^2 H}{Q}$$

де N — тривалість дренажу, доби;

D — діаметр обсадної колони, м;

Q — дебіт, м³/добу.

Визначена за цією формулою потрібна тривалість дренажу пласта, наприклад, у св. Іллічівська-2 (див. табл. 3.2, поз.1) становить 518 діб, а у високодебітній свердловині Десантна-1 (див. поз.4) – всього 4,5 години.

Дані табл. 3.2 свідчать, що значна частина отриманих проб тою чи іншою мірою забруднена морською водою, яка в акваторії північно-західного шельфу Чорного моря має сульфатно-хлоридний магнієво-натрієвий склад (хлормагнієвий тип за В.Сулїним [126]), а її мінералізація коливається, залежно від віддалі до гирл великих рік, в межах 18 — 20 г/л (табл. 3.4).

Таблиця 3.4

Основний хімічний склад води Чорного моря та розчинів, відтиснених із донних мулів північно-західного шельфу (за [52] та власними даними)

Місце відбору проби, № зразка, геологічний вік	Формула Курлова	rNa / rCl	rCa/rMg	$\frac{rSO_4 \cdot 10^2}{rCl}$
Чорне море біля Гурзуфа*	$M_{18,1} \frac{Cl\ 90\ SO_4\ 9\ HCO_3\ 1}{Na\ 78\ Mg\ 17\ Ca\ 4}$	0,88	0,24	10,0
Те ж, біля Євпаторії	$M_{17,5} \frac{Cl\ 91\ SO_4\ 9}{Na\ 78\ Mg\ 17\ Ca\ 4}$	0,86	0,24	9,9
Зразок 15.01.1; Q	$M_{30,1} \frac{Cl\ 79\ SO_4\ 21}{Na\ 68\ Mg\ 22\ Ca\ 10}$	0,86	0,45	26,6
Зразок 5.01.1; Q	$M_{26} \frac{Cl\ 82\ SO_4\ 18}{Na\ 70\ Mg\ 23\ Ca\ 7}$	0,85	0,30	30,0
Зразок 5.01. 5; Q	$M_{7,6} \frac{Cl\ 72\ HCO_3\ 15\ SO_4\ 13}{Na\ 80\ Ca\ 13\ Mg\ 7}$	1,11	1,85	18,0

Зразок 5.1.4-1; Q	$M_{29,4} \frac{Cl\ 77\ SO_4\ 24\ HCO_3\ 1}{Na\ 68\ Mg\ 19\ Ca\ 13}$	0,88	0,68	28,6
Зразок 15.26.1; Q	$M_{34} \frac{Cl\ 75\ SO_4\ 24\ HCO_3\ 1}{Na\ 69\ Mg\ 19\ Ca\ 12}$	0,92	0,63	32,0
Зразок М- t-1 ^{**} ; Q	$M_6 \frac{Cl\ 68\ SO_4\ 32}{Na\ 74\ Ca\ 14\ Mg\ 12}$	1,09	1,17	47,0
Зразок 105- t-3 ^{**} ; Q	$M_{1,9} \frac{SO_4\ 56\ Cl\ 44}{Na\ 83\ Mg\ 10\ Ca\ 7}$	1,89	0,70	127,3

*У воді, крім того, визначені (мг/л): Fe–2,4; Mn–0,26; Si–2,2; Al–0,45; Mo–0,47; V–0,1; Y–0,12; La–0,27; Cu–0,02; Ag–0,013; Ti–0,28; Ba–17,2; Sr–21,4; Li–0,04; B–2,7. ** порові розчини, відтиснені при нагріванні зразків до температур 150—200°C

Не усі води хлормagneйового типу мають сульфатно-хлоридний магнево-натрієвий склад. Серед них є хлоридні натрієві і магнево-натрієві, сульфатно-хлоридні натрієві та сульфатно-гідрокарбонатно-хлоридні магнево-натрієві. У той же час частина сульфатно-хлоридних магнево-натрієвих вод належить до сульфатнонатрієвого типу за Суліним, якщо $rNa > rCl$ (табл. 3.5). З огляду на вказане вище до вод із переважанням технологічних можна віднести проби, відзначені зірочкою у табл. 3.5. Решту проб з урахуванням їх макро- і мікрохімічного складів та величин припливів вважаємо переважно пластовими. У частині проб вод хлормagneйового типу з низькими вмістами мікроелементів переважає технологічна складова (морська вода). Хлормagneйові води, дещо збагачені, порівняно з морською водою, йодом є сумішами підземних вод і великої кількості технологічних (приблизно в пропорції 1:10 і більше). Слід зауважити, що хлормagneйові води були отримані і при випробуванні свердловин, пробурених на суші, де морська вода як технологічна не застосовувалася, тому не усі вони віднесені до технологічних [143 та ін.].

Суттєвою особливістю випробування на приплив карбонатних колекторів є застосування з метою його інтенсифікації солянокислотних обробок вибоїв свердловин, внаслідок чого у воді знижується рН до 4,9, вона збагачується кальцієм, дещо зростає її мінералізація і відношення rCa/rMg та зменшується rNa/rCl до величин, невластивих природним підземним водам гідрогеохімічного тла (рис. 3.1 — 3.3). У складі газів часом виявляються підвищені, 6,6 — 23,7%об., вмісти техногенного діоксиду вуглецю, як продукту взаємодії соляної кислоти з

Хімічні типи підземних вод, класифікованих за переважаючими компонентами (понад 10%-екв.) та класифікацією В.О. Суліна.

№п/п	Площа або родовище, № св.	Інтервал перфорації, м	Стратиграфічний вік	Формула Курлова	Тип води за В. Суліним*
1.	Голицинське, 2	3720-3740	PR	$M_{23} \frac{Cl83SO_4 11HCO_3 6}{Na84Mg11Ca5}$	CH
2. *	Голицинське, 2	3670-3691	PR-K	$M_{19} \frac{Cl89SO_4 10HCO_3 1}{Na78Mg18Ca4}$	XM
3.	Одеська, 1 тер.	1530	PR	$M_{96} \frac{Cl99SO_4 1}{Na59Ca37Mg4}$	XK
4.	Голицинське, 4	3830-3875	PR	$M_{25} \frac{Cl90SO_4 6HCO_3 1}{Na88Ca9Mg3}$	XM
5.	Іллічівська, 2	2506-2510	J ₂	$M_{21} \frac{Cl90SO_4 9HCO_3 1}{Na75Mg21Ca3}$	XM
6. *	Іллічівська, 2	2506-2510	J ₂	$M_{21} \frac{Cl89SO_4 10HCO_3 1}{Na67Mg29Ca4}$	XM
7.	Іллічівська, 2	2174-2244	K ₁	$M_{25} \frac{Cl88SO_4 11HCO_3 1}{Na88Ca11Mg1}$	CH
8.	Десантна, 1	2498-2551	K ₁	$M_{16} \frac{Cl89SO_4 10HCO_3 1}{Na80Mg15Ca5}$	XM
9.	Голицинське, 2	3675-3683	K ₁	$M_{23} \frac{Cl80SO_4 14HCO_3 6}{Na85Mg12Ca3}$	CH
10.	Каркнітська, 1	3355-3384	K ₁	$M_{31} \frac{Cl98SO_4 1HCO_3 1}{Na59Ca36Mg5}$	XK
11.	Каркнітська, 1	3721-3880	K ₁	$M_{26} \frac{Cl94SO_4 3HCO_3 3}{Na65Ca34Mg1}$	XK

Продовження таблиці 3.5

12.	Одеське,2	2757-2835	K ₂	$M_{21} \frac{C184SO_4,13HCO_3,1}{Na84Ca16}$	СН
13.	Флангова,2	2796-2844	K ₂	$M_{23} \frac{C191SO_4,7HCO_3,2}{Na80Mg11Ca8}$	ХМ
14.	Голицинське,2	3495-3505	K ₂	$M_{28} \frac{C181SO_4,13HCO_3,1}{Na97Ca3}$	ГКН
15.	Голицинське,2	3597-3637	K ₂	$M_{22} \frac{C197SO_4,2HCO_3,1}{Na82Ca15Mg3}$	ХК
16.*	Голицинське,1	2995-3040	K ₂	$M_{18} \frac{C189SO_4,10HCO_3,1}{Na77Mg17Ca6}$	ХМ
17.	Голицинське,4	2604-2665	K ₂	$M_{25} \frac{C181SO_4,15HCO_3,4}{Na96Ca4}$	ГКН
18.	Тендрівська,19	1649-1757	K ₂ -P	$M_{23} \frac{C186HCO_3,10SO_4,4}{Na94Ca4Mg2}$	ГКН
19.	Шмідтівське,6	4261	K ₂	$M_{16} \frac{C196SO_4,3HCO_3,1}{Na69Ca29Mg2}$	ХК
20.	Шмідтівське,6	4261	K ₂	$M_{16} \frac{C196SO_4,3HCO_3,1}{Na71Ca25Mg4}$	ХК
21.	Штильове,2	3046-3150	K ₂	$M_{22} \frac{C192SO_4,7HCO_3,1}{Na74Ca16Mg10}$	ХК
22.	Штильове,2	2580-2620	K ₂	$M_{17,5} \frac{C190SO_4,8HCO_3,1}{Na79Mg15Ca4}$	ХМ
23.	Штильове,2	3046-3150	K ₂	$M_{56} \frac{C197SO_4,3}{Na89Ca6Mg5}$	ХК
24.	Каркінітська,1	3112-3142	K ₂	$M_{20} \frac{C192SO_4,8}{Na72Mg14Ca14}$	ХК

Продовження таблиці 3.5

25.	Каркінітська, I	3400	K ₂	$M_{46} \frac{C184HCO_3 1 1SO_4 4}{Na78Ca22}$	ХК
26.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{17} \frac{C190SO_4 8HCO_3 1}{Na80Mg16Ca4}$	ХМ
27.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{17} \frac{C190SO_4 9HCO_3 1}{Na80Mg16Ca4}$	ХМ
28.	Каркінітська, I	3410-3440	K ₂	$M_{16} \frac{C196SO_4 3HCO_3 1}{Na88Mg8Ca4}$	ХК
29.	Каркінітська, I	3410-3440	K ₂	$M_{16} \frac{C193SO_4 6HCO_3 1}{Na84Mg12Ca4}$	ХМ
30.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{17} \frac{C191SO_4 9}{Na80Mg17Ca3}$	ХМ
31.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{18} \frac{C190SO_4 9HCO_3 1}{Na80Mg16Ca3}$	ХМ
32.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{18} \frac{C190SO_4 9HCO_3 1}{Na80Mg16Ca4}$	ХМ
33.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{18} \frac{C190SO_4 9HCO_3}{Na81Mg15Ca4}$	ХМ
34.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{16} \frac{C192SO_4 8}{Na82Mg14Ca4}$	ХМ
35.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{19} \frac{C187SO_4 11HCO_3 2}{Na83Ca12Mg6}$	ХМ
36.	Каркінітська, I	3355-3384	K ₂	$M_{17,7} \frac{C190SO_4 9HCO_3 1}{Na79Mg17Ca3}$	ХМ
37.	Каркінітська, I	3335-3390	K ₂	$M_{17} \frac{C189SO_4 9HCO_3 1}{Na80Mg17Ca3}$	ХМ

Продовження таблиці 3.5

38.	Каркінітська,1	3335-3390	K ₂	$M_{17,7} \frac{C190SO_4,9HCO_3,1}{Na80Mg16Ca4}$	ХМ
39.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	$M_{17} \frac{C191SO_4,9}{Na80Mg17Ca3}$	ХМ
40.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	$M_{27} \frac{C195SO_4,4HCO_3,2}{Na61Ca30Mg9}$	ХК
41.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	$M_{17,7} \frac{C190SO_4,9HCO_3,1}{Na80Mg16Ca4}$	ХМ
42.	Каркінітська,1	3355-3384	K ₂	$M_{19} \frac{C190SO_4,9HCO_3,1}{Na77Mg16Ca6}$	ХМ
43.	Флангова,2	2796-2932	K ₂	$M_{28} \frac{C193SO_4,5HCO_3,2}{Na82Ca8Mg8}$	ХМ
44.	Безіменне,3	1072-1090	P ₁	$M_{20} \frac{C191HCO_3,5SO_4,4}{Na87Ca8Mg4}$	ХК
45.	Безіменне,3	1072-1090	P ₁	$M_{21} \frac{C183HCO_3,12SO_4,5}{Na97Mg2Ca1}$	ГКН
46.	Шмідта,6	2699-2740	P ₁	$M_{39} \frac{C197SO_4,2HCO_3,1}{Na72Ca24Mg4}$	ХК
47.	Кримське,1	2417-2466	P ₁	$M_{24} \frac{C188SO_4,9HCO_3,3}{Na97Ca2Mg1}$	ГКН
48.	Кримське,1	2477-2492	P ₁	$M_{19} \frac{C189SO_4,10HCO_3,1}{Na85Mg8Ca6}$	ХМ
49.	Шмідтівське,6	2760-2780	P ₁	$M_{43} \frac{C197SO_4,1HCO_3,1}{Na62Ca36Mg2}$	ХК
50.	Гамбурцева,2	990-1040	P ₁	$M_{46} \frac{C198HCO_3,2}{Na88Mg9Ca3}$	ХК

Продовження таблиці 3.5

51.	Сельського,40	1578-1610	P ₁	$M_{27} \frac{Cl90SO_4,8HCO_3,2}{Na97Ca2Mg1}$	СН
52.	Сельського,40	1578-1610	P ₁	$M_{24} \frac{Cl84SO_4,14HCO_3,2}{Na96Ca2Mg2}$	СН
53.	Шмідтівське,6	2917-2932	P ₁ ¹	$M_{17,6} \frac{Cl95HCO_3,3SO_4,2}{Na85Ca13Mg1NH_4,1}$	ХК
54.	Шмідтівське,6	2917-2932	P ₁ ¹	$M_{16,3} \frac{Cl95HCO_3,3SO_4,2}{Na85Ca13NH_4,1}$	ХК
55.	Штильове,2	2262-2326	P ₁ ¹	$M_{20} \frac{Cl89SO_4,9HCO_3,2}{Na82Mg14Ca4}$	ХМ
56.	Штильове,2	2294	P ₁ ¹	$M_{19} \frac{Cl89SO_4,9HCO_3,1}{Na82Mg14Ca4}$	ХМ
57.	Каркінігська,1	2368-2378	P ₁ ¹	$M_{35} \frac{Cl80SO_4,12HCO_3,8}{Na96Ca2Mg1}$	ГКН
58.	Каркінігська,1	2368-2378	P ₁ ¹	$M_{29} \frac{Cl78SO_4,12HCO_3,10}{Na97Ca2Mg1}$	ГКН
59.	Каркінігська,1	2368-2378	P ₁ ¹	$M_{22,4} \frac{Cl83HCO_3,9SO_4,8}{Na97Ca2Mg1}$	ГКН
60.	Каркінігська,1	2368-2378	P ₁ ¹	$M_{22} \frac{Cl85HCO_3,8SO_4,7}{Na96Ca2Mg1}$	ГКН
61.	Голицинське,2	2183-2248	P ₁ ¹	$M_{19} \frac{Cl94HCO_3,4SO_4,2}{Na79Ca11Mg10}$	ХК
62.*	Голицинське,9	2148-2170	P ₁ ¹	$M_{19} \frac{Cl86SO_4,10HCO_3,4}{Na82Mg13Ca6}$	ХМ
63.	Голицинське,13	2308-2365	P ₁ ¹	$M_{20} \frac{Cl85HCO_3,12SO_4,3}{Na99Ca1}$	ГКН

64.	Тендрівська, 19	1635-1754	P ₁ ¹	$M_7 \frac{Cl87SO_4,7HCO_3,6}{Na95Ca5}$	ГКН
65.	Голицинське, 1	2254-2285	P ₁ ¹	$M_{34} \frac{Cl95HCO_3,3SO_4,2}{Na93Ca6Mg1}$	ХК
66.	Голицинське, 8	2423-2450	P ₁ ¹	$M_9 \frac{Cl86SO_4,10HCO_3,4}{Na81Ca10Mg9}$	ХМ
67.	Голицинське, 14	2769-2796	P ₁ ¹	$M_{28} \frac{Cl89SO_4,7HCO_3,4}{Na94Mg4Ca2}$	ХК
68.	Голицинське, 52	2291-2318	P ₁ ¹	$M_{15} \frac{Cl85SO_4,13HCO_3,2}{Na81Ca10Mg9}$	ХМ
69.	Голицинське, 1	2230-2240	P ₁ ²	$M_{33} \frac{Cl93HCO_3,5SO_4,2}{Na97Ca2Mg1}$	ГКН
70.	Голицинське, 9	2121-2128	P ₁ ²	$M_{19} \frac{Cl89SO_4,10HCO_3,1}{Na80Mg16Ca4}$	ХМ
71.	Одеське, 2	1408-1436	P ₁ ²	$M_{22} \frac{Cl78HCO_3,12SO_4,10}{Na76Mg18Ca7}$	ХМ
72.	Шмідтівське, 6	2760-2780	P ₁ ² -P ₂ ²	$M_{36} \frac{Cl95HCO_3,3SO_4,2}{Na75Ca23Mg2}$	ХК
73.	Шмідтівське, 6	2760-2780	P ₁ ² -P ₂ ²	$M_{33} \frac{Cl94HCO_3,4SO_4,2}{Na76Ca21Mg3}$	ХК
74.	Безіменне, 3	1027-1028	P ₂ ²	$M_{27,5} \frac{Cl95SO_4,4HCO_3,1}{Na85Mg8Ca7}$	ХК
75.	Безіменне, 3	1027-1028	P ₂ ²	$M_{70} \frac{Cl99HCO_3,1}{Na87Ca9Mg4}$	ХК
76.	Безіменне, 3	1027-1028	P ₂ ²	$M_{74} \frac{Cl99HCO_3,1}{Na87Ca9Mg4}$	ХК

Продовження таблиці 3.5

77.	Безіменне,3	1027-1028	P_2^2	$M_{74} \frac{C199HCO_31}{Na87Ca9Mg4}$	ХК
78.	Безіменне,3	1027-1028	P_2^2	$M_{72} \frac{C199HCO_31}{Na87Ca9Mg4}$	ХК
79.	Безіменне,3	1026-1033	P_2^2	$M_{38} \frac{C197SO_42HCO_31}{Na89Ca6Mg5}$	ХК
80.	Безіменне,3	1026-1033	P_2^2	$M_{38} \frac{C196SO_43HCO_31}{Na88Mg6Ca6}$	ХК
81.	Безіменне,3	1026-1033	P_2^2	$M_{26} \frac{C193SO_46HCO_31}{Na85Mg9Ca5}$	ХК
82.	Безіменне,3	1027-1028	P_2^2	$M_{37} \frac{C196SO_43HCO_31}{Na78Ca16Mg6}$	ХК
83.	Безіменне,3	1027-1028	P_2^2	$M_{19} \frac{C192SO_47HCO_31}{Na85Mg10Ca5}$	ХМ
84.	Безіменне,3	1027-1028	P_2^2	$M_{22} \frac{C193SO_46HCO_31}{Na87Mg8Ca5}$	ХМ
85.	Безіменне,3	1027-1028	P_2^2	$M_{21,6} \frac{C192SO_46HCO_31}{Na86Mg8Ca5}$	ХМ
86.	Безіменне,3	997-1008	P_2^2	$M_{14} \frac{C193HCO_34SO_43}{Na76Ca15Mg9}$	ХК
87.	Безіменне,3	1005-1009	P_2^2	$M_{59} \frac{C198HCO_31SO_41}{Na87Ca7Mg6}$	ХК
88.	Безіменне,3	1005-1009	P_2^2	$M_{59} \frac{C198SO_41HCO_31}{Na88Ca7Mg5}$	ХК
89.	Безіменне,3	1005-1009	P_2^2	$M_{61,5} \frac{C198HCO_31}{Na87Mg7Ca6}$	ХК

Продовження таблиці 3.5

90.	Одеське,2	1170-1183	P_2^2	$M_{72} \frac{Cl99SO_4 1}{Na87Ca7Mg5}$	ХК
91.	Одеське,2	1170-1183	P_2^2	$M_{71} \frac{Cl98SO_4 1}{Na87Ca7Mg5}$	ХК
92.	Сельського,40	1443-1450	P_2^2	$M_{20.5} \frac{Cl67SO_4 30HCO_3 4}{Na93Ca6Mg1}$	СН
93.	Голицинське,9	1840-1855	P_2^3	$M_{21} \frac{Cl85SO_4 13HCO_3 2}{Na81Ca10Mg9}$	ХМ
94.	Архангельського,3	944-946	P_3-N_1	$M_{24} \frac{Cl92SO_4 7HCO_3 1}{Na86Mg9Ca5}$	ХМ
95.	Архангельського,3	881-885	P_3-N_1	$M_{20} \frac{Cl93SO_4 6HCO_3 1}{Na83Mg13Ca4}$	ХМ
96.	Прадніпровська,1	552-562	P_3-N_1	$M_{17} \frac{Cl89SO_4 10HCO_3 1}{Na79Mg15Ca6}$	ХМ
97.	Флангова,1	931-958	P_3-N_1	$M_{46} \frac{Cl94SO_4 3HCO_3 2}{Na85Ca9Mg5}$	ХК
98.	Голицинське,6	910	P_3-N_1	$M_{19} \frac{Cl90SO_4 9HCO_3 1}{Na81Mg13Ca6}$	ХМ
99.	Голицинське,6	346-638	P_3-N_1	$M_{50} \frac{Cl100}{Na84Mg9Ca7}$	ХК
100.	Голицинське,6	603-633	P_3-N_1	$M_{29} \frac{Cl95SO_4 4HCO_3 1}{Na86Ca13Mg1}$	ХК
101.	Голицинське,6	320-369	P_3-N_1	$M_{108} \frac{Cl100}{Na87Mg7Ca6}$	ХК
102.	Голицинське,8	565-577	P_3-N_1	$M_{50} \frac{Cl100}{Na80Mg11Ca9}$	ХК

Продовження таблиці 3.5

103.	Голицинське,9	634-700	P ₃ -Ni	$M_{22} \frac{Cl88SO_4,1HCO_3,1}{Na80Ca19Mg1}$	ХК
104.	Архангельського,3	656,4-658,4	N _i	$M_{38} \frac{Cl95SO_4,4HCO_3,1}{Na86Mg9Ca5}$	ХК
105.	Архангельського,3	672-674,4	N _i	$M_{43} \frac{Cl95SO_4,4HCO_3,1}{Na85Mg10Ca5}$	ХК
106.	Прадніпровська,1	416-419	N _i	$M_{62} \frac{Cl99HCO_3,1}{Na82Mg11Ca7}$	ХК
107.	Десантна,1	1356-1360	N _i	$M_{15} \frac{Cl88SO_4,10HCO_3,2}{Na79Mg17Ca4}$	ХМ
108.	Десантна,1	1356-1360	N _i	$M_{26} \frac{Cl93SO_4,6HCO_3,1}{Na86Ca10Mg4}$	ХК
109.	Каркінітська,1	447-503	N _i	$M_{26} \frac{Cl96SO_4,4}{Na89Mg9Ca3}$	ХК
110.	Сельського,40	612-617	N _i	$M_{86} \frac{Cl99HCO_3,1}{Na85Mg10Ca5}$	ХК
111.	Сельського,40	612-617	N _i	$M_{82} \frac{Cl99HCO_3,1}{Na86Mg10Ca4}$	ХК
112.	Сельського,40	612-617	N _i	$M_{85} \frac{Cl99HCO_3,1}{Na85Mg10Ca5}$	ХК
113.	Сельського,40	612-617	N _i	$M_{90} \frac{Cl99HCO_3,1}{Na87Mg9Ca4}$	ХК
114.	Голицинське,1	400-425	N _i	$M_{97} \frac{Cl100}{Na85Mg8Ca7}$	ХК
115.	Голицинське,6	105-125	N ₂	$M_{20} \frac{Cl9ISO_4,9}{Na76Mg18Ca6}$	ХМ

Примітка : * проби з переважанням технологічних вод.







Таблиця 3.5а
 Співставлення геохімічних типів води за переважаючими компонентами (понад 10 % екв) із генетичними типами вод за класифікацією В.О. Суліна для підземних вод Північнопричорноморського водонапірного басейну.

Геохімічний тип води Генетичний тип води за В.Суліним	Cl					SO ₄ -Cl			SO ₄ -HCO ₃ -Cl	HCO ₃ -Cl	HCO ₃ -Cl-Ca-Na
	Na	Ca-Na	Mg-Na	Mg-Ca-Na	Na	Ca-Na	Mg-Na	Cl	Na	Ca-Na	
ХК	●	●	●	●							●
ХМ	●		●		●	●	●	●			
СН	●				●	●	●				
ГКН	●				●						●




Примітка: ХК - хлориднокальцієві; ХМ - хлоридномагнієві; СН - сульфатномагнієві; ГКН - гідрокарбонатномагнієві води.
 Кругами великого діаметра показана переважна більшість проб.

Умовні позначення до рисунків розділу 3.

Типи вод за В.О. Суліним

 - ХМ - ХК - СН - ГКН - вода Чорного моря - вода Океану

Стратиграфічний вік водоносного комплексу

 - N_1  - $P_3 - N_1$  - P_1  - K_2  - K_1  - J  - PR

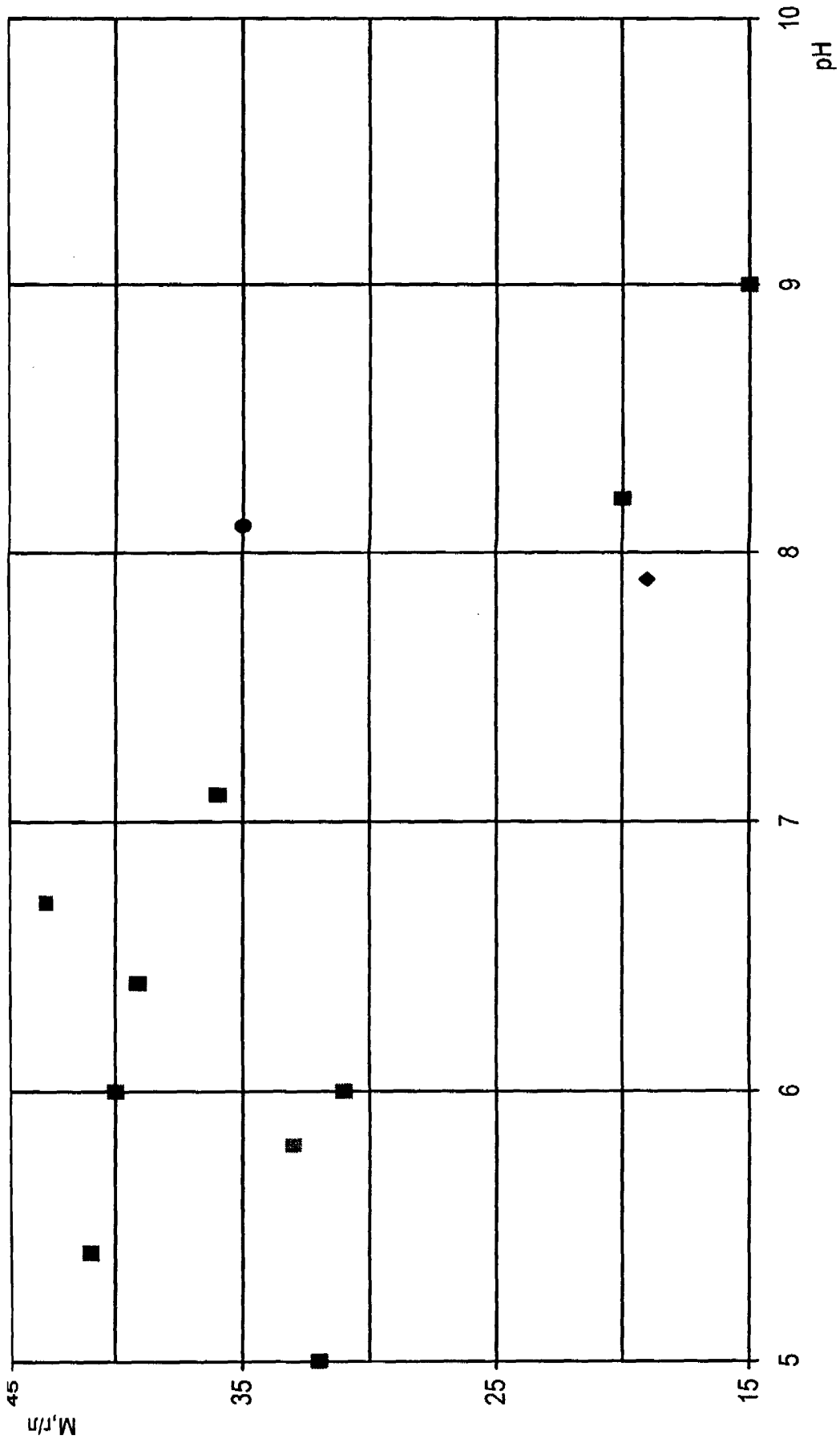


Рис. 3.1 Залежність між концентрацією водневих іонів (рН) та мінералізацією.

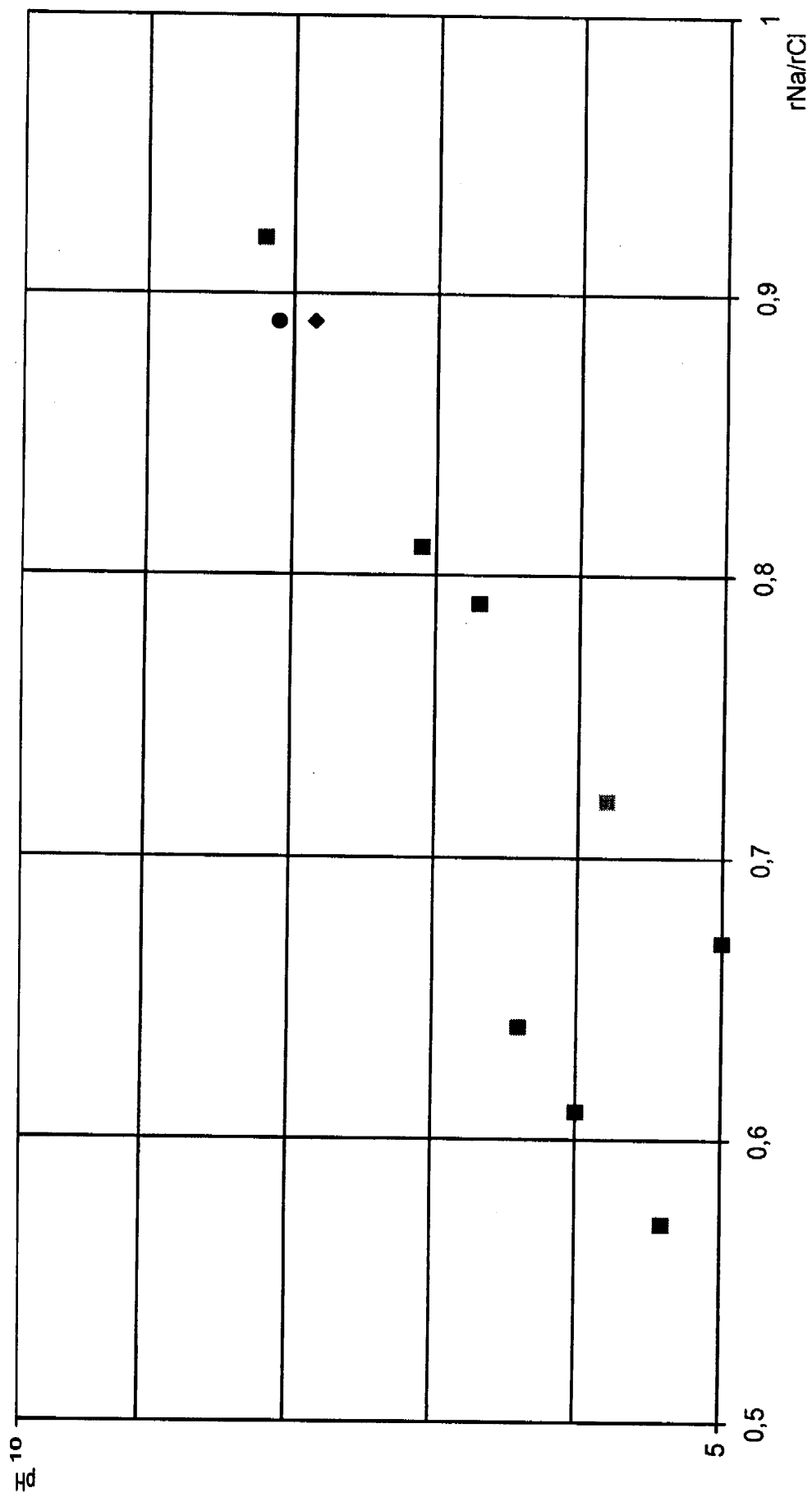


Рис. 3.2 Залежність між концентрацією водневих іонів (рН) та rNa/rCl.

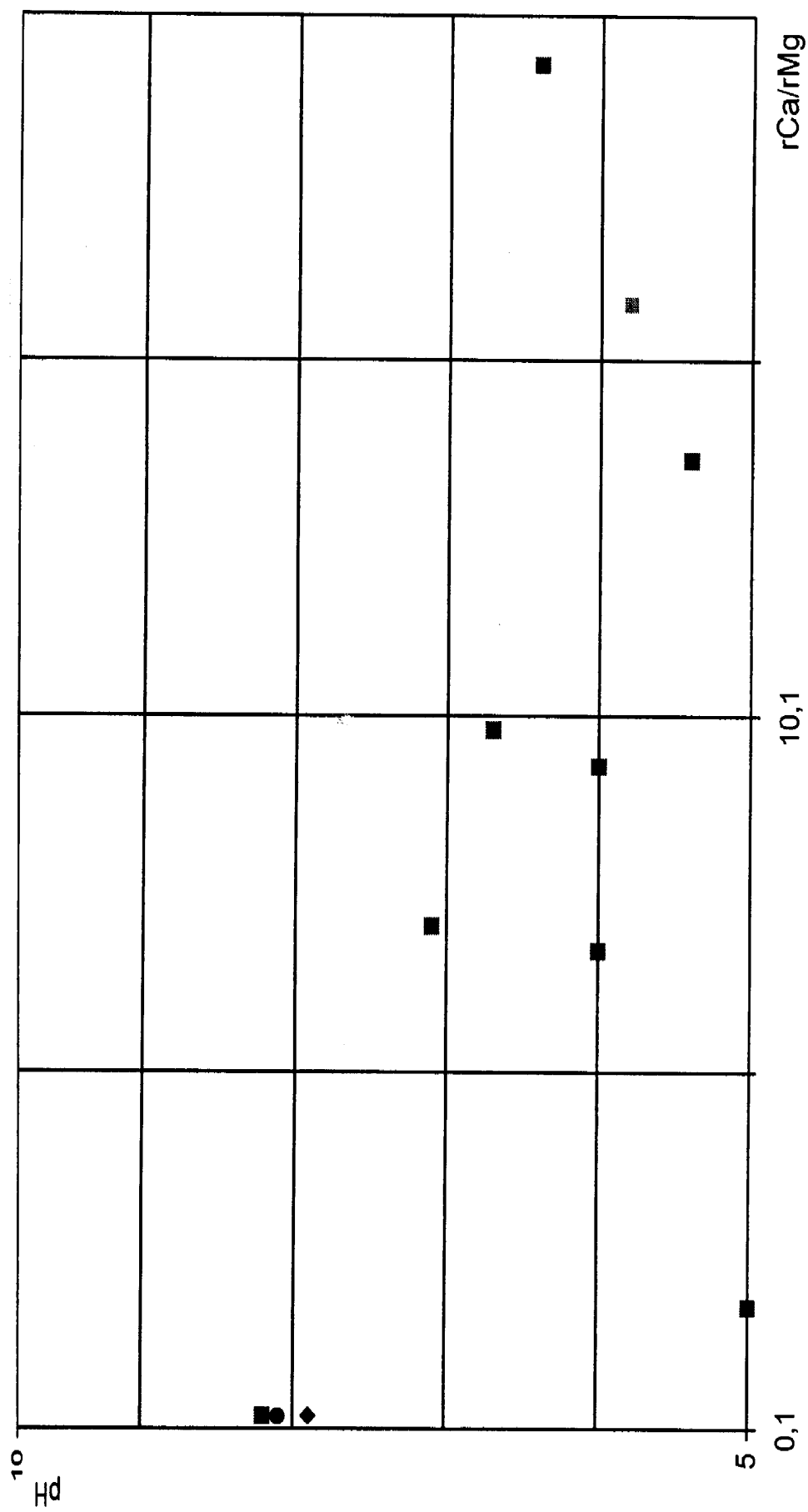


Рис. 3.3 Залежність між концентрацією водневих іонів (рН) та Ca/Mg

карбонатами (св. Каркінітська-1, 3112—3142 м, кампанський та 3355—3362 м, коньяк-туронський яруси).

Інтерполяція значень мінералізації, rNa/rCl та rCa/rMg вод із об'єктів, що піддавалися солянокислотній обробці в область $pH=7$ дає значення 30—32 г/л, 0,72—0,75 та 5,7—6,2 відповідно. Такі значення властиві природним пластовим водам хлоркальцієвого типу цього регіону. Враховуючи це, можна проводити деяку корекцію хімічного складу вод, зміненого внаслідок взаємодії соляної кислоти з карбонатними породами.

Встановлено певну залежність між мінералізацією і типами підземних вод з одного боку та їх дебітами з іншого, яка свідчить про наявність вод хлоркальцієвого типу підвищеної мінералізації у високопроникних колекторах з дебітами понад $10\text{ м}^3/\text{добу}$. Переважна більшість проб хлормагнієвого типу відібрана із малодобітних свердловин — 0,1 — $3,8\text{ м}^3/\text{добу}$. У той же час великі, понад $100\text{ м}^3/\text{добу}$, припливи вод того ж хлормагнієвого типу, отримані із неогенових і верхньокрейдових відкладів засвідчують їх пластовий характер (рис. 3.4).

Залежність дебітів свердловин від глибини залягання водоносних об'єктів відсутня (рис. 3.5), але найбільші припливи вод, понад $100\text{ м}^3/\text{добу}$ притаманні як теригенним міоценовим і нижньокрейдовим, так і карбонатним верхньокрейдовим відкладам. Дебіти води із свердловин відрізняються на три порядки. Загальний їх розподіл за величинами є нормальним симетричним: від 0,1 до $1,0\text{ м}^3/\text{добу}$ — 18,6; від 1 до 10 — 47,7; від 10 до 100 — 26,7 та понад 100 — 7%. Аналогічними є криві розподілу величин дебітів з окремих стратиграфічних комплексів, за винятком майкопського, де відсутні об'єкти з дебітами понад $10\text{ м}^3/\text{добу}$. Отже превалюють колектори із низькою водовіддачею — від 1 до $10\text{ м}^3/\text{добу}$ і тільки в міоценових пластах переважають більш високодебітні — від 10 до $100\text{ м}^3/\text{добу}$.

Газогідрогеохімічні особливості розрізу акваторії Північнопричорноморського ВНБ базуються на аналізі вмістів понад 1500 компонентів іонно-сольового складу підземних вод, понад 100 аналізах складу водорозчинених, спонтанних і вільних газів, 42 визначеннях газонасиченостей підземних вод.

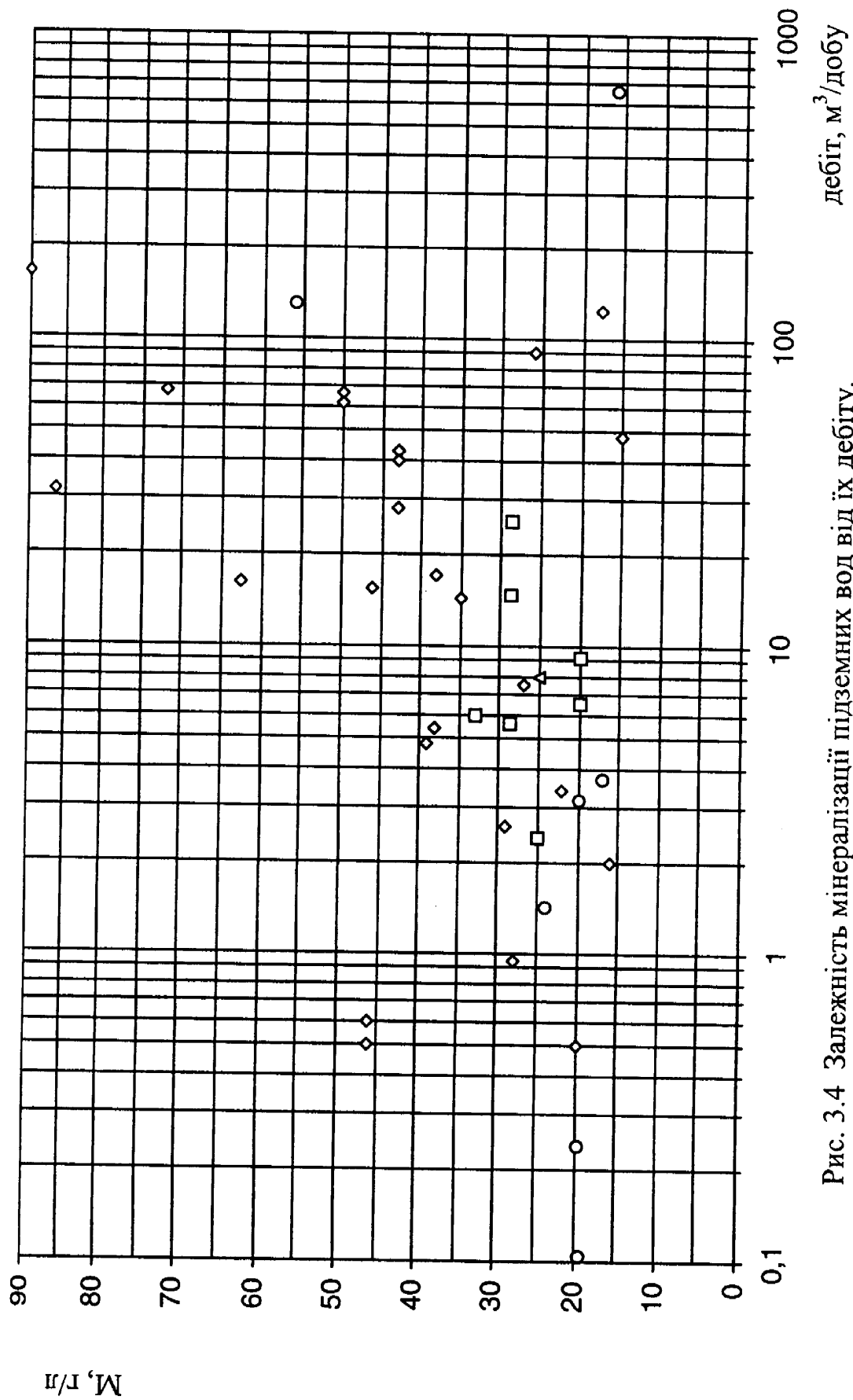


Рис. 3.4 Залежність мінералізації підземних вод від їх дебіту.

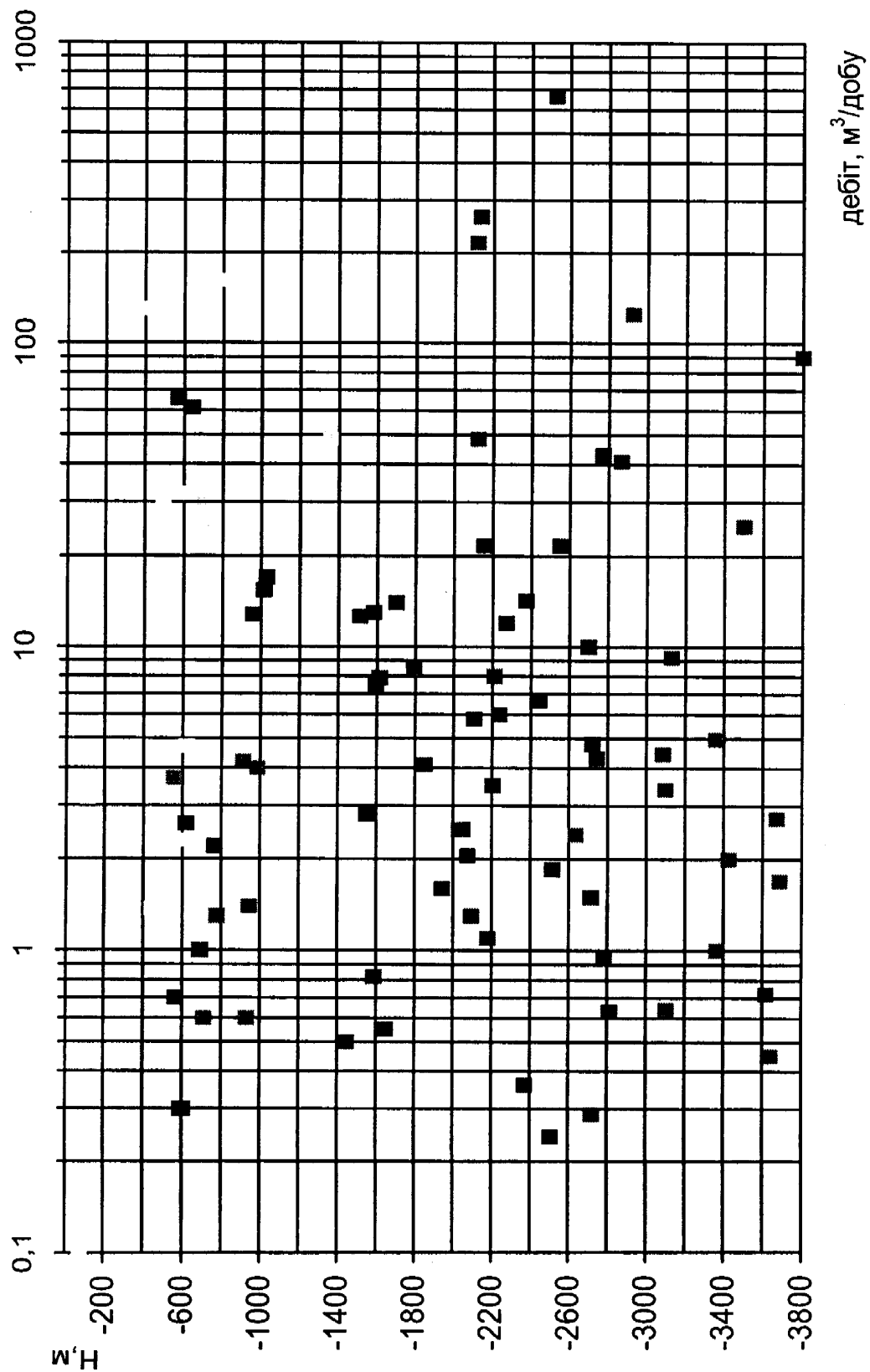


Рис. 3.5 Зміни дебітів води з глибиною залягання водоносного пласта.

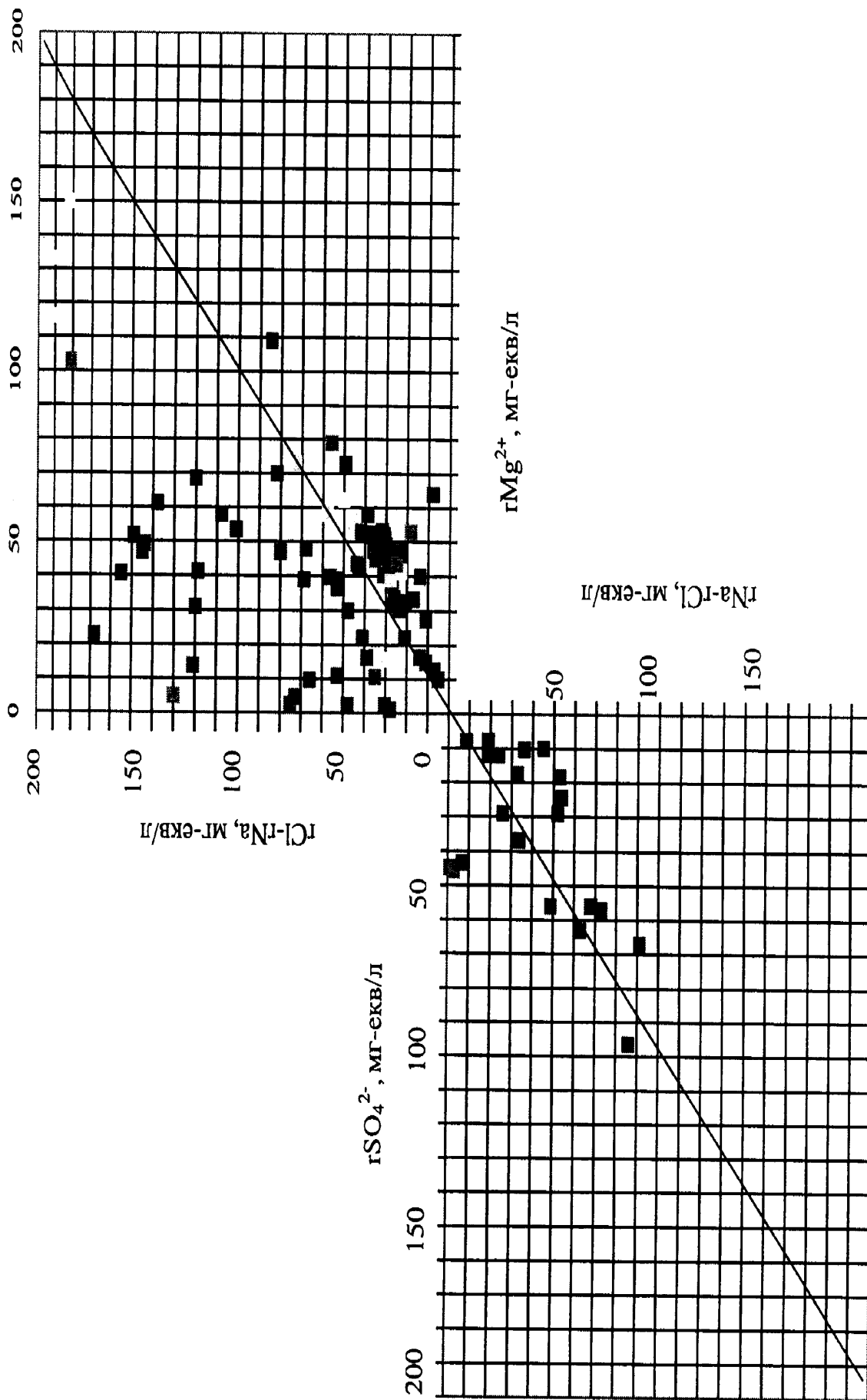
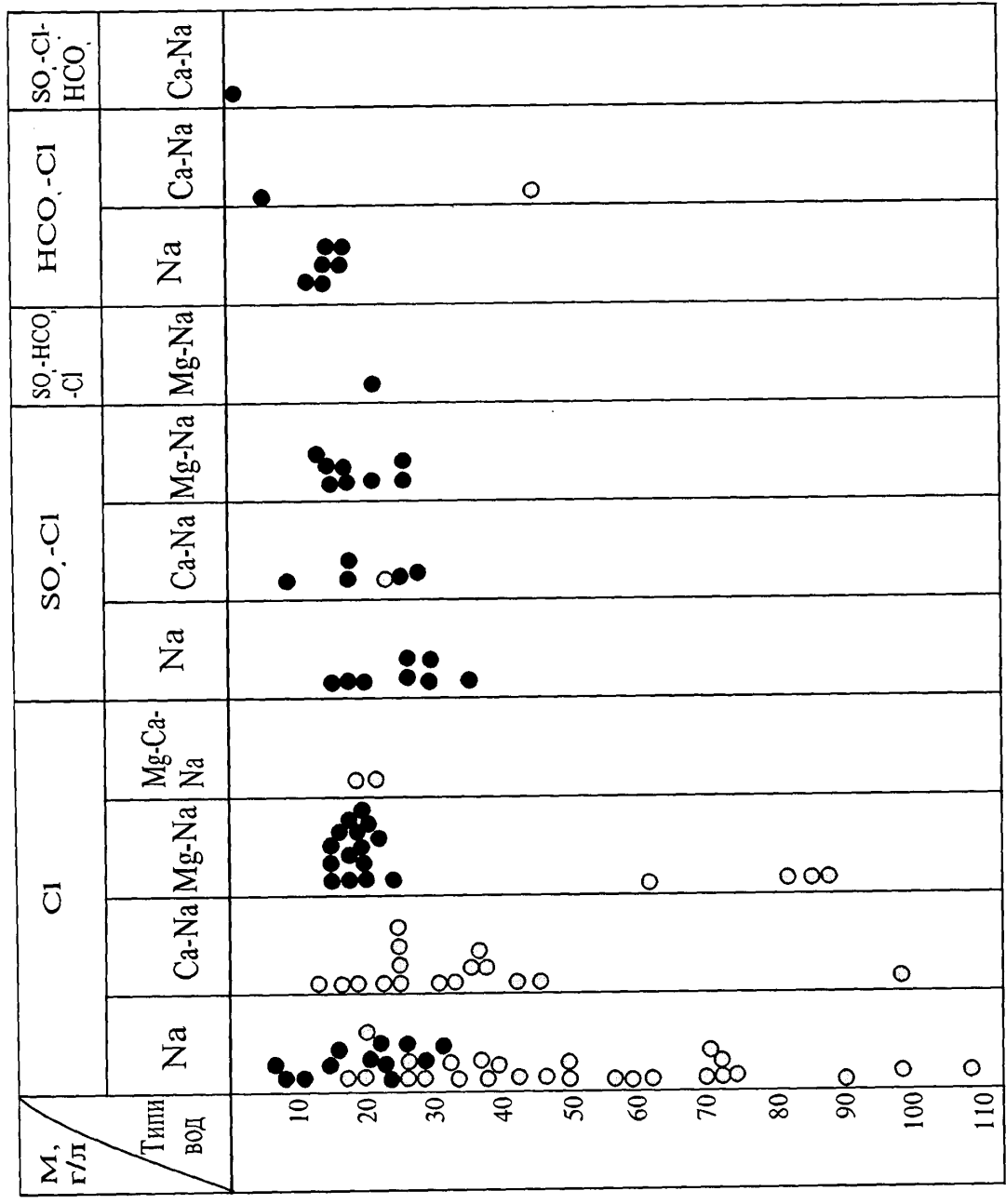


Рис.3.6 Типи підземних вод водонесних комплексів акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

При опрацюванні гідрогеохімічних даних поряд із класифікацією В.Суліна [26] застосовувалася типізація вод за компонентами, вмісти яких не менші за 10 %екв. Це дозволяє за макрохімічним складом розрізнити підземні води, що потрапляють до одного й того ж типу за Суліним, але водночас відрізняються між собою доволі суттєво за хімічною композицією. Так, серед хлоркальцієвих вод за переважними компонентами можна виділити 5 різновидів, хлормагнієвого — 6, сульфатнатрієвого — 5 і гідрокарбонатнатрієвого — 3 (див. табл. 3.5; рис.3.7). Це дозволило відрізнити сучасні морські хлормагнієві води від підземних вод того ж типу і мінералізації.

Серед вивчених підземних вод басейну переважають хлоркальцієві, дещо менше хлормагнієвих. Гідрокарбонатнатрієві та сульфатнатрієві займають підпорядковане положення (рис.3.7 — 3.9). Хлоркальцієві і хлормагнієві води розповсюджені по усьому розрізу басейну включно з ложем, сульфатнатрієві — в породах ложа, крейдових і палеогенових відкладах, гідрокарбонатнатрієві — тільки в палеоценових і верхньокрейдних карбонатних комплексах (див.табл. 3.5). Із глинистих мулів сучасних осадів шельфу Чорного моря відпресовані виключно хлормагнієві (сульфатно-хлоридні магнієво-натрієві) води, аналогічні сучасним морським, а при високій температурі дослідів відтискалися сульфатнатрієві (гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридні кальцієво-магнієво-натрієві або сульфатно-хлоридні магнієво-натрієві) води низької мінералізації (див. табл. 3.4).

Згідно класифікації за переважними компонентами найпоширенішими є хлоридні води — 71% проб, серед яких домінують натрієві — 31% та магнієво-натрієві — 24%. Кальцієво-натрієвих вод усього 13,7%. Другою поширеною групою є сульфатно-хлоридні — 23% проб, що приблизно порівну поділені між кальцієво-натрієвими, магнієво-натрієвими та натрієвими. Решту складають гідрокарбонатно-хлоридні натрієві, кальцієво-натрієві та магнієво-натрієві та сульфатно-гідрокарбонатно-хлоридні магнієво-натрієві води (рис. 3.7, 3.8). Відносний кількісний розподіл типів вод за Суліним у стратиграфічному розрізі зображений на рис. 3.9.



Примітка: ○ хлоркальцієві; ● хлормagneзіїв; ● сульфатнонатрієві;
 ● гідрокарбонатнонатрієві води; * конденсаційні води.

Рис. 3.7 Зв'язок між геохімічними типами підземних вод і їх мінералізацією в акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

Група вод за типом розсіювання	Cl		SO ₄ -Cl		HCO ₃ -SO ₄ -Cl		SO ₄ -HCO ₃ -Cl		HCO ₃ -Cl	
	Ca-Na	Mg-Na	Ca-Na	Mg-Na	Ca-Na	Mg-Na	Ca-Na	Mg-Na	Ca-Na	Mg-Na
Q				●		●				
N	●	●	●					●		
P ₃ -N ₁	●	●	●	●						
P ₂	●	●	●	●						
P ₁	○	●	○	●					○	
K ₂	●	●	○	●					○	○
K ₁		●	●	●						
J		●	●	●						
PR	●	●		●						

Примітка*: розміром крутів умовно показана кількість аналізів вод даного типу - від поодиноких, через середню кількість і до найбільшої.
 ХК - ●; ХМ - ●; ГКН - ○; СН - ●.

Рис.3.8 Розподіл типів підземних вод за переважаючими компонентами (вміст понад 10 % екв.) і класифікацією В.О.Сулїна у стратиграфічному розрізі акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

ВОДОНОСНІ КОМПЛЕКСИ		ТИПИ ВОД. МІНЕРАЛІЗАЦІЯ	ТИПИ ВОД за В. Суліним			
			ХК	ХМ	СН	ГКН
НЕОГЕНОВИЙ	ПІОЦЕН — ЧЕТВЕРТИННИЙ N ₂ -Q			$\frac{100\%}{28.9}$		
	МІОЦЕНОВИЙ N ₁		$\frac{90\%}{65.0}$	$\frac{10\%}{39.5}$		
ПАЛЕОГЕНОВИЙ	МАЙКОПСЬКИЙ P ₃ -N ₁		$\frac{70\%}{46.4}$	$\frac{30\%}{20.1}$		
	ЕОЦЕНОВИЙ P ₂		$\frac{75\%}{47.7}$	$\frac{20\%}{21.9}$	$\frac{5\%}{23.2}$	
	ПАЛЕОЦЕНОВИЙ P ₁		$\frac{28\%}{33.2}$	$\frac{32\%}{18.3}$	$\frac{8\%}{27.2}$	$\frac{32\%}{24.7}$
КРЕЙДОВИЙ	ВЕРХНЬО-КРЕЙДОВИЙ K ₂		$\frac{26\%}{44.5}$	$\frac{59\%}{21.2}$	$\frac{3\%}{21.0}$	$\frac{12\%}{26.4}$
	НИЖНЬО-КРЕЙДОВИЙ K ₁		$\frac{40\%}{26.8}$	$\frac{20\%}{16.0}$	$\frac{40\%}{25.2}$	
БАЗАЛЬНИЙ ГОРИЗОНТ K ₁ , J, PR				$\frac{60\%}{22.7}$	$\frac{40\%}{23.0}$	

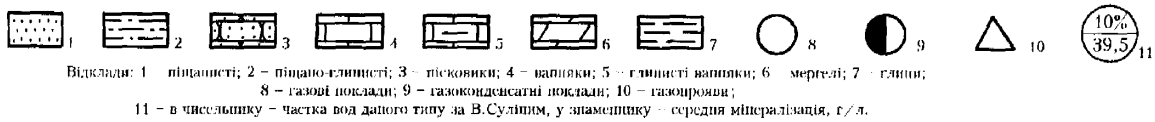


Рис. 3.9 Розповсюдження типів підземних вод (за В.О. Суліним) в розрізі акваторії Північнопричорноморського ВНБ

3.2 Гідрогеохімічні особливості акваторії басейну.

3.2.1 Макрокомпонентний склад підземних вод.

З метою з'ясування гідрогеохімічних особливостей субаквальної частини ВНБ, їх природи, зв'язків з геологічною будовою і нафтогазоносністю увесь масив наявних даних нами опрацьований за програмою *SYSAN* [122]. Певні залежності представлені графічними зображеннями зв'язків окремих компонентів між собою та з глибиною залягання підземних вод і стратиграфічним віком водоносних комплексів.

Показник концентрації водневих іонів pH змінюється в межах 6,5 — 9,4, за винятком проб з низькими pH , отриманих з об'єктів, підданих солянокислотній обробці. Значення pH доволі закономірно зменшуються з глибиною, характеризуючи поступовий перехід у цьому напрямі від слабо лужного до слабо кислого середовища. Ця особливість позначається на розподілі залежно від глибини залягання тих інгредієнтів іонно-сольового складу вод, які залежать від реакції середовища. Послідовне зменшення з глибиною pH починається від глибини, приблизно, 1200 м, бо вище (в діапазоні глибин 900—1100 м) pH коливається в широких межах від 5,8 до 8,0, що також пов'язане із застосуванням солянокислотних обробок порід палеоценового водоносного комплексу (рис. 3.10).

Ступінь мінералізації підземних вод басейну з глибиною зменшується, причому коефіцієнт кореляції цієї залежності є високим: $R = -0,60$. Ця особливість відбиває два феномени, що існують одночасно: з одного боку наявність вертикального “стовпа” (від глибини 100 до 3900 м) змін мінералізації у доволі вузькому діапазоні (до 30 г/л) у всіх водоносних комплексах та, вужчого за глибиною (300—1200 м) діапазону із широким інтервалом зміни мінералізацій — від 30 до 108 г/л. Остання особливість стосується вод хлоркальцієвого типу в палеогенових і неогенових відкладах (рис. 3.11 — 3.13). Отже послідовне

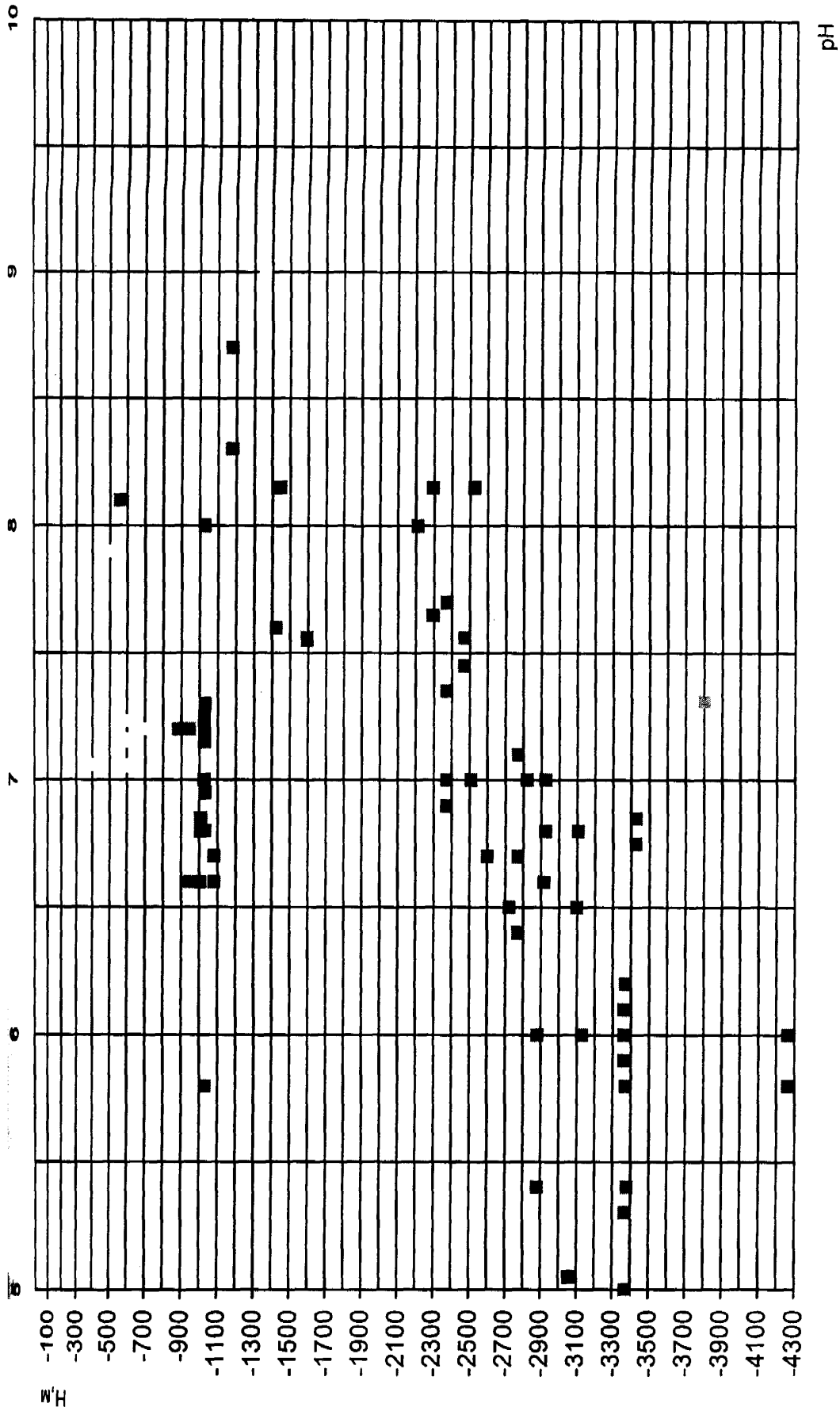
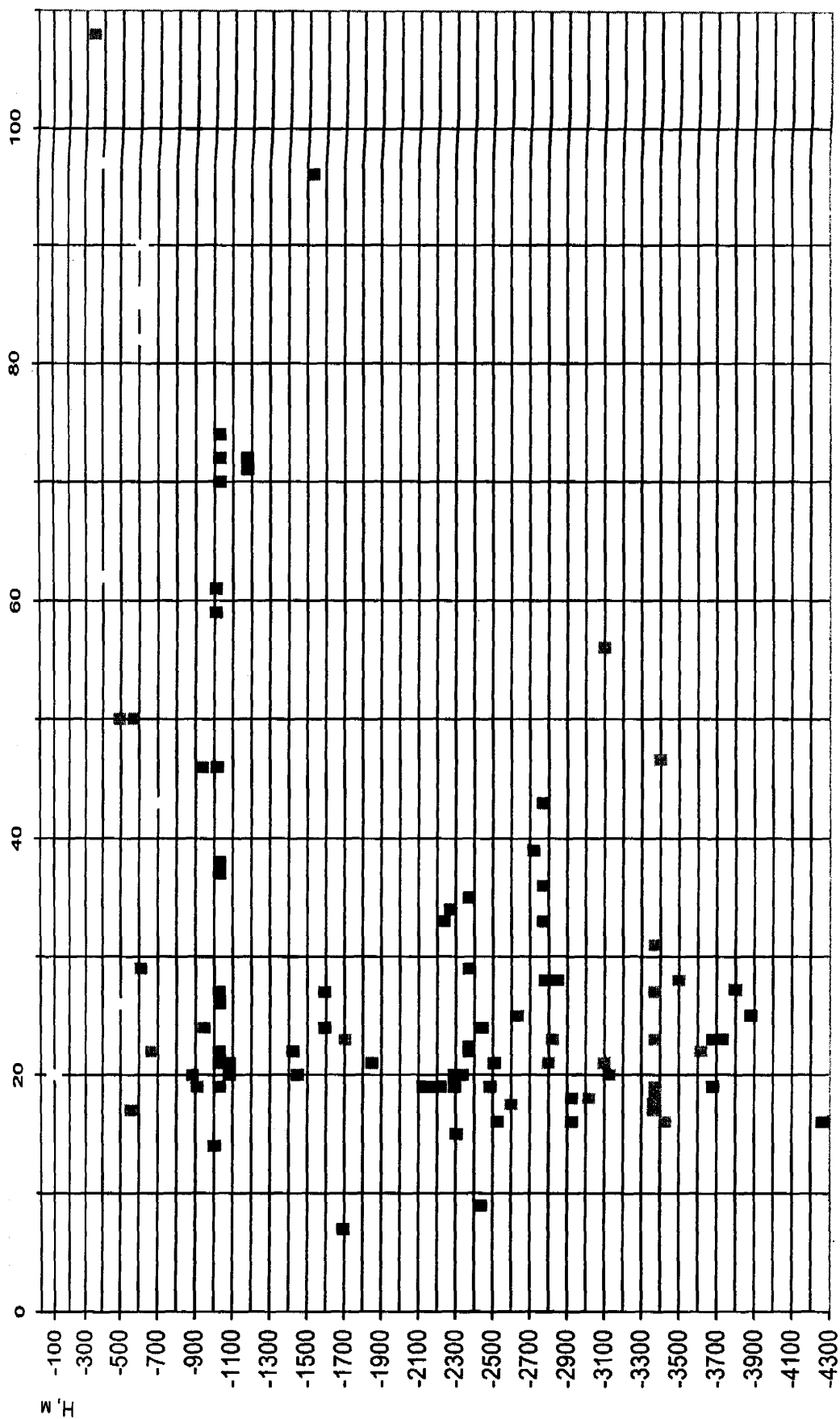


Рис. 3.10 Зміна показника концентрації водневих іонів з глибиною залягання підземних вод.



M, г/л
R^{0,05;98}/=-0,60

Рис.3.11 Зміна мінералізації підземних вод з глибиною їх залягання.

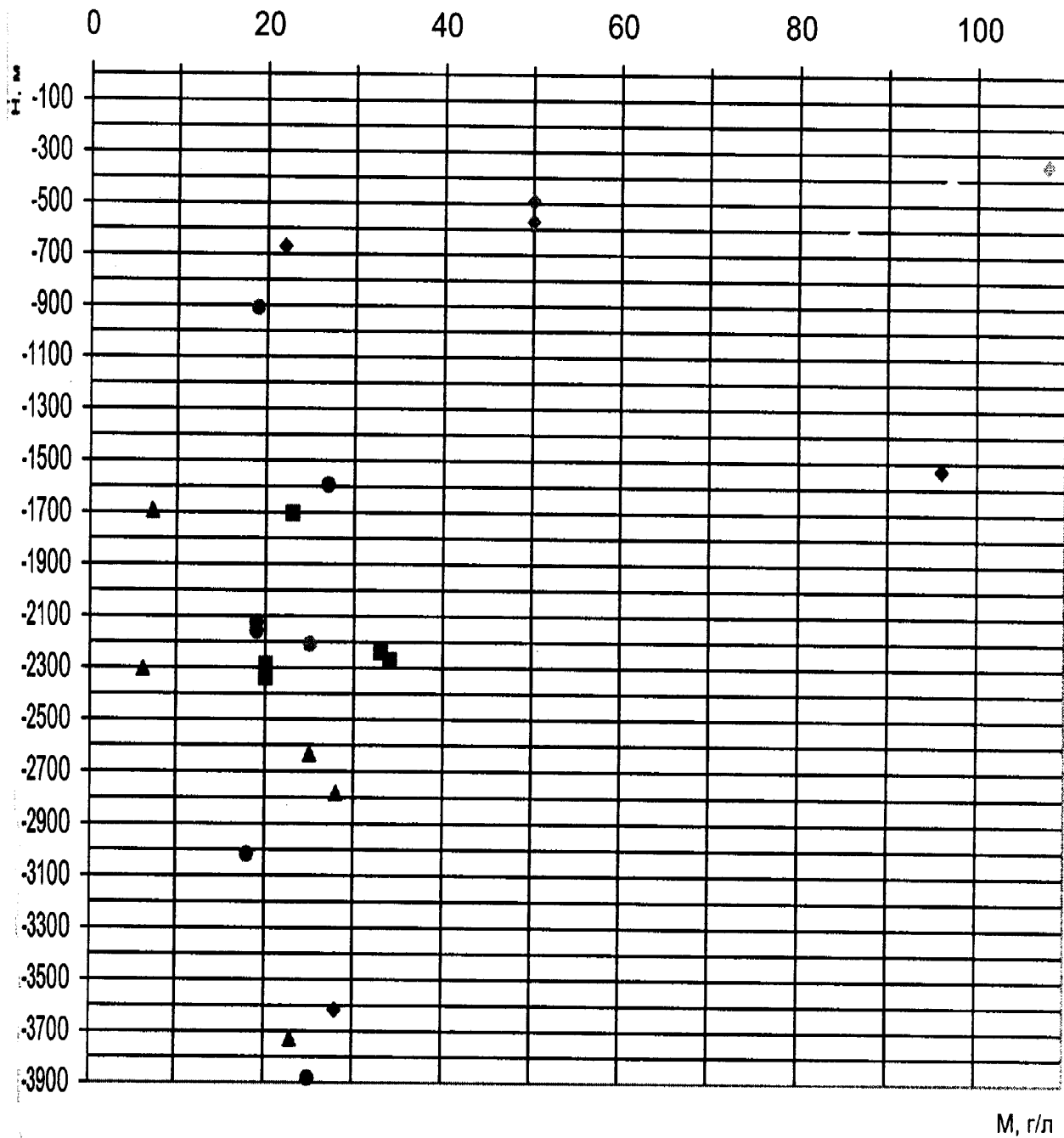


Рис. 3.12 Розподіл вод за мінералізацією і типами за класифікацією В.О.Суліна по глибині їх залягання.

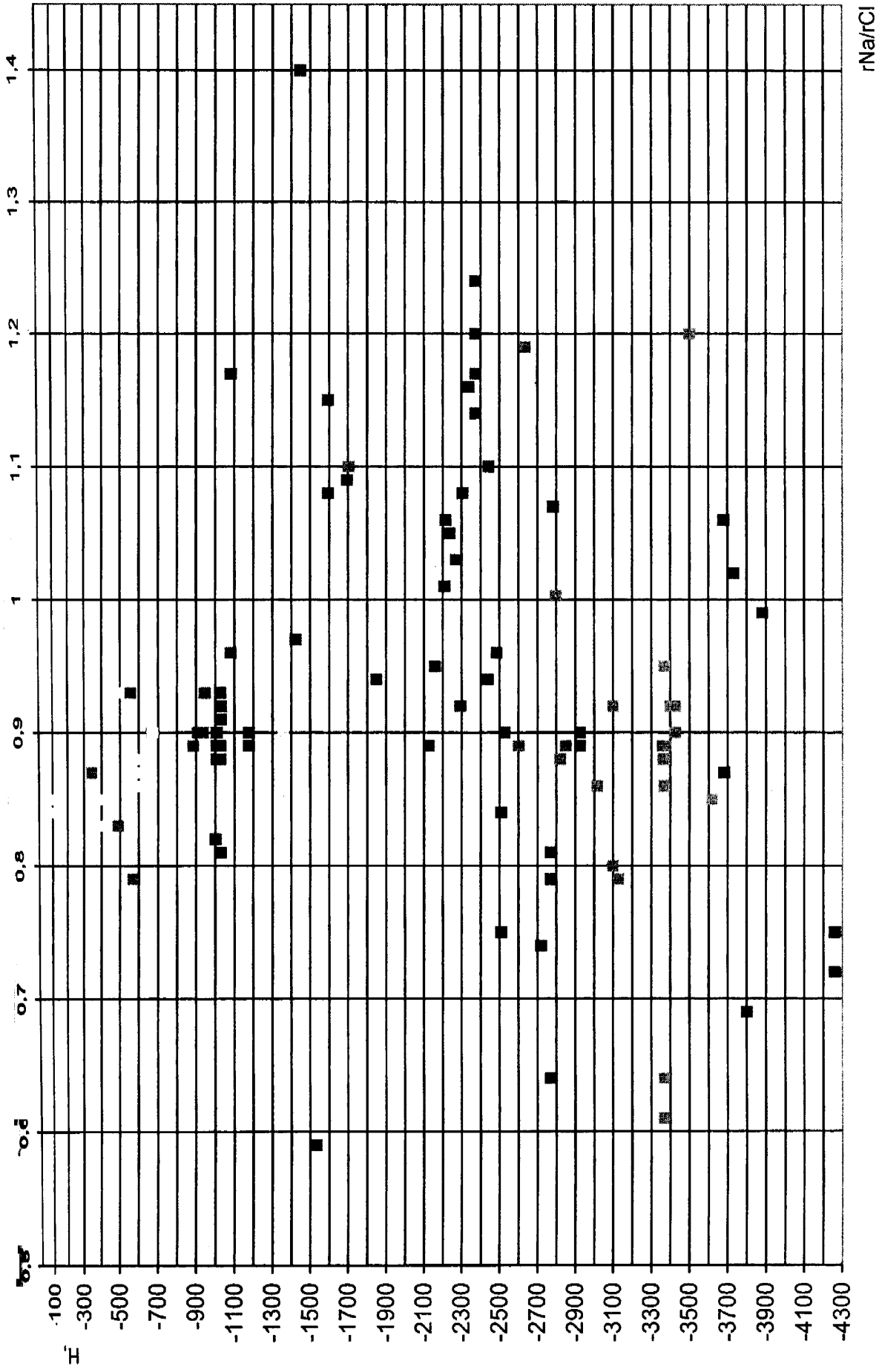


Рис.3.13 Зміна відношення гNa/гCl підземних вод з глибиною їх залягання.

зменшення з глибиною ступеня мінералізації вод добре простежується тільки за середніми величинами, які змінюються так: 500 м – 38; 1500 м – 36; 2500 м – 25; 3500 м – 23; 4260 м – 16 г/л. Максимальна мінералізація, 108 г/л, належить пробі з майкопських відкладів, дещо менша, 96 г/л — міоценових, до 75 г/л — палеогенових, 56 г/л — крейдових, 25 г/л — проба з базального горизонту басейну. Таким чином, акваторії Північнопричорноморського ВНБ загалом властива т.зв. гідрогеохімічна інверсія (зменшення ступеня мінералізації вод) вже від глибини 300—400 м, тоді як на суші вона проявляється тільки в низах розрізу, від глибини 2800 до 4000 м [143]. Це пов'язане з відсутністю в акваторії зони активного інфільтраційного водообміну, яка присутня на суші, завдяки чому мінералізація вод з глибиною тут зростає (ефект опріснення розрізу інфільтрогенними водами, інтенсивність якого зменшується з глибиною) і тільки в низах розрізу, де вплив цих вод вигасає, проявляється інверсія.

Своєрідною є зміна з глибиною залягання вод rNa/rCl , що визначає їх належність до хлоркальцієвого чи хлормагнієвого типу з одного і сульфатнатрієвого чи гідрокарбонатнатрієвого з другого боку роздільної лінії $rNa/rCl=1$. Характер зміни цього відношення завдячує заляганням на глибинах 2100—2400 м палеоценових відкладів, води яких належать, переважно, до гідрокарбонатнатрієвого типу. Вище й нижче цього інтервалу розповсюджені, головним чином, хлоркальцієві і хлормагнієві води з rNa/rCl від 0,64 до 0,97 (див. рис. 3.13). В зоні розповсюдження хлоркальцієвих і хлормагнієвих вод rNa/rCl по розрізу зменшується від глибини 100 до, приблизно, 2500 м, після чого знову зростає до найбільших вивчених глибин. З іншого боку, серед вод, у яких вміст Na переважає вміст Cl rNa/rCl з глибиною дещо зменшується. (див. рис. 3.13). Середньозважені його значення становлять: на глибині 500 м —0,88; 1500 —0,92; 2500 —0,96; 3500 —0,86; 4260 —0,75. Найчастіше, (41% випадків), зустрічаються значення від 0,80 до 0,90, значень понад 1,0 —23,1%.

Відношення rCa/rMg , що, як і rNa/rCl , є мірою перетворення (метаморфізації) морської води у бік формування хлоркальцієвих солянок, змінюється у дуже широкому діапазоні — від 0,13 до 19,3. З глибиною його

зв'язує пряма залежність з $R = 0,21$ (табл. 3.6). Максимальні значення rCa/rMg властиві водам палеоценових і крейдових відкладів (рис. 3.14).

Вмісти основних інгредієнтів іонно-сольового складу підземних вод — Cl , $Na+K$, Mg — подібно загальній мінералізації зменшуються з глибиною (див. табл. 3.6). Натомість збільшується вміст rSO_4 та коефіцієнт $rSO_4/100/rCl$ (рис. 3.15). Існує також деяка тенденція збільшення з глибиною вмісту HCO_3 . (рис. 3.16).

Хлорид-іон є основним аніоном у складі підземних вод Північнопричорноморського ВНБ, який визначає загальну мінералізацію вод в усіх їх генетичних типах. Коефіцієнт парної кореляції між ними становить 0,87. Найбільший відносний вміст Cl — у водах хлоркальцієвого типу: 84—100 ‰екв, середнє значення 96,4. Дещо менший його вміст у водах хлормагнієвого типу — від 78 до 93 ‰екв, в середньому 87,9.

Води гідрокарбонатнатрієвого типу містять 84,2 ‰екв Cl в діапазоні коливань 80—93. Найменша кількість хлорид-іону визначена у водах сульфатнатрієвого типу — 67—90 ‰екв при середньому значенні 82,3.

Вміст Cl з віком водоносних порід не зв'язаний. Він є яскраво вираженим антагоністом SO_4 ($R = -0,51$; див. табл. 3.6). Сильні додатні зв'язки у Cl з натрієм — 0,87, Ca — 0,62, Mg — 0,73, Br — 0,56.

Вміст **сульфат-іону** змінюється практично від нуля до 30 ‰екв. Найбільшим він є у водах сульфатнатрієвого типу (8—30 ‰екв., в середньому 14). Значно менші екстремуми вмістів SO_4 в хлормагнієвих водах — від 5 до 13 ‰екв, в середньому 8,9. Дещо нижчий його середній вміст у водах гідрокарбонатнатрієвого типу — (2—13 ‰екв., середній 8,1). Найменше сульфатів вміщують хлоркальцієві солянки. У багатьох випадках сульфати практично відсутні, в інших їх вміст змінюється від 1 до 8 за середнього 2,4 ‰екв.

Сульфати нагромаджуються у водах обернено пропорційно до мінералізації ($R = -0,55$). Зв'язок між вмістами HCO_3 та SO_4 для усього масиву значень є прямим і значущим — 0,41 (див. табл. 3.6), а з Na , Ca , Mg і Br — зворотнім.

Гідрокарбонат-іон присутній в усіх типах вод (за винятком лише поодиноких проб вод хлоркальцієвого і хлормагнієвого типів) в кількості до 250

Таблиця 3.6

Кореляційна матриця масиву гідрогеохімічних і газогідрогеохімічних параметрів акваторійної частини
Північнопричорноморського ВНБ

Вік	1.00																																													
M	-0.69	1.00																																												
pH	-0.20	0.37	1.00																																											
Cl	-0.64	0.82	-0.04	1.00																																										
SO ₄	0.74	-0.78	0.17	-0.94	1.00																																									
HCO ₃	0.24	-0.61	0.15	-0.85	0.69	1.00																																								
Ca	0.37	-0.18	-0.54	0.31	-0.13	-0.62	1.00																																							
Mg	0.32	0.04	-0.22	0.36	-0.16	-0.60	0.81	1.00																																						
K+Na	-0.39	-0.01	0.46	-0.40	0.22	0.73	-0.93	-0.89	1.00																																					
rNa/Cl	0.08	-0.41	0.33	-0.79	0.63	0.94	-0.80	-0.75	0.85	1.00																																				
rCa/Mg	0.11	-0.25	-0.02	-0.58	0.46	0.49	-0.54	-0.72	0.55	0.66	1.00																																			
rSO ₄ /Cl	0.72	-0.76	0.18	-0.95	1.00	0.71	-0.17	-0.20	0.26	0.66	0.50	1.00																																		
Cl/Br	0.31	-0.23	0.60	-0.32	0.55	0.29	0.03	0.12	0.10	0.21	-0.21	0.53	1.00																																	
J	-0.75	0.40	0.11	0.45	-0.54	-0.27	0.27	-0.30	0.28	-0.09	0.05	-0.54	-0.50	1.00																																
J/M	-0.58	0.02	-0.08	0.08	-0.27	0.10	-0.36	-0.44	0.43	0.21	0.23	-0.26	-0.54	0.89	1.00																															
Br	-0.73	0.71	0.21	0.72	-0.72	-0.62	-0.09	-0.07	-0.01	-0.39	-0.13	-0.71	-0.45	0.88	0.58	1.00																														
Br/M	-0.58	0.33	-0.01	0.46	-0.51	-0.42	-0.05	-0.16	0.03	-0.23	0.03	-0.51	-0.56	0.94	0.81	0.58	1.00																													
B	0.01	-0.32	-0.04	-0.56	0.25	0.78	-0.71	-0.68	0.68	0.77	0.46	0.29	-0.27	0.04	0.37	0.37	0.37	1.00																												
B/M	0.06	-0.38	-0.06	-0.60	0.30	0.80	-0.67	-0.65	0.67	0.78	0.45	0.33	-0.24	0.03	0.37	0.37	0.37	0.37	1.00																											
NH ₄	-0.61	0.64	0.32	0.66	-0.62	-0.43	-0.03	0.19	-0.10	-0.31	-0.50	-0.63	-0.12	0.49	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	1.00																										
NH ₄ /M	-0.30	0.04	0.13	0.25	-0.25	-0.06	0.11	0.22	-0.09	-0.10	-0.58	-0.27	0.07	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	1.00																									
Cl	-0.77	0.72	0.18	0.87	-0.83	-0.68	0.10	0.22	-0.16	-0.56	-0.51	-0.83	-0.30	0.76	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	1.00																									
C ₂₊	0.72	-0.86	-0.23	-0.93	0.86	0.78	-0.11	-0.26	0.23	0.64	0.51	0.86	0.26	-0.63	-0.25	-0.25	-0.25	-0.25	-0.25	-0.25	-0.25	1.00																								
ΣC _i H _{2<i>i</i>} +2	-0.53	-0.02	-0.07	0.25	-0.32	-0.07	0.01	-0.02	0.10	-0.05	-0.25	-0.34	-0.27	0.76	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	1.00																								
CO ₂ +N ₂	0.53	0.02	0.07	-0.25	0.32	0.07	-0.01	0.02	-0.10	0.05	0.25	0.34	0.27	-0.76	-0.82	-0.82	-0.82	-0.82	-0.82	-0.82	-0.82	0.82	1.00																							
C ₁ /C ₂	-0.47	0.88	0.37	0.59	-0.57	-0.38	-0.26	0.12	-0.01	-0.22	-0.22	-0.55	-0.12	0.06	-0.23	-0.23	-0.23	-0.23	-0.23	-0.23	-0.23	-0.23	0.23	1.00																						
ΣC _i H _{2<i>i</i>} +2/CO ₂ +N ₂	0.48	0.07	0.03	0.29	-0.30	-0.22	0.06	0.01	0.00	-0.12	-0.16	-0.31	-0.26	0.78	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	1.00																						
CO ₂ +N ₂																																														
Г	0.78	-0.84	-0.22	-0.67	0.69	0.45	0.29	0.35	-0.22	0.21	-0.12	0.67	0.31	-0.52	-0.21	-0.21	-0.21	-0.21	-0.21	-0.21	-0.21	-0.21	-0.21	0.21	1.00																					
Г/Н	-0.42	0.15	-0.04	0.28	-0.34	-0.19	-0.01	0.09	-0.05	-0.08	-0.16	-0.34	-0.43	0.64	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	1.00																					
Г/Г _{ННБ}	-0.20	0.01	-0.64	0.20	-0.44	-0.20	0.05	-0.04	-0.12	-0.20	0.11	-0.43	-0.94	0.52	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	1.00																				
Вік		M	pH	Cl	SO ₄	HCO ₃	Ca	Mg	K+Na	rNa/Cl	rCa/Mg	rSO ₄ /Cl	Cl/Br	J	J/M	Br	Br/M	B	B/M	NH ₄	NH ₄ /M	Cl	C ₂₊	ΣC _i H _{2<i>i</i>} +2	CO ₂ +N ₂	C ₁ /C ₂	ΣC _i H _{2<i>i</i>} +2/CO ₂ +N ₂	CO ₂ +N ₂	Г	Г/Н	Г/Г _{ННБ}	Вік	M	pH	Cl	SO ₄	HCO ₃	Ca	Mg	K+Na	rNa/Cl	rCa/Mg	rSO ₄ /Cl	Cl/Br	J	J/M

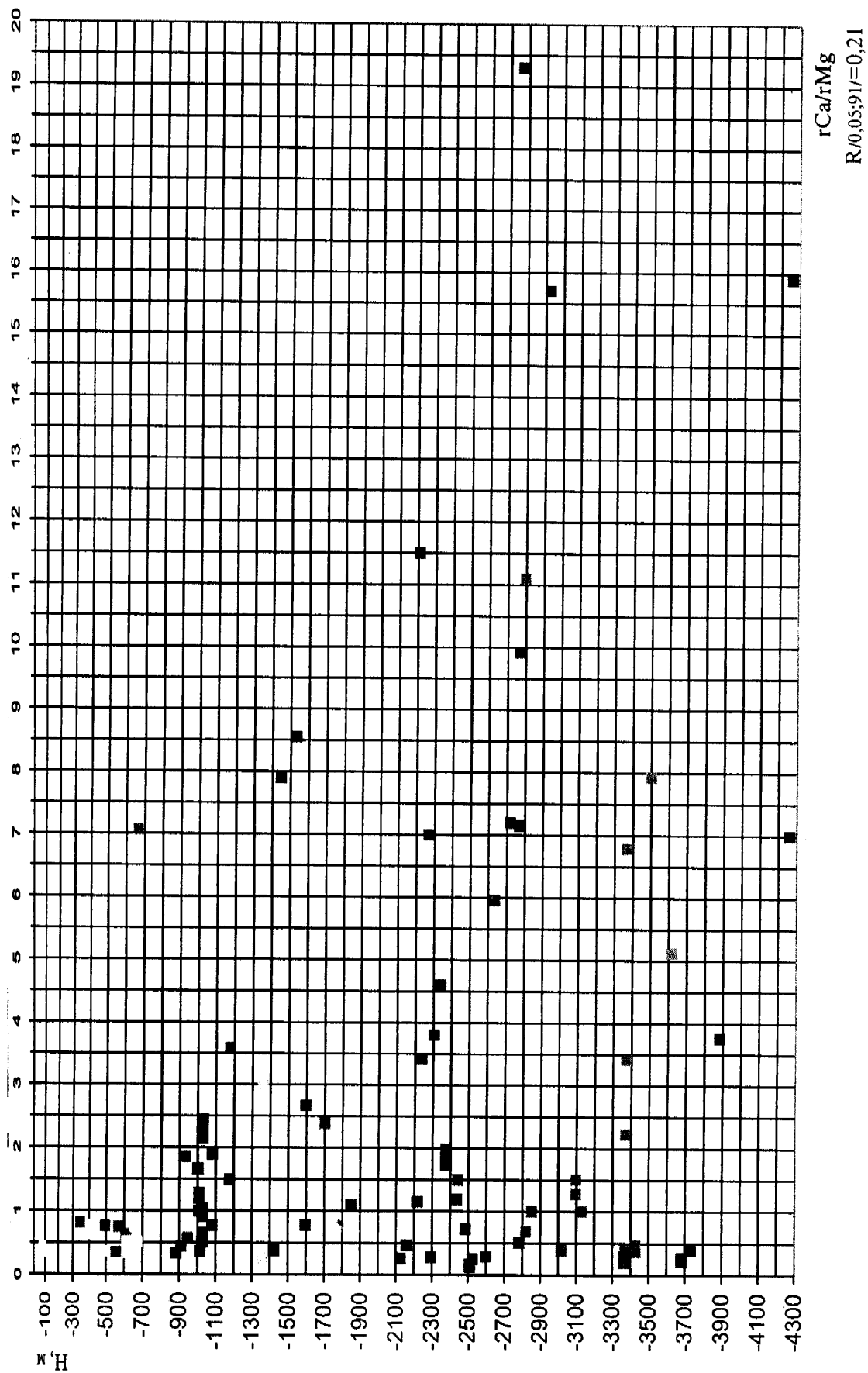


Рис. 3.14 Зміна відношення гСа/гMg в підземних водах з глибиною їх залягання.

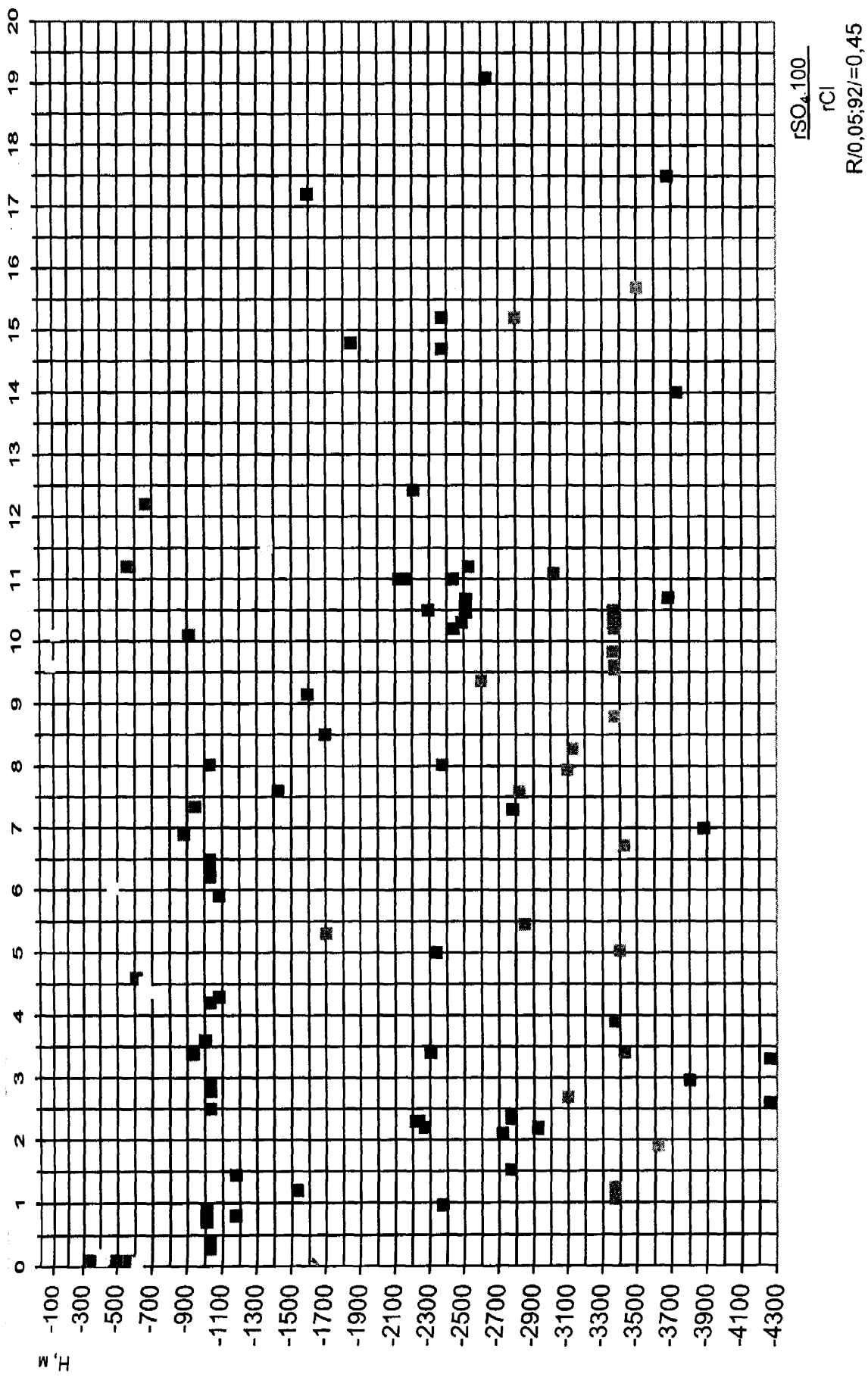
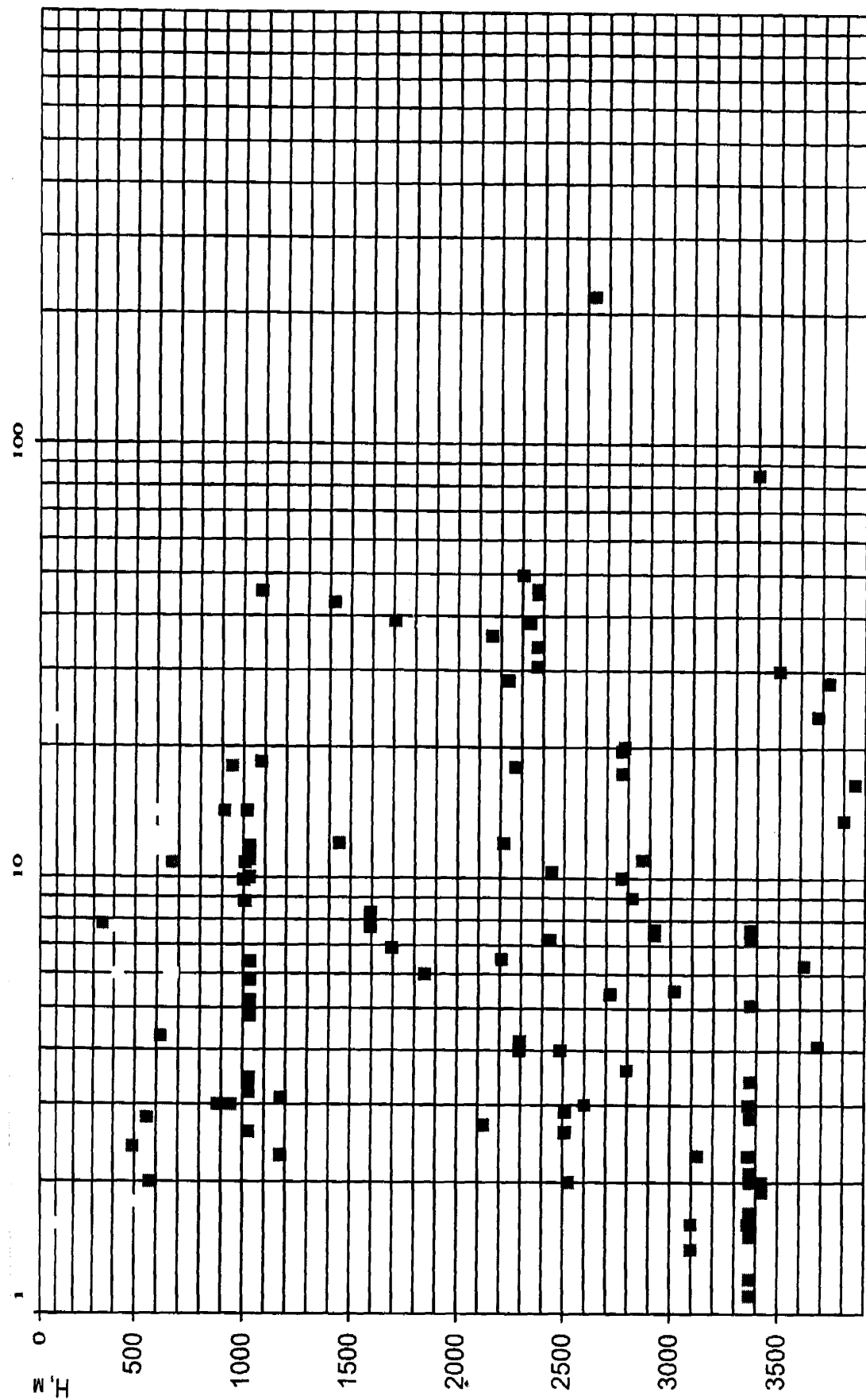


Рис. 3.15 Зміна коефіцієнта $rSO_{4,100}/rCl$ підземних вод з глибиною їх залягання.



г НСО₃, мг-экв/л
R/0,05;93/=0,21

Рис. 3.16 Зміна вмістів НСО₃ підземних вод з глибиною їх залягання.

мг.екв/л (рис.3.17). Середній вміст HCO_3 є найбільшим у водах гідрокарбонатнатрієвого типу, де становить 7,9%екв. Діапазон коливань його вмістів в окремих пробах дуже широкий — від 1 до 45 %екв. Середній вміст HCO_3 у сульфатнатрієвих водах становить 3%екв. в інтервалі 1—6.

Води хлормагнієвого і хлоркальцієвого типів вміщують найменші, приблизно однакові відносні кількості HCO_3 —відповідно 1,4 і 1,5 %екв в межах коливань 0—10 та 0—11.

Як згадувалось вище, вмісти HCO_3 та SO_4 зв'язані прямою залежністю, якщо корелювати увесь масив даних про абсолютні вмісти у водах цих компонентів свідчить (рис.3.18). За відносними ж вмістами (представленими у процент-еквівалентній формі) наявні дві сукупності проб— перша із вмістами SO_4 до 10 і HCO_3 до 5 % екв., куди входять хлоркальцієві і більша частина хлормагнієвих вод та друга — із вмістами SO_4 понад 10, а HCO_3 понад 6%екв, до якої належать усі проби сульфатнатрієвих, понад 80% гідрокарбонатнатрієвих і деякі проби вод хлормагнієвого типу (рис. 3.19). Цій сукупності властивий обернений зв'язок між вмістами SO_4 і HCO_3 , що свідчить про утворення якоїсь частини HCO_3 через відновлення SO_4 . Цим шляхом формуються води з підвищеними вмістами HCO_3 , які належать до гідрокарбонатнатрієвого типу за Суліним. Це ж засвідчує залежність між відношеннями в підземних водах $rSO_4/rHCO_3$ та вмістом HCO_3 . (рис. 3.20).

Із усього наявного масиву 65% проб утворюють сукупність, де $SO_4 > HCO_3$, у решті проб превалує HCO_3 . За стратиграфічним віком водовмісних порід кількість проб цих сукупностей розподіляється приблизно порівну, за винятком нижньокрейдових, юрських і більш давніх, у пробах яких від сульфатів над гідрокарбонатами складають 90—100% наявних аналізів.

Ступінь метаморфізованості вод. Виходячи з положення, що разом з донними морськими осадами (які з часом літифікувалися у осадові породи Північнопричорноморського ВНБ) захоронялися води басейну седиментації — початок первинним підземним водам цих порід дали саме названі води. Це були води сульфатно-хлоридного магнієво-натрієвого (хлормагнієвого за

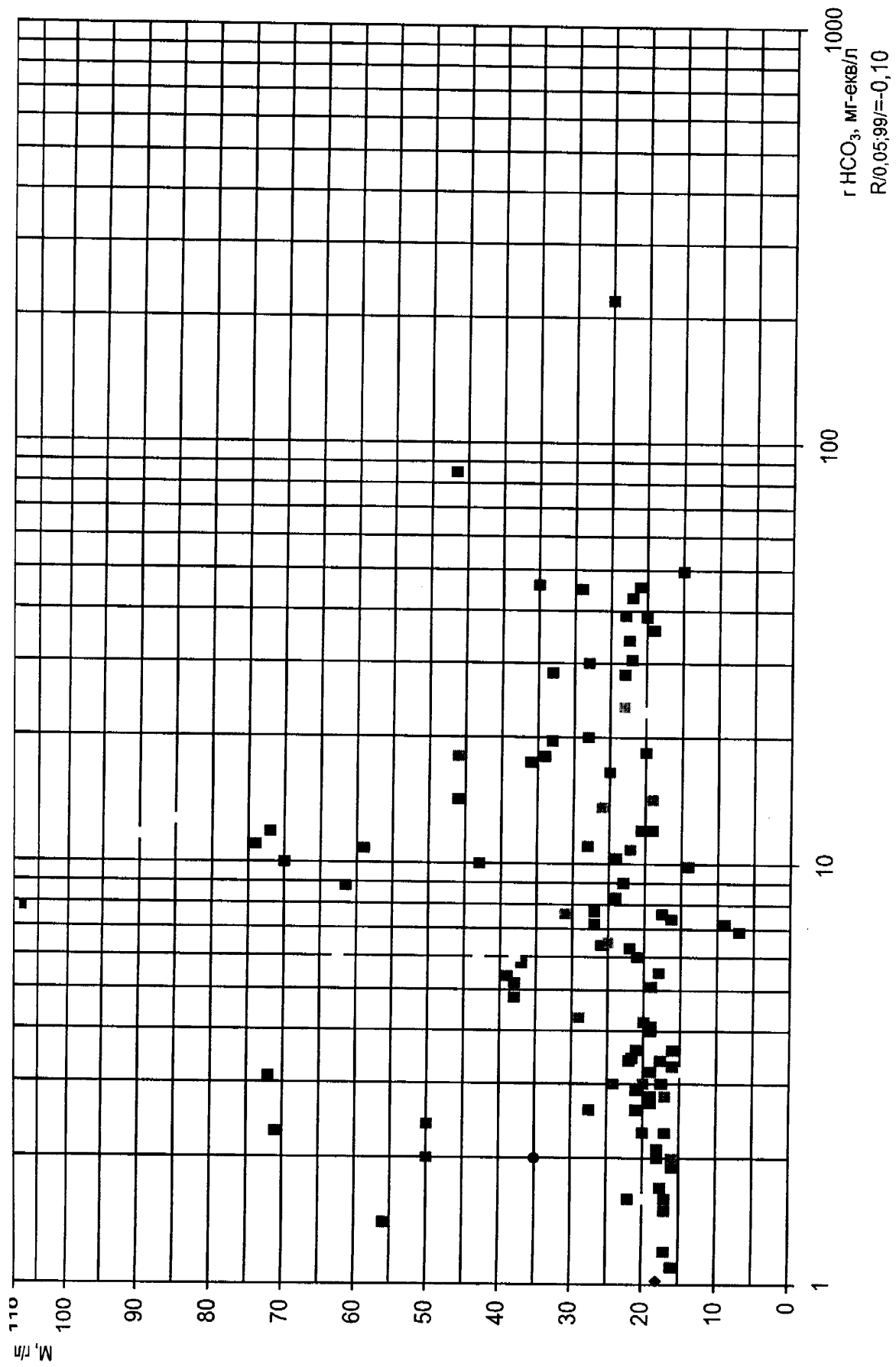


Рис. 3.17 Залежність вмістів г HCO₃ від загальної мінералізації підземних вод.

г HCO₃, мг-екв/л
 R/0,05;99/=0,10

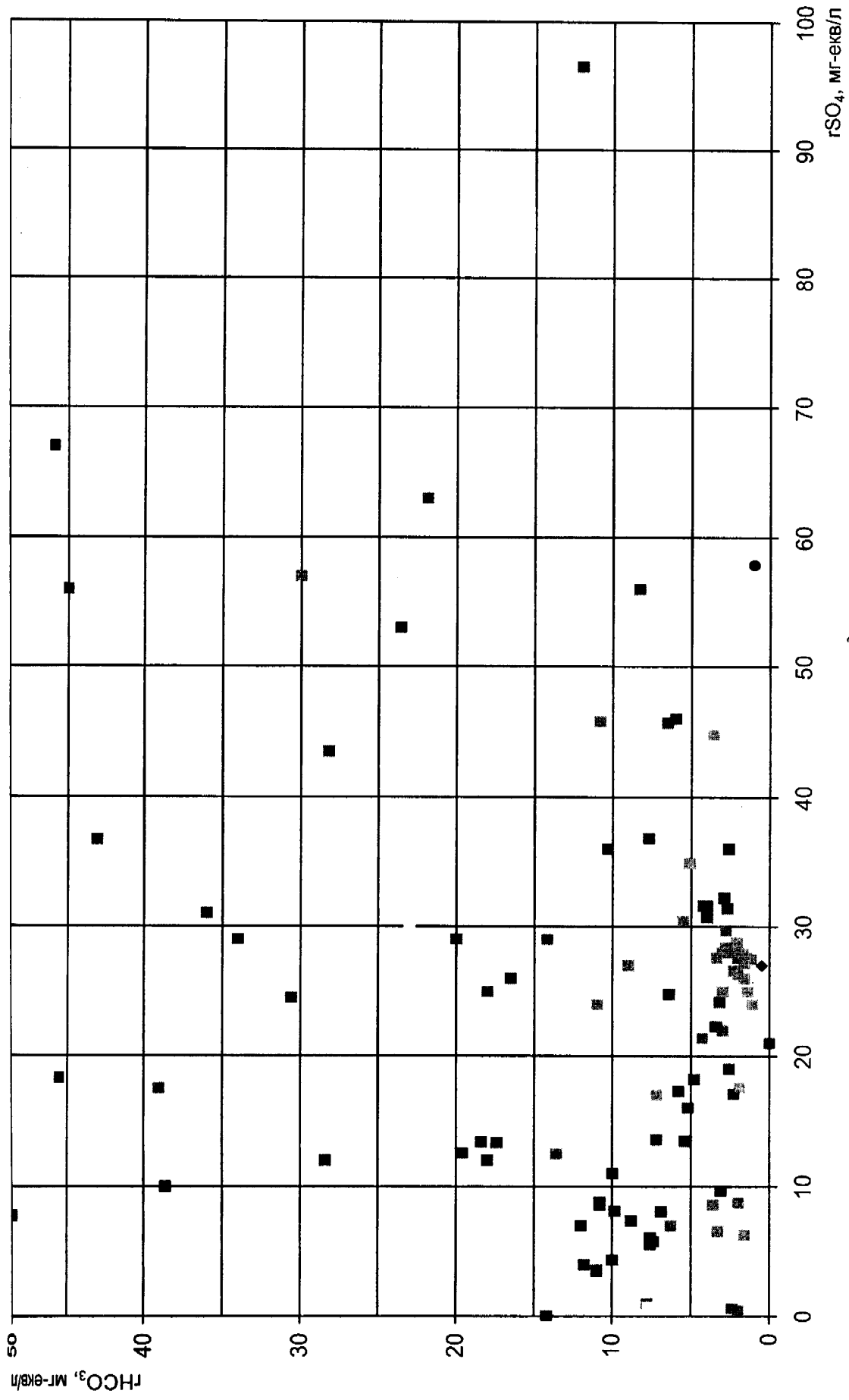


Рис. 3.18 Залежність між вмістами гSO₄²⁻ і гHCO₃ в підземних водах.

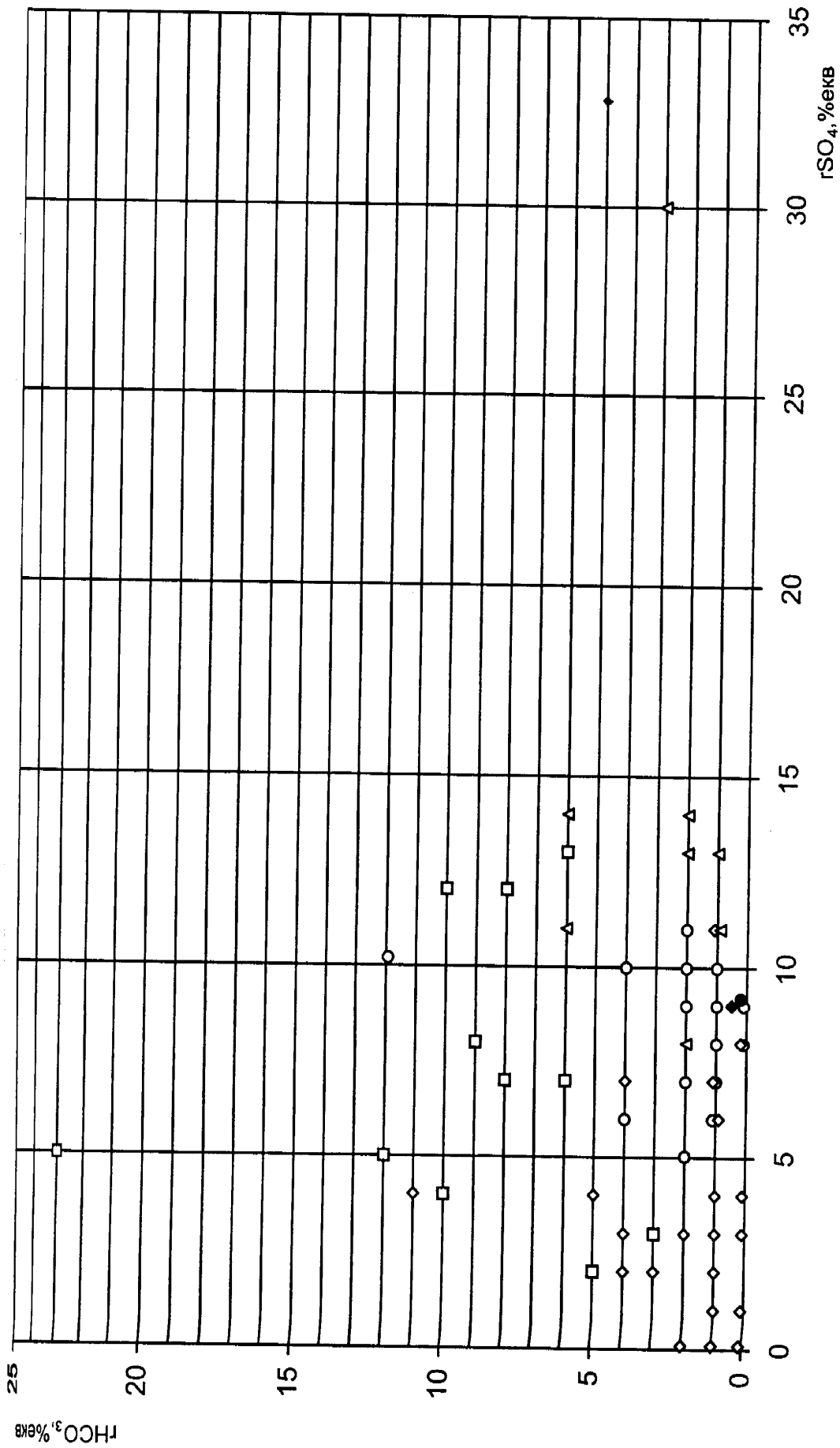


Рис.3.19 Залежність між вмістами SO_4 і HCO_3^- в підземних водах, %екв.

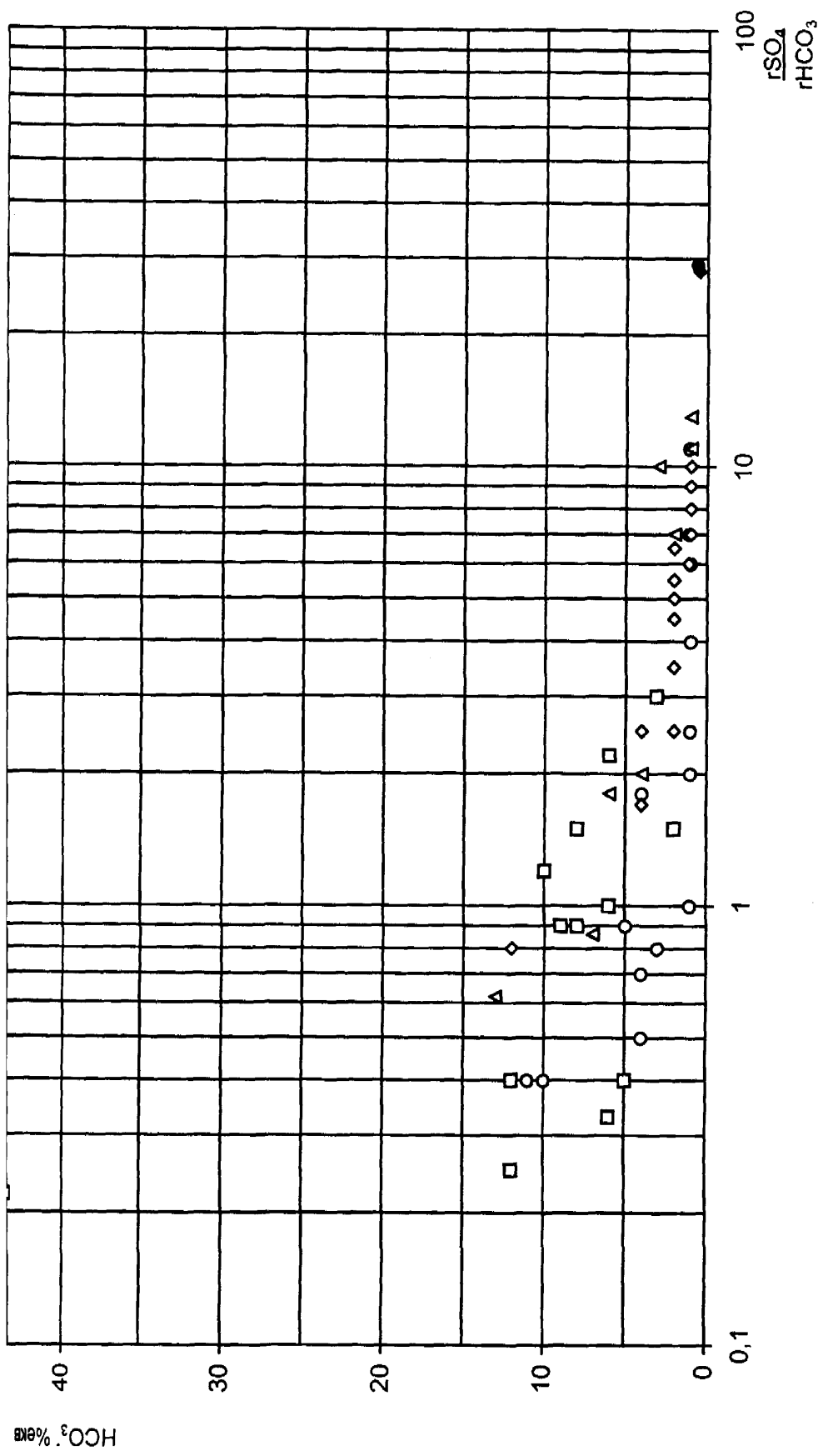


Рис. 3.20 Залежність між $\text{гSO}_4/\text{гHCO}_3$ і вмістом HCO_3^- в підземних водах.

класифікацією В.Суліна) типу. В океані їх середня мінералізація становить 35, а у внутрішніх морях, на шельфах за умови змішування з прісними річковими водами — 10—25 г/л. Відношення Cl/Br в них складає 240—300 і чим суттєвіший вплив прісних вод, тим воно більше. Зменшення значень Cl/Br відбувається тільки на останніх стадіях згущення морської води в процесі випаровування після осадження $NaCl$. Морська вода у процесі діагенезу й літифікації осадів втрачає частково або й повністю SO_4 , у ній нагромаджується Ca за рахунок зменшення вмістів Mg і, частково, Na . Відтак зростають відношення rCa/rMg та $(rCl-Na)/rMg$, зменшуються значення rNa/rCl . Останнє тісно зв'язане з $(rNa-rCl)/rMg$ і є мірою перетворення морської води у хлоркальцієву підземну солянку — **показником метаморфізації води** в надрах. Він свідчить про те, як далеко зайшло перетворення морських хлормагнієвих вод у підземні хлоридні натрієві і натрієво-кальцієві (хлоркальцієві за В.Суліним). Такі перетворення відбуваються за гідрогеологічної закритості надр — при зануренні водоносних товщ, за надійної їх ізоляції від впливу гіпергенних факторів.

За умови збагачення первинних таласогенних вод Na , SO_4 , і HCO_3 вони метаморфізуються у напрямі утворення сульфатнатрієвих і гідрокарбонатнатрієвих. Ці гідрогеохімічні типи можуть свідчити про проникнення в надра інфільтрогенних вод, але також і про особливий шлях формування вод (за участю підземних конденсаційних вод) в надрах нафтових, газоконденсатних чи газових родовищ, про що докладніше йтиметься нижче.

Звичайно за т.зв. нормальної гідрогеохімічної зональності з глибиною зростає мінералізація вод, відношення rCa/rMg , $(rCl-rNa)/rMg$, вміст Br , зменшуються rNa/rCl і $rSO_4/100/rCl$. В умовах акваторійної частини Північнопричорноморського ВНБ описані вище залежності зворотні, бо зі збільшенням глибини зменшуються мінералізація і вмісти основних інгредієнтів іонно-сольового складу та броду, зростають величини rNa/rCl , $rSO_4/100/rCl$, Cl/Br . Ця т.зв. гідрогеохімічна інверсія пов'язана із наявністю на менших глибинах вод хлоркальцієвого типу, мінералізація яких змінюється у дуже широких межах — від 15 до 108 г/л. Зростання мінералізації цих вод (а це, головним чином, води

неогенових і олігоцен-міоценових відкладів) не супроводжується суттєвим зростанням коефіцієнтів метаморфізації. Пряма залежність між цими величинами притаманна, частково, палеоценовим і крейдовим відкладам, серед яких наявні дві сукупності: одна із незначним зростанням коефіцієнта метаморфізації $(rCl-rNa)/rMg$ при збільшенні мінералізації — $0,04 \text{ г/л}^{-1}$ і друга із суттєвим його зростанням — $0,26 \text{ г/л}^{-1}$ (рис. 3.21). Поодинокі проби із палеоценових і крейдових відкладів з високими вмістами Ca при мінералізації $15\text{—}45 \text{ г/л}$ із цієї залежності випадають через солянокислотні обробки карбонатних колекторів (див. рис. 3.21).

Води, у яких вміст Na переважає вміст Cl метаморфізувались у зворотньому напрямку — із зростанням мінералізації значення $(rNa-rCl)/rSO_4$ збільшується у гідрокарбонатнатрієвих і зменшується в сульфатнатрієвих водах. Відношення rNa/rCl зростає із збільшенням вмістів SO_4 і HCO_3 , тобто із зменшенням частки Cl . Справді, зворотня метаморфізація вод Північнопричорноморського ВНБ полягає у збільшенні відношення $r(Na-Cl)/rSO_4$ в інтервалі мінералізацій $7\text{—}20 \text{ г/л}$ і його зменшенні при зростанні мінералізації від 20 до 33 г/л . Останнє пов'язане із впливом вод із високим вмістом Ca , тобто з переходом при високих мінералізаціях до вод із переважанням Cl над Na . Отже максимальна “гідрокарбонатнатрієвість” досягається за середньої мінералізації біля 20 г/л . Щодо сульфатнатрієвих вод, то внаслідок вузького діапазону змін їх мінералізації ($21\text{—}27 \text{ г/л}$) простежити зміну $r(Na-Cl)/rSO_4$ не вдалося. За середньої мінералізації $25,7 \text{ г/л}$ це відношення складає $0,52$. До вод цих типів належать виключно води палеоценових і крейдових відкладів, за винятком однієї проби із протерозойського ложа, найвірогідніше генетично зв'язаної з крейдовим комплексом (рис. 3.22).

З метою генералізації іонно-сольового складу підземних вод Північнопричорноморського ВНБ розраховані середньозважені вмісти окремих іонів та їх співвідношень, прийнятих у практиці гідрогеохімічного аналізу (табл. 3.7).

Таблиця 3.7

Екстремальні та середні значення загальної мінералізації (г/л), вмістів інгредієнтів іонно-сольового складу (мг.екв/л) та геохімічних коефіцієнтів підземних вод акваторії Північнопричорноморського ВНБ

Інгредієнт, коефіцієнт	Мінімальне значення	Середнє значення	Максимальне значення	Стандартне відхилення
<i>M, г/л</i>	7,0	36,6	108,0	26,0
<i>Cl</i>	16,8	560,4	1857,5	442,7
SO_4^{2-}	0,02	19,8	63,3	15,8
HCO_3	1,6	16,0	219,2	31,1
$Na^+ + K^+$	102,7	538,9	1624,9	388,6
Ca^{2+}	3,2	37,7	116,0	31,6
Mg^{2+}	0,0	48,9	152,0	48,5
<i>rNa/rCl</i>	0,75	0,96	1,19	0,11
<i>rSO₄100/rCl</i>	0,0	3,53	19,1	5,1
<i>Cl/Br</i>	54,0	269,6	1658,0	236,2
$NH_4 \cdot 10^3 / M$	0,10	1,40	4,00	1,10
<i>Br, мг/л</i>	6,5	73,8	558,8	86,2

Наведена вище таблиця репрезентує середньозважені величини усього масиву даних без урахування їх належності до різних водоносних комплексів та генетичних типів вод. Тому нами визначені також середні значення мінералізацій, компонентів хімічного складу та гідрогеохімічних коефіцієнтів для окремих, достатньо охарактеризованих фактичним матеріалом, водоносних комплексів та усіх типів вод за В.Сулїним (табл. 3.8 та 3.9). Ці дані характеризують генералізовану вертикальну гідрогеохімічну зональність акваторії Північнопричорноморського ВНБ.

Води пліоценового комплексу, що залягають на глибинах до 100 м відрізняються від морської тільки більшим вмістом йоду. Міоценовий комплекс відзначається найбільшою серед підземних вод мінералізацією і хлоркальцієвим

Таблиця 3.8

Середні гідрогеохімічні характеристики водонесних комплексів акваторії Північнопричорноморського нафтогазоносного ВНБ. Опрацювала І. В. Колодій, 2001.

Водяний комплекс	pH	НАКРОХІМІЧНІ ЧИСТИ						ГІДРОГЕОХІМІЧНІ КОЕФІЦІЄНТИ						А І К Р О Е Я І Н Е Н Т Н									
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+K	CO ₃	HCO ₃	H ₂ SiO ₃	гCa / гСl	гMg / гСl	гCa+Mg / гСl	гCa / гSO ₄	гMg / гSO ₄	гCa+Mg / гSO ₄	гCa / гSO ₄	гMg / гSO ₄	гCa+Mg / гSO ₄	гCa / гSO ₄	гMg / гSO ₄	гCa+Mg / гSO ₄		
		г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	
N ₁ - 91 - 2 - 220.0	90.5	4.0	78.1	14.5	120	0.125	0.04	0.38	0.15	0.05	0.20	0.134	0.03	0.164	0.168	0.03	0.13	0.163	0.193	0.12	0.04	0.164	0.168
N ₁ - 570 - II -	92.1	2.5	85.0	0.38	52	0.038	0.27	0.23	0.15	0.07	0.22	0.161	0.08	0.241	0.229	0.08	0.158	0.246	0.12	0.04	0.162	0.168	
P ₁ -N ₁ - 800 - II - 38.5	94.1	3.0	131.1	0.18	78	0.18	1.14	0.82	0.15	0.07	0.22	0.209	0.09	0.309	0.307	0.09	0.21	0.317	0.12	0.04	0.164	0.168	
P ₂ - 800 - II -	94.3	4.1	88.4	0.15	42.7	0.15	4.06	3.7	0.15	0.07	0.22	0.384	0.08	0.464	0.462	0.08	0.21	0.471	0.12	0.04	0.164	0.168	
P ₁ - 800 - 7 - 92.2	94.4	4.2	90.7	0.18	10.9	0.18	0.9	0.18	0.15	0.07	0.22	0.327	0.08	0.407	0.405	0.08	0.21	0.414	0.12	0.04	0.164	0.168	
P ₁ - 2300 - 15 - 65.0	94.4	4.2	90.7	0.18	10.9	0.18	0.9	0.18	0.15	0.07	0.22	0.327	0.08	0.407	0.405	0.08	0.21	0.414	0.12	0.04	0.164	0.168	
K ₁ - 200 - 4 - 80.5	92.0	1.7	70.7	0.15	1.7	0.15	1.54	1.27	0.15	0.07	0.22	0.304	0.08	0.384	0.382	0.08	0.21	0.391	0.12	0.04	0.164	0.168	
K ₁ - 200 - 12 - 28.3	92.7	1.8	70.3	0.15	1.7	0.15	1.54	1.27	0.15	0.07	0.22	0.304	0.08	0.384	0.382	0.08	0.21	0.391	0.12	0.04	0.164	0.168	
Всього (N ₁ -P ₁ -K ₁)	94.7	3.1	74.8	0.16	42.7	0.16	0.25	0.25	0.16	0.07	0.22	0.44	0.08	0.524	0.522	0.08	0.21	0.531	0.12	0.04	0.164	0.168	
МОРСЬКА ВОДА	8.1	18.0	276	0.04	128	0.04	0.0	0.0	0.04	0.02	0.07	0.008	0.08	0.02	0.108	0.08	0.02	0.108	0.02	0.04	0.08	0.108	
ОБСІДЬОВА ВОДА	8.1	18.0	276	0.04	128	0.04	0.0	0.0	0.04	0.02	0.07	0.008	0.08	0.02	0.108	0.08	0.02	0.108	0.02	0.04	0.08	0.108	

Примітки: * підземні води з гNa / гCl > 1; (1) поглинок визначення: Морська вода - Чорне море біля Єваторії (О. Штегін та ін., 1973). Обсідьова вода за О. Алексіним (1948)

Розподіл мінералізації, рН, інгредієнтів іонно-сольового складу за типами підземних вод В.О.Суліна
(середні значення)

Таблиця 3.9

Інгредієнти коєфіцієнти	Мінералізація, г/л	рН	Вмісти основних компонентів, % екв								Гідрогеохімічні коефіцієнти								Абсолютні і відносні вмісти мікроелементів і мікрокомпонентів, мг/л											
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na	Cl	Ca	Mg	SO ₄ ·100	Cl	HCO ₃	Cl	Br	Na-Cl	SO ₄	Cl-Br	Cl-Na	г, мг/л	г·10 ² /M	Br, мг/л	Br·10 ² /M	B, мг/л	B·10 ² /M	NH ₄ ⁺ , мг/л	NH ₄ ⁺ ·10 ² /M	
Типи вод	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23							
Гідрокарбо- натно- натрієвий (ГКН)	24,9	7,2	84,2	8,1	7,9	96,6	2,5	0,8	1,15	3,12	9,6	1,0	301	1,53	-	17,3	69,5	81,4	327	136,5	548	34,2	137							
Сульфатно- натрієвий (СН)	23,6	7,8	82,3	14,0	3,0	89,6	5,0	4,0	1,09	1,25	17,0	4,7	882	0,52	-	17,9	75,8	38,1	161	74,2	314	39,8	169							
Хлормагне- вий (ХМ)	19,3	7,4	87,2	8,9	1,4	80,5	5,3	14,0	0,92	0,38	10,1	6,4	334	-	0,53	3,7	19,1	40,3	209	5,9	30,6	22,8	118							
Хлоркальці- євий (ХК)	49,3	6,96	96,4	2,4	1,5	82,1	11,9	6,2	0,85	1,92	2,5	16,0	299	-	2,30	30,7	62,3	113,3	230	10,7	21,7	83,1	168							
Хлормагне- вий (ХМ). Вода з по- верхні Чор- ного моря:	18,1	7,95	89,8	8,9	1,3*	78,4	4,2	17,4	0,87	0,24	9,9	6,8	241	-	0,66	відс	-	41,3	228	2,6	14,4	відс.	-							
Гурзуф	17,5	-	90,6	9,0	0,3	78,4	3,9	17,6	0,88	0,22	10,0	27,0	307	-	0,57	0,04	0,21	31,4	179	-	-	0,069	0,4							

Примітка:

* присутній також CO₃²⁻-0,3% екв. Відносні вмісти мікроелементів отримані діленням абсолютного вмісту в мг/л 10² на мінералізацію в г/л.

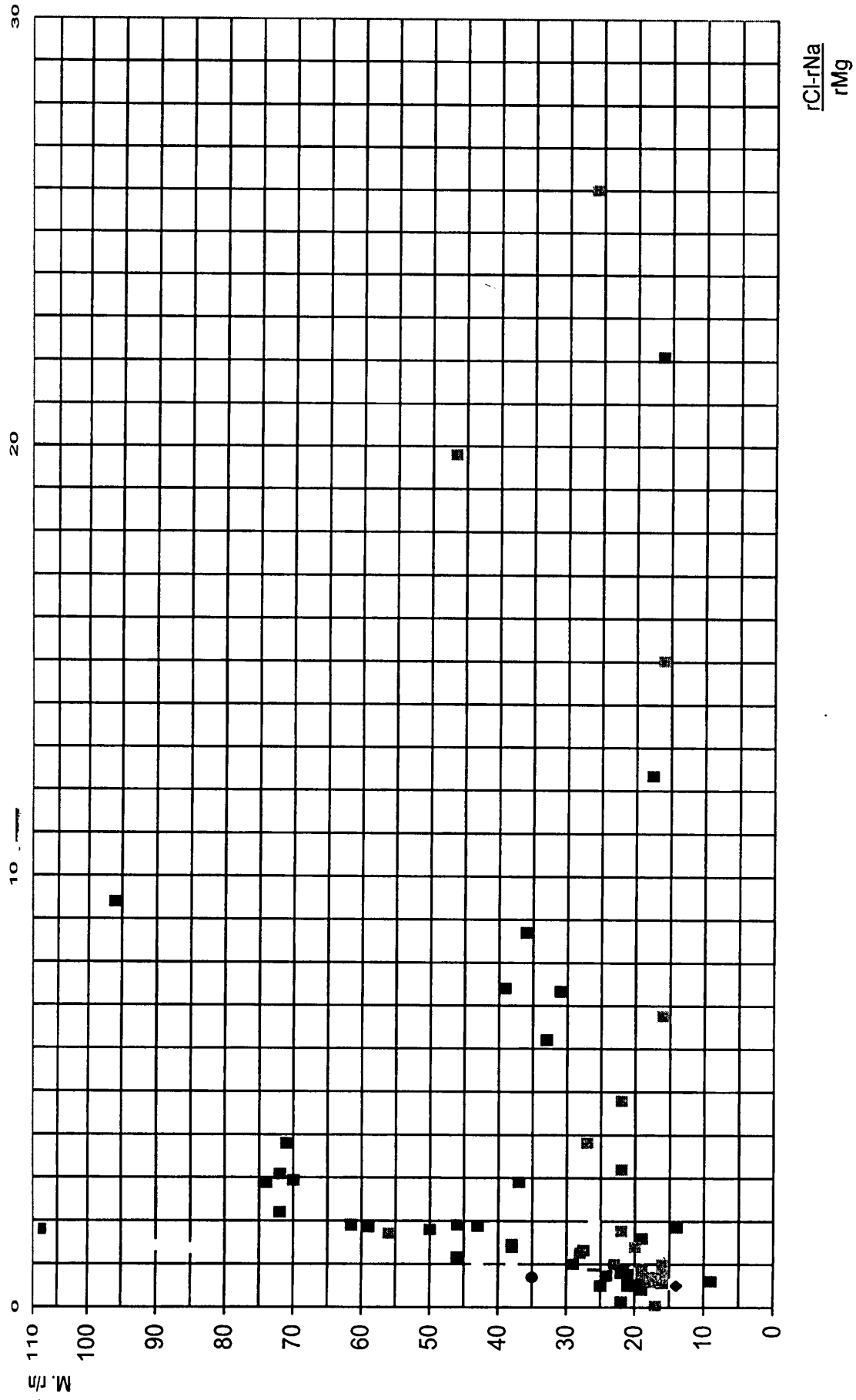


Рис. 3.21 Залежність ступеня прямої метаморфізації підземних вод акваторії Північнопричорноморського ВНБ від їх мінералізації.

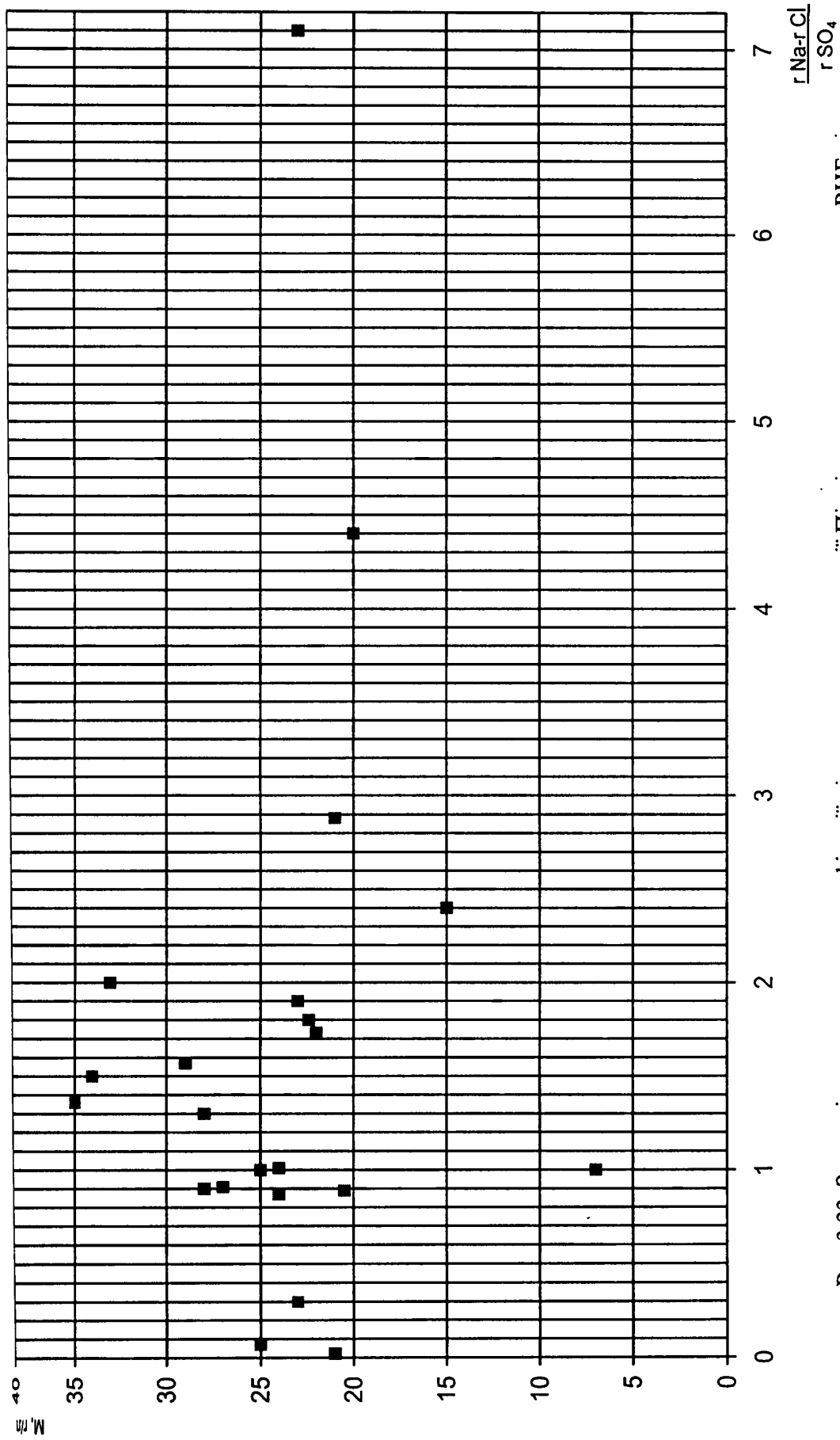


Рис.3.22 Залежність ступеня метаморфізації підземних вод акваторії Північнопричорноморського ВНБ від їх мінералізації.

типом. Значно меншою є мінералізація вод майкопської серії та еоцену, серед яких теж розповсюджені виключно хлоркальцієві або хлормагнієві. Починаючи від палеоценового комплексу серед підземних вод зустрічаються також води сульфатнатрієвого і гідрокарбонатнатрієвого типів з мінералізацією 24,0—25,3 г/л, розповсюджені по розрізу аж до ложа басейну включно. Таким чином гідрогеохімічна зональність акваторійної частини Північнопричорноморського ВНБ полягає у наявності у верхній частині розрізу еоцен-неогенових порід переважно хлоркальцієвих вод, а у нижній, починаючи від палеоцену — поряд із вказаними вище також вод гідрокарбонатнатрієвого і, в окремих випадках, сульфатнатрієвого типів (див. рис. 3.9).

У повній відповідності до мінералізації перебувають відносні вмісти Cl , $Na+K$ та зворотно до неї — SO_4 , HCO_3 , Ca , Mg . Відношення rNa/rCl змінюється поза залежністю від мінералізації в межах 20,0 — 62,5 г/л, як і rCa/rMg . Коефіцієнти $rSO_4/100/rCl$ і $rSO_4/rHCO_3$ із зростанням мінералізації зменшуються, а Cl/Br коливається в незначному інтервалі 260 — 394. Його значення учетверо (до 1390) зростає тільки у водах сульфатнатрієвого типу.

Середньозважені значення мінералізацій підземних вод за типами є найбільшими для хлоркальцієвих — 46,3 г/л, найменшими — для хлормагнієвих. Мінералізація останніх, 18,9 г/л, така ж, як води у Чорному морі (див. табл. 3.9). Найбільше відносно збагачені хлорид-іоном хлоркальцієві, найменше сульфатнатрієві води. Натомість у останніх найбільший відносний вміст сульфат-іона та значення коефіцієнта $rSO_4/100/rCl$. Максимально збагачені гідрокарбонат-іоном води гідрокарбонатнатрієвого типу. Показово, що сума відносних вмістів сульфатів і гідрокарбонатів у водах сульфатного і гідрокарбонатного типів практично одна й та ж — 17 і 16%екв. відповідно. Отже відновлення SO_4^{2-} із утворенням HCO_3^- зумовлює перехід вод сульфатнатрієвого типу у гідрокарбонатнатрієвий такої ж мінералізації, що й властиве підземним водам акваторії Північнопричорноморського ВНБ.

Лужними металами найбільше (відносно мінералізації) збагачені води гідрокарбонатнатрієвого типу, найменше — підземні й морські хлормагнієві,

причому останні найбагатші *Mg*. Вміст *Ca* є найбільшим у хлоркальцієвих водах, найменшим — у гідрокарбонатнонатрієвих, відповідно *Mg* — у хлормагнієвих і гідрокарбонатнонатрієвих. У відповідності до цієї особливості відношення rCa/rMg є найбільшим у гідрокарбонатнонатрієвих і хлоркальцієвих, а найменшим у хлормагнієвих водах. Відношення $rSO_4/rHCO_3$ у гідрокарбонатнонатрієвих водах є мінімальним, тоді як у інших їх типах становчо переважає SO_4 .

Відношення Cl/Br в усіх типах вод близьке до морської, за винятком сульфатнонатрієвих, де воно значно більше, тобто ці води за рівних вмістів Cl -іону збіднені Br . Води гідрокарбонатнонатрієвого типу мають таке ж відношення Cl/Br , як і хлоркальцієві. Ці особливості є дуже важливими для реконструкції умовин формування хімічного складу підземних вод.

3.2.2. Мікроелементи і мікрокомпоненти в підземних водах.

Із мікроелементів і мікрокомпонентів в підземних водах акваторії Північнопричорноморського ВНБ найповніше вивчені вмісти J , Br , B , NH_4 , а в поодиноких пробах — K , Li , Fe , Mn , Sr та ін.

Гідрогеохімія йоду на матеріалах нафтогазоносних ВНБ світу вивчалась А.В.Кудельським [73], а стосовно Північнопричорноморського в межах суші — Л.Д.Галян [18], В.В.Колодієм і Т.П.Сиван [55, 58], І.М.Ліхомановою [31, 83], О.Д.Штогрин [140, 143] та ін. Нижче представлено перше узагальнення гідрогеохімії йоду акваторії басейну.

Йод у підземних водах міститься в кількості від часток одиниці до 80 мг/л, переважають значення від 1 до 30 (80 % проб). В інтервалах вмістів 1—10; 10—20; 20—30, 30—40 і понад 40 мг/л кількість проб розподілена таким чином (в %): 42,8 — 17,1 — 20 — 5,7 — 5,7 % відповідно, тобто більше половини складають вмісти до 20 мг/л.

З глибиною кількість йоду загалом, за середніми значеннями, зменшується, але невисокі, до 5 мг/л, вмісти зустрічаються по усьому розрізу (рис. 3.23).

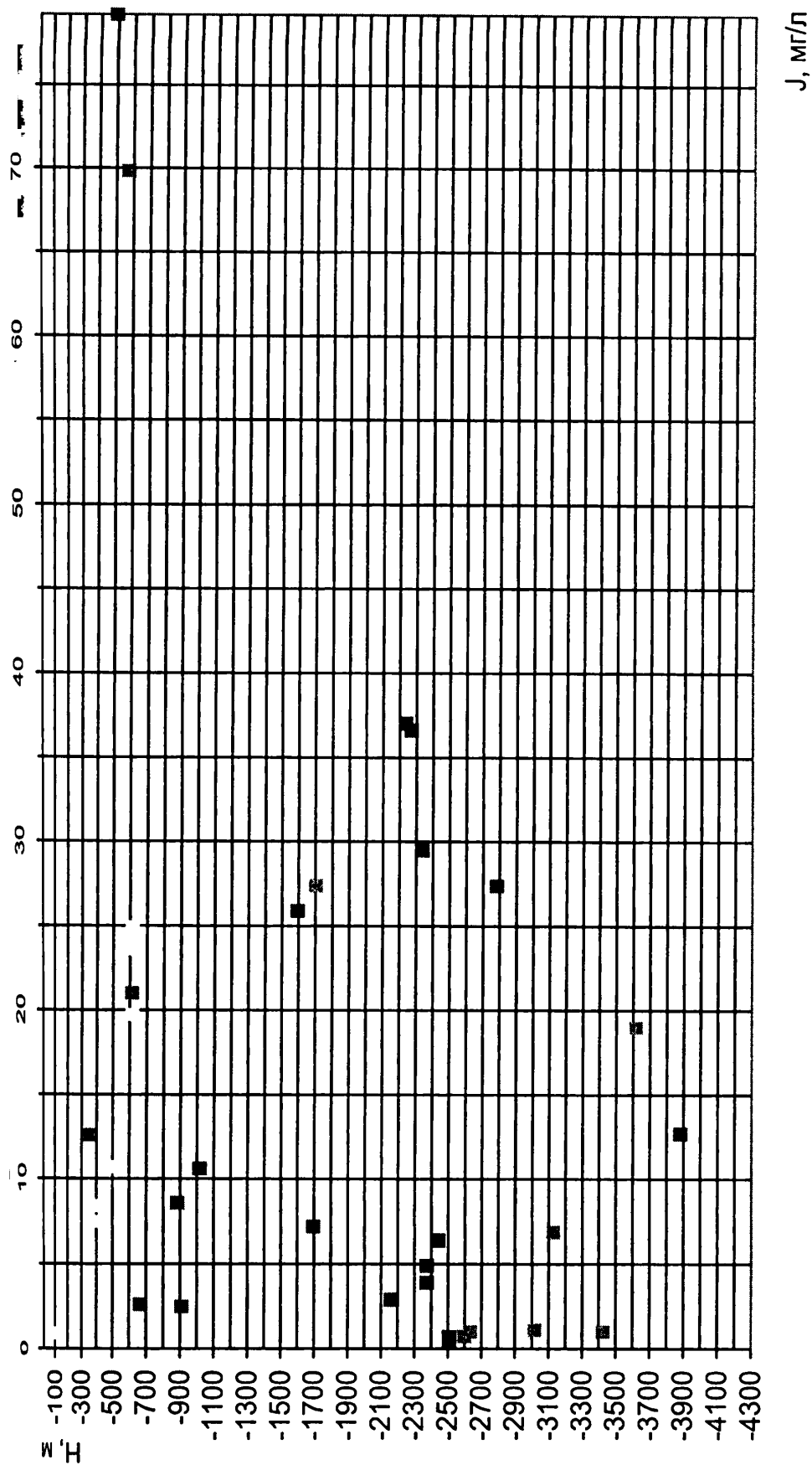


Рис.3.23 Зміни вмістів йоду в підземних водах з глибиною їх залягання.

Найбільше йоду міститься у водах майкопської серії, значно менше його у палеоценових, ще менше у верхньокрейдових, неогенових відкладах і базальному горизонті (див. табл. 3.8).

Найбільше йоду вміщують води хлоркальцієвого — в середньому 30,7, менше сульфатнатрієвого і гідрокарбонатнатрієвого типів — 17,9 і 17,3, а найменше, 3,7 мг/л, хлормагнієві води. У водах Чорного моря поблизу Євпаторії вміст йоду становить 0,038 мг/л при мінералізації 19,7 г/л. Залежність його вмісту від мінералізації вод спонукала нас услід за іншими дослідниками [1 та ін.] застосувати відношення $J10^3/M$, згідно з яким найбільше відносно збагачені йодом води майкопських, далі палеоценових, неогенових, верхньокрейдових відкладів і базального горизонту, тобто відносна збагаченість йодом зменшується із стратиграфічним віком порід незалежно від мінералізації вод. Відносні вмісти йоду в усіх типах вод приблизно однакові, за винятком хлормагнієвого, що збіднений ним приблизно у 3—4 рази (див. табл. 3.9). Характерно, що збільшення вмісту йоду від 5 до 30 мг/л у гідрокарбонатнатрієвих водах практично не залежить від їх мінералізації, тоді як для хлоркальцієвих вод така залежність проявляється дуже виразно (рис. 3.24). Така ж залежність від мінералізації властива і відносному вмістові йоду (рис. 3.25). Ще чіткіше проявляється залежність вмісту йоду від вмісту Cl -іону, як основного компонента аніонного складу підземних вод (рис. 3.26).

У підземних водах акваторії Північнопричорноморського ВНБ існує пряма залежність між вмістами J та HCO_3 -іону (рис. 3.27), яка свідчить про закономірний зв'язок між нагромадженням у водах цих компонентів. У той же час між вмістами J і SO_4 -іону існує обернена залежність, що повністю узгоджується з такою ж залежністю між HCO_3 і SO_4 у частини проб підземних вод (рис. 3.28).

Між вмістами в підземних водах Ca і Mg та J залежності немає (рис. 3.29 та 3.30).

Між вмістами в підземних водах J і NH_4 є прямий зв'язок, що може свідчити про можливі генетичні зв'язки між цими компонентами—органогенами (рис. 3.31).

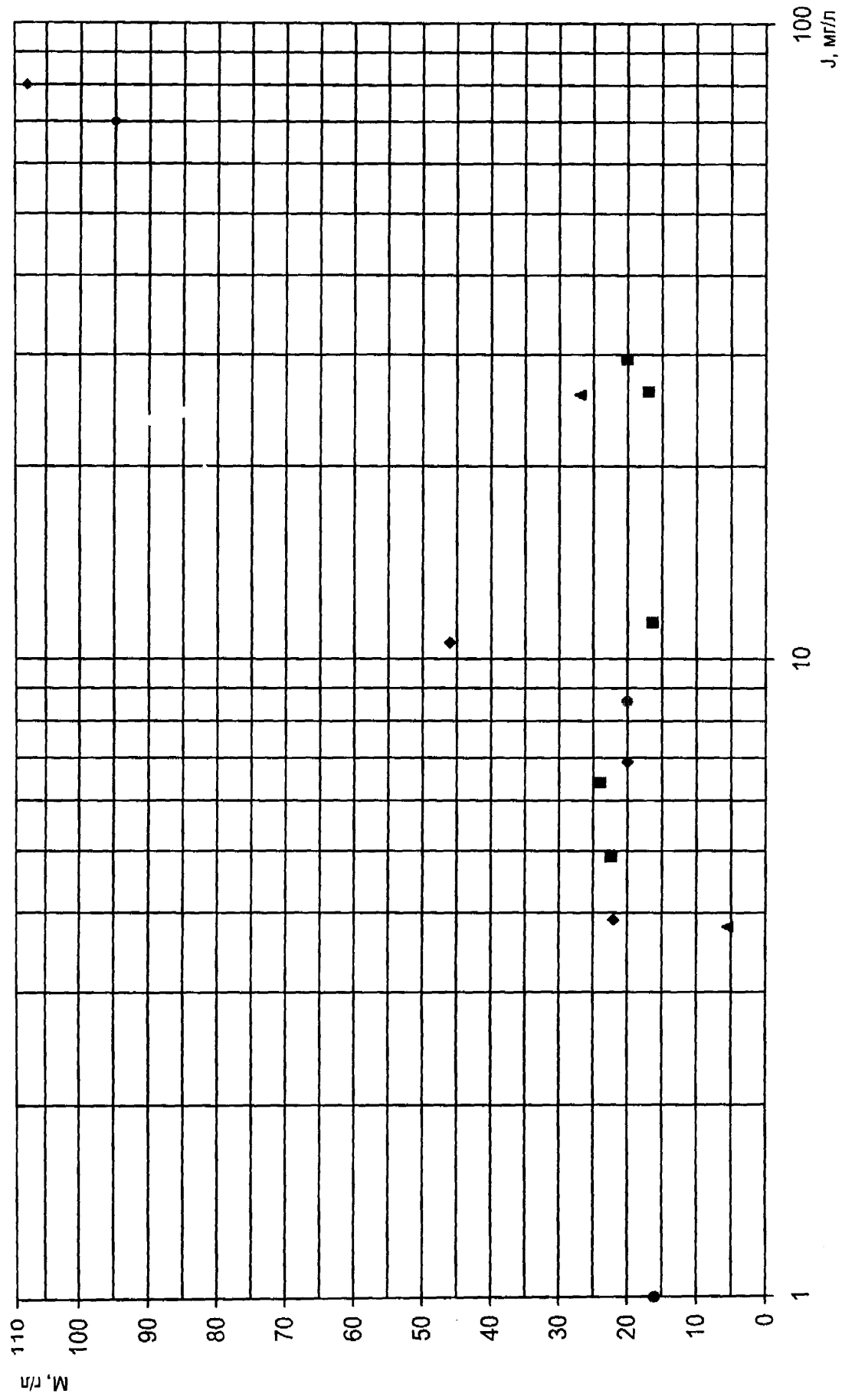


Рис. 3.24 Залежність між вмістом йоду, мг/л і мінералізацією, г/л.

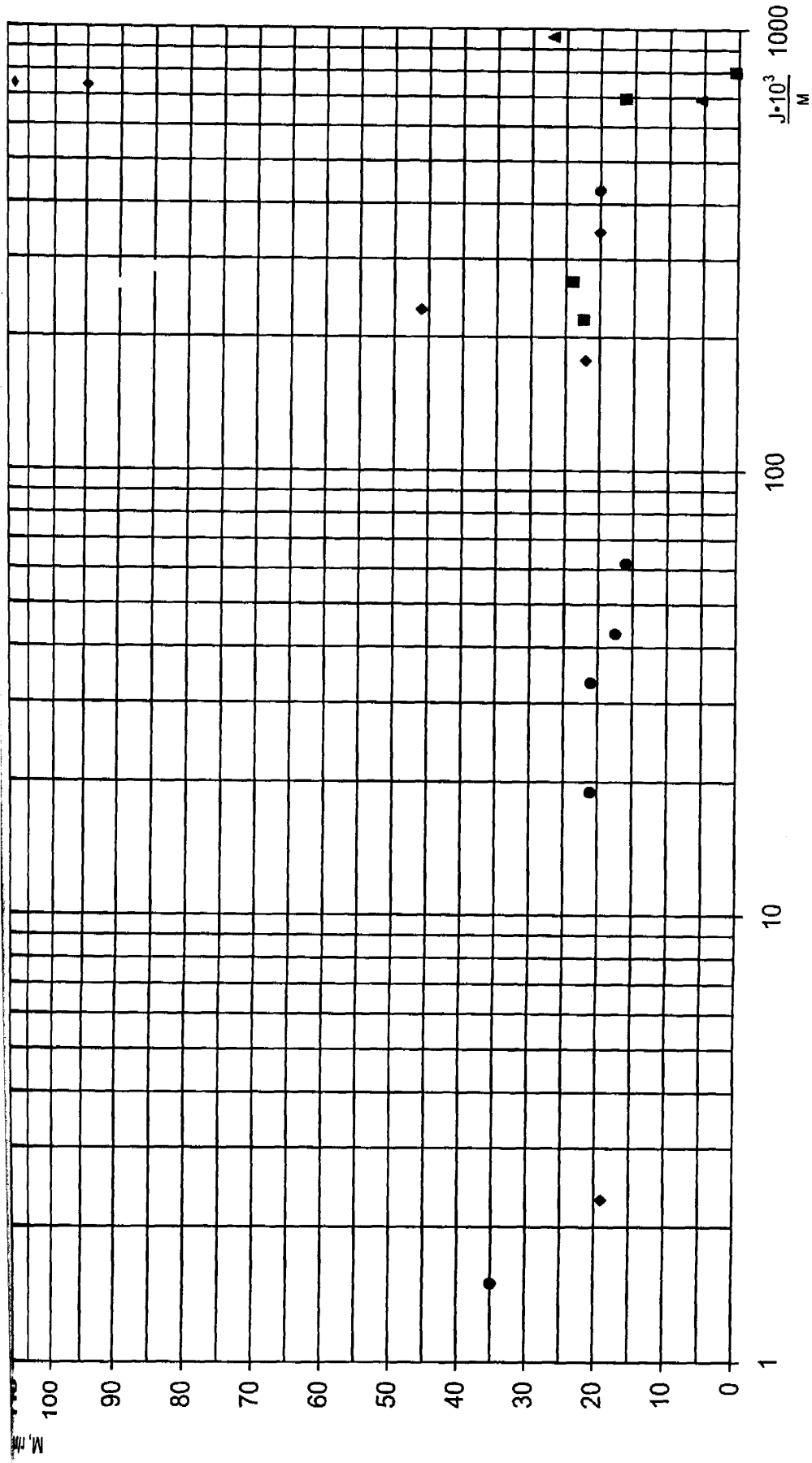


Рис. 3.25 Залежність між $J \cdot 10^3 / M$ і мінералізацією, г/л.

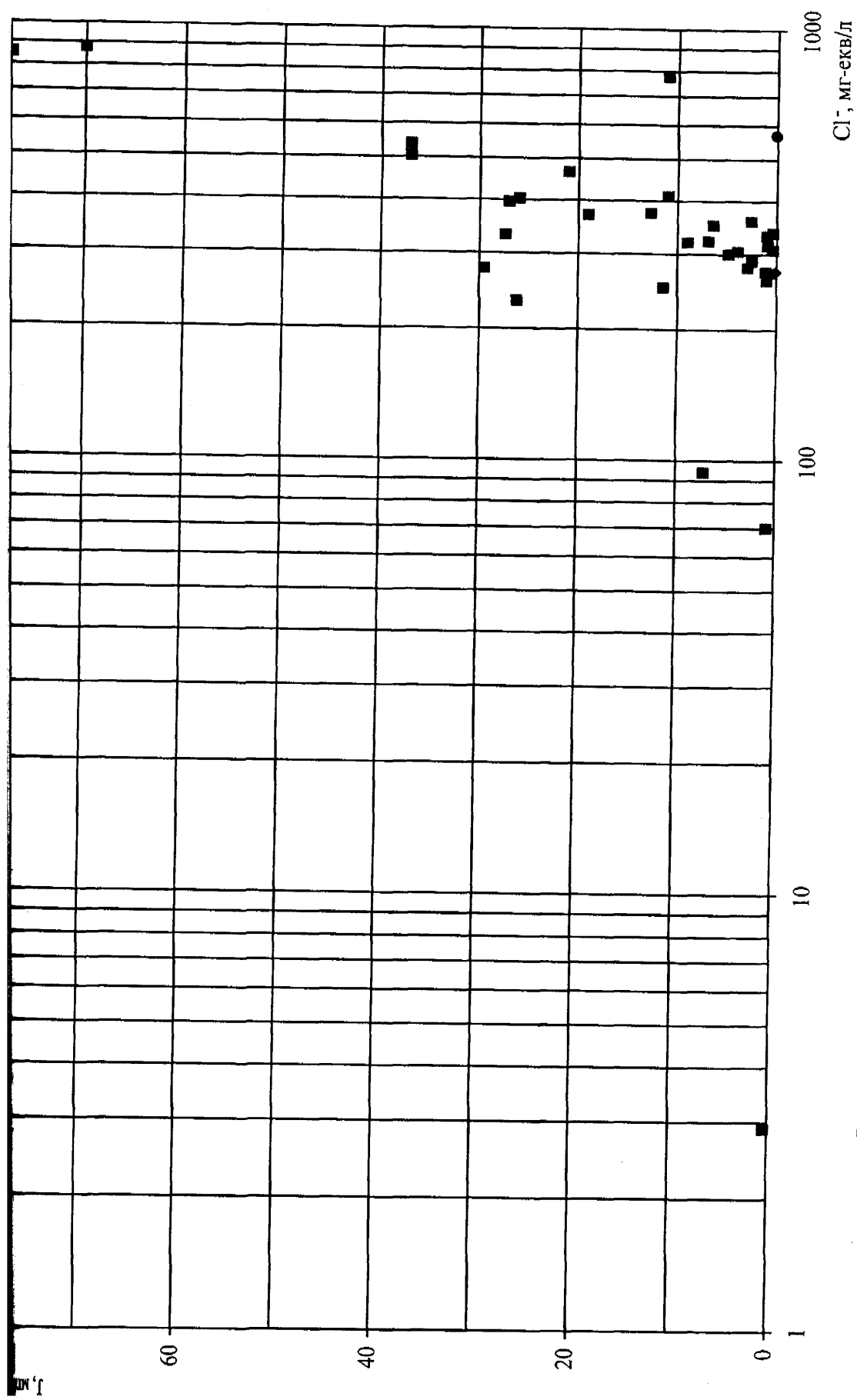
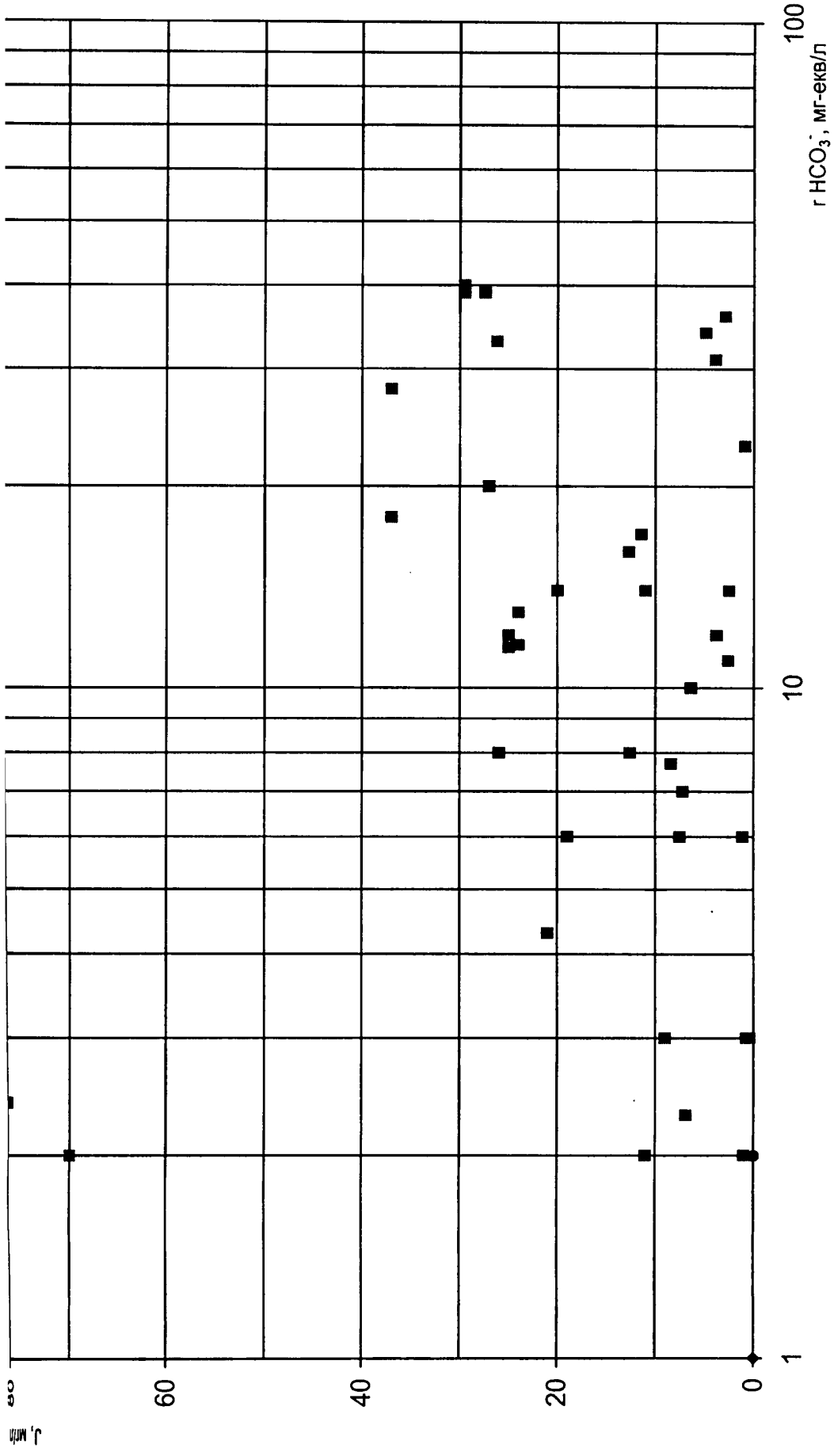


Рис. 3.26 Залежність між вмістами йоду, мг/л і хлору, мг-екв/л в підземних водах.



-Рис. 3.27 Залежність між вмістами J, мг/л та HCO₃⁻, мг-екв/л в підземних водах.

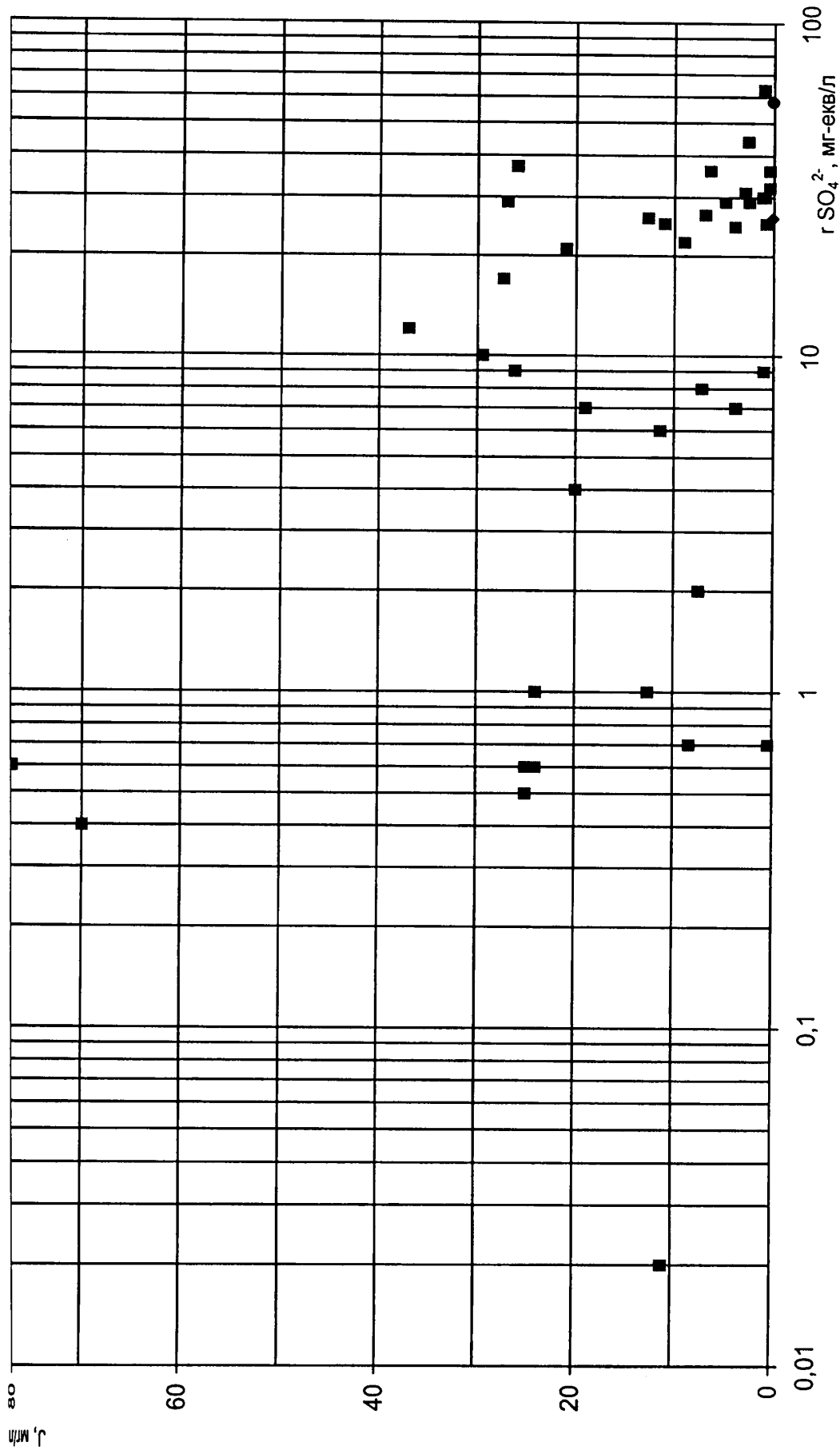


Рис. 3.28 Залежність вмісту J, мг/л від вмісту SO₄²⁻, мг-екв/л в підземних водах.

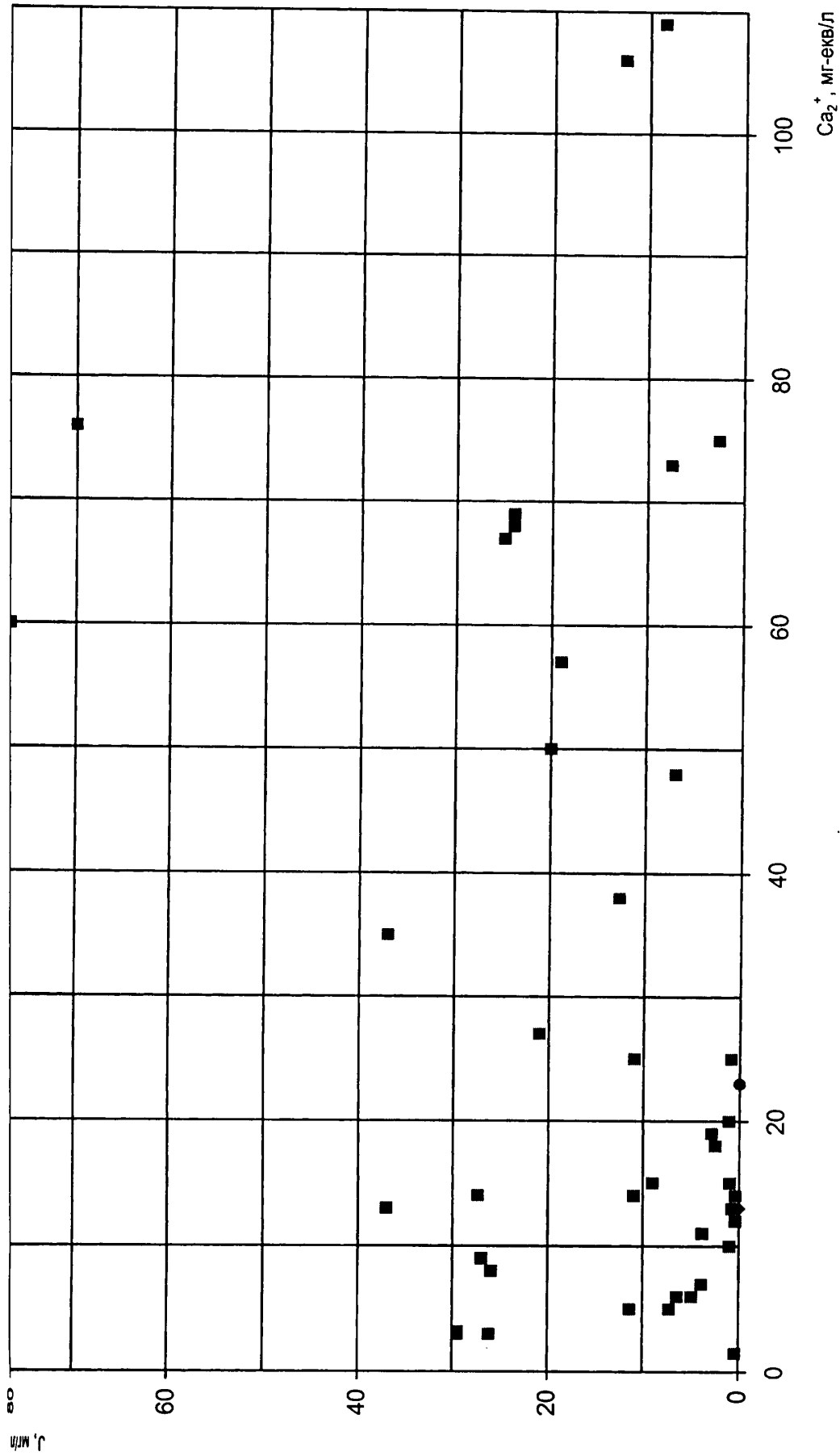


Рис. 3.29 Співвідношення між вмістами йоду, мг/л і кальцію, мг-екв/л в підземних водах.

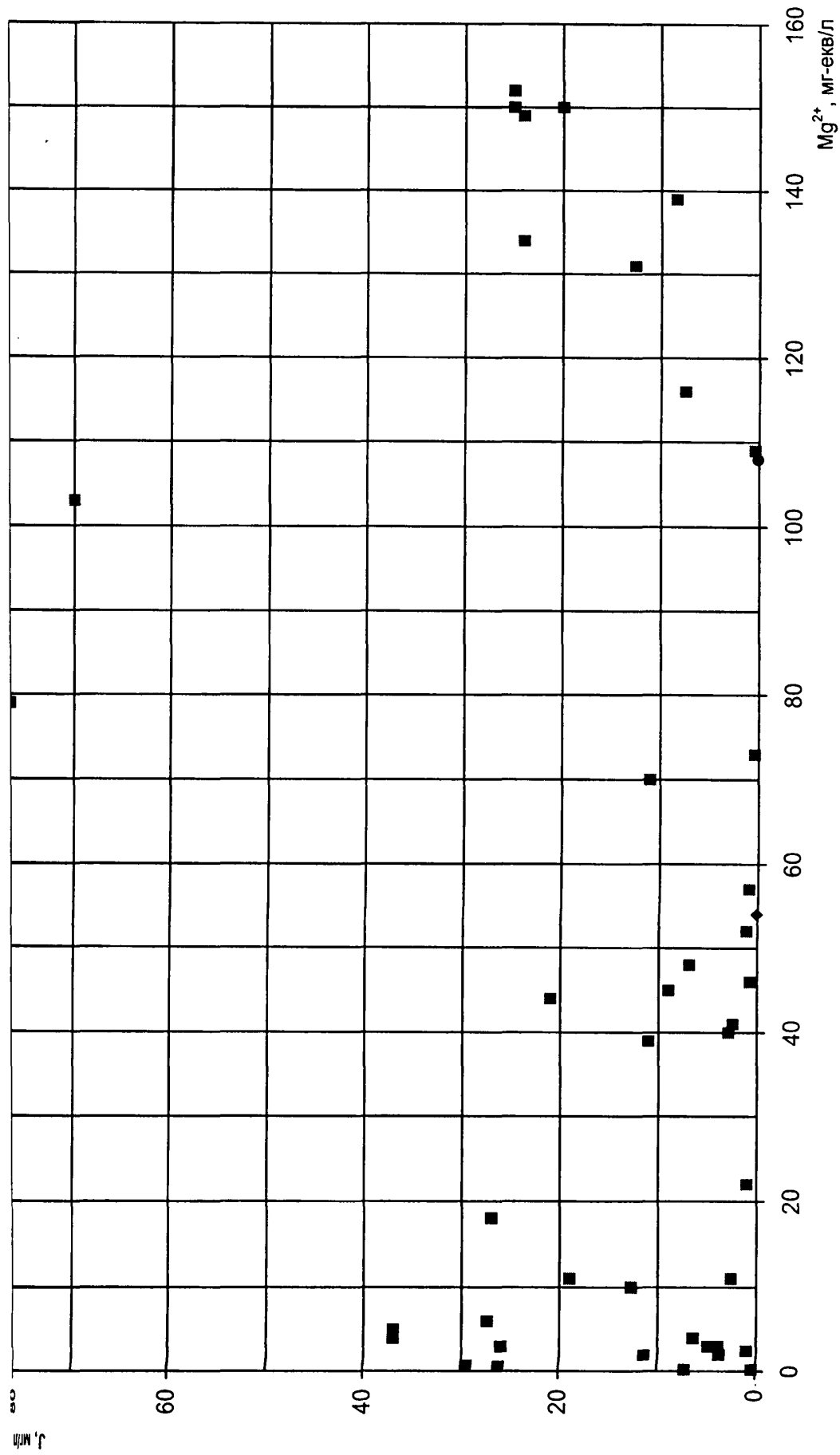


Рис. 3.30 Залежність між вмістами йоду, мг/л і магнію, мг-екв/л в підземних водах.

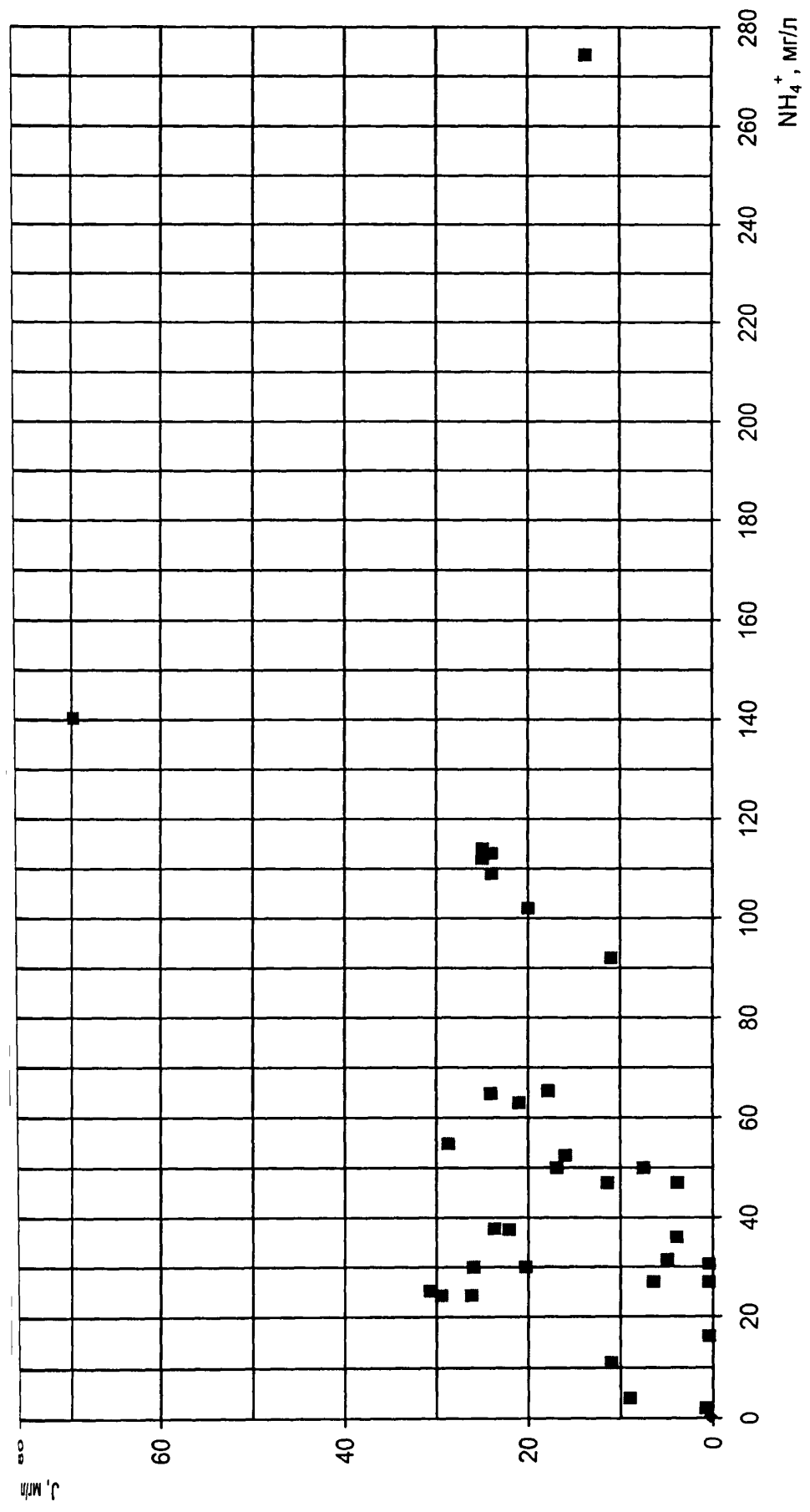


Рис. 3.31 Залежність між вмістами йоду і NH₄⁺ (мг/л) в підземних водах.

Пряма залежність між вмістами J і Br є відбиттям такої ж залежності між Br і Cl з одного боку, J і Cl з іншого, тобто про нагромадження галогенів в умовах гідрогеологічної закритості надр (рис. 3.32).

А.В.Кудельський [74] вказує, що бор є характерним компонентом йодних вод і солянок. Концентрація J в водах Північнопричорноморського ВНБ не відноситься до надто високих, проте вміст в них B досягає 390 мг/л, що набагато більше, ніж в високойодних водах Західного Копетдагу [54]. Проте між вмістами J і B тут залежність обернена — найбільшим вмістам J відповідають невеликі, до 50 мг/л, вмісти B , а найбільшим вмістам B — невисокі, 15 — 25 мг/л, вмісти J (рис. 3.33).

Вміст бромю в підземних водах змінюється в залежності від мінералізації в доволі широких межах від 6,5 до біля 200 мг/л, збільшуючись із зростанням мінералізації від 7—9 до 108 г/л. Важливо, що зменшення вмісту бромю зі зменшенням мінералізації підземних вод аналогічне зменшенню його вмістів у водах сучасних опріснених морів у порівнянні з океаном (рис. 3.34). Оскільки загальна мінералізація підземних вод з глибиною їх залягання зменшується, то в цьому напрямі загалом зменшуються максимальні вмісти бромю (рис. 3.35), в той час, як Cl/Br збільшується (рис. 3.36).

Крім мінералізації вмісти бромю зв'язані прямими залежностями з багатьма інгредієнтами іонно-сольового складу вод — Cl , Br , $Na+K$, Ca і Mg та оберненими — з SO_4 , відношеннями $rSO_4/100/rCl$, rNa/rCl (рис. 3.37; див. табл. 3.6).

Середньозважені вмісти бромю в підземних водах від пліоценового до майкопського водоносного комплексу збільшуються від 38,9 до 172,9, де досягають максимальних значень, а глибше, від еоценового до базального зменшуються від 108,6 до 33,4 мг/л (див. табл. 3.8).

Найбільші абсолютні вмісти Br властиві хлоркальцієвим, дещо менші — гідрокарбонатнатрієвим, а найменші — хлормагнієвим і сульфатнатрієвим водам. У той же час Cl/Br у водах усіх типів близьке до 300, за винятком сульфатнатрієвого, де воно збільшується до 882 (див. табл. 3.9).

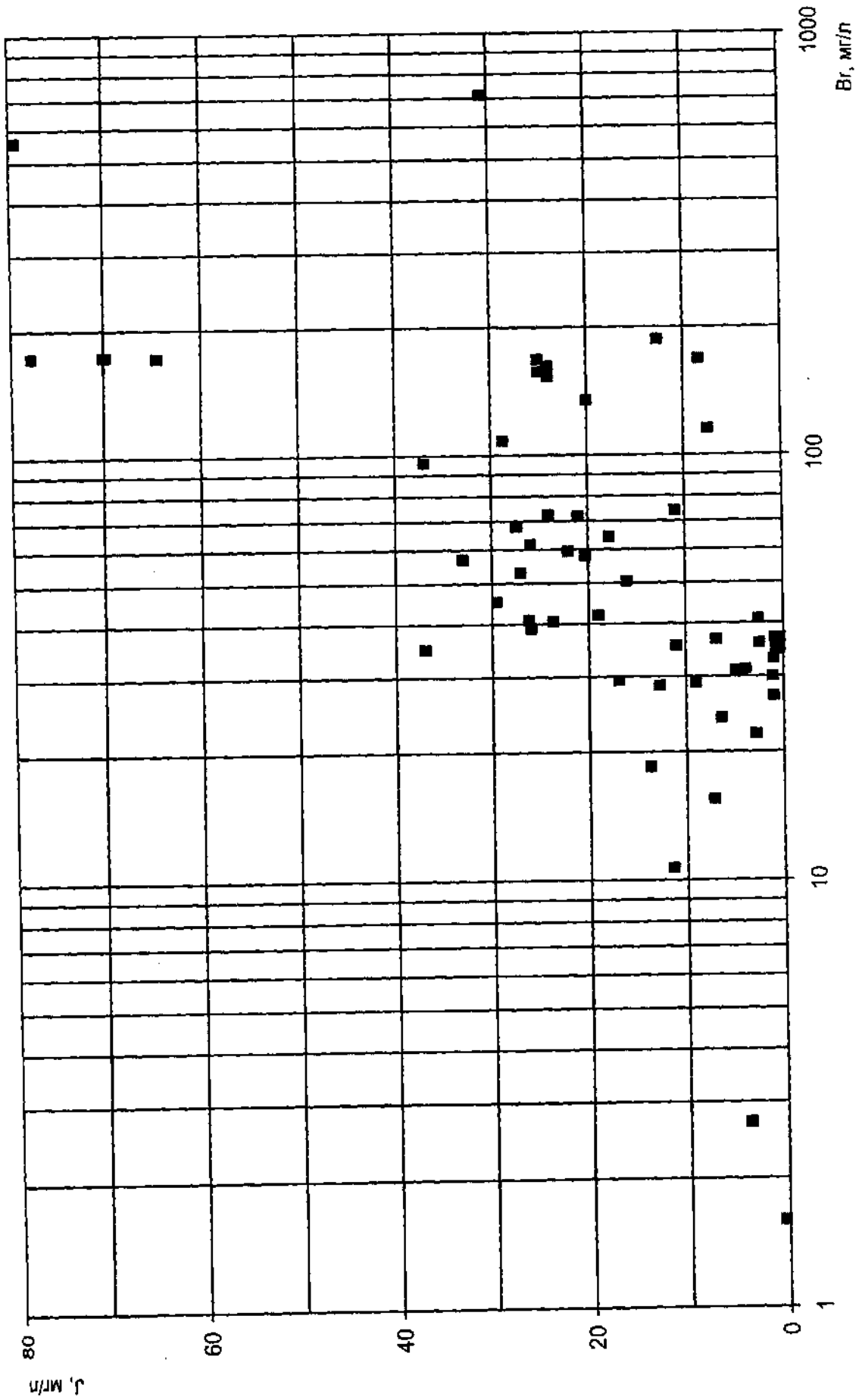


Рис. 3.32 Залежність між вмістами йоду і бромом (мг/л), в підземних водах.

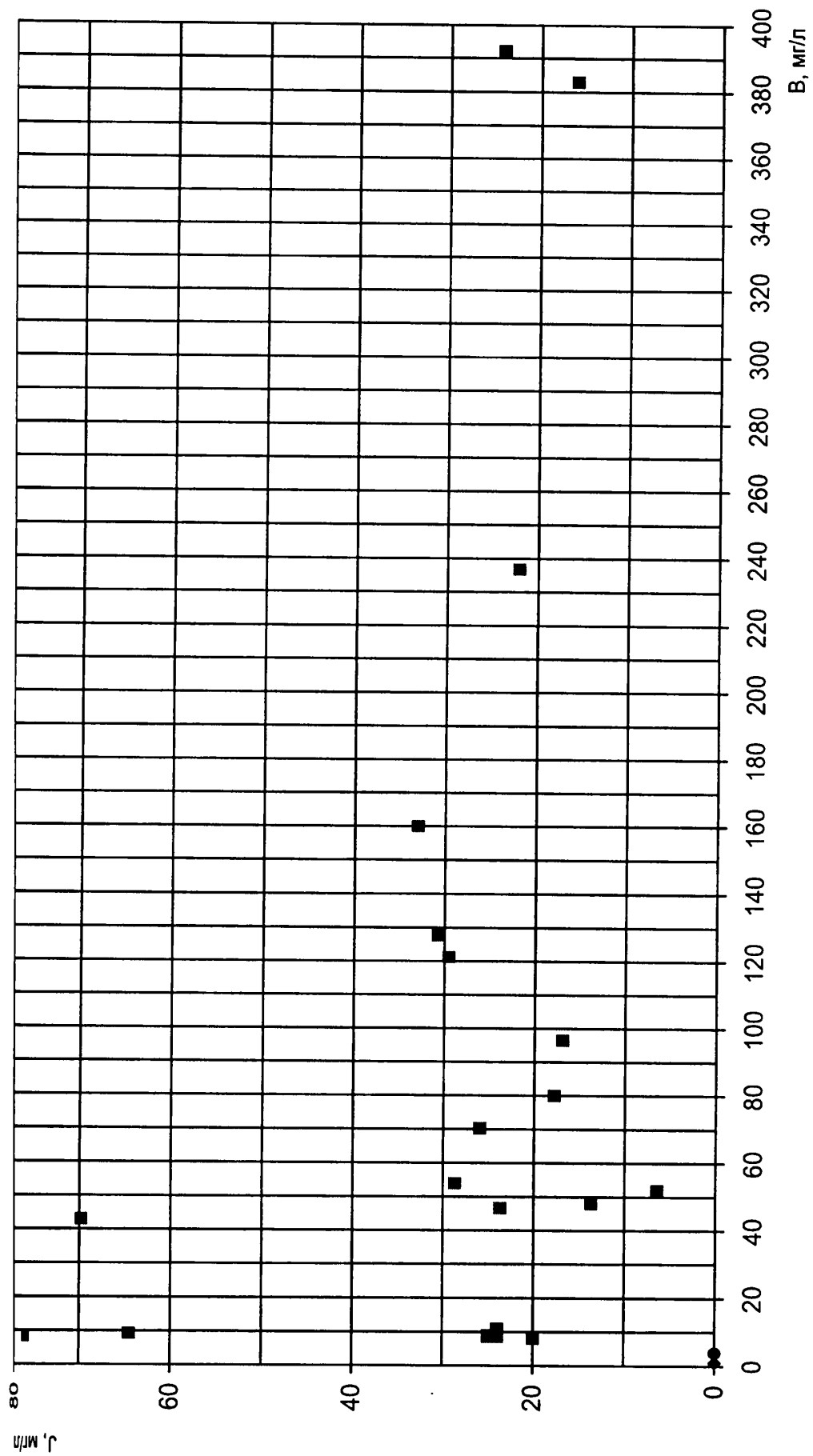
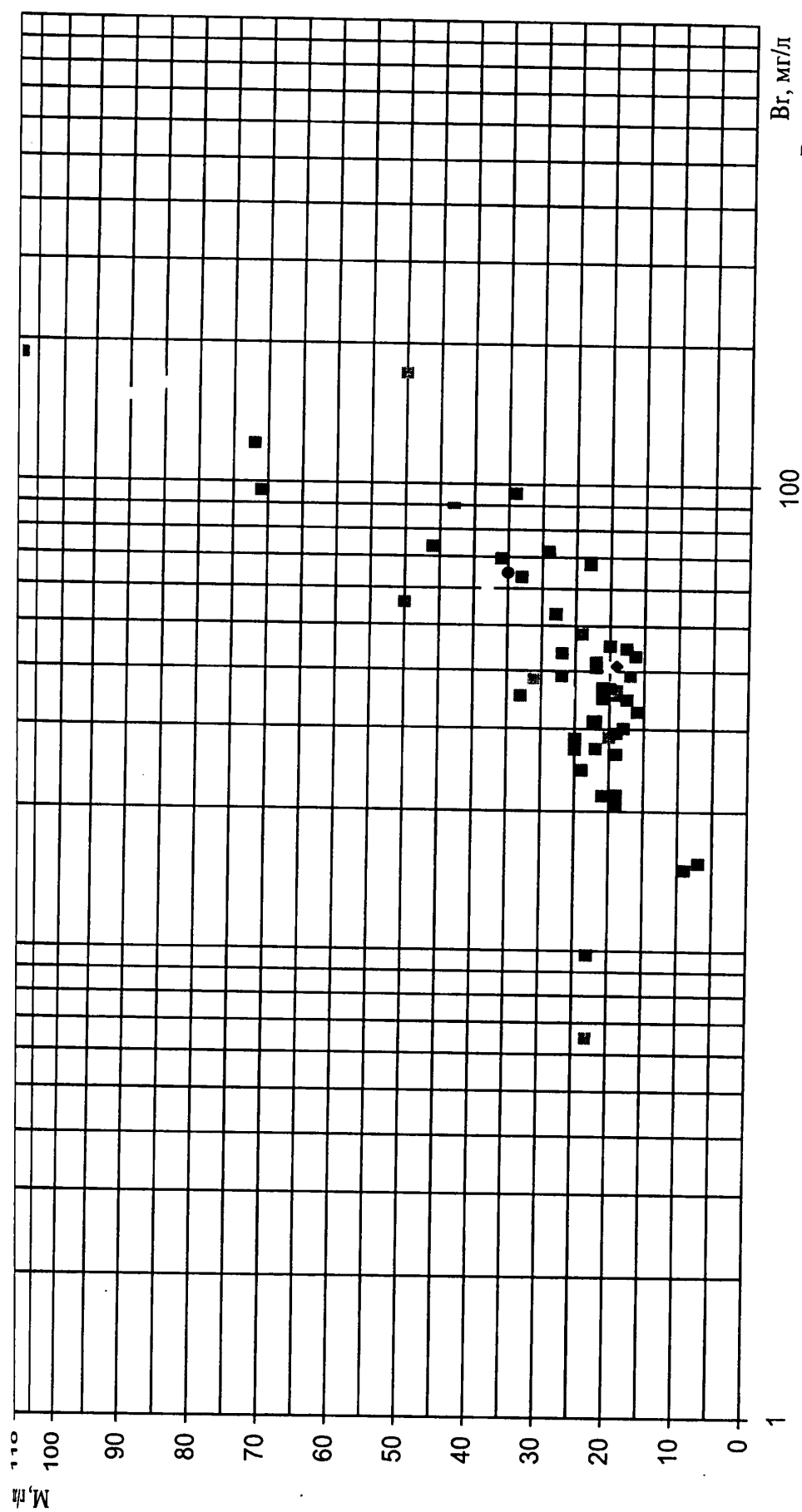
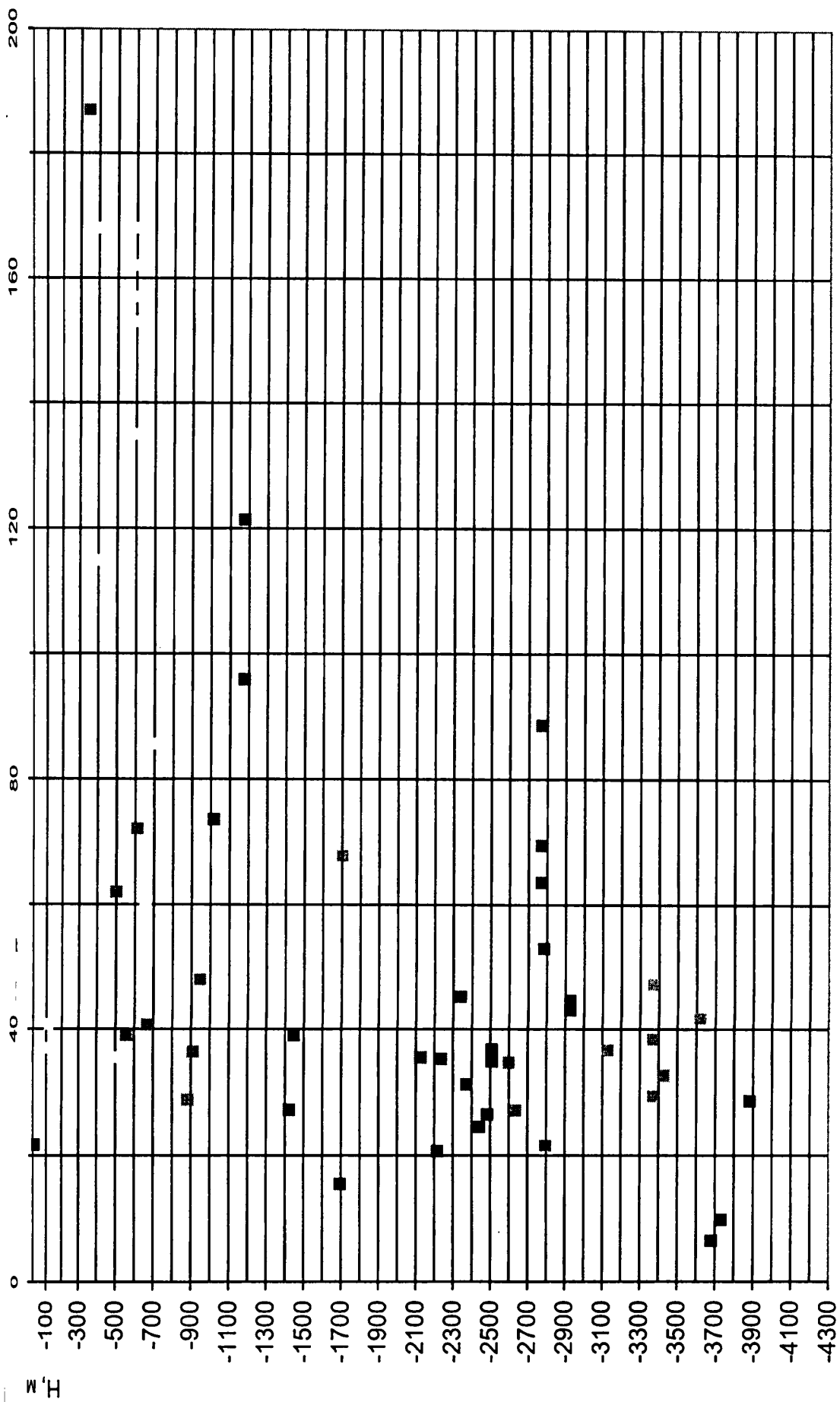


Рис. 3.33 Залежність між вмістами йоду і бору, (мг/л) в підземних водах.



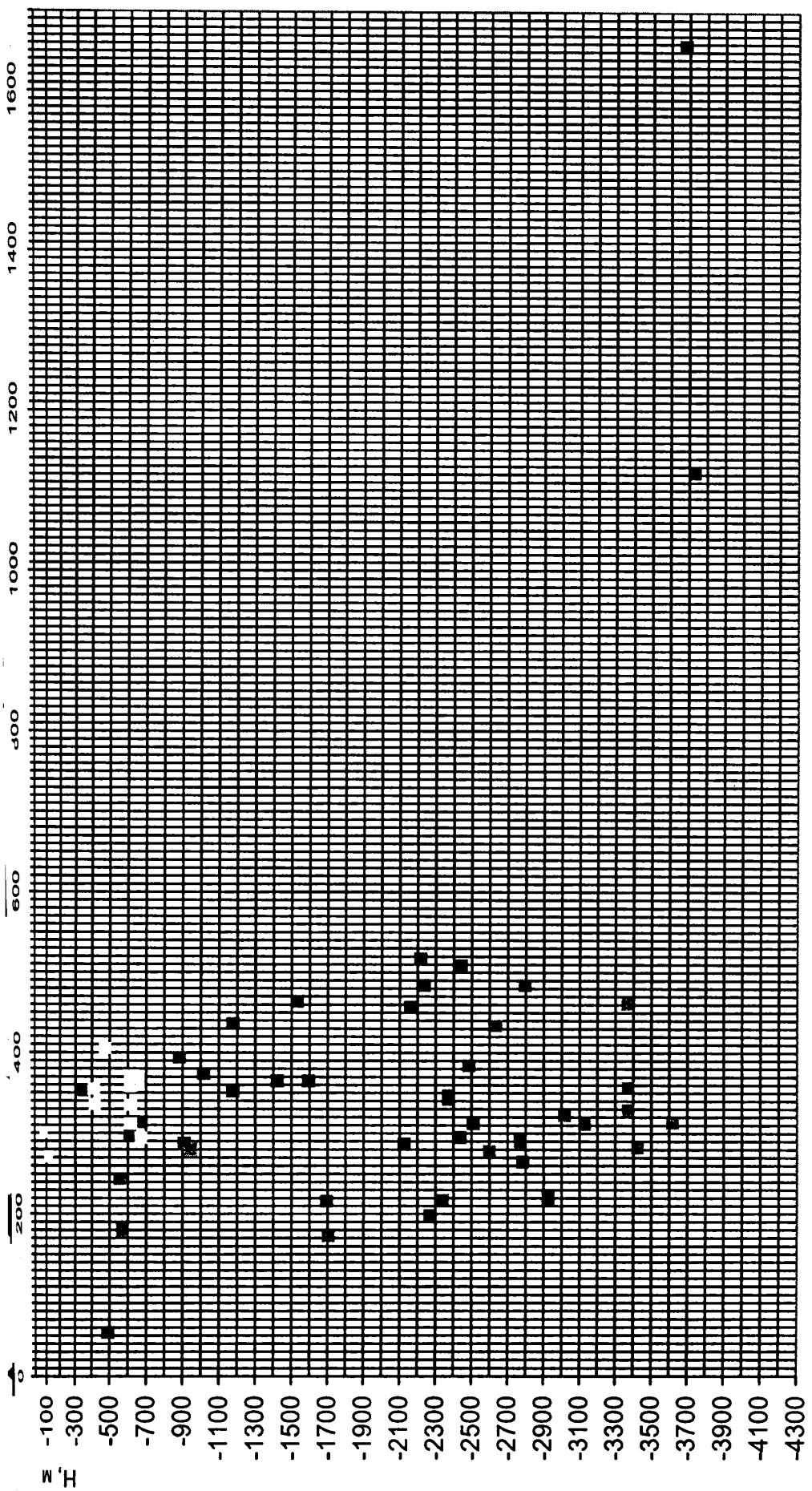
Br, мг/л
 $R/0,05;0,60/=0,60$

Рис. 3.34 Залежність вмісту бромиду підземних вод від їх загальної мінералізації.



Br, мг/л
R/0,5;571 = -0,51

Рис. 3.35 Зміна вмістів броду в підземних водах з глибиною їх залягання.



C/Vr

R/0,05:57/=0,38

Рис. 3.36 Зміна коефіцієнта C/Vr підземних вод з глибиною їх залягання.

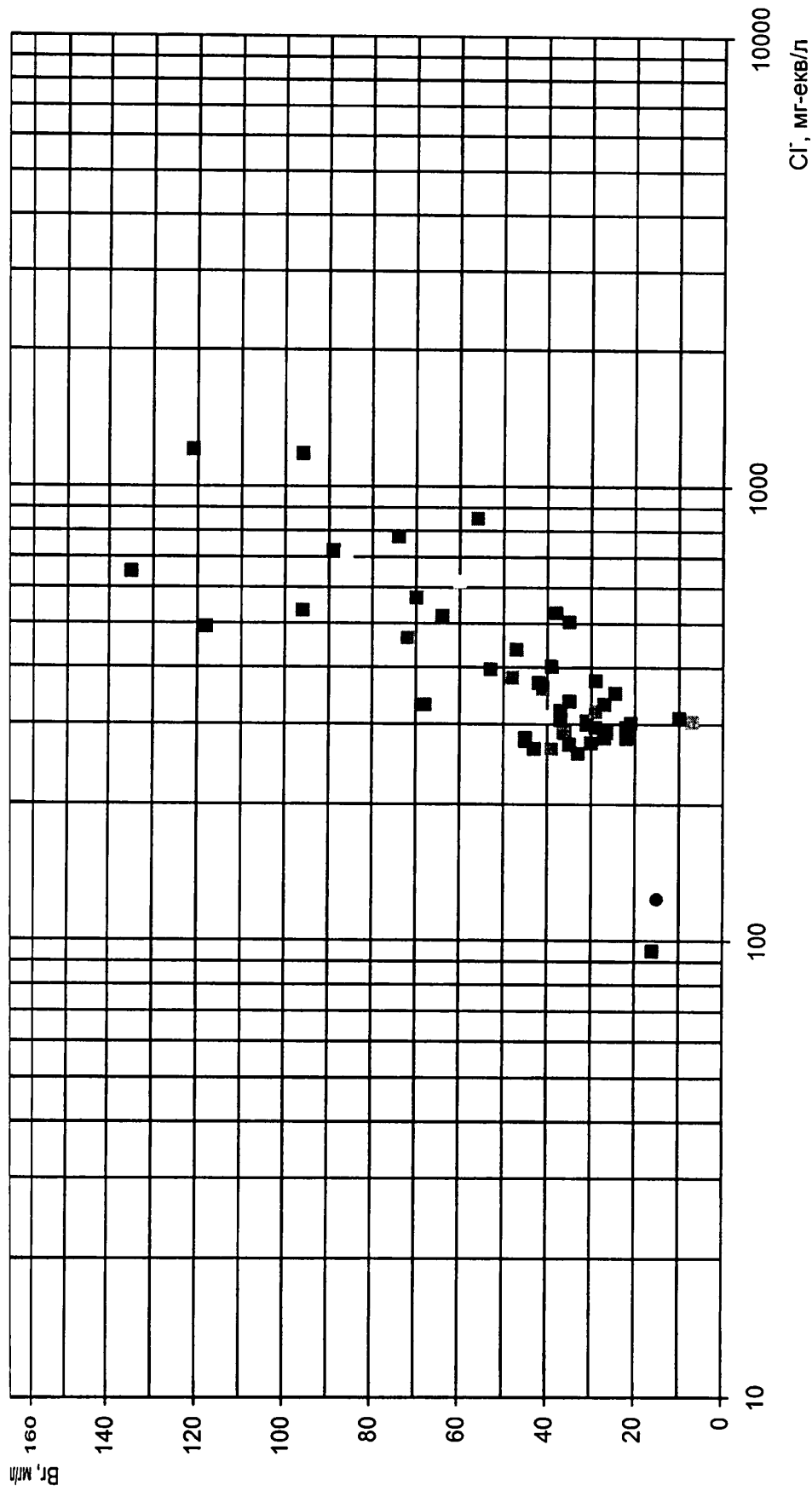


Рис. 3.37 Залежність між вмістами бром, мг/л і хлору, мг-екв/л в підземних водах.

Вмісти **бору** встановлені у 32 пробах із усіх, крім пліоценового, водоносних комплексів. Вони коливаються у дуже широких межах — від 0,7 до 121,2 мг/л, середнє — 18,2. За насиченістю *B* проби вод утворюють дві виразні сукупності — з малими, від 0,7 до 9,0 і великими, від 23,5 до 121,2 мг/л вмістами. Середньозважені значення вмістів *B* у цих сукупностях відрізняються на порядок — 3,8 та 43 мг/л. Проби першої сукупності складають 62 % від загальної кількості, а всередині цієї сукупності половина вмістів — до 3,1 мг/л, тобто переважають значення, властиві океанській та чорноморській водам (рис. 3.38).

Проби, що належать до першої сукупності розподіляються по усьому гіпсометричному й стратиграфічному діапазоні від глибини понад 340 до 3882 м і від міоцену до протерозою. Друга сукупність проб репрезентує інтервал глибин 1700—3882 м. Серед них відсутні проби з майкопських і міоценових відкладів. У пробах першої сукупності наявні у приблизно рівних кількостях води усіх генетичних типів за В.Суліним, другої — головним чином води гідрокарбонатнонатрієвого типу.

Вміст *B* із зростанням глибини залягання у першій сукупності змінюється хаотично, тоді як у другій помітне доволі чітке його зменшення з глибиною (рис. 3.39). Віднесені до мінералізації вмісти *B* зростають до глибини біля 2300 м, вище якої дещо зменшуються (рис. 3.40). Найзбагаченішими *B*, абсолютно і відносно, є гідрокарбонатнонатрієві води верхньокрейдових і палеоценових відкладів.

Цікавою є залежність між вмістами *B* і SO_4 -іону — абсолютним і відносним. У пробах хлоркальцієвих і гідрокарбонатнонатрієвих вод вона є прямою, а у сульфатнонатрієвих і хлормagneєвих — оберненою. Максимальні вмісти *B* припадають на проби із вмістом rSO_4 10 — 19 мг.екв/л та $rSO_4/100/rCl$ від 2 до 6. Більшою сульфатністю характеризуються води сульфатнонатрієвого і хлормagneєвого типів — до понад 60 мг/л і 20 відповідно, у яких *B* менше за 5 мг/л, тобто того ж порядку, що в сучасних морських і океанських водах (рис. 3.41 і 3.42).

Подібно виглядає пряма залежність між вмістами *B* і HCO_3 , властива

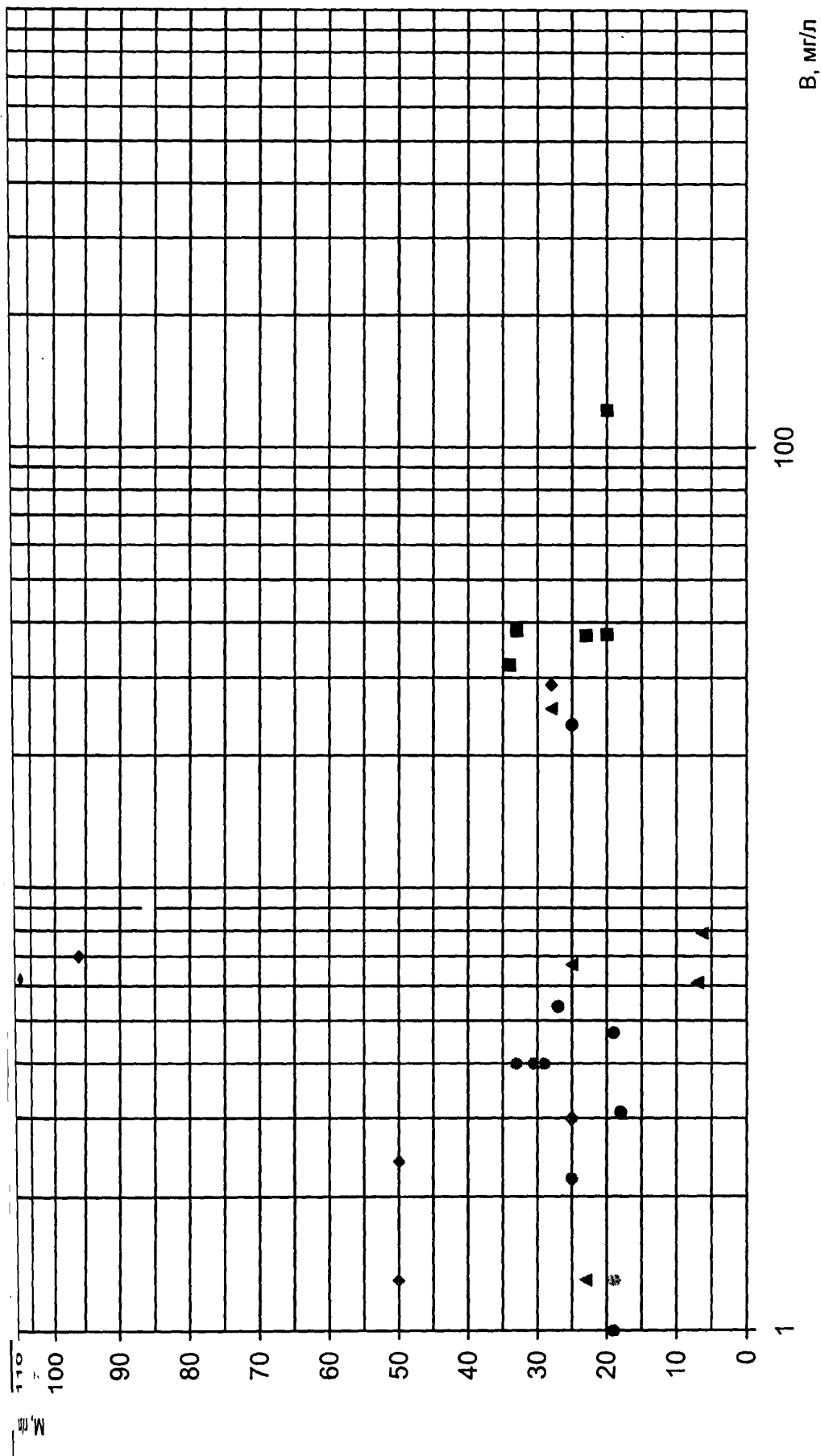


Рис. 3.38 Залежність між вмістом бору, мг/л і мінералізацією, г/л .

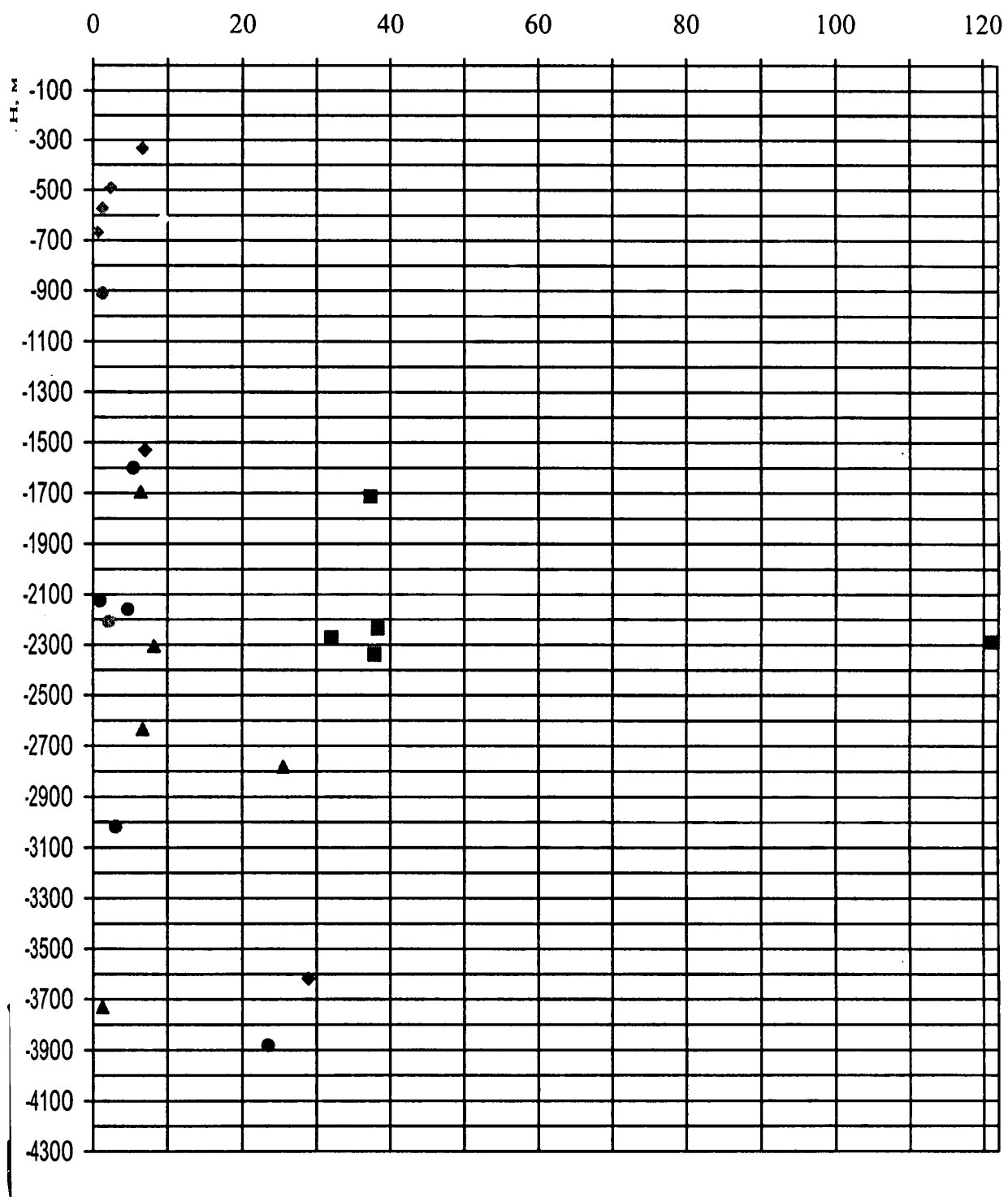


Рис. 3.39 Залежність між вмістом бору, мг/л і глибиною залягання підземних вод.

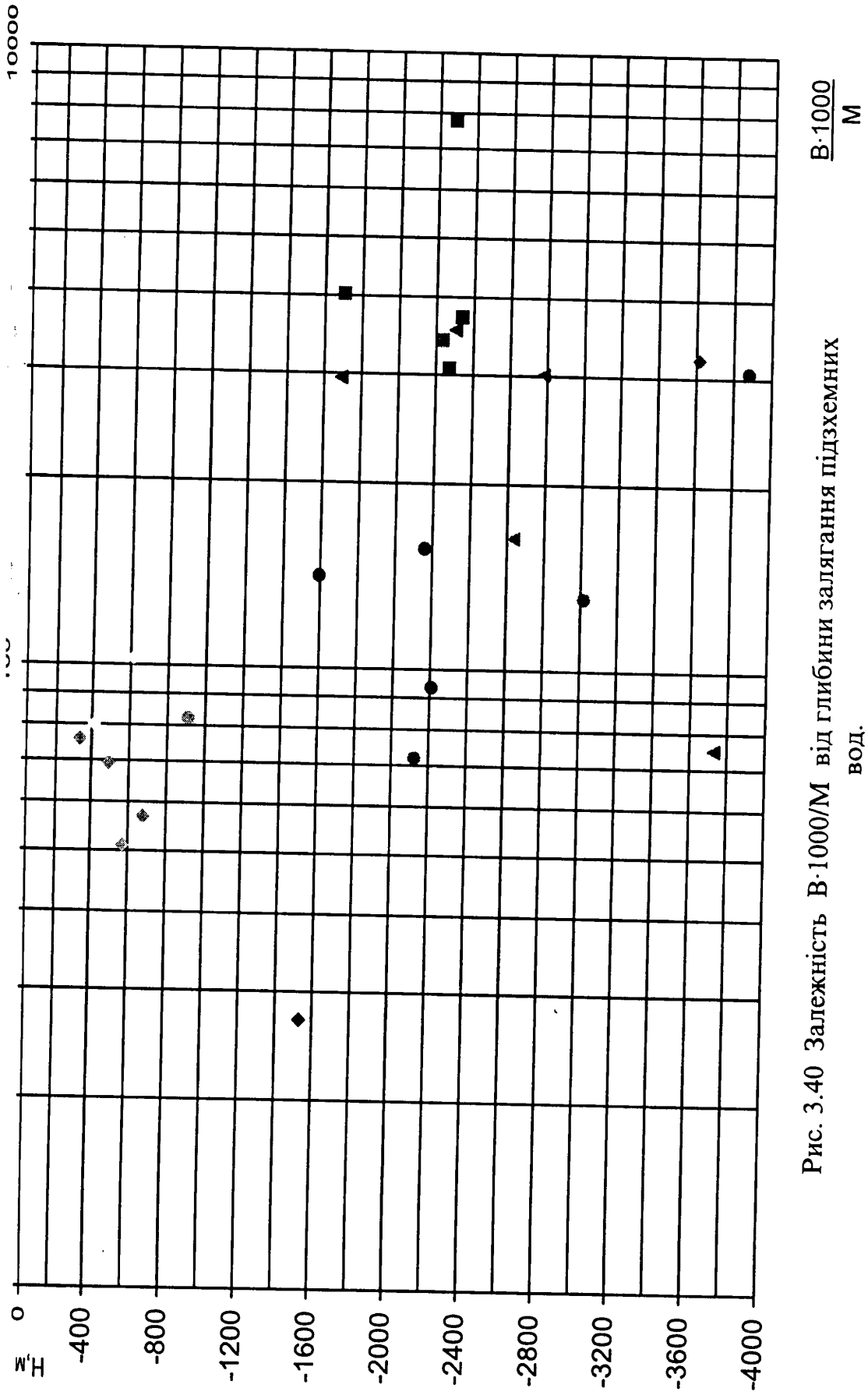


Рис. 3.40 Залежність $B \cdot 1000/M$ від глибини залягання підземних вод.

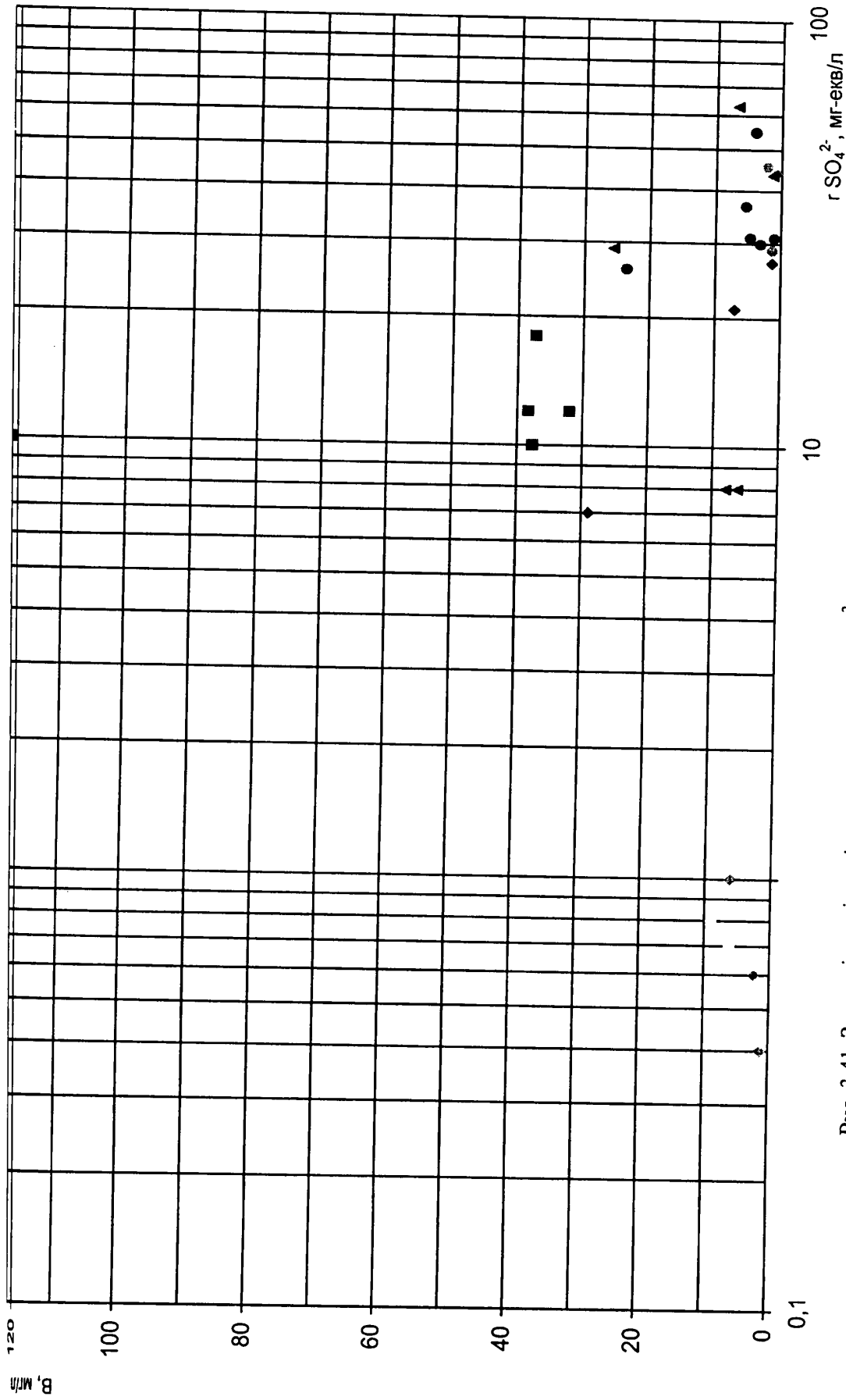


Рис. 3.41 Залежність між вмістами бору, мг/л та SO₄²⁻, мг-екв/л в підземних водах.

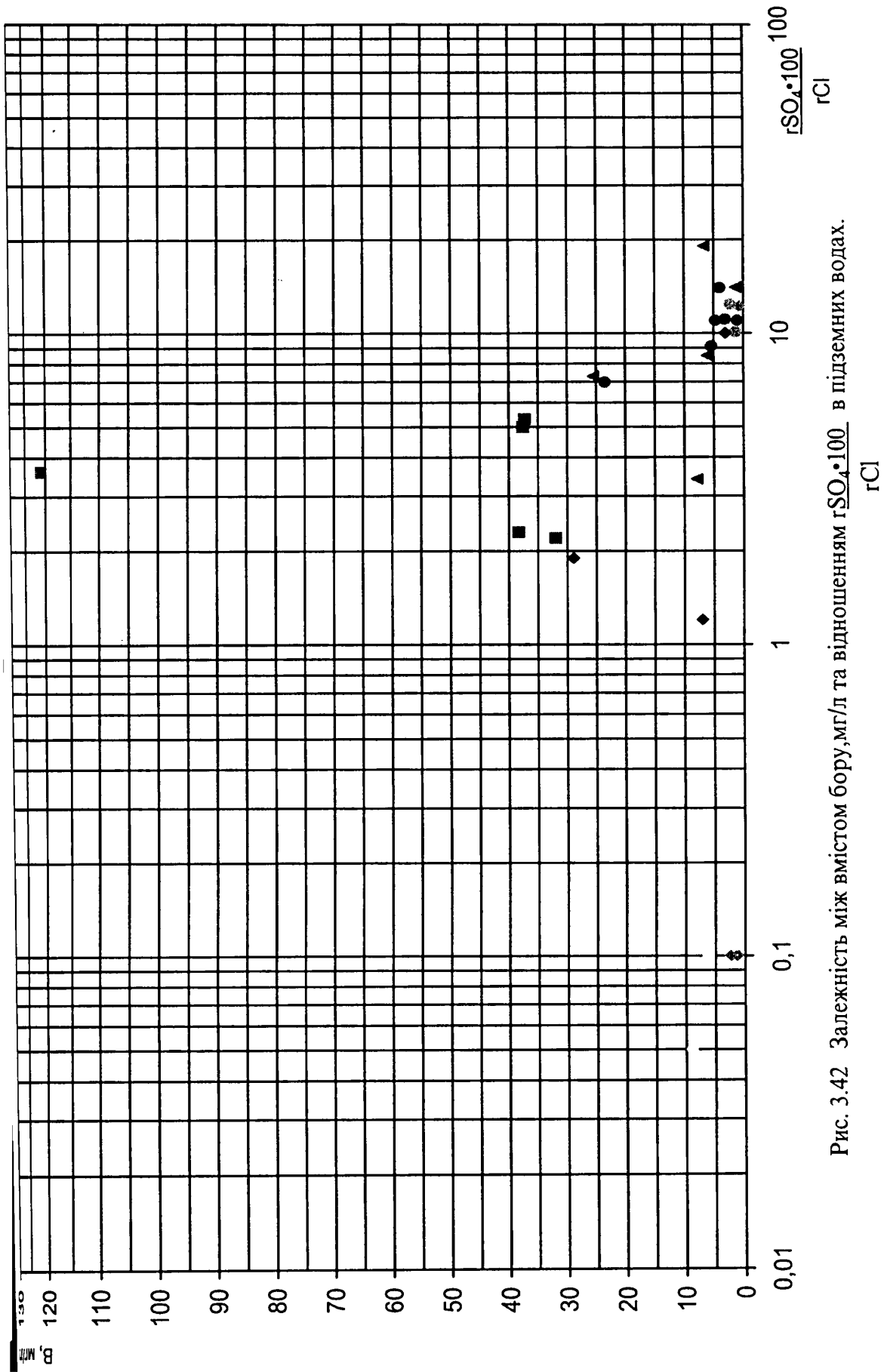


Рис. 3.42 Залежність між вмістом бору, мг/л та відношенням $\frac{rSO_4 \cdot 100}{rCl}$ в підземних водах.

гідрокарбонатнонатрієвим і, меншою мірою, хлоркальцієвим водам (рис. 3.43).

Вміст амонійного іону у підземних водах акваторії Північнопричорноморського ВНБ коливається у дуже широких межах — від перших одиниць до 195 мг/л, незалежно від віку водоносних товщ. Такі вмісти NH_4 є доволі високими. Для прикладу, палеозойські відклади Дніпровсько-Донецького ВНБ за даними [24] вміщують амонію від 20 до 150 мг/л. У той же час у солянках Волго-Уральської нафтогазоносної області за даними В.А.Кротової, Т.І.Казміної [24] та інших дослідників вміст NH_4 перевищує 1 г/л. Таку високу амонієнасиченість вод пов'язують із збагаченням їх продуктами розпаду азотовмісних компонентів нафти. Проте таке пояснення не узгоджується із значно меншим вмістом NH_4 у солянках нафтонасичених горизонтів приблизно тих же віку й мінералізації у Дніпровсько-Донецькому ВНБ. Дослідники констатують пряму залежність вмісту NH_4 від мінералізації вод, але у солянках із мінералізацією 180—200 г/л ця особливість не проявляється. У Північнопричорноморському ВНБ солянки з такою високою концентрацією солей відсутні і вказане явище не відзначене (рис. 3.44). Тут завдяки особливостям зміни по розрізу мінералізації вод вміст NH_4 , на відміну від інших ВНБ з глибиною зменшується (рис. 3.45). Нагромадження компонентів основного іонно-кільового складу вод і NH_4 вимагає відновних гідрогеохімічних та квазізастійних гідродинамічних умовин в надрах за високого ступеня гідрогеологічної їх закритості.

Відносний вміст NH_4 (відношення $NH_4/10^3/M$) з глибиною змінюється хаотично від менш, ніж 0,1 до 4,8 (рис. 3.46). Такими ж є його залежності від ступеня мінералізації і вмісту основних компонентів вод. Значимі прямі зв'язки $NH_4/10^3/M$ має тільки з Cl/Br та абсолютним віком водовмісних товщ ($R_{0,05;61}=0,29$ і $0,35$ при критичному значенні $R=0,23$; див. табл. 3.6). Останнє спостереження свідчає тому, що зв'язок між $NH_4/10^3/M$ і глибиною відсутній, в той час, коли між останньою і абсолютним віком порід існує прямий зв'язок з $R=50$ (див. табл. 3.6).

Абсолютні і відносні вмісти амонію зростають із зменшенням показника концентрації водневих іонів — pH (рис. 3.47 і 3.48). Із цієї залежності випадають

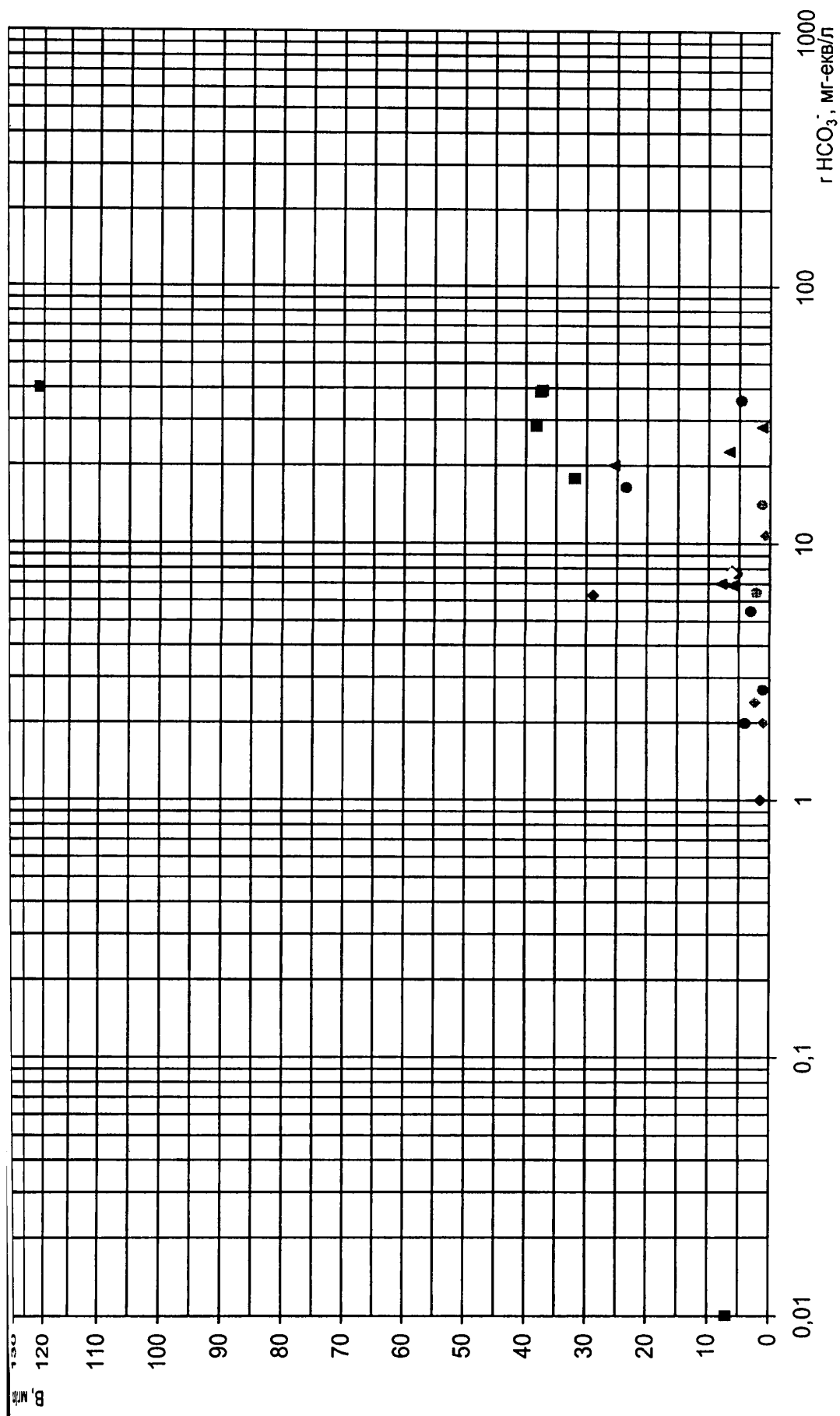


Рис. 3.43 Залежність між вмістами бору, мг/л та HCO₃⁻, мг-екв/л.

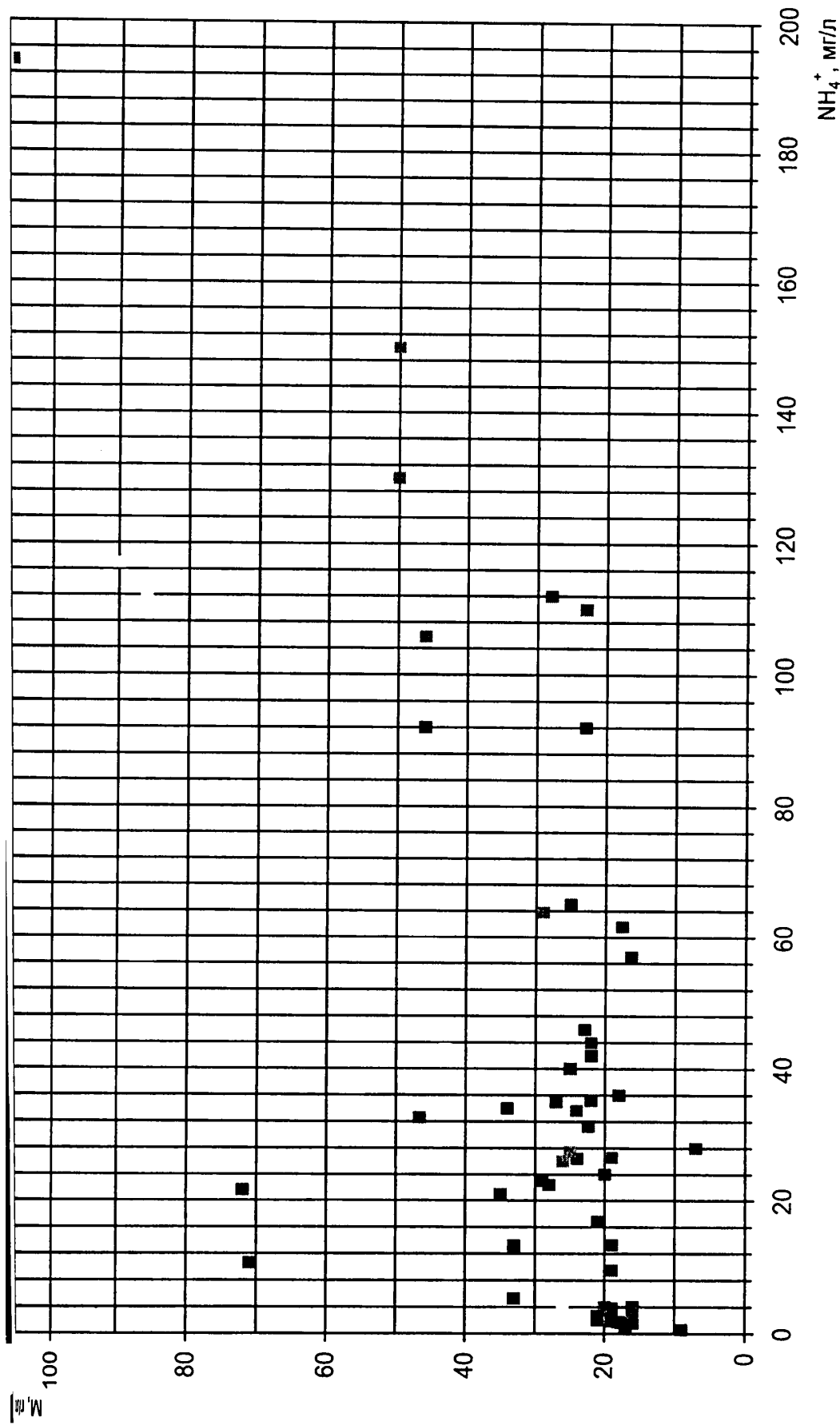


Рис. 3.44 Залежність вмісту NH_4^+ в підземних водах від їх мінералізації.

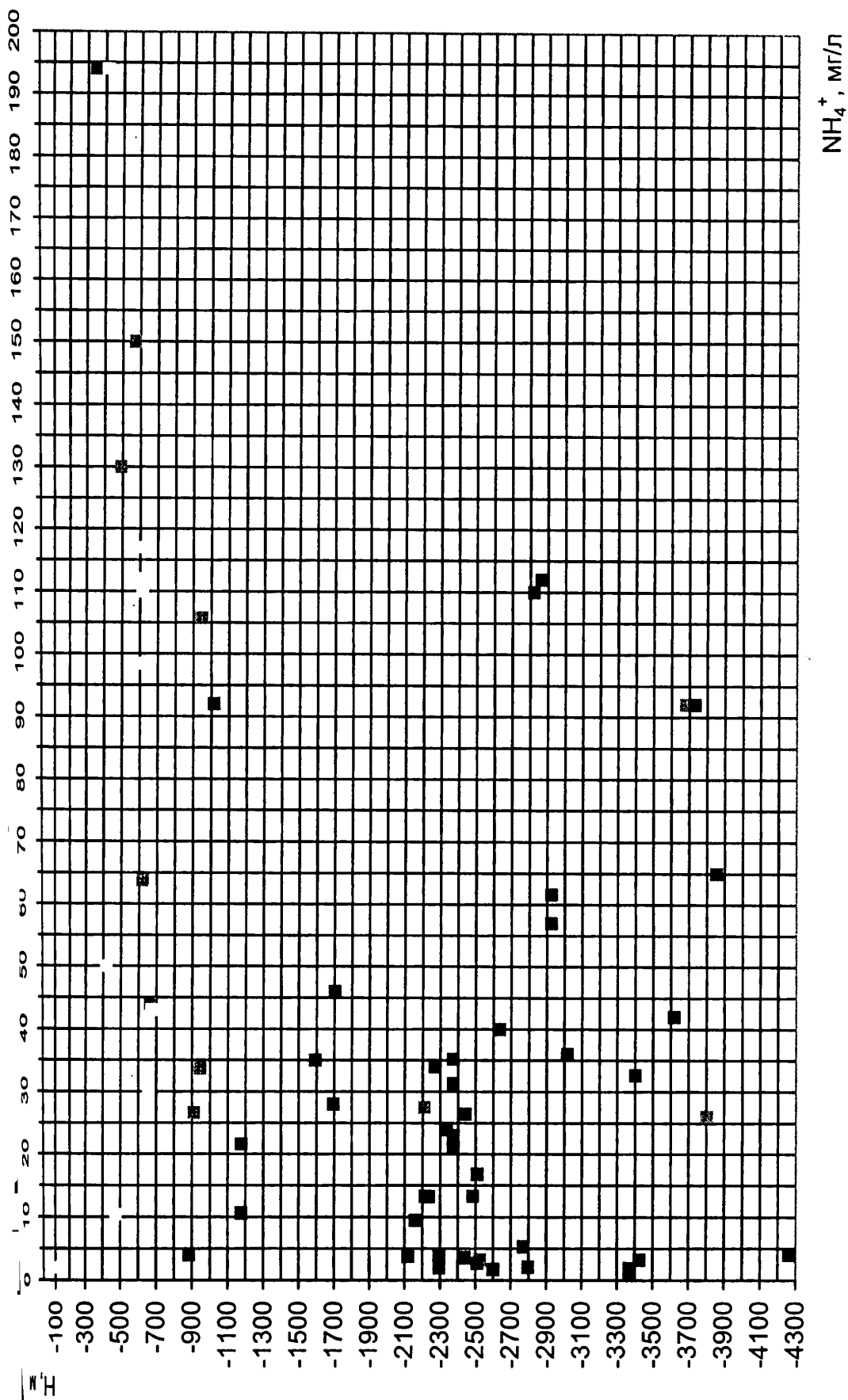


Рис. 3.45 Зміна вмісту NH_4^+ в підземних водах з глибиною їх залягання.

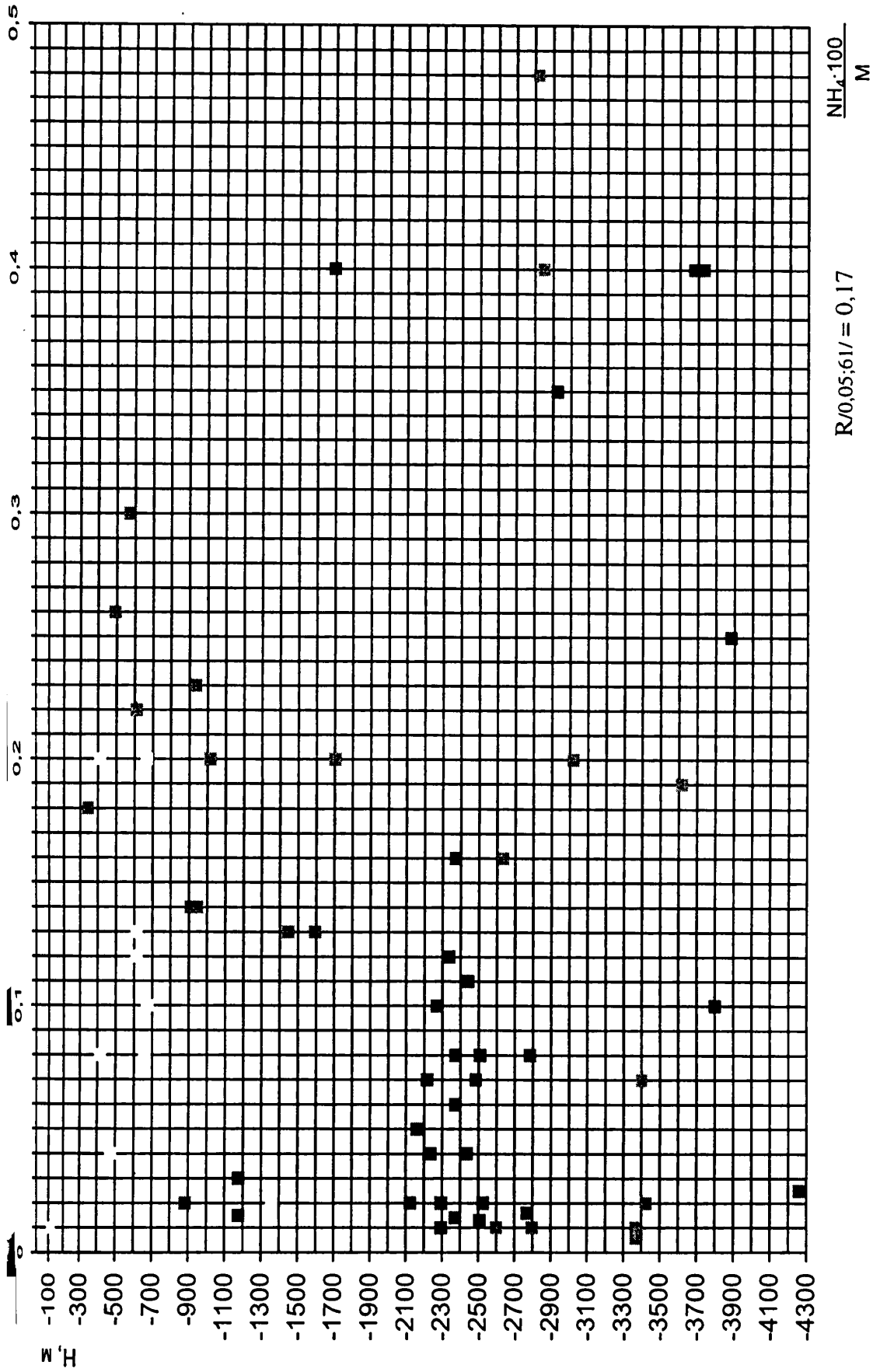


Рис. 3.46 Зміна коефіцієнта $\frac{NH_4 \cdot 100}{M}$ підземних вод з глибиною їх залягання.

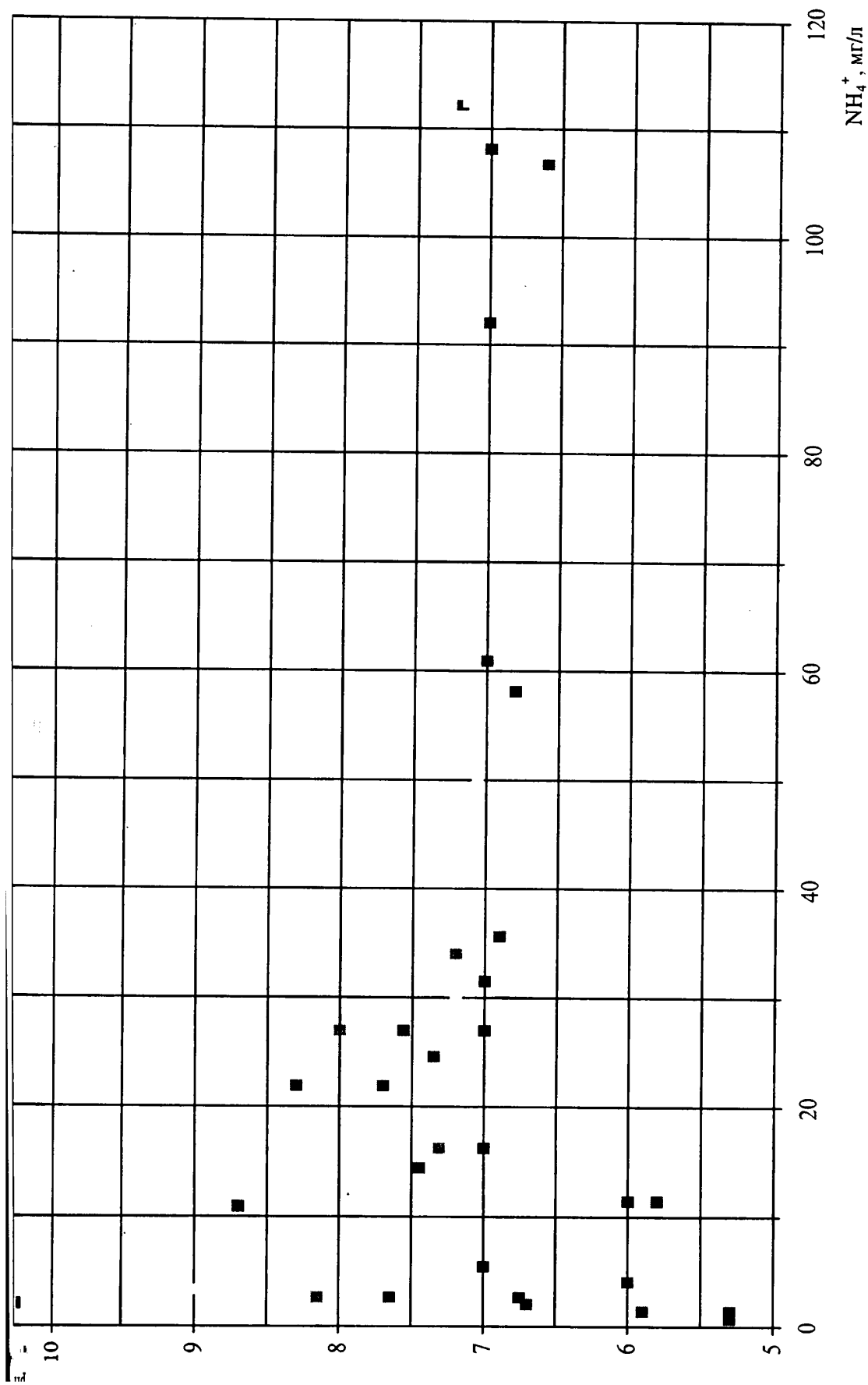


Рис. 3.47 Залежність вмісту NH_4^+ в підземних водах від показника концентрації водневих іонів.

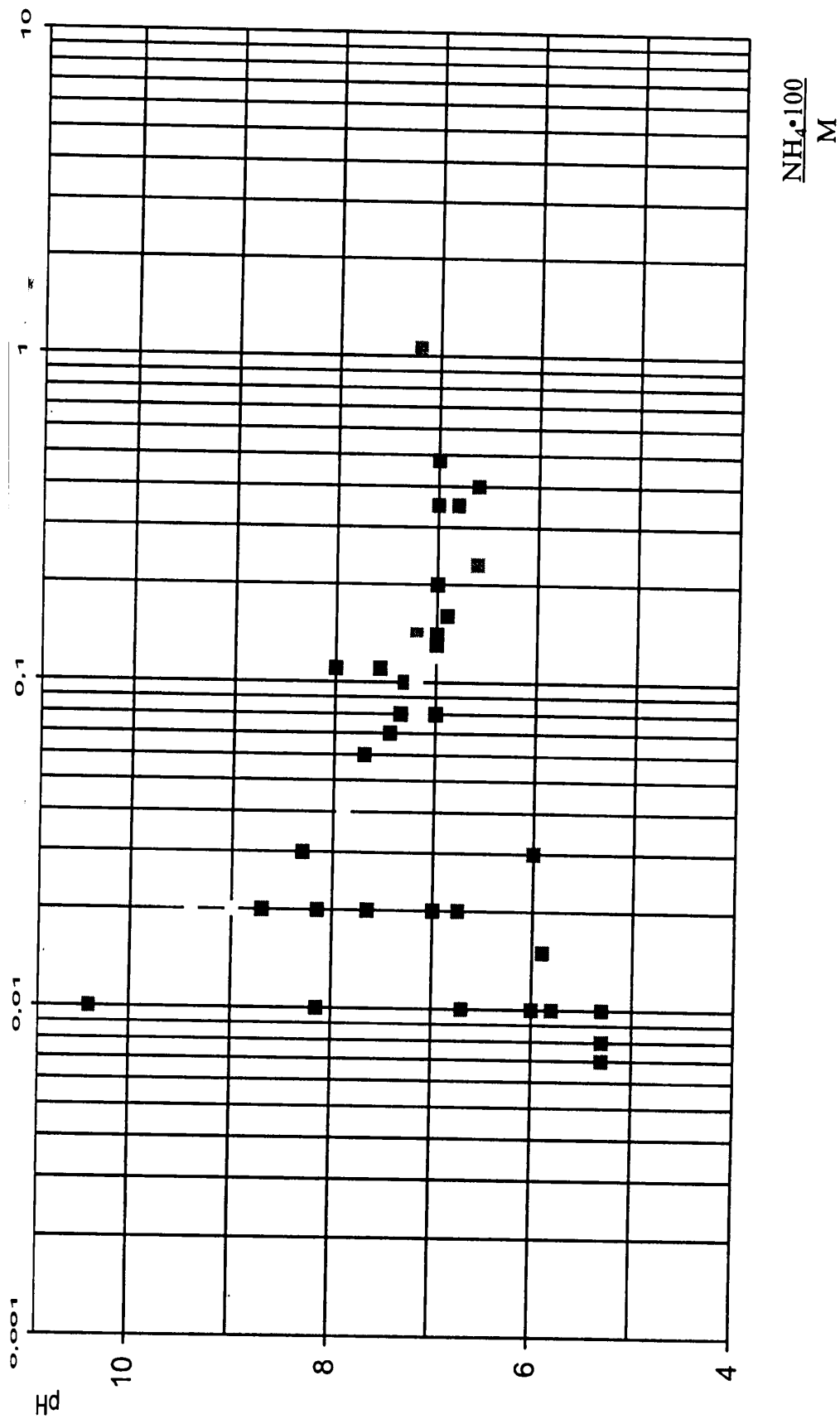


Рис. 3.48 Залежність $\frac{NH_4^+ \cdot 100}{M}$ відношення в підземних водах від показника концентрації водневих іонів.

проби з крейдових карбонатних відкладів об'єктів, де застосовувалися солянокислотні обробки: низьке значення pH цих проб є техногенним, а не природним і тому не могло вплинути на збагачення вод NH_4 .

Загальні вмісти заліза визначені у 31 пробі вод із усіх водоносних комплексів, за винятком базального. Домінують проби із незначними кількостями – понад 85% зразків вміщує Fe від десятих часток до 7 мг/л і тільки у 4 пробах його вміст коливається від 78 до 425 мг/л. З них три проби належать до хлоркальцієвого, а одна до хлормагнієвого типу. Вони характеризують води від міоценового до верхньокрейдного водоносного комплексу включно. У кожному комплексі вміст Fe коливається у тих же широких межах, що й в усій сукупності, тому екстремальні значення відрізняються у сотні разів. Це ж стосується і відношень $Fe \cdot 10^3 / M$, тому, що залежність між вмістами заліза і мінералізацією відсутня. Максимальні вмісти заліза збільшуються із стратиграфічною глибиною від 78 мг/л в міоценових до 425 у верхньокрейдних. У двох пробах із альбських і міоценових відкладів свердловини Десантна-1 визначені окремо вмісти Fe^{2+} і Fe^{3+} – 0,45 та 1,45 і 0,35 та 1,50 мг/л відповідно, тобто переважають окисні форми. Відношення вмістів Fe^{2+} / Fe^{3+} становить 0,2 — 0,3, що характерне для вод непродуктивних пластів, в яких переважають окисні форми заліза [146]. Усього в чотирьох пробах води Одеського і Шмідтівського родовищ визначений манган у кількості 0,1 — 1,3 мг/л.

На Голицинському газовому родовищі та прилеглих площах визначені вмісти рідкісних лужних елементів — літію, рубідію і цезію в підземних водах майкопського, палеоценового та верхньокрейдного водоносних комплексів у інтервалі глибин 369 — 3040 м (табл. 3.10).

Таблиця 3.10

Рідкісні лужні елементи в підземних водах акваторійної частини
Північнопричорноморського ВНБ (мг/л) [за 31, 143].

Місце відбору проб	Глибина м	Геол. вік	$M, \text{ г/л}$	Li	$Li 10^3/M$	Rb	$Rb 10^3/M$	Cs	$Cs 10^3/M$
Голицинська, 6	379,5	P_3-N_1	87,4	4,30	49	0,13	1,49	0,03	0,34
Там же	379,5	P_3-N_1	107,9	4,35	40	0,09	0,8	0,03	0,28
Там же, 1	412,5	P_3-N_1	97,2	2,83	40	0,09	0,9	0,02	0,77
Таврійська, 13	513	P_3-N_1	58,1	3,51	60	0,12	2,1	0,02	0,34
Голицинська, 6*	637	P_3-N_1	46,8	7,68	164	0,27	5,8	0,04	2,00
Там же	637	P_3-N_1	52,2	3,53	67	0,05	1,0	0,03	0,91
Там же, 1	2269	P_1	33,0	2,68	81	0,14	4,2	0,02	0,38
Там же	2269	P_1	20,0	1,80	90	0,09	4,5	0,02	1,00
Таврійська, 9	939	P_1	19,3	0,98	51	0,06	3,1	0,05	0,86
Таврійська, 1	1775	K_2	26,1	2,51	96	0,06	2,3	0,04	0,41
Чорне море	—	—	17,9	0,12	7	0,05	2,8	<0,05	<2,8
Океан	—	—	35,0	0,20	6	0,125	3,6	0,0003	0,009

Примітка.* вода отримана разом з газом.

Вмісти Li доволі чітко збільшуються із зростанням мінералізації вод, в той час, коли для Rb ця залежність є нечіткою, а Cs проявляє дуже слабку тенденцію до зменшення вмістів з її зростанням. Між абсолютними вмістами РЛЕ прямі кореляційні зв'язки існують, але найвиразніше вони проявляються між ваговими вмістами РЛЕ, віднесеними до мінералізації вод (в г/л) – $Li 10^3/M$, $Rb 10^3/M$, $Cs 10^3/M$.

Зверху вниз по стратиграфічному розрізу від майкопських до верхньокрейдових відкладів середні абсолютні вмісти РЛЕ дещо зменшуються.

Відношення середніх по усьому розрізу вмістів $Li : Rb : Cs$ становить 114 : 14 : 1 в той час, коли у воді Чорного моря — 40 : 17 : 1, що вказує на додаткові, крім морської води, джерела РЛЕ у підземних водах. Дослідження порових розчинів континентальної частини ВНБ свідчать, що вони збагачені Li порівняно з підземними водами приблизно у 4—5 разів [52, 120]. Підземні ж води акваторії за абсолютними і відносними вмістами Li займають проміжне положення між поровими розчинами і підземними водами суші.

3.2.3. Розчинена в підземних водах органічна речовина.

В підземних водах мезозойсько-кайнозойських водоносних комплексів вивчались компоненти розчиненої органічної речовини — органічний вуглець $C_{орг}$, органічний вуглець із хлороформових екстрактів $C_{орг.хл}$, органічні кислоти, феноли, ароматичні вуглеводні (бензол) та деякі непрямі показники наявності та природи органічної речовини — величини йодатної і перманганатної окисностей $O_{йод}$ та $O_{перм}$ ВРОР та хлороформових екстрактів $O_{йод.хл}$ та $O_{перм.хл}$. Певна частина цієї органічної речовини зумовлена наявністю в надрах нафти і газу, отже може служити їх пошуковою ознакою [7, 8, 59, 138, 144 та ін.].

Лева частка визначень ВРОР характеризує територію Північно-причорноморського ВНБ [59], в межах акваторії вони визначалися в обмеженій кількості проб, головним чином, на Голицинському ГКР. Наведена нижче характеристика ВРОР опирається, переважно, на дослідженнях О.Д. Штогрин, С.В. Нечиної, В.В. Колодія [59, 140, 143—145].

Йодатна окисність хлороформових екстрактів $O_{йод.хл}$ характеризує суму важко і легко окиснюваних органічних речовин, тоді як $O_{перм.хл}$ стосується речовин, що окиснюються відносно легко. Обі окисності характеризують тільки леткі компоненти ВРОР, а відношення окисностей — $K_{ок} = O_{йод.хл} / O_{перм.хл}$ свідчить про ступінь його збагаченості важко окиснюваними компонентами, до яких належать і вуглеводні.

За даними [59] ВРОР підземних вод **нижньокрейдового** водоносного комплексу характеризується невисокими значеннями цього відношення у водах непродуктивних горизонтів та його збільшенням за рахунок зростання значень $O_{\text{вод.хл}}$ в підземних водах нафтогазоносних пластів. Так, з наближенням до покладу газу на Бакальській площі $O_{\text{вод.хл}}$ збільшується від 21,7 до 118,7 мг/л, на Міжводненській — від 7,67 до 62,4, Карлавській — до 40 мг/л. Для ВРОР непродуктивних структур значення $O_{\text{вод.хл}}$ коливається в межах 6-20 мг/л.

У палеоценових відкладах на Чорноморській площі перманганатна окисність сягає 117,7 мг/л, а $K_{\text{ок}}$ змінюється в межах 3,59-6,32. Такі значення властиві водам продуктивних горизонтів. На Голицинському ГКР у цих відкладах залягають води гідрокарбонатнонатрієвого типу з мінералізацією 19-32 г/л, збагачені легкою фракцією ВРОР із $O_{\text{вод}}$ до 23 мг/л. Води з такою ж величиною $O_{\text{вод}}$ отримані у св. Сельського-40. Крайові води газових покладів характеризуються ВРОР із $O_{\text{вод}}$ до 125 мг/л та $K_{\text{ок}}$ 10-25.

Водам високої, понад 60-70 г/л, мінералізації хлоркальцієвого типу продуктивних пластів **майкопського** водоносного комплексу властиві $O_{\text{вод.хл}}$ 14,2-17,7 мг/л та $K_{\text{ок}}$ від 11,6 до 16,3. Значно меншими є значення $O_{\text{вод.хл}}$ ВРОР високомінералізованих вод хлоркальцієвого типу на площах північного борту басейну (Великоклінівська, Таврійська) — 2,4-6,9 мг/л.

На Голицинській площі $O_{\text{вод.хл}}$ ВРОР газоносного пласта зростає до 7,3, а легкої його фракції — до 17,3 мг/л.

Важливою характеристикою ВРОР є вміст органічного вуглецю — загальний $C_{\text{орг.заг.}}$ та з хлороформових екстрактів — $C_{\text{орг.хл.}}$, що наявні практично в усіх підземних водах, але високі їх вмісти, особливо останнього, пов'язані з водами, котрі в надрах перебувають у безпосередньому контакті з нафтою і газом [59,144]. При цьому у супутніх водах газових покладів $C_{\text{орг}}$ міститься менше, ніж нафтових.

На Голицинській площі св. 4 (3850-3875 м) у склепінній частині структури в **прогерозойських** утвореннях розкрила насичені метаном (4090 см³/л) води хлоркальцієвого типу із вмістом загального органічного вуглецю 1405 мг/л. Вміст $C_{\text{орг.хл}}$ становив лише 10,9 мг/л. На 250 м вище за розрізом у цих же породах (св. 2)

кількість $C_{орг.газ}$ становила тільки 80,9, але частка $C_{орг.хл}$ збільшилася до 13 мг/л. На думку [59] такі високі вмісти $C_{орг.хл}$ свідчать про газоносність комплексу.

ВРОР вод із **крейдових** відкладів вивчена тільки на сухопутній частині басейну, де розкриті нафтові і газові поклади. Супутні води нафтових покладів містять $C_{орг.хл}$ в межах 12-31 мг/л при $C_{орг.газ}$ 59-508 мг/л. Між вмістами $C_{орг.хл}$ та продуктивністю надр наявна пряма залежність, виявлена в горизонтах альбу Західнооктябрського та Бакальського родовищ, де вмісти $C_{орг.хл}$ в підземних водах склали 20,4 та 12,7 мг/л відповідно. На Карлавському газоконденсатному родовищі із верхньокрейдових відкладів отримані супутні води гідрокарбонатнонатрієвого типу із $C_{орг.хл}$ 18,4 мг/л, у той час, коли із непродуктивного пласта цього ж віку на Родниківській площі вміст $C_{орг.хл}$ становив тільки 4,4 мг/л. Розподіл $C_{орг.хл}$ в підземних водах нижньокрейдового і верхньокрейдового водоносних комплексів дуже нерівномірний в межах навіть одного й того ж водоносного пласта і залежить від його продуктивності. Наприклад, на Срібнянському нафтовому родовищі у воді, отриманій разом з газом і конденсатом вміст $C_{орг.хл}$ становив 15,4 при $C_{орг.газ}$ 388 мг/л, тоді як за відсутності вуглеводнів вміст $C_{орг.хл}$ усього 4,3 мг/л.

В процесі випробування **нижньопалеоценових** відкладів на Голицинському газоконденсатному родовищі отримані води хлормагнієвого типу із газонасиченістю 806 см³/л, вміст $C_{орг.хл}$ в яких складав 7,4—10,9, а $C_{орг.газ}$ — 235 мг/л. На 315 м нижче, у цьому ж горизонті вміст $C_{орг.хл}$ зменшився до 4,4, а $C_{орг.газ}$ до 159,6 мг/л.

Прісні (0,21—0,36 г/л) конденсаційні води з палеоценових відкладів Габівського ГКР вміщують 1,8-2,3 мг/л $C_{орг.хл}$ та 5,8 мг/л $C_{орг.газ}$, що свідчить про калькаразову (відносно мінералізації) їх збагаченість ВРОР порівняно з пластовими водами геохімічного фону.

Вмісти $C_{орг}$ в підземних хлоркальцієвих водах вивчені слабо. У східній частині ВНБ вміст $C_{орг.хл}$ в них не перевищує 11, $C_{орг.газ}$ — 300 мг/л. Дані по кватерні відсутні.

В підземних водах, супутніх нафті й газу, ще в позаминулому столітті встановлена наявність **жирних кислот**. Одним із джерел збагачення ними вод можуть бути нафти, тому наявність цих кислот розглядається, як органідогеохімічна ознака нафтогазоносності надр. Леткі жирні кислоти визначались і в підземних водах Північнопричорноморського ВНБ. У воді протерозойського комплексу Голицинської площі за вмісту $C_{орг.зак}$ 1405,4 мг/л виявлено 604,8 мг/л летких жирних кислот. На Міжводненській площі, розташованій поблизу акваторії ВНБ з відкладів верхньої крейди разом з газом і конденсатом отримали слабо мінералізовану воду гідрокарбонатнонатрієвого типу із вмістом жирних кислот 436 мг/л. На цій же площі вода із непродуктивного пласта містила жирних кислот тільки до 80 мг/л. На Бакальській площі із нерозчленованої товщі **крейдових** відкладів разом з газом і конденсатом отримана пластова вода хлоркальцієвого типу із вмістом жирних кислот до 180 мг/л. В інтервалах розрізу, позбавлених нафти, вміст у водах жирних кислот менший за 10 мг/л. Горизонти із нафтопроявами у **верхньокрейдівій** товщі характеризувалися супутніми водами із вмістом жирних кислот 900-1320 мг/л, що є максимальним в басейні. Найбільші вмісти жирних кислот, понад 100 мг/л, властиві супутнім водам нафтових покладів. Води газових покладів високими вмістами жирних кислот не відзначаються, тому останні можуть вважатися тільки знаками нафтоносності.

Води **палеоценових** горизонтів Таврійської площі вміщують жирних кислот від 7—14 до 17—29 мг/л. Води із продуктивних інтервалів палеоцену Голицинського ГКР відзначаються досить високим вмістом летких жирних кислот – від 164 до 273 мг/л. Найбільша їх кількість, 485 мг/л, притаманна водам св. 9 в інтервалі 2148-2184 м. При випробуванні нижнього палеоцену в св. 11 (2545-2555 м) отримано воду гідрокарбонатнонатрієвого типу з мінералізацією 107 мг/л і газонасиченістю 4769 см³/л та вмістом жирних кислот 631 мг/л, що свідчить про наявність продуктивного газоконденсатного горизонту. На цій же структурі води з непродуктивних інтервалів розрізу вміщують жирних кислот менше 10 мг/л.

Пластові води газоносних відкладів **майкопської** товщі на Голицинському родовищі вміщують небагато жирних кислот — 2–14 мг/л. У багатьох пробах водони повністю відсутні.

Вміст органічних кислот вивчався О.М.Майкут також у водах Чорного моря з зони сірководневого зараження в пробах з глибини 1480–2200 м. Найбільший вміст низькомолекулярних кислот у перерахуванні на оцтову склав 15,6 мг/л.

Підвищені вмісти жирних кислот поєднуються з такими ж вмістами інших компонентів ВРОР, наприклад фенолами, бензолом, що зумовлені продуктивністю надр, тому, як вважають, їх можна вважати ознаками наявності нафтових або газоконденсатних покладів [38, 51, 52, 59, 140 та ін.].

У комплексі визначень компонентів ВРОР, пов'язаних з продуктивністю надр присутні **феноли** — похідні ароматичних вуглеводнів, що вперше були виявлені у складі нафт Бориславського родовища. Вони широко розповсюджені у різних фракціях нафт, де їх вміст становить 0,1—0,2%, а також встановлені у газовому бензині [59]. Нелеткі і леткі з водяною парою феноли визначені в підземних водах багатьох нафтогазонасних ВНБ [8, 38, 137, 138 та ін.].

На Голицинській площі (св.4, 3850–3875 м) хлоркальцієва вода з мінералізацією 26 г/л містила 2,92 мг/л нелетких та 0,84 мг/л летких фенолів. У воді хлормагнієвого типу з мінералізацією 19 г/л із св.2 (глибина 3600 м) їх вміст становив відповідно 19 і 3,62 мг/л.

У водах **нижньокрейдового** комплексу структур, розташованих на Ірханкутському півострові, де розповсюджені води гідрокарбонатнонатрієвого та хлоркальцієвого типів з мінералізацією 7,5—19,6 г/л вміст нелетких фенолів змінюється від нуля до 4,26, летких — від 1,37 до 3,75 мг/л.

Води **верхньокрейдових** відкладів хлоркальцієвого типу з мінералізацією 11–21 г/л містять нелетких фенолів 1,76—4,76 та летких 1,37 і 3,75 мг/л. У водах гідрокарбонатнонатрієвого типу з мінералізацією 10—16 г/л вміст фенолів змінюється в межах 0,38—11,4 мг/л. У багатьох випадках разом з пластовими водами отримані припливи газу або нафти, часом незначні, проте супутні води і в цьому випадку збагатилися компонентами ВРОР, зокрема фенолами. В пробах

вод, що не перебували в контактi з вуглеводнями вмісти нелетких і летких фенолів становили 0,3—1,0 та 0,01—1,0 мг/л відповідно.

У водах палеоценових відкладів на непродуктивних структурах Північнокримського прогину феноли відсутні або ж їх вміст не перевищує десятих часток мг/л. Ними збагачені води нижнього палеоцену на структурах з покладами газоконденсату або нафти. На Чорноморській площі із св. 4 (2150-2165 м) отримана вода з плівкою нафти і вмістом нелетких фенолів 1,74 і летких 3,13 мг/л. Газопрояви на Бакальській площі супроводжувалися підземними водами із вмістами нелетких фенолів 0,32—1,88 та летких 0,3—2,4 мг/л. Води на ГВК Глібівської площі (св.5, 1062-1082 м) вміщували 2,35 мг/л летких фенолів. Приблизно така ж кількість фенолів визначена у водах поблизу ГВК на Карлавській і Задорненській структурах.

У водах, отриманих із газового сепаратора на Глібівському родовищі протягом 3-х років спостережень вміст нелетких фенолів змінювався в межах 1,5—2,35, летких — 2,88—4,96 мг/л. Вмісти летких фенолів у цих водах, незалежно від їх мінералізації і типу значно перевищували визначені в пробах інших пластових вод палеоцену [59].

На Голицинському родовищі відклади нижнього палеоцену, розкриті св. 9,11,14,16 представлені тріщинуватими вапняками, з яких отримані незначні припливи високогазонасиченої (до 2367 см³/л) води з мінералізацією 19-32 г/л. Вода вміщує леткі феноли в кількостях 3,13—5,89, а у воді із сепаратора св.8 (2423-2450 м) — до 7,2 мг/л. На площі Сельського вода із св. 40 (1443-1450 м) гідрокарбонатнонатрієвого типу з мінералізацією 20 г/л вміщувала летких фенолів до 6,87, що характерне для газоносних пластів.

Пластові води майкопських відкладів Голицинської площі (св. 6, 638-646 м) вміщують 0,12 мг/л летких фенолів. Вище за розрізом, в інтервалі 69,8-125 м вміст нелетких фенолів зростає до 2,82 мг/л, що вказує на можливу наявність на цій глибині газового покладу.

Отже підвищені вмісти фенолів в підземних водах Північнопричорноморського ВНС вказують на нафтогазоносність надр. При цьому підвищені вмісти летких фенолів властиві водам газоконденсатних, а нелетких — нафтових родовищ.

Надійнішим показником наявності вуглеводневих покладів є бензол, вважаючи на його добру розчинність у воді та наявність у вуглеводневому складі газових конденсатів і нафт, які, таким чином, можуть бути джерелами збагачення цих вод. Вміст бензолу в підземних водах вивчався О.Д.Штогрин, О.М.Майкут та С.В.Нечиною (табл. 3.11).

Таблиця 3.11

Вміст бензолу у підземних водах Північнопричорноморського нафтогазоносного водонапірного басейну [за 59].

Площа	№ св.	Інтервал відбору проби, м	Стратигр. Вік	Мінералізація води, г/л	Тип води за Суліним	Вміст бензолу, мг/л
Мелова	6	2200-2210	K ₁	5,17	ХК	Немає
Західнооктябрська	28	3220-3282	K ₁	5,57	ГКН	3,65
Родниківська	4	1205-1280	K ₂	3,1	ГКН	Сліди
Там же	5	2466-2510	K ₂	11,9	ХК	0,91
Бакальська	17	2890-2929	K ₂	18,8	ГКН	4,6
Карлавська	16	2642-2684	K ₂	15,4	ГКН	0,05
Міжводненська	4	2850-2865	K ₂	15,0	ГКН	2,05
Голицинська	1	2254-2285	P ₁	33,4	ХК	0,21
Там же	9	2148-2184	P ₁	19,3	ХМ	2,87
Глібівська *	20/22	952-1067 914-1079	P ₁	0,21	ГКН	0,95

- * Примітка. * конденсатійна вода із газового сепаратора. Вміст бензолу, ймовірно, занижений внаслідок тривалого зберігання проби.

На непродуктивній Меловій площі бензол у пластовій воді відсутній, тоді як на Західнооктябрському ГКР в маломінералізованих підземних конденсаційних водах його вміст 3,65 мг/л. В акваторії Північнопричорноморського ВНБ у св. 9 із нижньопалеоценових відкладів (2148-2184 м) отримано приплив газу з конденсатом та води, в якій вміст бензолу становив 2,87 мг/л. За контуром газоносності, але поблизу нього вміст бензолу зменшився до 0,21—0,49 мг/л. (св. 1, 2254-2285 м). У пластових водах хлоркальцієвого типу палеоценових відкладів північного борта ВНБ бензол або відсутній, або зустрічається у малих кількостях.

Таким чином, наявність певної частини ВРОР підземних вод водоносних комплексів Північнопричорноморського ВНБ може бути зумовлена наявністю в надрах нафти і газу, інша ж її частина утворює органідогеохімічне тло, утворене переважно водорозчинними компонентами перетворення РОР осадових порід, незалежно від наявності чи відсутності покладів нафти і газу.

Органоідогеохімічні характеристики водоносних комплексів акваторії, судячи із наявних даних, не відрізняються від таких характеристик відповідних ідогеологічно закритих комплексів на суші.

Тими компонентами ВРОР, що, найімовірніше, генетично пов'язані з вуглеводнями (бензол, феноли, органічні кислоти) підземні води максимально збагачені біля ВНК або ГВК. З віддаленням від покладів вміст цих компонентів швидко зменшується до нуля.

Збагачення підземних вод компонентами нафт на ГВК чи ВНК носить характер ореолів розсіювання, отже може використовуватися, як пошукова ознака. Покладам нафти притаманні води із підвищеним вмістом нелетких, розчиним і газоконденсатним — летких фракцій ВРОР. За умови відбору із свердловин якісних (не забруднених технологічними рідинами), проб води за цєю ознакою можна прогнозувати не тільки наявність вуглеводнів, але й їх вміст.

3.2.4. Гідрогеохімічна зональність акваторії Північнопричорноморського нафтогазоносного водонапірного басейну.

Гідрогеохімічна зональність акваторії Північнопричорноморського ВНБ визначається практичною відсутністю в її межах впливу інфільтрогенних вод суші. Тільки окремі субаквальні осередки розвантаження інфільтраційної водонапірної інтенсивно дренованої системи Гірського Криму [22] розташовані на його західному продовженні в акваторії. З цієї причини тут не можна виділити інфільтраційних ПВНС з традиційними зонами водообміну різної інтенсивності. Формування гідрогеохімічної зональності в акваторії відбувалося, головним чином, завдяки процесам метаморфізму таласогенних вод, на яких позначилися палеогідрогеологічні та палеогідрохімічні умовини протягом геолого-гідрогеологічного розвитку басейну.

З метою подальшого застосування системного аналізу нами визначені середні характеристики підземних вод акваторії ВНБ — загальна мінералізація, рН, вмісти основних компонентів хімічного складу, мікроелементів та мікрокомпонентів, а також характерних співвідношень між ними (табл. 3.12). Зверху вниз у розрізі басейну тут виділяються зона хлоридних магнієво-натрієвих (хлормагнієвих за В.Сулїним) вод, у пліоцен-четвертинних відкладах. Ці води близькі за складом до вод Чорного моря, від яких відрізняються дещо більшим вмістом Ca та J і меншим SO_4 .

Нижче розташована зона хлоридних натрієвих та кальцієво-натрієвих (хлоркальцієвих) вод, що охоплює міоценові, майкопські та верхню частину пліоценових відкладів. Цій зоні властиве зменшення з глибиною мінералізації вод від понад 60 до близько 42 г/л (гідрогеохімічна інверсія), зростання вмісту Ca і J одночасною редукцією вмісту Mg .

У карбонатних відкладах палеоцену і верхньої крейди поряд із хлоркальцієвими і хлормагнієвими водами з мінералізацією 23—28 г/л виявляються води хлоридного, сульфатно-хлоридного і гідрокарбонатно-хлоридного (гідрокарбонатнонатрієвого за В.Сулїним) типу приблизно такої ж

мінералізації. Разом з тим тут місцями розповсюджені сульфатно-хлоридні натрієві і кальцієво-натрієві (сульфатнатрієві за В.Сулїним) води.

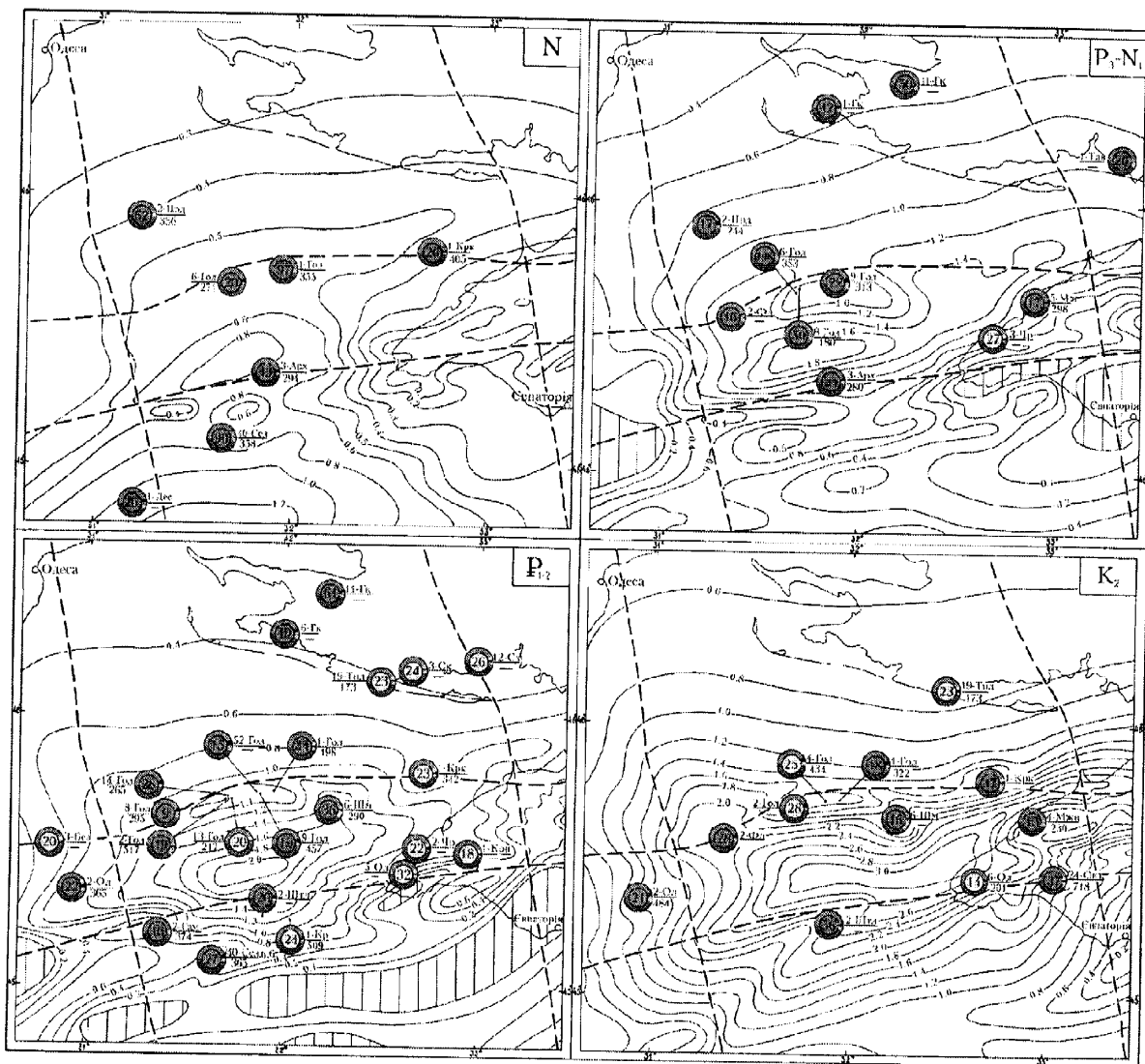
Нечисленні проби, отримані із теригенних нижньокрейдових та давніших порід представлені, головним чином, водами хлормагнієвого і сульфатнатрієвого типів з мінералізацією 16 та 25,2 г/л відповідно. Водам цієї зони властиві переважання вмістів Mg над Ca , високі сульфатність та значення коефіцієнта Cl/Br і низькі вмісти J (4,6 мг/л). В той же час за вмістом NH_4 і B вони не відрізняються від вод зони, розташованої вище.

Таким чином, у розрізі акваторії ВНБ виділені 4 гідрогеохімічні зони: перша (пліоцен-антропоген) до глибин, в середньому, 100 м, друга (міоцен-оцен) до 1600, третя (палеоцен-верхня крейда) до 3250 м та нижня, до 3340 м. Остання, охарактеризована дуже малою кількістю випробувань, виділяється умовно.

Починаючи з третьої гідрогеохімічної зони серед підземних вод з'являються води, у складі яких вміст Na переважає вміст Cl —гідрокарбонатнатрієві та сульфатнатрієві. Останні відрізняються від перших дещо більшим вмістом SO_4 і Mg меншими значеннями rNa/rCl та Cl/Br .

По площі розповсюдження водоносних комплексів гідрогеохімічна зональність проявляється у наявності менше мінералізованих гідрокарбонатнатрієвих вод на прирозломних підняттях Північнокримського прогину (рис. 3.49).

Факторний аналіз генеральної сукупності 30 гідро- і газогідрогеохімічних характеристик водоносних комплексів дозволив локалізувати в полях факторів Y_1 — Y_2 — Y_3 чотири зосібнені сукупності, що відповідають майкопському, палеоген-міоценовому, нижньокрейдовому—базальному та палеоцен—верхньокрейдовому комплексам (рис. 3.50). Ці сукупності загалом відповідають згаданим вище гідрогеохімічним зонам, але оскільки включають також і газогідрогеохімічні показники, то відбивають і газогідрогеохімічну зональність, про що детальніше йдеться в підрозділі 3.3.



Умовні позначення:
 1 - ізопахіти відкриття комплексу, тв.; 2 - лінії відсутності піквальної комплексу; 3 - основи дебізонітної дисоціації; 4 - точки епістазів.
 В чисельнику - символ площі і № свердловин. В знаменнику - значення Cl/Br. В центрі круга - мінералізація вод, г/л. Колірими позначені типи вод за В.О. Сулімом - сірий - СН; зелений - ХВ; жовтий - ПП; коричневий - ХМ. На околу круга кольором позначений хімічний склад вод в % екв.
 Символами позначені: Гі - геологікартувальні свердловини; ілоні і родичи: Тел - Тендрівське; Сл - Складовське; Кри - Керківське; Гол - Голлицьке; Фел - Фелітове; Без - Безіменне; Од - Одеське; Шл - Шлишківське; Шел - Шельова; Сел - Сельського; Гал - Гамбуриця; Арх - Архангельське; Дес - Десантне; Кр - Кримське; Чр - Чорноморське; Ол - Олевське; Кр - Криводольське; Мав - Мавкоцьке; Ол - Олівське; Тав - Таврійське.

Рис. 3. 49 Схематичні гідрогеохімічні карти водонесних комплексів акваторії Північнопричорноморського ВНБ. Опрацювала І. В. Колодій, 2001.

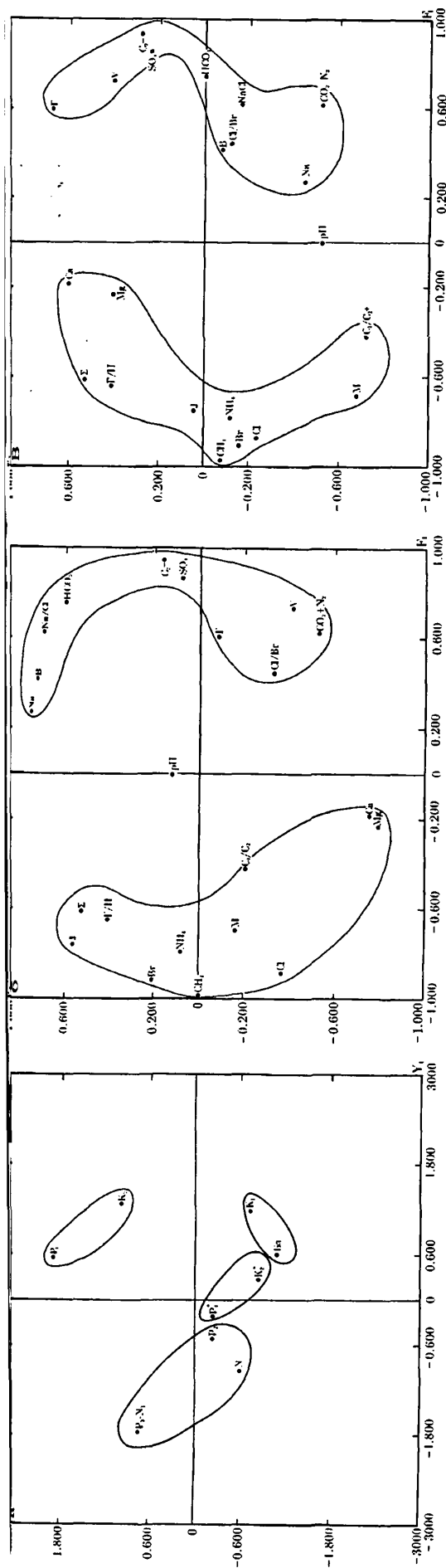


Рис. 3.50 Розподіл гідрогеохімічних і газогідрогеохімічних характеристик водонесних комплексів Північнопричорноморського ВНЕ в полях спостережень (а) і в полях факторів F₁-F₂ (б) та F₁-F₃ (в).

Нами також визначені середньозважені характеристики усіх чотирьох генетичних типів (за В.Суліним) підземних вод Північнопричорноморського ВНБ, представлені нижче у вигляді формул Курлова та характерних співвідношень компонентів (табл. 3.12 та 3.13).

Таблиця 3.12
Формули Курлова для середніх складів типів вод за класифікацією В.Суліна (показані компоненти із вмістом понад 10 %екв).

Тип води	Формула хімічного складу (Курлова)
СН	$J_{18}Br_{38}B_{74}NH_{440}M_{23.6} \frac{Cl82SO_414}{Na90} pH7.8$
ГКН	$J_{17}Br_{81}B_{136}NH_{434}M_{24.9} \frac{Cl84}{Na97} pH7.2$
ХМ	$J_4Br_{40}B_6NH_{423}M_{19.3} \frac{Cl88}{Na80Mg14} pH7.4$
ХК	$J_{31}Br_{113}B_{11}NH_{483}M_{49.3} \frac{Cl96}{Na82Ca12} pH6.96$
ХМ*	$J_{0.04}Br_{40}B_{2.7}NH_{40.09}M_{17.5} \frac{Cl90}{Na78Mg17}$

- Примітка. * вода з поверхні Чорного моря

Таблиця 3.13

Середні газогідрогеохімічні показники підземних вод акваторії

Тип води	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCa}{rMg}$	$\frac{rSO_4}{rCl}$	$\frac{(rNa-rCl)}{rSO_4}$	$\frac{(rCl-rNa)}{rMg}$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{Br}{J}$	$\frac{\Gamma 10^3}{H}$
СН	1,09	1,25	0,17	0,57	—	882	2,11	875
ГКН	1,15	3,12	0,10	1,85	—	301	4,76	1207
ХМ	0,92	0,38	0,10	—	0,57	334	10,0	628
ХК	0,85	1,92	0,02	—	2,38	299	3,64	1740
ХМ*	0,87	0,24	0,10	—	0,66	241	1087	—

- Примітка: * вода з поверхні Чорного моря.

Аналіз наведених вище даних свідчить, що найбільше в акваторії басейну поширені води хлоркальцієвого типу. Хлормагнієві води, також широко розповсюджені, у дуже багатьох випадках є сумішами пластових і технологічних. Найменше поширені сульфатнатрієві води, повністю відсутні в неогеновому і майкопському водоносних комплексах. Характерно, що води цього типу в усьому розрізі дуже близькі за мінералізацією — в середньому від 21,0 до 25,2 г/л. Такою ж мінералізацією відзначаються води гідрокарбонатнатрієвого типу — 24,7-25,3 г/л.

Найбільше мінералізованими і найменш сульфатвмісними є води хлоркальцієвого типу міоцен-еоценових та хлормагнієвого типу тільки міоценових відкладів. Починаючи від палеоцену і нижче мінералізація хлоркальцієвих вод також знижується на 30—50% порівняно з водами комплексів, що залягають вище. Серед інших типів вод мінералізація по розрізу приблизно однакова, отже згадувана вище інверсія мінералізації стосується тільки вод хлоркальцієвого типу.

Усереднені характеристики хімічного складу вод різних типів свідчать про надзвичайну подібність хлормагнієвих вод, отриманих при випробуванні глибоких свердловин та вод Чорного моря поблизу берегів Криму. Перші відрізняються тільки дещо більшим відносним вмістом Na та на два порядки меншим відношенням Br/J за близьких вмістів Br .

Сульфатнатрієві води відзначаються підвищеним, порівняно з іншими, Cl/Br (завдяки малому вмістові Br) та найбільшою відносною сульфатністю.

Відносно найбільше збагаченими Na , Ca та абсолютно — B є води гідрокарбонатнатрієвого типу. Їм же притаманна доволі висока відносна мінералізація (див. табл. 3.13).

Зміни гідрогеохімічних характеристик всередині окремих водоносних комплексів по площі їх розповсюдження за глибинами розташування випробуваних об'єктів свідчать про наявність вже згадуваної інверсії мінералізації з глибиною для хлоркальцієвих вод в усіх водоносних комплексах — від міоценового до верхньокрейдного включно. Для інших типів вод глибинної диференціації мінералізації не відзначено.

Стосовно змін мінералізації і типів підземних вод по площі акваторії району досліджень, то наявна деяка тенденція збільшення першої від периферії до центральної частини басейну для міоценового і майкопського комплексів, причому в останньому при просуванні від Тарханкутського півострова до акваторії разом із збільшенням мінералізації вод їх тип змінюється із гідрокарбонатнонатрієвого на хлоркальцієвий.

Найповніше матеріалом охарактеризована нижня частина палеоценового водоносного комплексу, де превалюють гідрокарбонатнонатрієві води і на суші, і в акваторії в зоні розломів, що обмежують надрифтову западину. При цьому зона гідрокарбонатнонатрієвих вод розповсюджується також на східну частину північного борту басейну. Хлоркальцієві води підвищеної мінералізації розповсюджені тільки на північно- та південнозахідній його периферіях. Розподіл мінералізації і типів підземних вод верхньокрейдового водоносного комплексу в загальних рисах такий же, як палеоценового, але тут переважають води хлоркальцієвого типу (див. рис. 3.49; 3.50).

3.3. Вільні та водорозчинені гази акваторії басейну.

Водорозчинені й спонтанні гази континентальної частини Північнопричорноморського ВНБ розглянуті в роботах [9, 19, 33, 39, 40, 51, 52, 55, 57, 75, 82, 94, 120, 143 та ін.]. Вільні гази акваторії басейну вивчені на Одеському, Голицинському, Південноголицинському, Шмідтівському, Штормовому, Кримському та Архангельському родовищах. Водорозчинені гази якісно й кількісно досліджені на родовищах Голицинському, Штормовому, Шмідтівському, Архангельському та Фланговому, Каркінитському, Дніпровському, Сельського, Іллічівському підняттях (табл. 3.14, 3.15).

При випробуванні базального горизонту нижньої крейди на Голицинському родовищі із різних інтервалів глибин отримані газо—водяні припливи. У складі вільного газу у св. 2-Голицинська (2687-3691 і 3670-3675 м $C_1 - 79,00$, $C_2 + - 0,41$, азоту — 1,08, діоксиду вуглецю — 0,51%об. Водорозчинені гази за складом

Таблиця 3.14

Хімічна характеристика газів акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

Родовище (площа), № св	Стратигр афічний вік	Інтервал, або глибина відбору	Вміст		C ₁ /C ₂ +	CO ₂	N ₂
			CH ₄	C ₂ H ₆ +важкі			
Одеське,2	P ₂ ²	1170-1183	97,52	0,08	1167	0,03	2,37
Одеське,2	K ₂	2079-2167	92,80	4,78	19,3	–	2,42
Безіменне,3	P ₁ ¹	1093-1102	95,14	2,30	41,3	0,24	2,32
Шмідтівське,6	P ₁ ¹	2697-2740	90,28	7,17	12,6	1,95	0,60
Шмідтівське,6	P ₁ ¹	2760-2780	89,29	5,33	16,7	2,29	3,09
Шмідта,6	P ₁ ¹	2713-2731	93,21	5,39	17,3	–	1,40
Сельського,40	P ₁ ¹	1578-1610	88,82	9,93	8,94	0,31	0,94
Прадніпровська,2	K ₁ -J	2117-2150	90,68	4,73	19,1	0,29	4,30
Безіменна,3	P ₁ ¹	1093-1102	94,70	2,29	41,5	0,62	2,39
Безіменна,3	P ₁ ¹	1093-1102	95,64	1,72	55,6	0,23	2,41
Сельського,40	N ₁	612-617	94,90	0,0001	949000	2,97	2,13
Сельського,40	P ₂ ³	1443-1450	59,96	3,93	15,3	0,81	35,70
Каркінітська,1	K ₁	3112-3142	92,84	2,07	44,8	3,61	1,48
Безіменна,2	P ₂ ²	1005-1009	96,44	0,45	214,3	0,47	2,64
Безіменна,1	P ₁	1072-1090	95,55	1,96	48,8	0,21	2,28
Безіменна,3	P ₂ ²	1027-1028	93,03	1,47	17,4	0,18	5,32
Одеська,1	P ₂	400-616	98,3	0,31	317	0,35	1,04
Одеська,1	P ₁ ²	1400-1595	98,4	0,35	281	0,45	0,80
Одеська,1	P ₁ ¹	1500-1675	98,5	0,36	274	0,40	0,74
Голицина,4	P ₃ -N ₁	511	99,14	0,4	248	0,46	0,001
Голицина,4	P ₃ -N ₁	547	98,94	0,102	970	–	0,96
Голицина,4	P ₃ -N ₁	574	99,44	0,164	606	–	0,4
Голицина,4	P ₁	2189	92,31	6,39	14,4	0,41	0,89
Пд.Голицина,3	P ₃ -N ₁	571	99,2	0,16	620	0,07	0,34
Пд.Голицина,3	P ₃ -N ₁	647	98,89	0,16	618	0,38	0,57
Шмідта,25	P ₃ -N ₁	680	98,74	0,40	247	0,10	0,76
Шмідта,25	P ₃ -N ₁	699	98,67	0,35	282	0,55	0,43
Шмідта,25	P ₃ -N ₁	723	98,7	0,45	219	0,33	0,52
Шмідта,25	P ₁	2697	90,03	7,31	12,3	1,98	0,68
Шмідта,25	K ₂	2993	86,26	7,44	11,6	5,55	0,75
Штормове,16	P ₁	1905	85,7	11,51	7,45	0,59	2,2
Архангельське,1	N ₁	601	98,95	0,005	16500	0,26	0,78
Архангельське,1	P ₃ -N ₁	821	98,96	0,336	291	0,07	0,63
Архангельське,1	P ₃ -N ₁	908	99,14	0,308	320	0,10	0,45
Кримське,1	P ₃ -N ₁	886	98,6	0,231	428	0,40	0,77
Каркінітська,1	K ₂	3355-3362	89,37	3,54	25,2	3,82	3,27
Каркінітська,1	K ₂	3112-3142	79,73	6,58	12,1	3,60	10,09
Каркінітська,1	P ₁ ¹	2368-2378	88,20	5,50	16,0	0,82	4,48
Штормова,9	P ₁ ¹	2147-2208	89,15	9,35	9,53	0,14	1,36
Безіменна,2	P ₂	1005-1009	96,50	0,51	189,2	0,39	2,60
Безіменна,3	P ₂	1026-1033	93,03	1,48	62,8	0,17	5,32
Шмідта,11	K ₂	2900-2955	90,50	8,14	11,1	0,44	0,91
Шмідта,11	P ₁ ¹	2700-2730	88,12	9,39	9,38	1,43	1,06

Продовження таблиці 3.14

Каркінітська,1	K ₂	3410-3440	91,50	4,46	20,5	4,04	0,0001
Шмідта,5	K ₂	3060-3191	87,60	10,58	8,3	1,01	0,81
Шмідта,6	P ₁ ¹	2713-2731	94,32	4,18	22,6	0,10	1,40
Шмідта,6	P ₁ ¹	2696-2740	90,48	6,88	13,2	1,80	0,84
Штильова,2	K ₂	3046-3150	85,61	12,11	7,1	0,61	1,67
Одеська,2	K ₂	2757-2835	92,75	4,79	22,1	0,01	2,45
Одеська,4	P ₁ ²	1570-1610	98,60	0,32	308	0,38	0,70
Одеська,5	P ₂	1644-1656	95,52	2,90	32,9	1,38	0,0001
Архангельського,1	P ₁ ¹	3020-3115	90,30	5,26	17,2	4,44	0,0001
Архангельського,1	P ₁ ²	3020-3076	90,25	6,86	13,2	1,60	1,29
Голицинське	P ₃ -N ₁	480-545	99,73	0,08	1247	0,26	0,001
Голицинське	P ₃ -N ₁	555-570	99,19	0,10	992	0,38	0,33
Голицинське	P ₃ -N ₁	590-635	99,28	0,20	487	0,10	0,42
Голицинське	P ₃ -N ₁	2130-2550	91,42	6,08	15	0,81	1,69
Пд.Голицинське	P ₃ -N ₁	570-593	96,72	0,16	604	0,19	2,93
Пд.Голицинське	P ₃ -N ₁	650-690	98,89	0,16	618	0,18	0,77
Шмідтівське	P ₁	2710-3150	90,03	7,31	13,5	1,97	0,69
Шмідтівське	K ₂	2910-3200	86,26	7,45	11,6	5,50	0,79
Одеське	P ₂	625-780	98,40	0,31	317	0,34	0,95
Одеське	P ₁ ²	1405-1670	97,50	1,21	81	–	1,29
Одеське	P ₁ ¹	1570-1670	98,50	0,34	290	0,38	0,78
Архангельське	P ₃ -N ₁	610-630	98,9	0,005	19780	0,22	0,87
Архангельське	P ₃ -N ₁	805-845	98,9	0,34	291	0,08	0,68
Кримське	P ₃ -N ₁	860-886	98,13	0,23	425	0,11	1,53
Архангельське	P ₃ -N ₁	850-930	99,14	0,31	319	0,07	0,48
Голицина,2	PR	3720-3740	93,62	4,66	21,1	0,10	1,62
Голицина,4	PR	3830-3850	90,57	4,40	21,6	0,91	4,12
Голицина,2	K ₁	3670-3691	79,00	19,41	4,1	0,51	1,08
Голицина,2	K ₂	3597-3637	89,53	4,65	20,2	2,97	2,85
Голицина,14	K ₂	2604-2665	85,74	7,37	12,6	0,97	5,92
Тендрівська,19	K ₂ +P	1649-1757	78,12	2,65	30,5	0,33	16,9
Тендрівська,19	P ₁	1635-1754	90,41	3,52	26,7	6,07	0,001
Голицина,1	P ₁	2254-2258	80,91	6,19	14,1	8,02	4,88
Голицина,1	P ₁	2230-2240	79,52	6,13	8,9	7,52	6,83
Голицина,6	P ₃ -N ₁	638-646	99,29	0,11	903,6	0,22	0,38
Голицина,6	P ₃ -N ₁	320-369	97,30	0,21	464,3	0,95	1,54
Голицина,1	N ₁	400-425	92,54	0,27	343,7	1,45	5,74

також метанові, загальна газонасиченість сягає понад $4700 \text{ см}^3/\text{л}$, відносна — $0,92$. На Іллічівській площі газонасиченість вод становить $154\text{—}700 \text{ см}^3/\text{л}$. За [143] докрейдовим відкладам Рівнинного Криму властиві азотно-вуглеводневі і вуглеводнево-азотні склади ВРГ, газонасиченість не перевищує $380 \text{ см}^3/\text{л}$.

При випробуванні водоносного комплексу нижньої крейди на Голицинському родовищі отримано газ метанового складу (див.табл. 3.14). На Меловій та Західнооктябрській площах газонасиченість вод становила 3211 та $2050 \text{ см}^3/\text{л}$ відповідно.

Водорозчинені гази верхньокрейдного водоносного комплексу на Голицинському родовищі характеризується метановим складом, загальною газонасиченістю до $1674 \text{ см}^3/\text{л}$ і коефіцієнтом пружності $P_{\text{газ}}/P_{\text{пл}} = 0,3$. На Каркінітській площі газонасиченість вод коливається в межах $2051\text{—}3148 \text{ см}^3/\text{л}$.

У палеоценовому водоносному комплексі Голицинського родовища вміст ВРГ коливається від 476 до $4375 \text{ см}^3/\text{л}$, збільшуючись у напрямі ГВК. Доволі високою є газонасиченість вод на Штормовому і Архангельському родовищах — 2813 та $2881 \text{ см}^3/\text{л}$. Звертає на себе увагу доволі високий вміст метанового ВРГ у в. 19-Тендрівська, де $P_{\text{г}}/P_{\text{пл}}$ становить $0,48$.

Еоценові відклади, випробувані на площах Сельського і Каркінітській, характеризуються газонасиченістю до 1178 та $1378 \text{ см}^3/\text{л}$ відповідно.

Газонасиченості вод водоносних горизонтів майкопської серії, вивчені на Голицинському родовищі, Фланговому і Прадніпровському підняттях перевищують $1000 \text{ см}^3/\text{л}$ на глибинах $570\text{—}960 \text{ м}$.

Газонасиченість підземних вод неогенового комплексу на глибинах $380\text{—}665 \text{ м}$ коливається в межах $200\text{—}784 \text{ см}^3/\text{л}$ (табл. 3.15).

Таблиця 3.15

Газонасиченість підземних вод акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну

Родовище, площа, № свердловини	Середня глибина Н, м	Стратиграф. вік пласта	Газонасиче ність, Г, см ³ /л	Відношення Г / Г _{мін}	Відносна газонасиченість Г·10 ³ /Н
Голицинське, 2	3850	PR	4090	0,97	1062
Там же	3520	K ₂	650	0,17	185
Там же, 4	2634	K ₂	1119	0,35	425
Там же, 2	2720	K ₂	1674	0,52	615
Там же, 11	2550	P ₁	4375	1,18	1716
Голицинське, 1	1700	P ₁	1553	0,57	913
Там же, 28	961	P ₃ —N ₁	353	0,20	367
Там же, 22	603	P ₃ —N ₁	638	0,53	1058
Там же, 6	642	P ₃ —N ₁	1225	0,94	1908
“	379,5	N ₁	200	0,25	527
Гендрівська, 19	1700	P ₁	1121	0,42	659
Голицинське, 1	2250	P ₁	476	0,16	212
Там же	2260	P ₁	847	0,28	375
Флангова, 2	920	P ₃ —N ₁	1184	0,70	1287
Там же	940	P ₃ —N ₁	1086	0,62	1155
“	960	P ₃ —N ₁	1053	0,58	1097
Каркінітська, 1	3425	K ₂	2051	0,55	594
Там же	3358	K ₂	2208	0,60	661
“	3127	K ₂	3148	0,90	1001
“	2373	P ₁	1378	0,45	610
Сельського, 40	615	N ₁	731	0,61	1189
Там же	1446	P ₁ ²	1178	0,49	807

Там же, 43	765	N_1	784	0,54	1025
“	662	N_1	432	0,51	653
Штормове, 5	1920	P_1	2813	0,97	1465
Підніпровська, 1	420	N_1	238	0,30	567
Там же	570	$P_1—N_1$	1002	0,84	1758
Іллічівська, 1	2200	K_1	154	0,05	70
Там же	2490	J	700	0,22	281

Примітка. $\Gamma_{\text{мін}}$ — теоретична насиченість води метаном при мінімальній для даної глибини пластовій температурі й гідростатичному тиску.

Розподіл відносної (приведеної до глибини залягання) газонасиченості вод свідчить про відсутність будь-якої її залежності від гіпсометричної чи стратиграфічної глибини, але найбільші значення властиві майкопському та палеоценовому промислово-газонасиченому комплексам. Проте із цих же комплексів отримані слабо газонасичені води. Найбільші абсолютні газонасиченості вод властиві палеоценовим відкладам, проте і вони не досягають максимально можливих значень, визначених за графіком О.Калберсона і Дж.Маккетти [51, рис. 71, рис.3] відповідно до геотермобаричних умов акваторії Східнопричорноморського ВНБ (рис. 3.51). Як відомо, розчинність метану у воді залежить від температури й тиску, які на різних ділянках басейну відрізняються в дуже широких межах. Тому нами порашовані найбільші з теоретично можливих газонасиченості вод для чотирьох ймовірних варіантів роз'єднання $P_{\text{пл}}$ і $T_{\text{пл}}$. Із наявної сукупності 44-ьох визначень тільки у 4-ьох значення газонасиченостей наближаються до максимальних теоретично можливих (див. рис. 3.51).

Понад 75% проб сукупності характеризуються відношеннями фактичної газонасиченості до максимально можливої — $\Gamma/\Gamma_{\text{мін}}$ (за мінімальних для відповідних глибин тисків і температур), меншим за 0,7, а 20% знаходиться в межах 0,15—0,4.

За величинами цього відношення уся сукупність проб утворює три групи — низькими (менше 0,25), середніми (0,25-0,55) і максимальними (понад 0,55)

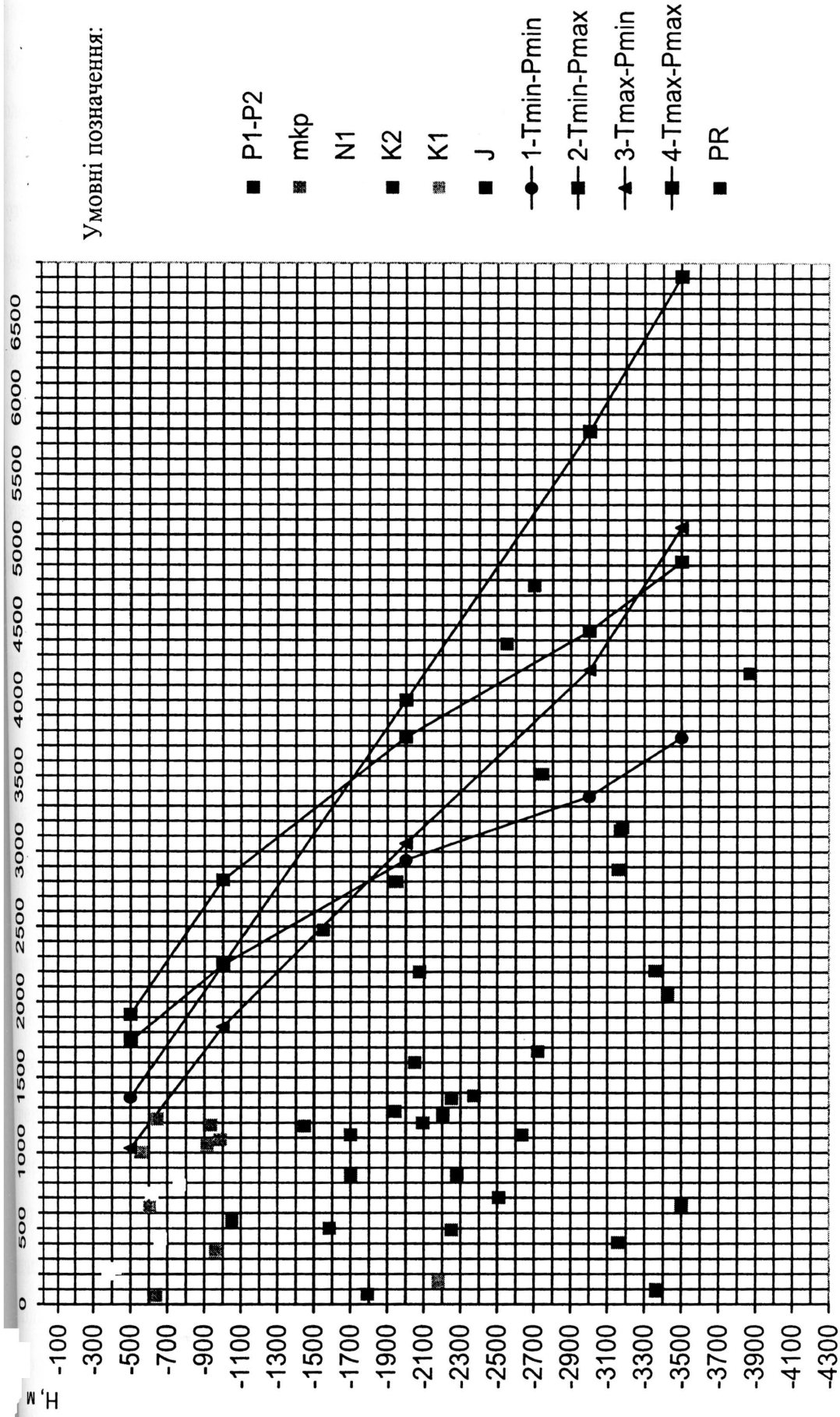


Рис. 3.51 Зміна з глибиною фактичних та розрахункових газонасиченостей підземних вод. газ розчинений, см³/л

значеннями $\Gamma/\Gamma_{\text{мін}}$. Частка визначень в групах складає, відповідно, 27,2, 40,9 та 31,8%. Такий розподіл свідчить про розсіювання газів із скупчень, розташованих, головним чином, в інтервалах глибин 800—1000 та 2500—2900 м.

Зверху вниз зі стратиграфічною і гіпсометричною глибинами склад розчинених і спонтанних газів змінюється від суперсухих, практично позбавлених гомологів метану (коефіцієнт сухості $K_c = C_1/C_{2+}$ — понад 10000) через сухі гази з K_c від 300 до 10000 та гази середньої сухості з K_c від 50 до 300 до жирних з K_c меншим за 50. Останні тяжіють виключно до палеоценових, мезозойських і протерозойських порід на глибинах понад 1500 м (рис. 3.52).

Аналогічно змінюється хімічний склад вільних газів у покладах — від суперсухих в неогенових резервуарах до сухих і середніх в майкопських та жирних в палеоценових. Саме останні збагачені гомологами метану до пентанів включно, а їх поклади віднесені до газоконденсатних із потенціальним вмістом стабільного конденсату від $(39—42) \cdot 10^{-3}$ (Голицинське, Шмідтівське) до понад $139 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$ (Штормове родовище). Гази палеоценового резервуару Одеського родовища за складом аналогічні газам майкопських горизонтів Голицинського, Архангельського та Шмідтівського родовищ, отже дещо відрізняються від газів цього резервуару на інших родовищах ВНБ.

Фігуративні точки коефіцієнта сухості $K_c = C_1/C_{2+}$ проб газів не мають чіткої стратиграфічної та гіпсометричної прив'язки. Жирні гази поширені в усіх водогазоносних комплексах, за винятком міоценового, середні — в палеоценовому, еоценовому і майкопському, сухі в еоценовому і майкопському, а суперсухі — в майкопському і міоценовому (рис. 3.52). За глибинами залягання суперсухі гази поширені до 1000 м, сухі до 1200, середні до 1600, а нижче залягають виключно жирні гази (див. рис. 3.52). За середньостатистичними значеннями K_c наявне чітке його зменшення зі стратиграфічною глибиною (табл. 3.16). Слід вказати також, що вуглець газу із майкопського резервуару ізотопно значно легший, ніж з палеоценового: $\delta^{13}\text{C} = -7,53$ проти $-3,62\%$. Відмінності у ізотопному складі вуглецю відповідають хімічному складові і температурним умовам залягання газів [52].

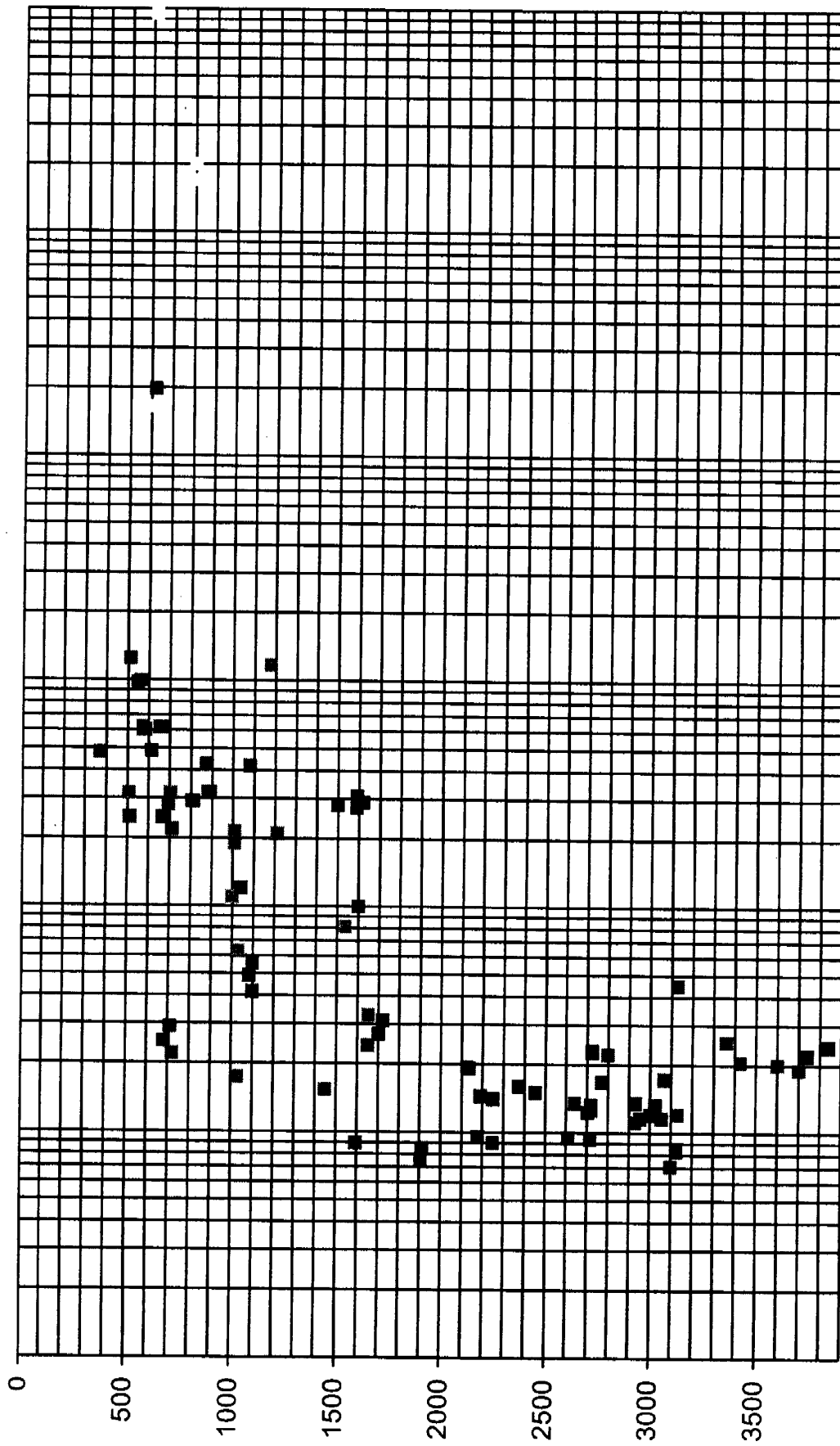


Рис. 3.52 Зміна з глибиною відношення вмістів в газах метану до його гомологів.
 Типи газів за відношеннями C_1/C_{2+} : до 50 - жирні, від 50 до 400 - середні, від 400 до 10000 - сухі,
 понад 10000 - суперсухі.

C_1/C_{2+}

Таблиця 3.16

Хімічна характеристика газів із промислових покладів акваторійної частини
Північнопричорноморського нафтогазоносного ВНБ

Родо- вище	Поз- начка ГВК, м	Гори- зонт	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	CO_2	N_2	K_c
Арх.	-601	N ₁	98,76	0,005	0,00	0,00	0,00	0,285	0,95	19752
Гол.	-511	М-3	99,14	0,30	0,10	0,00	0,00	0,36	0,10	248
П.Гол.	-571	М-3	99,20	0,11	0,05	0,00	0,00	0,25	0,39	620
Шмід.	-680	М-3	98,74	0,30	0,10	0,00	0,00	0,10	0,76	247
Арх.	-821	М-3	98,96	0,266	0,06	0,006	0,00	0,08	0,63	294
Гол.	-547	М-4	98,73	0,10	0,02	0,00	0,00	0,19	0,96	823
Шмід.	-699	М-4	98,67	0,30	0,05	0,00	0,00	0,55	0,43	282
Гол.	-574	М-5	99,32	0,146	0,009	0,005	0,00	0,12	0,40	606
П.Гол.	-647	М-5	99,01	0,12	0,04	0,00	0,00	0,26	0,57	619
Шмід.	-723	М-5	98,93	0,39	0,04	0,02	0,00	0,10	0,52	220
Арх.	-908	М-5	99,17	0,25	0,05	0,008	0,00	0,072	0,45	322
Крим.	-886	М	98,89	0,17	0,058	0,002	0,00	0,11	0,77	428
Одес.	-616	Е-1	98,30	0,31	0,00	0,00	0,00	0,35	1,04	317
Одес.	-1597	ВП	98,40	0,35	0,00	0,00	0,00	0,40	0,85	281
Одес.	-1675	НП	98,50	0,38	0,00	0,00	0,00	0,38	0,74	274
Гол.	-2189	П-Х1	92,31	4,26	1,37	0,66	0,10	0,41	0,89	14,4
Шмід.	-2698	П-ХІ	90,03	5,00	1,28	0,70	0,33	1,98	0,68	12,3
Штор.	-1905	П-ХІ	85,98	6,49	2,90	1,42	0,70	0,31	2,20	7,5
Шмід.	-2994	К ₂	86,31	4,78	1,70	0,68	0,28	5,50	0,75	11,6

Примітка: родовища — Арх. — Архангельського; Гол. — Голицинське; Крим. — Кримське; Одес. — Одеське; Пгол. — Південноголицинське; Шмід. — Шмідтівське; Штор. — Штормове; Е — еоцен; ВП і НП — відповідно нижній і верхній палеоцен; М — майкопська серія.

Нами визначені середні газогеохімічні характеристики водоносних комплексів акваторії басейну, які свідчать про найвищу відносну газонасиченість вод продуктивних майкопського і палеоценового водоносних комплексів і меншу — неогенового, крейдового та юрського.

Із збільшенням віку водоносних комплексів зменшується K_c , зростає вміст гомологів метану. Дуже чітка пряма кореляція між відносним вмістом Br і відотною газонасиченістю вод та зворотня залежність між ними і вмістом неуглеводневих газів свідчать про визначальну роль гідрогеологічної закритості у формуванні газогідрогеохімічної зональності акваторії ВНБ (рис.3.53). Про це ж свідчить низький вміст неуглеводневих компонентів в газах у майкопському водоносному комплексі порівняно з усіма іншими (див. рис. 3.53, табл. 3.17).

Таблиця 3.17

Середні газогеохімічні характеристики водоносних комплексів

Водоносний комплекс	Коефіцієнт сухості $K_c=C_1/C_2+$	Вміст гомологів в метану, %об	Вміст неуглеводневих газів, % об	Газонасиченість, cm^3/l	Γ/Γ_{min}	Відносна газонасиченість
Неогеновий	3270	0,03	2,90	477	0,44	792
Майкопський	197	0,50	0,80	1018	0,63	1584
Еоценовий	74	1,30	2,40	936	—	269
Палеоценовий	18	5,10	1,71	1749	0,59	924
Верхньокрейдний	16	6,30	3,10	1243	0,52	496
Нижньокрейдний	18	5,00	2,80	1855	0,05	346
Базальний*	20	4,60	2,87	2395	0,60	672

- за поодинокими даними

Нами визначені газонасиченості різних типів підземних вод за В.Сулїним. (табл. 3.18).

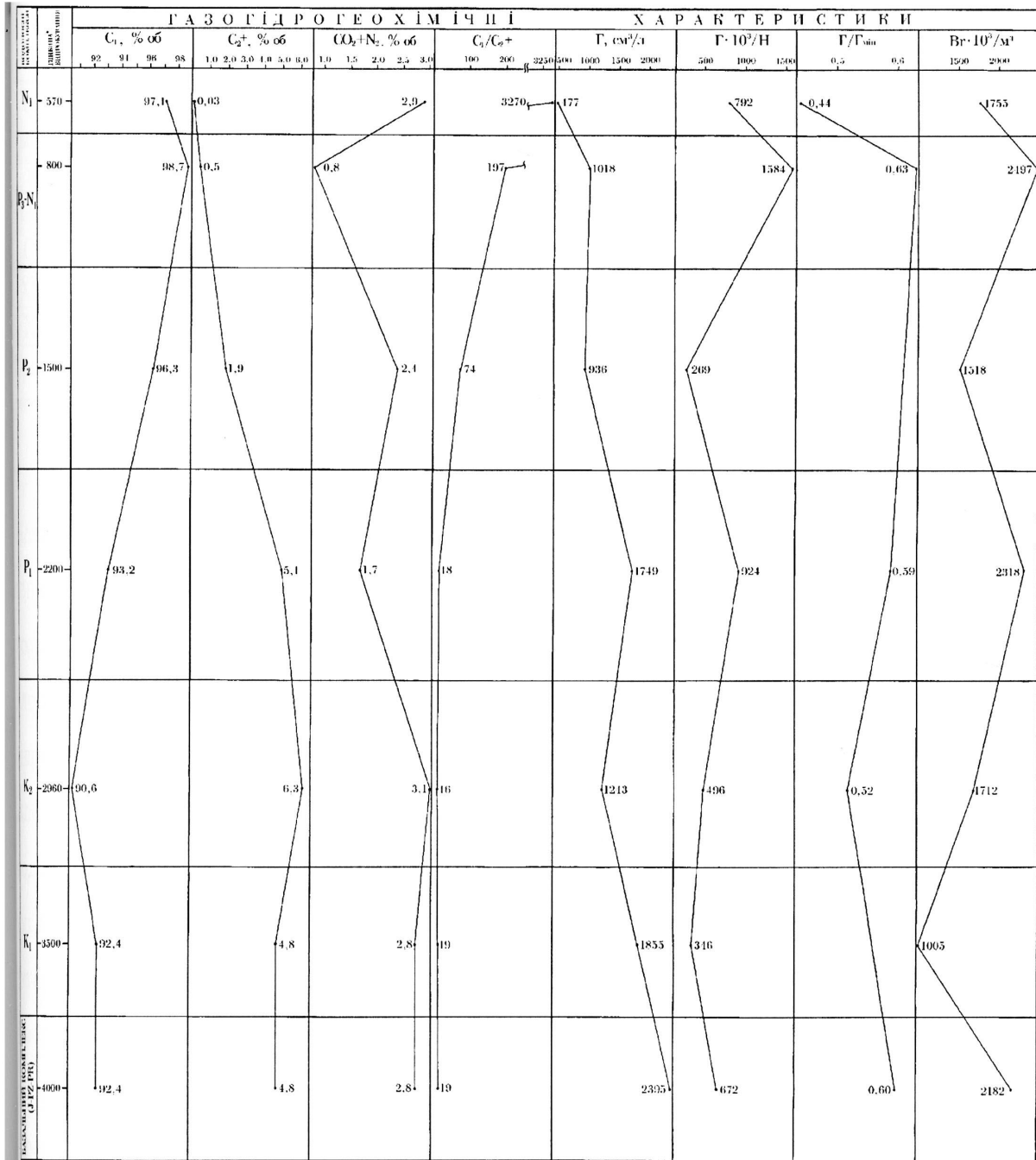


Рис. 3.53 Газогеохімічні характеристики акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну

Таблиця 3.18

Мінімальні, середні й максимальні абсолютні й відносні газонасиченості підземних вод різних типів за В.Суліним у Північнопричорноморському ВНБ

Тип води	Мінімальна абсолютна	Середня абсолютна	Максимальна абсолютна	Мінімальна. відносна	Середня відносна	Максимальна. відносна
ГКН	670	1889	4090	994	1207	1420
СН	790	1040	1178	739	875	1118
ХМ*	2051	2129	2208	599	628	657
ХК	731	1951	3148	581	1547	3524

Примітка. Газонасиченість вод хлормагнієвого типу наведена тільки за результатами двох випробувань на Каркінітській площі

Найбільшими середніми значеннями відносної газонасиченості відзначаються хлоркальцієві та гідрокарбонатнатрієві води у приконтурних зонах покладів відповідно майкопського та палеоценового водоносних комплексів, найменшими —сульфатнатрієві і хлормагнієві. Якщо середовище хлоркальцієвих вод є типовим для покладів вуглеводнів, то води гідрокарбонатнатрієвого типу, супутні таким покладам зустрічаються рідше. Але цікаво, що саме з такими водами в басейні пов'язані найбільші вмісти водорозчинених газів. Звертає на себе увагу дуже висока газонасиченість складчастого ложа басейну на Голицинській площі і загалом високі її значення в інтервалі розрізу від міоценових і майкопських до верхньокрейдових відкладів. Високою є газонасиченість гідрокарбонатнатрієвих вод у св. 19-Тендрівська, верхньокрейдового комплексу на Каркінітській, майкопського на Фланговій і Традніпровській площах. Натомість низькі газонасиченості властиві водам сульфатнатрієвого типу у південній частині басейну на структурах Сельського, Іллічівській.

Кореляційний аналіз свідчить про наявність тісного прямого зв'язку між абсолютною газонасиченістю вод і віком та глибиною їх залягання ($R_{14;0,01}=0,69$ та $0,76$ відповідно, при пороговому значенні $R=0,66$), між абсолютною газонасиченістю та вмістом гомологів метану ($R=0,60$ при $R_{14;0,05}=0,53$).

Звертає на себе увагу обернена залежність між вмістами суми неуглеводневих газів ($CO_2 + N_2$) та відносною газонасиченістю вод. З останньою пов'язана підвищена відносна бромність та амонійність вод ($Br \cdot 10^3/M$, $NH_4 \cdot 10^3/M$, NH_4) (рис. 3.53).

До порахованих нами середніх гідрогеохімічних й газогідрогеохімічних характеристик водоносних комплексів був застосований факторний аналіз, що дозволив встановити кореляційні зв'язки між компонентами й характеристиками іонно-сольового, мікро- і макрокомпонентного складів підземних вод, складом водорозчиненого газу й газонасиченістю (див. рис. 3.50). Аналіз цих даних в полях факторів $F_1—F_2—F_3$ відбиває не тільки генетичні зв'язки між інгредієнтами іонно-сольового складу вод, але й між ними і характеристиками газів. Підвищені відносні вмісти метану властиві високомінералізованим, малосульфатним, збагаченим бромом, йодом, амонієм водам. Саме такі води притаманні міоценовим, еоценовим і майкопським водоносним комплексам. Гомологи метану у ВРГ, навпаки, тяжіють до давніших комплексів, води яких характеризуються меншими мінералізацією, відносною хлоридністю і бромністю та відносною збагаченістю SO_4 і HCO_3 . Такі зв'язки свідчать про негіпергенне походження останніх. Чітко простежується зв'язок між вмістами лужних елементів, гідрокарбонатів і бору. Обернена залежність між вмістами в газах неуглеводневих компонентів і відносною газонасиченістю вод свідчить про те, що підвищеною газонасиченістю води завдячують вуглеводневій компоненті газів. Високі абсолютні газонасиченості тяжіють до стратиграфічно старших водоносних комплексів з водами пониженої мінералізації і бромності, підвищеної сульфатності та з більшим вмістом в газах гомологів метану.

Висока мінералізація вод за їх збагаченості Br , NH_4 , J свідчать про відновне геохімічне середовище, сприятливе для збереження покладів не тільки метану, а й жирних конденсатних газів і нафти. Тому зв'язок саме із цією зоною виключно сухих і суперсухих газів, відносно збагачених метаном не має генетичного сенсу, а є тільки просторовим. Саме парастерезисом газів різного складу і різних за основним іонно-сольовим і мікрокомпонентним складами підземних вод

пояснюються наявні істотні прямі й обернені корелятивні зв'язки між компонентами тих і інших, зокрема з *Cl*, *Br*, *Ca*, *Mg*, *NH₄* з одного боку і їх "антагоністами" *SO₄*, *HCO₃*, *B* з іншого (див.рис. 3.50).

Висновки:

1. В розрізі акваторії Північнопричорноморського ВНБ переважають колектори з низькою водовіддачею (1,0—10 м³/добу), що затруднює отримання якісних проб власне пластових вод. Отримані при випробуванні свердловин низькодебітні припливи вод хлормагнієвого типу, що практично не відрізняються за хімічним складом і мінералізацією від морської вибракувані нами як технологічні.
2. На 15-и родовищах і розвідкових площах вивчено підземні води доніжньокрейдного (базального), нижньокрейдного, верхньокрейдного, палеоценового, еоценового, олігоценно-нижньоміоценового (майкопського) і неогеново-четвертинного водоносних комплексів.
3. Серед підземних вод акваторії ВНБ розповсюджені мінералізовані води і солянки (за вмістами переважних, понад 10%екв., компонентів) хлоридного натрієвого, кальцієво- і магнієво натрієвого та сульфатно-хлоридного натрієвого, кальцієво- і магнієвого типів (хлоркальцієві, хлормагнієві, гідрокарбонатнатрієві і сульфатнатрієві за класифікацією В.Суліна). Найрозповсюдженішими є хлоркальцієві і хлормагнієві, дещо менше гідрокарбонатнатрієві і малорозповсюдженими — сульфатнатрієві. Хлоркальцієві води найширше розповсюджені в неогеновому, майкопському та еоценовому водоносних комплексах, хлормагнієві у пліоценово-четвертинному, гідрокарбонатнатрієві в палеоценовому і верхньокрейдному, а сульфатнатрієві — в нижньокрейдному і базальному. Мінералізація хлоркальцієвих вод коливається (г/л) від 20 до 108, (середня 49,3), хлормагнієвих від 5 до 30, (середня 19,3), гідрокарбонатнатрієвих від 0,5 до 36 (середня 24,9) і сульфатнатрієвих від 10 до 26, (середня 23,8).

У водах наявні мікроелементи й мікрокомпоненти (мг/л, середні значення за типами вод): J від 0,9 до 31, Br від 38 до 113, B від 6 до 136, NH_4 від 23 до 83, Li від 0,09 до 4,35, Rb від 0,05 до 0,18, Cs від 0,07 до 0,95. Вмісти мікроелементів зв'язані з мінералізацією вод прямою залежністю. Найбільші вони у водах хлоркальцієвого типу, за винятком B , який переважно нагромаджується в водах гідрокарбонатнонатрієвого типу. Сульфатнонатрієві і хлормагнієві води збіднені мікроелементами. Відношення Cl/Br у водах всіх типів, за винятком сульфатнонатрієвого, близьке до такого у морської води (260—394).

4. Встановлені співвідношення між інгредієнтами основного іонно-сольового складу, мікроелементами і мікрокомпонентами підземних вод свідчать про переважне значення в їх формуванні вод басейну седиментації (морських), перетворених в геохімічних і термобаричних умовах надр у прямому і зворотньому напрямках. В першому випадку повільне відтискування з глинистих порід похованих сульфатно-хлоридних магнієво-натрієвих вод супроводжувалося відновленням SO_4 з утворенням HCO_3 , їх збагаченням Ca за рахунок зменшення частки Mg аж до переважання першого, зростанням значень $(rCl-rNa)/rMg$ і зменшенням $-rNa/rCl$. Такі умовини сприяли збереженню в водах J , Br , NH_4 . Обернена метаморфізація морської води полягає у відносному збагаченні вод хлормагнієвого типу Na за рахунок Ca і зростанні частки HCO_3 з одночасною редукцією (внаслідок відновлення) вмісту SO_4 — води з хлоридних натрієвих трансформуються у гідрокарбонатно-хлоридні (гідрокарбонатнонатрієві за В.Суліним). Ці води відносно збагачені лужними металами, в тому числі й РЛЕ.

5. Вмісти в водах J , Br , NH_4 є чутливими індикаторами гідрогеохімічних умовин в надрах. Ці компоненти зв'язані між собою значимою прямою залежністю, а J з SO_4 — оберненою. Максимальні вмісти J і Br встановлені у водах добре гідрогеологічно закритого майкопського комплексу.

6. Води, що безпосередньо контактують з покладами вуглеводнів (підшовні, законтурні, конденсаційні) збагачені, порівняно з

гідрогеохімічним фоном, $C_{орг.хл}$, трудноокиснюваними ВРОР, органічними кислотами, фенолами, бензолом.

7. Газы акваторії басейну належать до метанових (C_1 90,6—98,7%об.), із невеликими вмістами його гомологів (0,03—6,3%об), та неуглеводневих компонентів (CO_2+N_2 0,8—3,1%об.).

8. Газонасиченість глибинних проб вод, отриманих на газових родовищах і перспективних площах свідчать про дефіцит пружності, який у 26% проб становить понад 75, у 36 —50—75, у 22 — 25-50 і тільки у 16% — від 25 до 8%.. Максимальні газонасиченості вод досягають 4480—4760 см³/л в палеоценовому газоводоносному комплексі, 3850 — в базальному (протерозой). Середня абсолютна газонасиченість вод зростає з глибиною, а відносна (з урахуванням глибини) є найбільшою в майкопському і палеоценовому комплексах. Найбільші газонасиченості властиві хлоркальцієвим (731—3148, середня 1740 см³/л) та гідрокарбонатнатрієвим (670—4760, середня 1207 см³/л) водам, суттєво менші—сульфатнатрієвим (790—1178, середня 875 см³/л і хлормагнієвим (середня 628 см³/л).

9. Водонапірні системи Північнопричорноморського ВНБ є недонасиченими ВРГ із середнім дефіцитом за 36-тю визначеннями 47%, причому випробування проводилися в найсприятливіших для газонасичення умовах антиклінальних піднять, більше половини з яких виявилися продуктивними.

10. Вниз по розрізу склад водорозчинених і вільних газів змінюється від суперсухих ($K_c > 10000$), через сухі (K_c 10000 — 300), середньої сухості (K_c 300 — 50) до жирних ($K_c < 50$). Суперсухі газы поширені в неогеновому і, частково, в майкопському, сухі — в майкопському, зрідка еоценовому, середні в палеоценовому і еоценовому, жирні — в палеоценовому, верхньокрейдовому, юрському, а також зрідка еоценовому і майкопському комплексах. Серед жирних газів 26% проб мають C_1/C_2+ менше 10-ти. Такого складу газы властиві газоконденсатним покладам. Середні вмісти неуглеводневих газів по розрізу змінюються, в середньому, на 20%

Найменші їх середні вмісти приурочені до промислово газоносних майкопського і палеоценового комплексів —0,8 і 1,7%об. Відповідно у всіх інших комплексах їх вмісти змінюються хаотично від 2,4 до 3,1.

11. Комплексна інтерпретація гідрогеохімічних, газогідрогеохімічних і газогеохімічних інгредієнтів і показників дозволила обґрунтувати виділення в розрізі ВНБ чотирьох гідрогеохімічних зон: I (пліоцен—антропоген) характеризується поширенням хлормагнієвих вод, за складом подібних до вод шельфу Чорного моря. II (міоцен—еоцен) якій властиве зменшення з глибиною мінералізації, збільшення вмістів *Ca* при зменшенні *Mg*, зростання вмістів *J*, *Br*, NH_4 , висока середня газонасиченість вод. III (палеоцен—верхня крейда) прикметна появою і широким розповсюдженням, поряд з хлоркальцієвими, вод гідрокарбонатнонатрієвого типу, зменшенням мінералізації вод усіх типів порівняно з водами зони II, високою газонасиченістю вод. IV (нижня крейда—юра—протерозой) представлена поодинокими пробами. Вона відзначається наявністю вод дещо меншої мінералізації, ніж в зоні III, наявністю сульфатнонатрієвих вод, відношенням *Ca/Mg* меншим за 1, часом високим *Cl/Br*, понад 1000, пониженими вмістами *J*, *Br*, нижчою відносною газонасиченістю. Такого складу води цієї зони могли сформуватися на передпізньокрейдовому інфільтраційному етапі розвитку ВНБ, тому що вони просторово наближені до ймовірної області палеоінфільтрації.

РОЗДІЛ 4

ГЕОТЕРМОБАРИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА АКВАТОРІЇ БАСЕЙНУ

4.1. Геотермічна характеристика.

Важливість геотермічних досліджень для вирішення теоретичних проблем і практичних задач нафтогазової геології і гідрогеології доведена численними дослідниками [52, 54, 77-79, 92, 99, 100, 147—149, 152 та ін.]. Геотеплові і геотемпературні поля несуть інформацію, що може бути використана при дослідженнях шляхів міграції вуглеводнів, їх фазового стану, перспектив нафтогазоносності як великих обширів, так і локальних пасток.

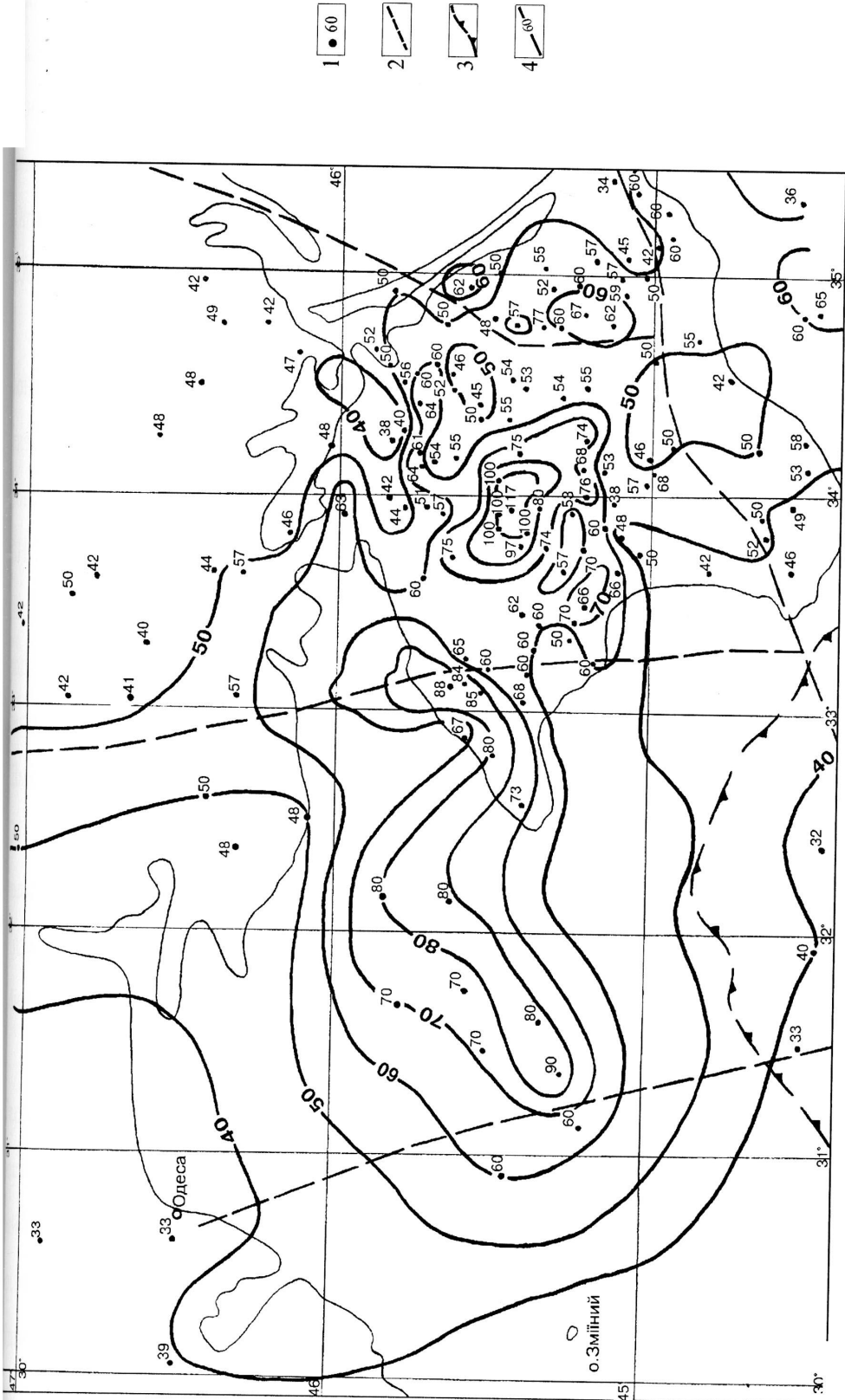
Загальний стан геотермічної активності надр в регіональному або субрегіональному масштабі оцінюють за величиною теплових потоків. Досліджувана нами акваторія Північнопричорноморського ВНБ характеризується величинами теплових потоків в межах 50—90 мВт/м² [77]. Найбільші їх значення, 80—90 мВт/м² припадають на північну частину Тарханкутського півострова і продовжуються на захід—південний захід у акваторію до Штормового і Архангельського родовищ. Від цього максимуму інтенсивність теплового потоку зменшується на північ і, особливо, на південь до 50—60 мВт/м² та на захід до тих же значень в районі Одеського розлому (рис. 4.1).

Нами опрацьований матеріал вимірювань пластових температур в глибоких пошуково-розвідкових свердловинах, що, як відомо, пов'язані з тепловим потоком залежністю

$$Q = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta H}, \text{ де}$$

Q – тепловий потік, мВт/м²; λ – теплопровідність; ΔT – градієнт температури, °С;
 ΔH – перепад глибин, м.

Для реконструкції геотемпературних полів використані дані спеціальних геотермічних вимірювань у 22 глибоких свердловинах, 112 вимірювань температури при випробуванні пластів на приплив та 72 термограми, отримані



Умовні позначення

- 1 - величина теплового потоку в точці спостереження (мВт/м²)
- 2 - тектонічні порушення

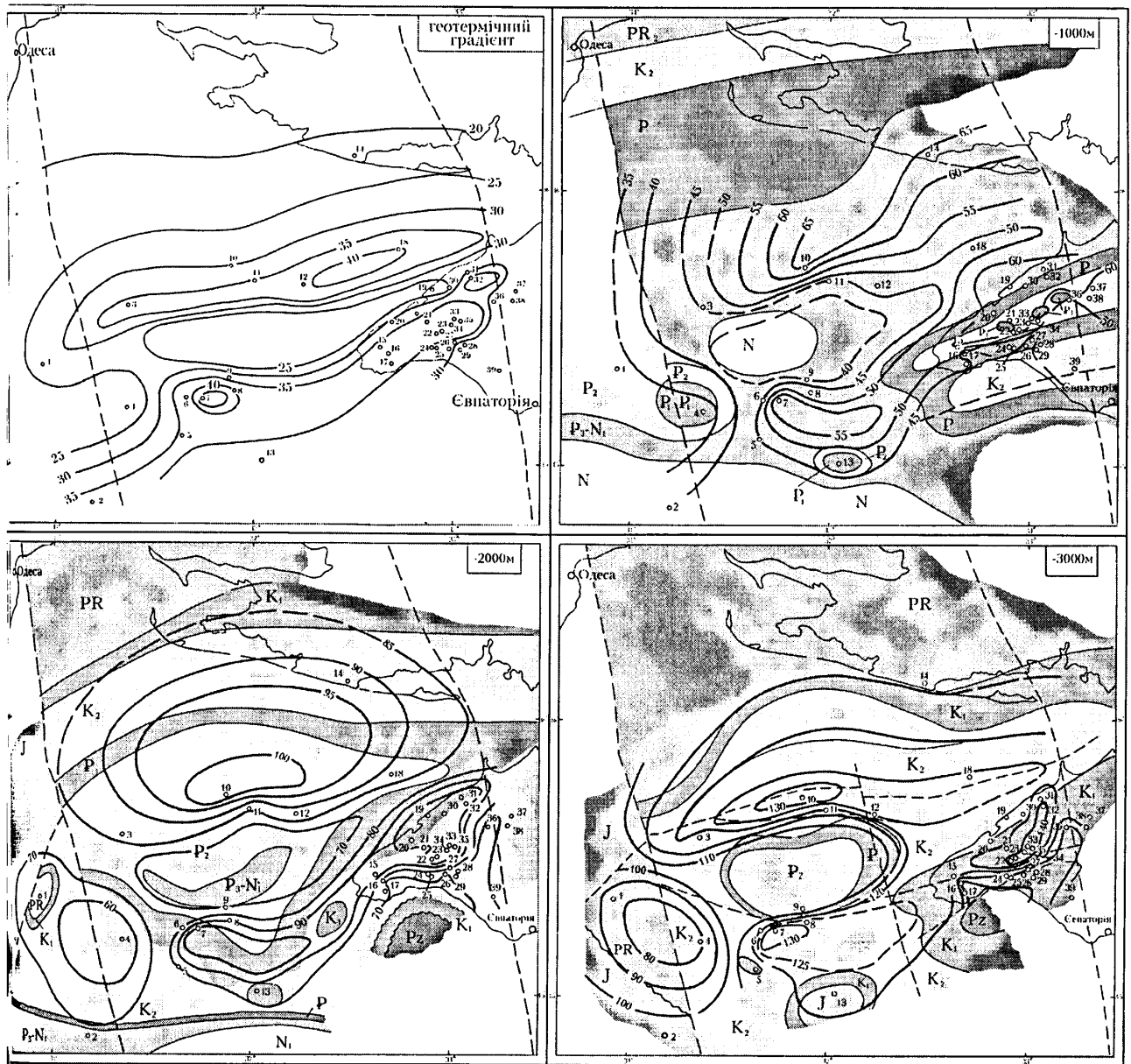
- 3 - бривка шельфу
- 4 - ізолнії теплового потоку

Рис. 4. 1 Карта теплових потоків Північнопричорноморського ВНБ (за матеріалами В. В. Гордієнка та Р. І. Кутаса).
Опрацювала І. В. Колодій

при проведенні геофізичних досліджень свердловин, що дозволило вивчити геотемпературне поле акваторії Північнопричорноморського ВНБ та опрацювати відповідні карти й розрізи (рис. 4.2; 4.3). Схематичні геотемпературні карти — зрізи суміщені з опрацьованими нами геологічними зрізами на абсолютних глибинах --1000, --2000 та --3000 м, для виявлення можливого впливу на розподіл температур літолого-стратиграфічного і структурно-тектонічного факторів. Опрацьована також карта розподілу геотермоградієнтів в інтервалі глибин від 2000 до 3000 м, до якого приурочені газоконденсатні поклади.

Геотемпературні карти добре узгоджуються з картою теплового поля, а разом вони відбивають особливості геологічної будови акваторії — плікативну і диз'юнктивну тектоніки та літологію осадової товщі. На картах-зрізах пониженими температурами добре відбивається Михайлівська западина та борти ВНБ, а підвищеними — зони диз'юнктивних субширотних порушень. У зонах підвищених температур розташовані найбільші газоконденсатні й газові родовища акваторії і Тарханкутського півострова. Із цими ж зонами пов'язані високі градієнти температурного поля на лінії структур Флангова — Голицина — Шмідта — Каркінітська ($35 — 40^{\circ}\text{C}/\text{км}$) та Штормова — Оленівська — Бакальська ($35 — 45^{\circ}\text{C}/\text{км}$). Геотермоградієнти на площах західної частини басейну коливаються в межах $25 — 35^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а на південному схилі кратону — до 20. Низькі значення термоградієнтів — до $25^{\circ}\text{C}/\text{км}$ передбачаються в угнутій частині Михайлівської западини (див.рис. 4.2).

На зрізі -1000 м максимальні температури перевищують 65°C на Тарханкутському півострові і Голицинській площі і знижуються до 35 у східній частині акваторії. Привертає до себе увагу неочікувано висока температура в районі свердловини 19-Тендрівська — 65°C — така ж, як у св. 4-Голицинській. На зрізах -2000 і -3000 м найбільші температури перевищують 100 та 130°C відповідно (Тарханкутський півострів, підняття Голицинське та Штормове — Тархангельського). У низці глибоких свердловин, що тривалий час перебували у стані спокою, визначені геотермоградієнти (див. рис. 4.3), на базі яких нами враховані найменші й середні їх значення для водоносних комплексів від



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ

Стратиграфічні підрозділи: **N₁** неоген, **P₂-N₁** майкоп, **P₂** еоцен, **P₁** палеоцен, **K₂** верхня крейда, **K₁** нижня крейда, **J** юра,

PR протерозой; **—** тектонічні порушення, **—** межі поширення стратиграфічних підрозділів, **100°** ізотерми, °C,

100° ізолінії геотермоградієнтів, **o1** свердловини на площах:

1-Одеська-2	8 - Штильова-2	15 - Оленівська-6	22 - Карлавіська-5	29 - Октябрська-2	56 - Закарпатська-4
1-Десантна-2	9 - Архангельського-1	16 - Тарханкутська-2	23 - Карлавіська-1	30 - Бакальська-17	37 - Канганівська-2
1-Флангова-2	10 - Голицина-4	17 - Мелова-4	24 - Октябрська-32	31 - Бакальська-11	39 - Красноярська-2
1-Гамбурцева-2	11 - Голицина-3	18 - Каркінітська-1	25 - Октябрська-31	32 - Бакальська-12	
1-Сельського-40	12 - Шмідта-6	19 - Міжводненська-5	26 - Октябрська-7	33 - Глібовська-2	
1-Штормова-5	13 - Іллічівська-2	20 - Чорноморська-5	27 - Октябрська-5	34 - Глібовська-3	
1-Штормова-2	14 - Тендрівська-19	21 - Карлавіська-16	28 - Октябрська-25	35 - Глібовська-5	

Рис. 4.2 Схематичні геотемпературні карти-зрізи та схема розподілу геотермоградієнтів в інтервалі глибин 2000-3000 м у акваторії Північнопричорноморського НВБ.

Масштаб 1:750 000

Опрацювала І.В. Колодій. 2001

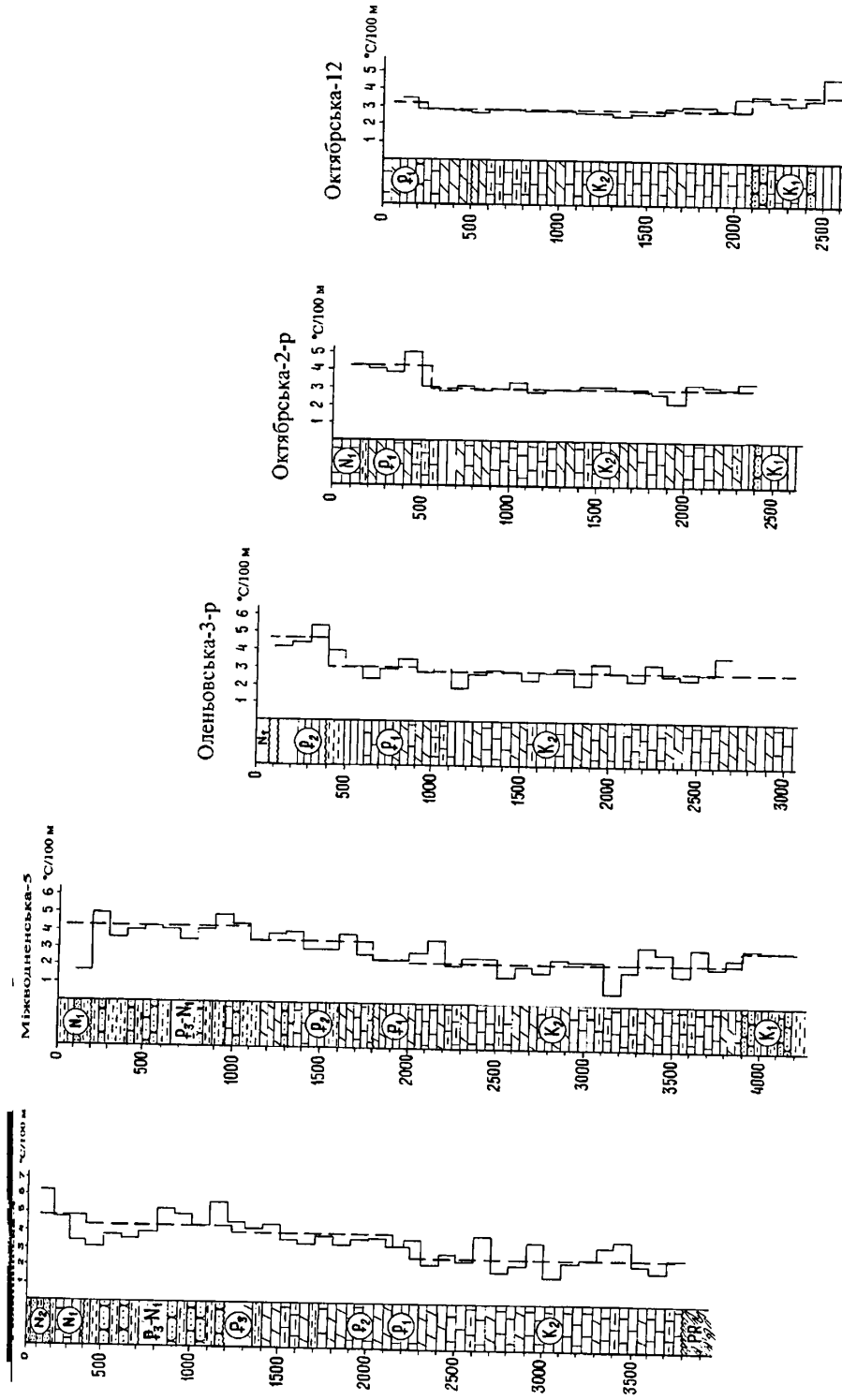


Рис. 4.3 Геотермічні градієнти у свердловинах Північночорноморського водонапірного басейну. За матеріалами В. В. Гордієнка, Р. І. Кутаса, В. Г. Осадчого та даними випробувань свердловин ДАТ «Чорноморнафтогаз» опрацювала І. В. Колодій, 2001.

нижньокрейдового до неогенового та середні температури у підшві цих комплексів і мінімальні, що очікуються у Михайлівській западині північніше Архангельського підняття, де товщина осадового чохла, за сейсмічними даними [20, 123, 125, 130 та ін.] складає біля 8000 м (табл. 4.1 і 4.2).

Таблиця 4.1

Середні геотермічні градієнти ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) водоносних комплексів у свердловинах Тарханкутського півострова і акваторії Північнопричорноморського ВНБ.

Водоносний комплекс	Літологічна характеристика	Оленівська, 3	Октябрська, 2	Октябрська, 12	Міжводненська, 5	Голицинська, 4	Середні значення
N	Теригенний	—	—	—	—	4,66	4,66
P_3-N_1	Те ж	—	—	—	4,20	4,14	4,17
P_2	Теригенно-карбон.	4,67	—	—	3,47	3,94	3,70
P_1	Карбон.	3,18	3,88	—	2,50	3,50	3,29
K_2	Те ж	2,78	3,02	2,91	2,42	2,75	2,78
K_1	Теригенний	—	—	4,31	3,20	—	3,76

Геотермоградієнти в теригенних комплексах вищі, ніж у карбонатних, що свідчить про більшу теплопровідність останніх, меншу їх водонасиченість, а отже меншу пористість чи тріщинну порожнинність. Доволі суттєві коливання значень геотермоградієнтів в межах одного й того ж водоносного комплексу — від 50 до 150% свідчать про літофізичну неоднорідність розрізу.

Таблиця 4.2

Вичислені значення температур підшови водоносних комплексів (середні для товщини осадового чохла 5000 м та мінімальні для Михайлівської западини при товщині осадового чохла 8000 м)

Водоносний комплекс	Глибини заляганням	Температура в підшові, °С	Глибини залягання, м	Температура в підшові, °С
N	0—550	33,6	0—550	33,6
$P_3—N_1$	550—1350	67,0	550—2390	110,3
P_2	1350—1900	87,3	2390—3450	148,4
P_1	1900—2250	98,8	3450—3910	164,2
K_2	2250—4150	151,6	3910—5990	221,8
K_1	4150—5000	183,6	5990—8000	297,4

За цими даними вираховані середня й мінімальна геотермограми акваторії Північнопричорноморського ВНБ (табл. 4.3).

Таблиця 4.3

Середні й мінімальні геотемператури в осадовому чохлі акваторії Північнопричорноморського водонапірного нафтогазоносного басейну.

Глибина, м	Середня температура, °С	Мінімальна температура, °С*
500	28	21
1000	46	35
2000	82	65
3000	117	100
4000	152	134
5000	186	163
6000	222	202
7000	—	240
8000	—	270

*Примітка: для угнутої частини Михайлівської западини.

Середні геотермоградієнти в інтервалах 0—5 та 0—8 км складають: 3,08 і 3,52 $^{\circ}\text{C}/100\text{м}$ відповідно, а температурні умовини на поверхні фундаменту

(ложа) на найзануреніших його ділянках відповідають зоні низькотемпературного метазенезу.

Суттєва диференційованість геотемпературного поля басейну дозволила нам виділити в межах його західної частини геотемпературні зони, що відрізняються значеннями середніх термоградієнтів та температур на зрізах (табл. 4.4).

Для визначення можливого фазового стану вуглеводнів на великих глибинах умовах гідростатичних і надгідростатичних тисків розраховані глибини залягання ізотермічних поверхонь 150 та 180°C.

Таблиця 4.4

Геотермічні параметри західної частини Північнопричорноморського ВНБ

Структурно-тектонічна зона	Температура на зрізі 2000 м, °С	Температура на зрізі 5000 м, °С	Середній геотермоградієнт, °С/км	Глибина залягання ізотермічної поверхні 150°C	Глибина залягання ізотермічної поверхні 180°C
Південно-українська монокліналь (Східноєвропейська платформа)	74—93	167—184	26—34	4440-4920	4770-5380
Структури Тарханкутського п-ова	77—104	182—215	29—39	3310-4070	4090-4960
Структури північного борта Михайлівської западини	85—100	188—208	36—40	3750-4170	4300-4780
Структури південного борта Михайлівської западини	70—100	168—253	32—44	3060-4690	4510-5380
Структури Чорноморського блоку	75—85	173—198	33—38	3950-4550	4530-5210
Складки західної частини басейну	54—72	123—168	23—32	4690-6520	5380-7450

Положення ізотермічної поверхні 150°C змінюється від 6520 до 3310, а 180°C — від 7450 до 4090 м. Ця поверхня знаходиться в середині верхньо- і нижньокрейдового водоносних комплексів у найугнутіших ділянках Михайлівської западини, а на значній частині акваторії вказані глибини лежать в середині ложа басейну.

Найпрогрітішими є структури південного і північного бортів Михайлівської западини, геотермічні параметри яких близькі між собою. Наступне місце посідають прибережні райони Східноєвропейської платформи, за ними — підняття Чорноморського блоку, а найменш прогрітими є структури західної частини басейну, що тяжіють до Одеського глибинного розлому. Зниження геотермічної активності простежується і далі на захід в бік Переддобрудзького прогину, де геотермоградієнти зменшуються до $16,5\text{—}17,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а температура на глибині 2000 м становить $54\text{—}56^{\circ}\text{C}$.

Ділянки температурних максимумів просторово пов'язані із зонами субширотних дислокацій. Вони відзначаються згущенням ізотерм та ліній рівних термоградієнтів — ізоград. До них приурочена переважна більшість газових і усі газоконденсатні родовища в акваторії басейну.

4.2. Геобаричні умовини і динаміка підземних вод.

Геобаричні характеристики водонапірних басейнів належать до найважливіших, тому, що за їх величинами і характером просторового розподілу визначають положення областей живлення, транзиту й розвантаження підземних вод, та генетичні типи водонапірних систем [10, 13, 44]. Разом з геотермічними геобаричні умовини впливають на фазовий стан вуглеводнів в покладах, зонасиченість підземних вод та вологонасиченість вуглеводнів, що знаходяться вільній фазі. Тому пластовим тискам в надрах нафтогазоносних ВНБ присвячена численна література [25, 44, 52, 54, 71, 87 та ін.], в тому числі й по континентальній частині Північнопричорноморського ВНБ [57, 58, 76, 92 — 98]. Геобаричні умовини акваторії ВНБ розглянуті нами в [61, 64, 68].

4.2.1. Фактичний матеріал і методика його опрацювання.

Для з'ясування геобаричних умовин акваторії Північнопричорноморського ВНБ використано 145 вимірювань початкових пластових тисків у свердловинах, з яких отримані припливи підземних флюїдів. Пластові тиски водоносних об'єктів вимірювались глибинними, а газоносних — зразковими манометрами на гирлах свердловин. В таких випадках пластові тиски приводились до абсолютних позначок ГВК.

Окремі водоносні комплекси, як і розвідкові площі охарактеризовані вимірюваннями дуже нерівномірно. Найповніші дані стосуються газових і газоконденсатних родовищ, особливо Штормового та Голицинського. Таким же чином найбільше вимірювань характеризує палеоценовий (понад 54%) та майкопський (понад 20%) продуктивні комплекси, в той час, коли на решту припадає тільки чверть усіх вимірювань, а саме: нижньо- і верхньокрейдовий відповідно 6 і 7, неогеновий 4, 5, еоценовий 4, 2, об'єкти у базальному горизонті — 4, 9%. Тільки 11,1% вимірювань стосується структур, на яких масі вуглеводневих покладів не встановлено. Досить рівномірним є розподіл вимірювань за глибиною розташування об'єктів: до 1000 м — 14, від 1000 до 2000 — 27, від 2000 до 3000 — 29, від 3000 до 4000 — 25 і тільки на глибинах понад 4000 м — усього 4% вимірювань.

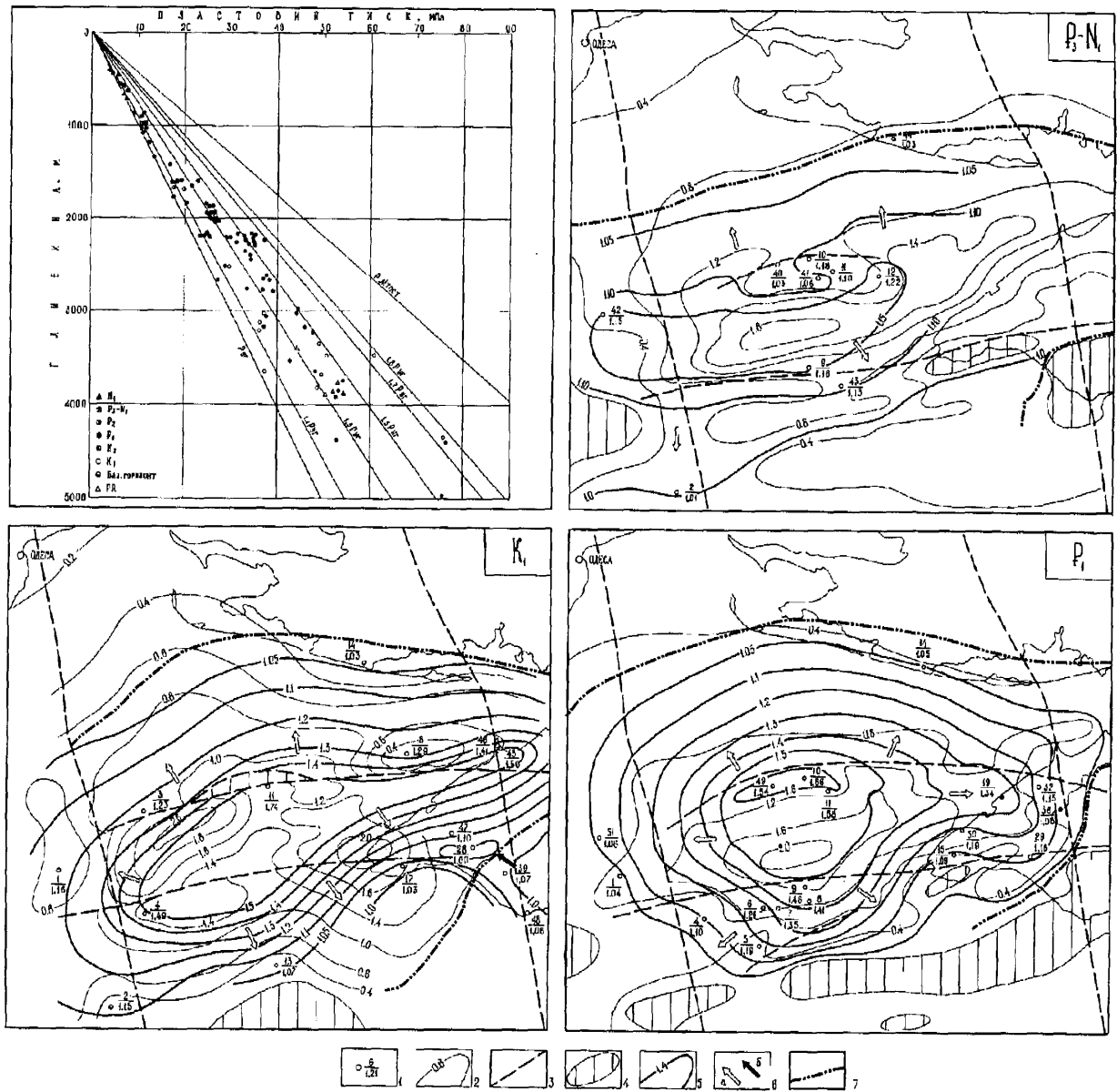
Для порівняння пластових тисків на великих ділянках розповсюдження водоносних комплексів, де глибини відповідних об'єктів і густина підземних флюїдів суттєво відрізняються А.І. Силінім-Бекчурінім [121] запропоноване співвідношення:

$$H = h\gamma + z \frac{(\gamma + \gamma_z)}{2} + 10P_{гир}, \text{ де}$$

H – напір води, м; h – глибина об'єкта вимірювання, м; γ – густина води у свердловині, кг/м³; z – віддаль між точкою вимірювання і умовною площиною порівняння “ z ” з густиною води на ній γ_z , м; $P_{гир}$ – тиск на гирлі свердловини, Па (для свердловин, що переливають).

Уразливим місцем вказаної методики є необхідність вибирати на глибині середини найнижчого з інтервалів вимірювання тиску умовну площину порівняння “z” зі сталою густиною води на ній (чого практично не буває) і до величини тиску реального стовпа води у кожній свердловині додавати тиск деякого умовного стовпа води, висотою від середини інтервалу вимірювання до глибини площини порівняння. Таким чином при зростанні розкиду глибин залягання водоносного комплексу похибка обчислення приведенного рівня підземних вод суттєво зростає. Усугубляє її і те, що потрібне для розрахунку значення густини води також береться не фактичне, а середнє між максимальним для водоносного комплексу і реальним для свердловини, для якої проводиться розрахунок. Наприклад, для базального горизонту в основі нижньої крейди площина порівняння розташована на рівні альтитуди -4933 м, середні глибини інтервалів вимірювань до 648,1, тобто у деяких випадках висота умовного стовпа води з умовною ж густиною більше, ніж в сім разів перевищує висоту реального стовпа. Отже, у таких випадках, спосіб приведення тисків за [121] не дає адекватних результатів.

У той же час застосування коефіцієнта гідростатичності пластових тисків K_r , за який прийняте відношення виміряного пластового тиску до умовного гідростатичного на глибині вимірювання при $\gamma=1,000$ ($P_{пл}/P_{yz}$) дозволяє виключити вплив неодинакових глибин вимірювання та різних густин води, тобто отримати приведену величину. Зміни K_r по площі і розрізу ВНБ достатньо адекватно відображають зміни напорів вод [49]. Виходячи з цього геобаричні умовини акваторії ВНБ вивчалися за розподілом коефіцієнтів гідростатичності. Вираховувалися K_r для усіх наявних вимірювань пластових тисків, за отриманими значеннями приведених рівнів і K_r опрацьовувалися схеми їх розподілу для окремих водоносних комплексів (рис. 4.4).



1 - точка спостереження: в чисельнику № площі за каталогом; в знаменнику К_г; 2 - ізопахіти водоносного комплексу, км; 3 - диз'юнктивні дислокації; 4 - зони відсутності відкладів даного комплексу; 5 - ізолінії значень К_г; 6 - напрям можливого руху підземних вод: а - елізійної, б - інфільтраційної ПВНС; 7 - умовні границі ПВНС елізійного і інфільтраційного типів. Номери площ на карті: 42 - Безіменна - 1, 43 - Кримська - 1, 44 - Скадовська - 1, 45 - Борисівська - 1, 46 - Борисівська - 2, 47 - Краснополянська - 1, 48 - Євпаторійська - 10, 49 - Голицинська - 2, 50 - Чорноморська - 1, 51 - Безіменна - 2.

Решту номерів див. рис. 4. 1. 2.

Рис. 4. 4 Зміни коефіцієнта гідростатичності $K_g = R_{пл}/R_{уг}$ по розрізу і площі водоносних комплксів акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну (ізопахіти за даними І. П. Копача). Опрацювала І. В. Колодій, 2002.

4.2.2. Просторовий розподіл коефіцієнтів гідростатичності.

Значення K_r змінюються суттєво як із глибиною, так і по площі акваторії. Із збільшенням віку водоносних комплексів зростають як мінімальні, так і найбільші значення K_r — від 1,00 — 1,03 в міоценових відкладах через 1,05—1,66 в палеогенових до 1,03 — 1,75 у крейдових. В протерозойських утвореннях і базальному горизонті значення K_r зменшуються до 0,98 — 1,60. Таким же чином зі стратиграфічною глибиною зростають середні значення K_r : в неогеновому комплексі — 1,01, майкопському — 1,13, еоценовому — 1,26, палеоценовому — 1,28, верхньокрейдovому — 1,41, нижньокрейдovому — 1,32, базальному — 1,09. Такий розподіл, в основному, узгоджується із залежністю K_r від гіпсометричної глибини. У масиві даних про K_r найбільше значень в межах від 1,3 до 1,5 — понад 43 та від 1,1 до 1,3 — біля 28%. Значення, менші за 1,1 та більші за 1,5 складають 16,7 та 12,2% відповідно. Таким чином, акваторії Північнопричорноморського НБ властиві НГПТ, що на 65-70% перевищують гідростатичні (табл. 4.5).

В межах басейну виділяється локальний п'єзометричний максимум в акваторії і західному побережжі Тарханкутського півострова від Голицинського підняття з K_r 1,40 — 1,43 до Борисівської площі з K_r 1,60 та мінімум із центром на Октябрському нафтовому родовищі з K_r 1,03—1,07 [61, 64].

П'єзометричне поле нижньокрейдovого водоносного комплексу також характеризується максимумами в районі Голицинського підняття та площі Тамбурцева і зменшенням значень K_r на північ, південь і захід до периферії акваторії басейну. Зберігається п'єзомінімум в районі Октябрського родовища (див. рис. 4.4).

Про розподіл K_r по площі верхньокрейдovого водоносного комплексу можна судити лише за вимірюваннями на Голицинській, Фланговій та Одеській площах, де він зменшується зі сходу на захід, як і в нижньокрейдovому комплексі, проте ще по південній групі піднять відсутні.

Палеоценовий водоносний комплекс характеризує розподіл K_r , аналогічний нижньокрейдovому. Його величини змінюються в межах 1,04-1,66 із

Таблиця 4.5

Початкові пластові тиски, коефіцієнти гідростатичності та ΔP на родовищах і розвідкових площах акваторії Північнопричорноморського водонапірного басейну.

№№ свердловин	Геологічний вік	Глибина вимірювань	Пластовий тиск, МПа	$K_r = P_{пл}/P_{уг}$	$\Delta P = P_{пл} - P_{уг}$
14- Штормове	P_1	2028,5	25,8	1,27	5,52
16- Штормове	P_1	1750	23,5	1,34	6,00
1- Штормове	P_1	1850	24,9	1,35	6,40
2- Штормове	P_1	1984	26,9	1,35	7,03
3- Штормове	P_1	1860	25,9	1,39	7,30
4- Штормове	P_1	1945	26,33	1,35	6,80
5- Штормове	P_1	1925	26,4	1,37	7,15
6- тормове	P_1	2093,5	25,24	1,21	4,30
9- Штормове	P_1	2173	25,26	1,16	3,53
11-Штормове	P_1	1985	25,9	1,30	6,05
12- Штормове	P_1	2136	25,9	1,21	4,54
17 – Штормове	P_1	2068	24,6	1,19	3,02
21- Штормове	P_1	2026,5	25,0	1,23	4,74
22- Штормове	P_1	1845	24,58	1,33	6,13
23- Штормове	P_1	1892	251,6	1,33	6,24
24- Штормове	P_1	2011,5	23,48	1,17	3,36
3-Штормове	P_1	1977	25,47	1,29	5,70
16- Штормове	P_1	1822,5	25,9	1,42	7,68
24- Штормове	P_1	2011,5	25,28	1,26	5,16
1-Кримське	P_1	2472	34,05	1,38	9,33
3-Кримське	P_3-N_1	875	9,52	1,09	7,7
21-Пдголицин.	P_3-N_1	620	7,23	1,17	1,03
23-Пдголицин.	P_3-N_1	570,5	6,04	1,06	0,34
1-Одеське	N_1	445	5,08	1,14	0,63
3-Одеське	P_2	1650	19,9	1,21	3,40
4-Одеське	K_2	2760	33,4	1,21	5,80
2-Одеське	J	3145	36,5	1,16	5,05
1-Безіменне	P_2	990	10,61	1,07	0,71
1-Безіменне	P_1	1081	11,66	1,08	0,85
1-Безіменне	P_1	1094	11,65	1,06	0,71
1-Безіменне	P_1	1097	11,62	1,06	0,65
1-Безіменне	$P_3-N_1 (M-V)$	945	10,89	1,15	1,44
1-Безіменне	N_1	657	6,77	1,03	0,20
1-Голицинське	P_1	2269,5	34,5	1,52	11,80
1-Голицинське	P_2	1645	17,2	1,05	0,75

Продовження таблиці 4.5

1-Голицинське	P ₃ -N ₁	978,5	11,65	1,19	1,86
1-Голицинське	N ₁	412,5	4,13	1,00	0,00 ₅
2-Голицинське	P ₁	2196	34,92	1,59	12,96
2-Голицинське	K ₂	3515	43,7	1,24	8,55
3-Голицинське	K ₂	4410	76,8	1,75	32,7
4-Голицинське	P ₂	1832	22,1	1,21	3,78
4-Голицинське	P ₁	2171,5	35,45	1,63	13,73
4-Голицинське	K ₂	2634,5	37,2	1,41	10,86
4-Голицинське	PR	3852	52,53	1,36	14,01
2-Голицинське	PR	3382	44,25	1,31	10,43
3-Кримське	P ₃ -N ₁	890	10,43	1,17	1,53
25-Шмідтівське	P ₁	2743,5	40,54	1,48	13,10
2-Іллічівська	N ₁	402,5	4,04	1,00	0,01 ₅
2-Іллічівська	K ₁	1925	25,22	1,31	5,96
1-Каркінітська	K ₁	3650	48,95	1,34	12,45
4-Мелова	K ₁ (A-19)	3639	37,39	1,03	1,00
1-Архангельське	P ₃	853	10,79	1,26	2,26
2-Гамбурцева	K ₁	3450	51,27	1,49	16,77
1-Десантна	P ₃ -N ₁	1348	13,63	1,01	0,15
1-Скадовська	J	2630	27,0	1,03	0,7
1-Десантна	K ₁	2498	28,74	1,15	3,75
2-Флангова	K ₂	3030	37,38	1,23	7,08

Примітка. Пдголицин.—Південноголицинське ГР.

максимумами на площах Голицинській, Міжводненській, Штормовій та Архангельського.

Подібним є розподіл K_r по площі розповсюдження майкопської товщі, але значення цього коефіцієнта значно менші — від 1,01 до 1,22 (див. рис. 4.4).

У неогеновому водоносному комплексі значення K_r невисокі, змінюються в межах 1,00 на Голицинській площі до 1,09 у газоносному пласті *N-1* Архангельського родовища [4].

Співставлення схем розподілу K_r по акваторії ВНБ для нижньокрейдового, палеоценового і майкопського водоносних комплексів свідчить про їх зв'язок з тектонікою останньої. Найбільші значення K_r тяжіють до північного й південного бортів Михайлівської западини та північного побережжя Тарханкутського півострова, до зон розташування субширотних диз'юнктивних дислокацій у ложі осадовому чохлі басейну. На жаль у найзануренішій частині ВНБ ще не зроблено жодної свердловини, отже дані про величину пластових тисків там відсутні, але зменшення значень K_r від згаданих розломів на північ, південь-південний схід і захід окреслене достатньо чітко, а ізолінії K_r у загальних рисах зображують гіпсометрію ложа басейну.

На переважній частині усіх водоносних комплексів ВНБ величини K_r більші за ті, які могли б бути за **реальних гідростатичних** тисків стовпів води з урахуванням гіпсометрично піднятої області створення напорів інфільтраційної ПВНС. Отже усі значення K_r понад 1,05 свідчать про негідростатичну природу забору води. Враховуючи, що гіпсометричні позначки виходів в областях відкритого залягання порід ложа і нижньої крейди ніде в Криму не перевищують 200 — 700 м над р. м., а градієнт напору становить 0,0343 МПа/км [58], додатковий гідростатичний тиск на бортах Михайлівської западини за рахунок гіпсометрично піднятої області створення напорів не може перевищувати 0,5–1,0 МПа, а відношення $P_{вт}/P_z$ — 1,01 – 1,04. Отже напори вод на ділянках з K_r понад 1,05 не можуть бути забезпечені інфільтраційною ПВНС. В той же час геологічно молоді елізійні системи можуть і не характеризуватися

надгідростатичними тисками, якщо вони розташовані на малих глибинах, ступінь ущільнення порід в них відповідає глибині занурення, а розвантаження вод є вільним, як, наприклад, в міоценово-антропогеновому комплексі акваторії басейну.

Напрямок зменшення градієнтів напорів свідчить про неможливість проникнення на сучасному етапі інфільтрогенних вод до внутрішніх частин Північнокримського прогину. Напрямок руху підземних вод міг би швидше бути протилежним — від прогину на периферію.

Основним джерелом поповнення ресурсів підземних вод в колекторах, найімовірніше, є дегідратація глинистих порід при їх ущільненні і перетвореннях глинистих мінералів групи монтморілонітів із вивільненням міжшарової води, а у високотемпературних зонах — обезводнення мінералів-кристалогідратів [46, 52]. Такими джерелами можуть бути теригенні нижньокрейдові, олігоцен-нижньоміоценові (майкопські) і міоцен-пліоценові утворення.

Розвантаження підземних вод здійснюється шляхом перетоків із нижньокрейдового водоносного комплексу по проникних зонах диз'юнктивних порушень у розташовані вище верхньокрейдовий і палеоцен-еоценовий комплекси, про що свідчать особливості геобаричного і геотемпературного полів — високі вертикальні градієнти K_r та геотемпературні максимуми, що пояснюються конвективним тепломасопереносом.

Напори вод в колекторах олігоцен-нижньоміоценового (майкопського) переважно глинистого комплексу забезпечуються ущільненням глинистих товщ і зловільненням відтоком вод у відклади, що залягають вище.

Високі пластові тиски пояснюються низькими фільтраційними властивостями колекторів, обмеженими невитриманими по площі пластовими резервуарами, що унеможливають латеральний рух вод на значні відстані. Про це свідчать пружні або газові режими розробки переважної більшості газових родовищ [4].

Співставлення полів приведених геотемператур та початкових пластових тисків виявляє пряму залежність між їх параметрами і співпадіння ділянок їх

максимальної напруженості (див. рис. 4.2 і 4.4). До цих же ділянок приурочені найбільші газоконденсатні родовища з розвіданих до цього часу в акваторії — Голицинське і Штормове.

4.2. Природні водонапірні системи акваторії і динаміка підземних вод.

Згідно генетичної класифікації природних водонапірних систем [10, 13, 44] в континентальній частині Північнопричорноморського ВНБ виділені інфільтраційні та елізійні ПВНС [55, 57, 58, 120]. Перші розташовані в межах Південноукраїнської монокліналі Східноєвропейської платформи, альпійської складчастої споруди Гірського Криму, Сімферопольського підняття та Євпаторійсько-Новоселівського блоку (див. рис. 1.2), де охоплюють усі наявні тут водоносні комплекси. Тільки у неширокій смузі Північнокримського прогину розвинуті елізійні ПВНС у нижньокрейдовому і, частково, палеоценовому водоносних комплексах [58, рис. 1 і 2]. Згадані системи виявилися східними центрикліналями елізійних ПВНС, розташованих, головним чином, в акваторії Михайлівська западина та Каркінітський блок). Їх західні центрикліналі знаходяться дещо західніше Одеського розлому в районі розташування Одеського Безіменного родовищ. Приймаючи до уваги високі прогностні температури в нижньокрейдовому комплексі Михайлівської западини тут можна очікувати наявності термогідродинамічної ПВНС [10], ще не розкритої бурінням. Що стосується інфільтраційних водонапірних систем, то в акваторії вони практично відсутні, за винятком бортів басейну, що межують із суходолом (див. рис. 4.4).

Концентричний відносно найзануреніших ділянок осадового чохла розподіл K_r ще не є однозначним свідченням реального відцентрового руху пластових вод до периферії басейну, проте він є достатнім аргументом для заперечення можливості наскрізного руху вод від області інфільтраційного живлення і створення напорів на схилах Українського щита до гіпотетичної області розвантаження в западині Чорного моря, або ж від Гірського Криму і його передгір'їв на платформу. Високі значення K_r , найвірогідніше, свідчать про наявність відносно ізольованих резервуарів з гідравлічними зв'язками із

ділянками розрізу, що залягають нижче, ніж про сучасні наскрізні латеральні потоки підземних вод. Латеральне переміщення підземних вод **можливе** на невеликій відстані, а субвертикальне — локально у тектонічно роздрібнених зонах підвищеної проникності. Такий напрям руху перш за все властивий консолидованим карбонатним породам верхньої крейди та палеоцену.

Причини підвищення пластового тиску до надгідростатичного в умовах акваторії Північнопричорноморського ВНБ в літологічно відмінних водоносних комплексах можуть бути різними, але всі вони викликані або збільшенням маси флюїдів в резервуарах, або зменшенням об'ємів резервуарів, або обома факторами одночасно [25, 52]. Збільшення маси флюїдів викликається ущільненням, високотемпературною дегідратацією глинистих порід і відтискуванням вивільненої води в колектори, вторгненням вуглеводневих газів з резервуарів, що залягають нижче, утворенням CO_2 при термодеструкції карбонатів. Зменшення об'ємів резервуарів пов'язане з відкладенням в порах і тріщинних порожнинах зторинних мінералів, геостатичним і геодинамічним стискуванням тощо. У досліджуваному районі останнє особливо актуальне на стиках тектонічних блоків, що зазнають тангенціальних зусиль.

У нижньокрейдovому водоносному комплексі актуальними є термопружний ефект, коли пластовий тиск зростає із збільшенням температури водонасиченої породи внаслідок різних коефіцієнтів теплового розширення води і скелета породи, перехід води у глинистих породах із зв'язаного у вільний стан в умови низькотемпературного метагенезу.

Головним фактором створення тиску у теригенному розрізі майкопського і зогенового комплексів є ущільнення глинистих порід в умовах низької проникності. Механічні деформації порід внаслідок геодинамічних і геостатичних навантажень із зростанням пластового тиску, утворення CO_2 при гідролізі $CaCO_3$, факторами тискоутворення у водоносних комплексах, складених карбонатними породами.

Надгідростатичні пластові тиски послаблюються протягом геологічно тривалого часу [52, 82], тому наявність резервуарів з НГПТ свідчить або про

тривалу дію тискоутворюючих факторів, або про геологічно недавню генерацію в системах НГПТ.

Висновки:

1. Акваторія Північнопричорноморського ВНБ відноситься до високотемпературних районів із значеннями геотермічних градієнтів до $4,66^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, (що властиве, переважно, газonosним районам [99, 147 та ін.]), значною диференційованістю теплового (ΔQ до $40\text{ мВт}/\text{м}^2$) і температурного ($\Delta T=62\text{—}86\%$) полів. Диференційованість останнього зростає знизу вверху від 62% на зрізі -3000 м до 77 на -2000 м і 86 на -1000 м .
2. На максимальних глибинах занурення газоводonosних комплексів (для глибин залягання ложа $5\text{—}8\text{ км}$) розрахункові температури становлять: для майкопського $67\text{—}110$, палеоценового $99\text{—}164$, верхньокрейдового $152\text{—}222$ і нижньо-крейдового і базального $184\text{—}297^{\circ}\text{C}$.
3. Михайлівська западина характеризується термомінімумом, а дислокації, що її облямовують — термомаксимами, які приурочені до осередків розвантаження підземних вод. З цими дислокаціями пов'язані найбільші газоконденсатні родовища в акваторії.
4. Суттєвий вплив на формування геотемпературних полів має конвективний масотеплоперенос в зонах широтних дислокацій, про що свідчить згущення ізотерм та ізоград.
5. Поле пластових тисків вивчалось за коефіцієнтами гідростатичності K_r — відношеннями $P_{\text{пл}}/P_{\text{уг}}$, що дозволило отримати його адекватну просторову модель. K_r зростає з гіпсометричною і стратиграфічною глибиною незалежно від літології розрізів, але змінюється дуже суттєво по площі — від $0,98$ до $1,74$, маркуючи, таким чином, наявність НГПТ, які властиві як газonosним, так і непродуктивним пластам. Найбільші значення K_r зосереджені по периферії Михайлівської западини і Каркінітського блоку Північнокримського прогину в зонах

диз'юнктивної дислокованості. Причиною НГПТ, найімовірніше, є дегідратація порід та вторгнення глибинних газів за обмежених можливостей розвантаження їх надлишкових кількостей.

6. З огляду на геологічну будову акваторії ВНБ та особливості полів зведених пластових тисків в басейні переважає субвертикальний рух флюїдів за суттєво обмеженого латерального.
7. На переважній частині акваторії розвинуті ПВНС елізійного типу, які не мають зовнішніх областей живлення і створення напорів і є гідродинамічними бар'єрами на можливих шляхах переміщення вод з боку Південноукраїнської монокліналі або Гірського Криму чи його передгір'їв. Інфільтраційні ПВНС розвинуті поза акваторією на південному схилі Українського щита і прибережних ділянках Каламітського блоку та, ймовірно, ще не вивченої бурінням Альмінської западини. На глибинах з температурами понад 200°C у нижньокрейдовому водоносному комплексі прогнозується наявність ПВНС термогідродинамічного типу (Михайлівська западина).

РОЗДІЛ 5

ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ І ГІДРОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГАЗОВИХ І ГАЗОКОНДЕНСАТНИХ РОДОВИЩ БАСЕЙНУ

5.1. Одеське газове родовище

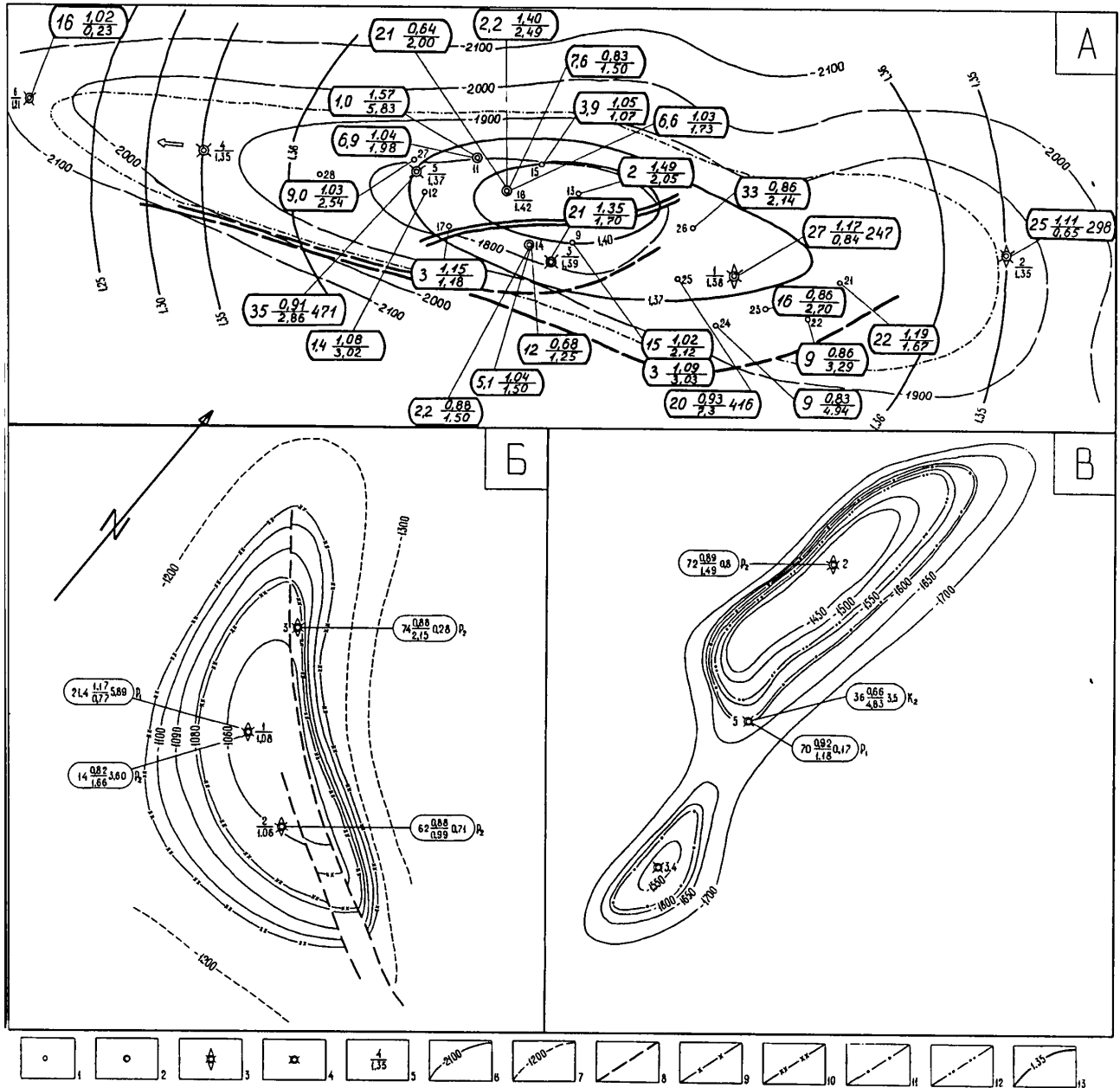
Родовище, розташоване в західній частині Північнопричорноморського афтогазоносного ВНБ приурочене до західної центрикліналі Північнокримського рогину. Газові поклади встановлені в еоценових (горизонт Е-1), ерхньопалеоценових (горизонт ВП) і нижньопалеоценових (горизонт НП) відкладах а глибинах 400-600, 1400-1590 і 1500-1670 м відповідно. Висота пластових склепінних покладів родовища від 170 до 200, товщина газоносних пластів — від 13— до 28—40 м. Найбільшим є поклад горизонту ВП —біля $10,8 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ при сумарних апасах родовища $11,199 \cdot 10^9 \text{ м}^3$. Породи – колектори горизонтів Е-1 та ВП представлені дрібнозернистими пісковиками з коефіцієнтами пористості 0,22—0,25, а ризонту НП —пелітоморфними піщанистими тріщинуватого-пористими вапняками з коефіцієнтом пористості 0,14.

На родовищі пробурено 5 свердловин. За даними буріння і сейсмічних досліджень поклад Одеського родовища в еоценовому горизонті пов'язаний з етиклінальною складкою північно-східного простягання, розмірами 12 x 8 x 0,2 км. складка має два склепіння. До північно-східного приурочені поклади газу в усіх трьох ризонтах, до південно-західного — тільки в горизонті ВП [4].

За даними [4] північно-західне крило складки ускладнене скидом, амплітудою іля 250 м, що екранує поклади, проте така модель геологічної будови Одеського родовища не є загальнопринятою (рис. 5.1 В).

Гази покладів родовища сухі, з відношенням C_1/C_{2+} 170 – 317, що дещо зменшується з глибиною. В цьому ж напрямі незначно збільшується вміст гомологів стану і діоксиду вуглецю та зменшується вміст азоту.

На родовищі отримані припливи підземних вод з еоценових, палеоценових і ерхньокрейдових відкладів в інтервалі глибин від 1170 до 2831 м. Води еоценових



Свердловини: 1 - експлуатаційні; 2 - з яких отримані конденсаційні води; 3 - ліквідовані пошукові, вибробувані в колоні, що дали припливи газу; 4 - те саме - розвідкові;

5 - чисельник - № свердловини, знаменник - значення Кг. Стратоізогіпси:

6 - покрівлі горизонту П-XI; 7 - відбивного горизонту IIIa; 8 - диз'юнктивні дислокації. Контури газоносності: 9 - горизонту П - XI; 10 - ГВК нижньопалеоценового горизонту

(категорій запасів С₁ і С₂); 11 - горизонту у верхньому палеоцені - ВП; 12 - горизонту у нижньому палеоцені - НП; 13 - ізолінії Кг. В овалах: зліва направо - мінералізація, г/л; в чисельнику - rNa/rCl ; в знаменнику - rCa/rMg ; Cl/Br (А). Остання цифра в овалах Б і В - $rSO_4 \cdot 100/rCl$.

Рис. 5. 1 Схематичні гідрогеохімічні карти Штормового (А), Безіменного (Б) і Одеського (В) родовищ. Опрацювала І. В. Колодій, 2002 (структурні основи за даними ДАТ "Чорноморнафтогаз").

відкладів хлоркальцієвого типу з мінералізацією від 30—33 до 71—72 г/л, відношеннями rNa/rCl 0,89—0,97; rCa/rMg 0,79-3,67; Cl/Br 352—460, $rSO_4/100/rCl$ від 5—7 до 0,8, що зменшується із зростанням мінералізації. Виявлені вмісти (мг/л) йоду 3,2; бору 10,8, амонію 10,9—28,8.

У свердловині № 5 з палеоценового горизонту в інтервалі 1698—1704 м отримані високомінералізовані, 70 г/л, солянки хлоркальцієвого типу з rNa/rCl 0,92; rCa/rMg 1,18; $rSO_4/100/rCl$ 0,17, вмістом амонію 61,6 мг/л.

Води верхньокрейдових відкладів отримані із свердловин №№ 2 і 5 з інтервалів 1757—2835 та 1791—1795 м відповідно. Води хлоркальцієвого типу з мінералізацією 3-36 г/л, відношеннями rNa/rCl 0,66 - 0,86; rCa/rMg 1,11 - 4,83; $rSO_4/100/rCl$ 3,49 - 3,04; Cl/Br 484 - 564; вмістом (мг/л): амонію 1,8 - 2,7; заліза до 4,0; мангану 0,05.

Газонасиченість підземних вод непродуктивних горизонтів дуже низька і становить 57—67 см³/л.

Водоносним комплексам Одеського родовища властиві зменшення мінералізації вод та зростання коефіцієнта сульфатності зі стратиграфічною глибиною, тобто елементи гідрогеохімічної інверсії (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Хімічна характеристика підземних вод Одеського газового родовища*

№№ свердловин	Інтервал випробування, м	Стратигр. горизонт	Формула Курлова
2	1170—1183	P ₂ ²	$M_{72} \frac{Cl199SO_4 1}{Na87Ca7Mg5} pH8.3$
5	1644—1656	P ₂	$M_{33} \frac{Cl195SO_4 5}{Na84Mg9Ca7} pH7.05$
5	1698—1704	P ₁	$M_{70} \frac{Cl100}{Na90Ca6Mg4} pH7.2$
5	1791—1795	K ₂	$M_{36} \frac{Cl195SO_4 3HCO_3 2}{Na61Ca32Mg7} pH6.05$

*Примітка. За даними хімічної лабораторії ДАТ “Чорноморнафтогаз”

Пластові тиски близькі до гідростатичних або незначно їх перевищують. Відношення $P_{пл}/P_{ст}$ змінюються в межах 0,96 (олігоценові відклади в інтервалі 435—455 м) до 1,21 (верхньокрейдові відклади в інтервалі 2757—2835 м). В газових покладах вони становлять 1,17 (горизонт Е-1), 1,04 (горизонт ВП) та 1,12 (горизонт НП). Надлишкові тиски газу у склепіннях продуктивних горизонтів становлять, відповідно, 2,0, 1,9 і 1,7 МПа.

5.2. Безіменне газове родовище

Родовище розташоване в 25 км північно-західніше Одеського і приурочене до субширотної антиклінальної складки зі співвідношенням осей 2,2 : 1. На родовищі пробурені і випробувані три свердловини, дві з яких (№№ 2 і 3) безпосередньо під еноманськими відкладами розкрили утворення середньої юри.

В усіх свердловинах встановлена наявність двох газових покладів. Верхній приурочений до середньоеоценового сімферопольського горизонту, складеного піскуватими вапняками. Флюїдотривкою покрівлею служать верхньопалеоценові мергелі коберлінського і керестинського горизонтів. Під газonosними вапняками залягають пісковики, газонасичені у склепінній частині покладу (св. № 1) (див. рис. 5.1 Б).

Газоводяний контакт покладу у профілі свердловин №№ 2, 1, 3 визначений на позначках 986,1 — 986,5 — 1007,9 м. Поклад масивно—пластовий склепінний, висотою до 35 м. Запаси газу категорії С₁ станом на 01.01.1999 р. оцінені у $0,744 \cdot 10^9$ м³.

Нижній газовий поклад на родовищі приурочений до піскуватих вапняків керманського горизонту нижнього палеоцену, під якими залягають щільні девроліти і глинисті пісковики данію. Надійною покрішкою покладові служать глинисті породи верхнього палеоцену і, особливо, нижнього еоцену, товщиною 12—15 м. Поклад пластовий склепінний, висотою 72 м, підстелюється щільними девролітами данію, що залягають на розмитій поверхні вапняків маастрихту. Газоводяний контакт відбивається на абсолютній позначці —1110 м. Запаси газу категорій С₁ і С₂ на 01.01.1999 р. склали відповідно $1,426 \cdot 10^9$ та $1,092 \cdot 10^9$ м³. Таким чином сумарні запаси газу на родовищі виносять усього $3,262 \cdot 10^9$ м³.

Дебіти газу на діафрагмах 10,1—10,4 мм коливалися в межах: середньоеоценового покладу від 110,8 до 145,9, а нижньопалеоценового — від 78,6 до 98,49 тис. м³/добу (після солянокислотної обробки — до 143,1 тис. м³/добу). При випробуванні середньоеоценового покладу у свердловині № 2 (1005—1009 м) отримано приплив газу 51,8—107 тис. м³/добу, води 5,8 і нафти густиною 854 кг/м³ — 0,012 м³/добу. У складі газу з цього об'єкта в середньому біля 95%об. метану, 1,1%об. його гомологів і понад 4%об. негорючих компонентів. Газ відноситься до середніх з $C_1/C_{2+} = 179$.

Газ інкерманського горизонту, що залягає в середньому на 81 м нижче, на 95,5%об. складається з метану, на 1,82 — з його гомологів, містить 2,68 %об. негорючих компонентів. Відношення C_1/C_{2+} становить 106. Таким чином, попри отримання із сімферопольського горизонту плівок нафти газу відносяться до категорії середніх, а не жирних. Зрештою, джерело отриманої нафти не з'ясоване.

При випробуванні свердловин з продуктивних горизонтів разом з газом були отримані незначні припливи вод. Водогазовий фактор коливався в межах (0,15—0,68) — 153 см³/м³ (сімферопольський горизонт) та 54—112 см³/м³ (інкерманський горизонт).

Води сімферопольського горизонту належать до хлоркальцієвого типу за Суліним з мінералізацією 14—74 г/л, відношеннями rNa/rCl 0,82—0,88, rCa/rMg 1,68—2,15, $rSO_4/100/rCl$ —0,29—3,59, що зменшується із зростанням загальної мінералізації. Із цього ж горизонту у свердловині №3 отримані води хлормагнієвого типу з мінералізаціями 19 — 22 г/л та хлоркальцієвого з мінералізацією 38 г/л. Ці води характеризують процес послідовної зміни в продукції свердловини технологічної юрської води пластовими хлоркальцієвими солянками під час випробування продуктивного горизонту. Такі ж високомінералізовані солянки отримані із свердловини № 2. Вода із свердловини №1 з мінералізацією усього 14 г/л скоріше за все суттєво розведена конденсаційною маломінералізованою водою.

Води інкерманського горизонту належить до типу гідрокарбонатнонатрієвих з мінералізацією 23 г/л, відношеннями $rNa/rCl = 1,17$, $rCa/rMg = 0,83$, $rSO_4/100/rCl = 0,0$. Перед отриманням води цього складу із свердловини також виносились суміші

пластових вод із технологічними. Вони характеризувалися відношеннями $rNa/rCl = 0,96$, $rCa/rMg = 1,89—2,00$, $rSO_4/100/rCl = 4,19—4,29$ (табл. 5. 2).

Таблиця 5. 2

Хімічна характеристика підземних вод Безіменного газового родовища

№№ свердловин	Інтервал випробування, м	Горизонт	Формула Курлова
1*	997—1008	P ₂ ² sm	$M_{14} \frac{C'193HCO_3,4SO_4,3}{Na765Mg9Ca1} pH6,6$
1	1072—1090	P ₁ ¹ in	$M_{23} \frac{C'183HCO_3,12SO_4,5}{Na97Mg2Ca1} pH6,8$
1**	1072—1090	P ₁ ¹ in	$M_{20} \frac{C'191HCO_3,5SO_4,4}{Na88Ca8Mg4} pH6,6$
2	1005—1009	P ₂ ² sm	$M_{62} \frac{C'198HCO_3,1SO_4,1}{Na87Ca7Mg6} pH6,8$
3	1027—1028	P ₂ ² sm	$M_{74} \frac{C'199HCO_3,1}{Na87Ca9Mg4} pH6,8$
3**	1026—1033	P ₂ ² sm	$M_{38} \frac{C'197SO_4,2HCO_3,1}{Na89Ca6Mg5} pH6,8$
3**	1026—1033	P ₂ ² sm	$M_{26} \frac{C'193SO_4,6HCO_3,1}{Na86Mg9Ca5} pH7,3$

Примітка: * — суміш конденсаційної води з пластовою. ** — суміш пластової води з технологічною. Аналізи виконані в хімічній лабораторії ДАТ «Чорноморнафтогаз».

Пластові тиски у випробуваних об'єктах дещо перевищують умовні гідростатичні. У сімферопольському горизонті відношення $P_{пл}/P_{гг}$ становить 1,0407—1,0414, у інкерманському воно дещо вище — 1,0597—1,0842, в середньому 1,0694. Надлишкові тиски газу у склепіннях горизонтів складають 0,35 та 0,75 МПа.

5.3. Голицинське газоконденсатне родовище.

Голицинське газоконденсатне родовище розташоване на північному борті Каркінітсько-Джанкойського рифтогена [123] (Михайлівська западина). Родовище приурочене до субширотного підняття із співвідношенням осей 8 : 1. Пластові склепінні поклади газу пов'язані з теригенними породами—колекторами майкопської серії (горизонти М-III, М-IV і М-V на позначках від –493 до –596 м, а масивно—пластовий склепінний тектонічно екранований газоконденсатний поклад — з горизонтом П-XI, складеним карбонатними відкладами нижнього палеоцену на позначках –2155—–2223 м. Розміри покладу 24,3 x 2 км x 50-120 м (рис. 5.2).

Породи—колектори усіх пасток родовища порово-тріщинні з хорошими кількісними властивостями : коефіцієнт пористості змінюється від 0,22 до 0,37 в майкопських і від 0,02 до 0,30 в нижньопалеоценових. Натомість проникність колекторів коливається в дуже широких межах — від $0,01 \cdot 10^{-3}$ до $1200 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ в майкопських і до $50 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ в палеоценових відкладах.

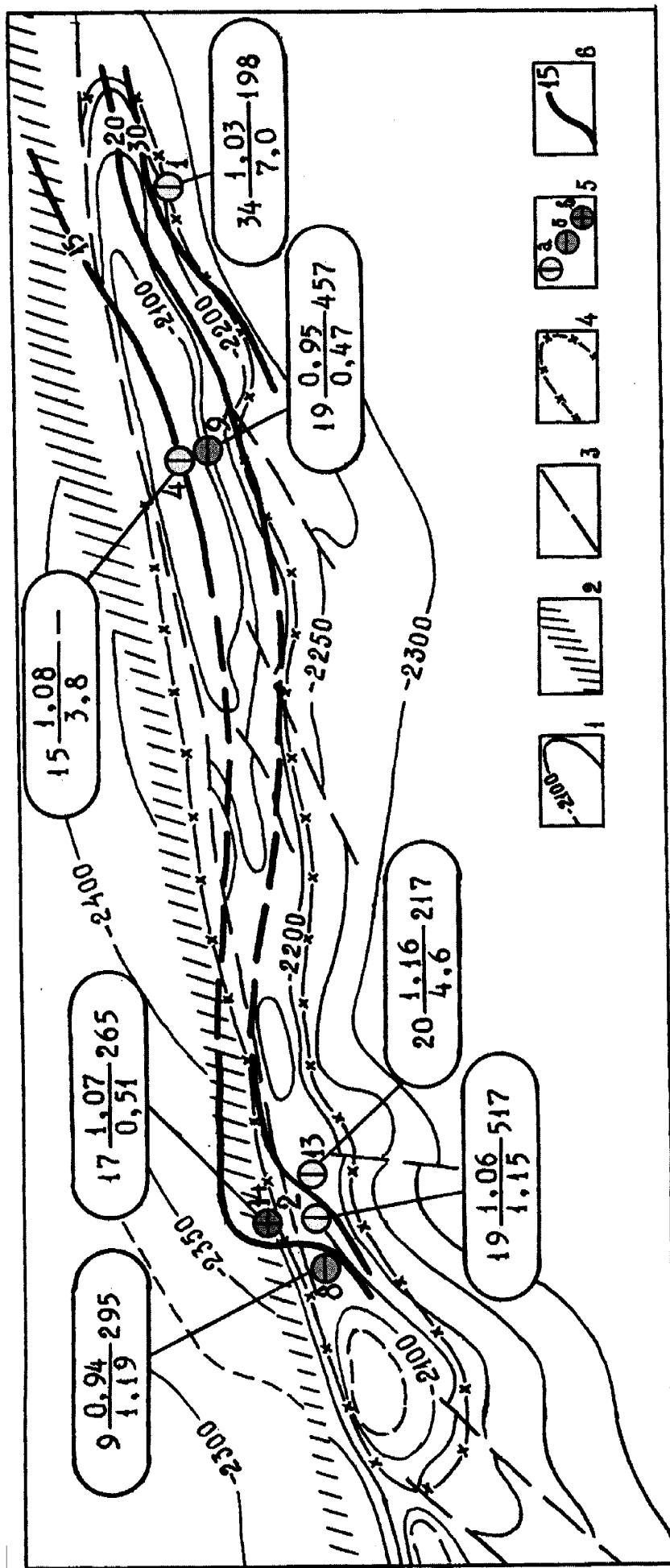
Поклади у майкопських відкладах невеликі, основні запаси газу, понад 75%, зосереджені у палеоценовому горизонті. Пластові тиски у продуктивних, як і водоносних горизонтах перевищують умовні гідростатичні. В пластах майкопського комплексу К, становлять 1,020—1,096, а в горизонті П-XI — 1,61—1,62. З глибиною значення К, неухильно зростають (рис. 5.3). Надлишкові тиски газу в горизонтах майкопської товщі змінюються від 0,2 до 0,7, у палеоценовому — від 0,5 до 1,2 МПа.

На родовищі проаналізовані підземні води неогенових, майкопських, палеоценових, верхньо- й нижньокрейдових утворень та протерозойського ложа. З глибиною залягання мінералізація вод зростає від неогенових до майкопських відкладів, після чого знижується аж до протерозою (табл. 5.3)

Таблиця 5.3

Хімічна характеристика підземних вод Голицинського газоконденсатного родовища

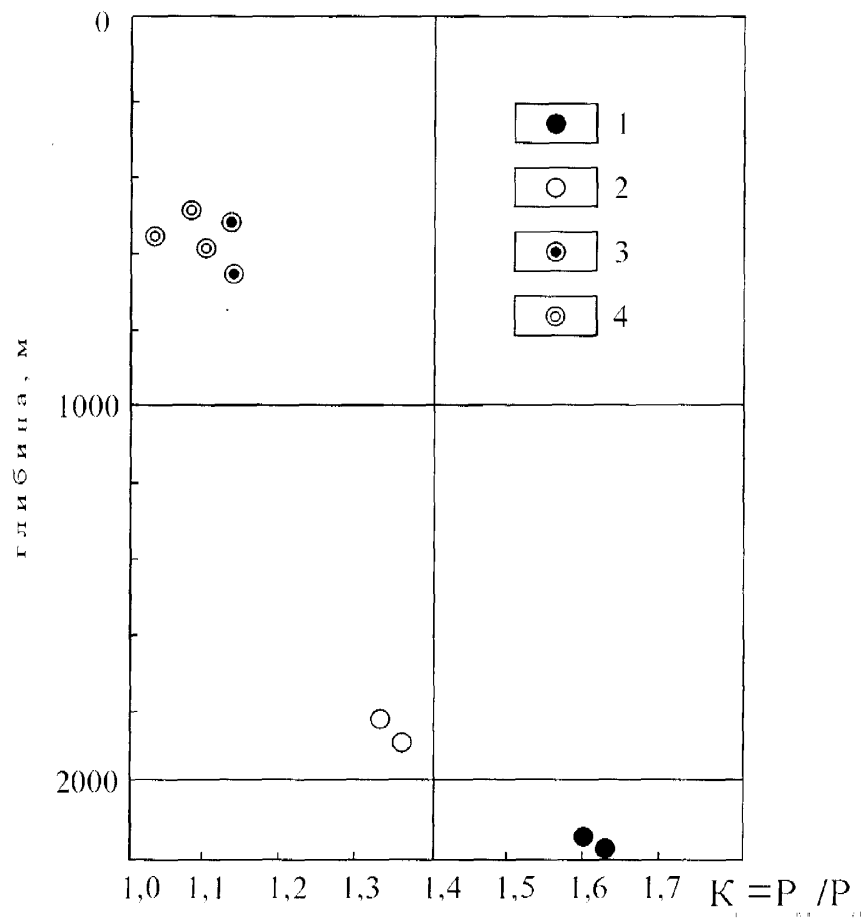
№№ свердловин	Інтервал випробування, м	Горизонт	Формула Курлова
6	69,8—83	N ₂	$M_{20} \frac{C190SO_4,9HCO_3,1}{Na77Mg16Ca7}$



ис. 5.2 Гідрохімічна картосхема нижньопалеоценового газозносного горизонту (П-ХІ) Голицинського газоконденсатного родовища

структура покрівлі горизонту за матеріалами ЦМГГД "Одесморгеологія" Прямова М.О. 1988 р.)

-ізопієси покрівлі горизонту П-ІХ, м; 2-зона регіонального Голицинсько-Азовського розлому; 3-локальні порушення; 4-контур газозноності горизонту П-ХІ; 5-свердловини з яких отримані води різних типів: а-гідрокarbonатнагорієвого, б-хлоридномагнієвого, в сульфатномагнієвого; б- іній рівної мінералізації (ізогали) вод (г/л).



Родовища: 1, 4 - Голицинське, 2 - Штормове,
3 - Південноголицинське.

Фиг. 5.3 Зміна з глибиною коефіцієнта гідростатичності K ,
Голицинському, Південноголицинському і Штормовому
родовищах

Продовження таблиці 5.3

7	400—425	N ₁	$M_{97} \frac{Cl100}{Na85Mg8Ca7}$
6	346—638	P ₃ —N ₁	$M_{50} \frac{Cl100}{Na90Mg9Ca1}$
1	2230—2240	P ₁ ²	$M_{33} \frac{Cl93HC'O_3,5SO_4,2}{Na97Ca2Mg1}$
8	2423—2450	P ₁ ¹	$M_9 \frac{Cl86SO_4,10HC'O_3,4}{Na81Ca10Mg9}$
13	2265—2308	P ₁ ¹	$M_{5,5} \frac{Cl79HC'O_3,13SO_4,8}{Na85Ca12Mg3}$
52	2291—2318	P ₁ ¹	$M_{0,5} \frac{HC'O_3,45Cl44SO_4,11}{Na74Ca23Mg3}$
4	3597—3637	K ₂	$M_{22} \frac{Cl83SO_4,15HC'O_3,2}{Na97Ca2Mg1}$
2	3675—3683	K ₁	$M_{23} \frac{Cl80SO_4,14HC'O_3,6}{Na84Mg13Ca3}$
2	3720—3740	PR	$M_{23} \frac{Cl83SO_4,11HC'O_3,6}{Na84Mg11Ca5}$

Примітка : за даними хімічної лабораторії ДАТ “Чорноморнафтогаз”

Відповідно до цього зростає відношення rNa/rCl від 0,84—0,86 до 1,01—1,17. В палеоценових, крейдових і протерозойських резервуарах превалюють води з rNa/rCl понад 1, серед яких поряд з гідрокарбонатнатрієвими присутні сульфатнатрієві. Звертає на себе увагу висока відносна сульфатність вод, виражена через відношення $SO_4/100/rCl$, яке переважно більше 10. Малосульфатними є тільки хлоркальцієві води, а це відношення не перевищує 2,1. Своєрідні води підстелюють газоконденсатний поклад горизонт П-ХІ. Серед них зустрічаються усі генетичні типи за В. Суліним при переважанні гідрокарбонатнатрієвого. Мінералізація цих вод зростає від осової частини підняття до периферії від 9 до 34 г/л (див.рис. 5.2). Серед них присутні суміші мастових вод гідрогеохімічного фону і конденсаційних та, у деяких випадках, типові рісні конденсаційні води [51, 68].

В підземних водах визначені вмісти мікроелементів — йоду 0,9 —79,2, бром — 0,5—558,8, бору — 0,7—127,7, амонію — 2,1 —200 мг/л.

У складі ВРГ присутні, головним чином, метан і незначна кількість його ізомерів. Вміст останніх з глибиною зростає, а відношення C_1/C_2+ зменшується від

248 — 977 в майкопських до 14,4 в палеоценових відкладах. Вміст неуглеводневих компонентів досягає: азоту 5 — 6, діоксиду вуглецю до 6% об. Газонасиченість підземних вод коливається в широких межах — від 650 до 4375 см³/л. Найбільшою газонасиченістю відзначаються води гідрокарбонатнонатрієвого типу [60].

5.4. Шмідтівське газове родовище.

Родовище розташоване в 38 км західніше смт. Чорноморське в межах Каркінітського тектонічного блоку Північнокримського прогину. Газові поклади приурочені до трьох пластів середнього майкопу — М-III, М-IV та М-V, товщиною 10,6 — 23,5 м, що залягають на глибинах —680 — —722,8 м, які при випробуванні дали припливи газу від 45 до 78 тис.м³/добу. Поклади пластові склепінні, один з них (М-V) літологічно обмежений. Колектори теригенні, порово-тріщинного типу, з пористістю 24 — 34% і проникністю 0,75 — 62,5 · 10⁻³ мкм². Загальні запаси газу в них складають 2,729 · 10⁹ м³.

В нижньопалеоценовому і маастрихтському горизонтах встановлені масивно—пластові склепінні тектонічно екрановані поклади газоконденсату на глибинах відповідно —2697,5 та —2993,5 м. Поклади приурочені до карбонатних тріщинно—порових колекторів з коефіцієнтами пористості 0,026—0,2 і проникністю (0,01 — 24,6) · 10⁻³ мкм². Із палеоценового горизонту П-ХІ отримали приплив газу до 10 тис. м³ з водою і конденсатом, а з верхньокрейдового — значні, але непостійні припливи газу, що швидко припинялися. Передбачається, що режими покладів будуть ззовими й пружно—водонапірними [4].

В будові складки приймають участь верхньокрейдові, палеогенові і неогенові—антропогенові відклади загальною товщиною 3630 м. З дев'яти пробурених свердловин нижньопалеоценові відклади розкриті п'ятьма, а верхньокрейдові — тільки трьома свердловинами.

По відкладах майкопської серії (горизонт М-III) структура є брахіантиклінальною північно-східного простягання розмірами 9,1 x 5,4 км, висотою 40 м. В палеоценово—верхньокрейдовому комплексі розвинуті диз'юнктивні порушення, що екранують поклади з південного заходу.

Гази в майкопських відкладах сухі, з $C_1/C_2+ 220—282$, натомість в крейді—палеоцені в їх складі присутні важкі гомологи до пентанів, а відношення C_1/C_2+ складають 12,6 —13,3. В цих же газах підвищені вмісти CO_2 —1,98 — 5,5%об.

Пластові тиски в горизонтах майкопу перевищують умовні гідростатичні у 1,14 — 1,18 разів, в палеоценових і верхньокрейдових в 1,52 —1,49 разів відповідно. У склепінних частинах майкопських газоносних горизонтів надлишкові тиски газу складають 0,24 —0,29, палеоценового 0,44 і верхньокрейдового 1,12 МПа.

Підземні води на родовищі належать до хлоркальцієвого та гідрокарбонатнатрієвого типів з мінералізацією 16—47 г/л, що зменшується з глибиною і віком водоносних комплексів (табл. 5.4).

Таблиця 5. 4

Хімічна характеристика підземних вод Шмідтівського газоконденсатного родовища.

№№ свердловин	Інтервал випробування, м	Горизонт	Формула Курлова
9	710	P_3-N_1 (M-V)	$M_{47} \frac{Cl97SO_4 2HCO_3 1}{Na82Ca13Mg5}$
6	2699–2740	P_1^1	$M_{39} \frac{Cl97SO_4 2HCO_3 1}{Na90Ca7Mg3} pH6,5$
6	2760–2780	$P_1^1-P_1^2$	$M_{44} \frac{Cl97SO_4 1,5HCO_3 1,5}{Na95Ca4Mg1} pH6,4$
6	2917–2932	K_2m	$M_{17} \frac{Cl95HCO_3 3SO_4 2}{Na98Ca2} pH6,8$
6	4261	K_2s	$M_{16} \frac{Cl95SO_4 3HCO_3 2}{Na88Ca8Mg4} pH6,0$

Примітка: за даними хімічної лабораторії ДАТ “Чорноморнафтогаз”.

5.5. Кримське газове родовище.

Родовище розташоване в 60 км південно-західніше смт. Чорноморське в межах південної частини Північнокримського прогину. Воно приурочене до пологої

брахиантикліналі субширотного простягання розмірами 11,5 x 4,5 км і висотою 63 м по ізогіпсі —900 м покрівлі єдиного продуктивного середньомайкопського горизонту, представленого порово-тріщинним теригенним колектором. Розвідка родовища не завершена. Поки що запаси категорії C_1 оцінені в $0,65 \cdot 10^9$ м³. Поклад висотою 51 м належить до пластових склепінних. Альтитуда ГВК складає -886,4 м. На родовищі розкриті відклади від неогеново—антропогенових до верхньокрейдових (маастрихтських) загальною товщиною понад 2700 м.

Гази родовища сухі, з незначним вмістом негорючих компонентів, відношення C_1/C_2+ понад 400, властиве газам майкопської серії акваторії.

Пластовий тиск у покладі дещо перевищує умовний гідростатичний: $P_{пл}/P_{ст}=1,04$, що також характерне для майкопських резервуарів. Надлишковий тиск газу у склепінні покладу складає 0,51 МПа.

Підземні води вивчені слабо — наявні усього дані 2-ох випробувань водоносних об'єктів у нижньопалеоценовому горизонті. З першого об'єкта отримали незначний приплив технологічної води — хлормагнієвого типу, з переважанням Mg над Ca і підвищеним вмістом SO_4 . Після дострілу об'єкта в інтервалі 2417—2466 м отримали воду гідрокарбонатнатрієвого типу з мінералізацією 24 г/л, яку можна вважати пластовою водою нижньопалеоценового горизонту (табл. 5.5). Гідрокарбонатнатрієвий тип вод близької мінералізації властивий нижньопалеоценовим відкладам багатьох інших родовищ і розвідкових площ регіону (див. рис. 1.3 —1.5).

Таблиця 5.5

Хімічна характеристика підземних вод Кримського газового родовища

№№ свердловин	Інтервал випробування, м	Горизонт	Формула Курлова
1	2477—2492; 2501—2526	P_1^1	$M_{19} \frac{C189SO_4 10HCO_3 1}{Na86Mg8Ca6} pH7,45$
1	2417—2466; 2477—2526	P_1^1	$M_{24} \frac{C188SO_4 9HCO_3 3}{Na98Ca1Mg1} pH7,56$

Примітка: за даними хімічної лабораторії ДАТ “Чорноморнафтогаз”.

5.6. Архангельське газове родовище.

Родовище розташоване в 11 км на північ—північний захід від Кримського у тій же тектонічній зоні, на південному борті Михайлівської западини. Випробування свердловини № 1, розташованої у склепінній частині складки виявило три продуктивних горизонти: М-V і М-III в майкопських і N-I в неогенових відкладах. Поклади приурочені до брахиантикліналі субширотного простягання, розміром 10 x 5 км з амплітудою 90 м по ізогіпсі —915 м продуктивного горизонту М-V [4]. Випробування палеоценових утворень горизонту П-XI, газоносного за даними ГДС, дало незначні припливи газу. Промислова газоносність родовища пов'язана з двома піщано-алевритовими пачками майкопу і карбонатно-теригенними утвореннями середнього міоцену. Поклади пластові склепінні, з газовим режимом, залягають на абсолютних позначках (за ГВК) від —601 до —908 м [4]. Колектори порового типу з коефіцієнтами пористості 0,09 —0,3, проникністю $(0,11 — 57,8) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ (М-V).

Газ горизонту N-I суперсухий, з відношенням C_1/C_{2+} 19970, майже позбавлений гомологів метану, тоді як в газах майкопських пластів відношення C_1/C_{2+} біля 300. Вмісти ж негорючих компонентів в газах усіх покладів не відрізняються суттєво і знаходяться в межах 0,07—0,2 (CO_2) і 0,5—0,8 (N_2).

Загальні запаси газу складають $5,4 \cdot 10^9 \text{ м}^3$, з яких $4,9 \cdot 10^9$ або понад 90% —у горизонті М-V.

Початкові пластові тиски у покладах, приведені до ГВК перевищують умовні гідростатичні більше, ніж у тих же горизонтах на інших родовищах. Коефіцієнти гідростатичності K_r складають 1,11 (N-I) та 1,17 (М-III, М-V). Приблизно такими ж є K_r у водоносних об'єктах —1,02 —1,15. Їх значення також зростають з глибиною. Надлишкові тиски газів у склепіннях покладів складають 0,12 в неогені та 0,4 —0,8 МПа в майкопі.

Підземні води на родовищі вивчені за небагатьма випробуваннями в неогеновому і майкопському комплексах (табл. 5.6). Припливи вод незначні, 1,4 —1,7, максимумно 7,2 $\text{м}^3/\text{добу}$, зменшуються з глибиною. В цьому ж напрямі зменшується мінералізація — від 38 — 43 до 20 — 24 г/л і зростає $r\text{Na}/r\text{Cl}$ до 1,02: з'являються води сульфатнонатрієвого типу. В останніх зростає $r\text{Ca}/r\text{Mg}$ та $r\text{SO}_4/100/r\text{Cl}$ до

5,2 і 7,4 відповідно та зменшується Cl/Br — до 281. Серед мікроелементів визначені йод — 8,6 та бром — від 29 до 86 мг/л.

Таблиця 5.6

Хімічна характеристика підземних вод Архангельського газового родовища.

№№ свердловин	Інтервал випробування, м	Горизонт	Формула Курлова
3	656,4—658,4	N-1	$M_{38} \frac{Cl95SO_4 4HCO_3 1}{Na85Mg9Ca5}$
3	672—674	N-1	$M_{43} \frac{Cl95SO_4 4HCO_3 1}{Na85Mg10Ca5}$
3	881—885	M-III	$M_{20} \frac{Cl93SO_4 6HCO_3 1}{Na83Mg13Ca4}$
3	944—946	M-V	$M_{24} \frac{Cl92SO_4 7HCO_3 1}{Na94Ca5Mg1}$

Примітка: за даними хімічної лабораторії ДАТ “Чорноморнафтогаз”

5.7. Штормове газоконденсатне родовище.

Штормове газоконденсатне родовище розташоване на південному борті Каркінітсько-Джанкойського рифтогену [123] у Північнокримській тектонічній зоні на віддалі 15 км від Архангельського газового родовища. [4]. На родовищі розкритий єдиний продуктивний газоконденсатний горизонт П-ХІ, що містить масивно-пластовий склепінний поклад, позначки поверхні ГВК якого змінюються від —1828 у східній частині до —1981 м у західній, тобто по довгій осі вона нахилена до заходу під кутом $0^{\circ}43'$. Довжина покладу 11,5, ширина 2,5 км, висота 221 м, площа поверхні ГВК становить $20,25 \text{ км}^2$ (див. рис. 5.1 А).

Колектор карбонатний, порово-тріщинний з коефіцієнтом пористості 0,02—0,3 та проникністю $(0,06—13,87) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

Штормове родовище найбільше за запасами серед поки що розвіданих в Україні. Воно містить $16,574 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ газу та $1,272 \cdot 10^6 \text{ т}$ конденсату густиною 850 кг/м^3 .

Пластові тиски в продуктивних горизонтах вищі за умовні гідростатичні. По

площі родовища K_r змінюється від 1,21 до 1,35, зменшуючись від східної до західної перикліналей складки, а градієнт напорів на відрізьку від свердловини № 3 до свердловини № 6 складає 40 м. Надлишковий тиск у склепінні пастки становить 2,21 МПа. Це максимальна величина для покладів басейну.

Наявність нахиленого ГВК та градієнта напорів води спонукали нас визначити потенціальну можливість гідромеханічного руйнування покладу. Оскільки кути нахилу покрівлі горизонту П-ХІ α та площини ГВК θ дорівнюють відповідно $3^{\circ}25'$ та $0^{\circ}43'$ то поклад надійно забезпечений від руйнування, тому що $\alpha \gg \theta$ [44].

Зважаючи на те, що поклад є водоплаваючим, а пластові води містять значну кількість SO_4 (в середньому 1,8 г/л), існує можливість біохімічного його руйнування завдяки окисненню метану. Так, за даними В.А.Соколова для повного окиснення 10^9 м³ метану потрібно біля $6 \cdot 10^6$ т SO_4 [44]. Отже для повного окиснення покладу Штормового родовища потрібно $99,6 \cdot 10^6$ т SO_4 . За градієнту напорів 0,625 ат/км, в'язкості води 0,8 сПз, проникності пласта-колектора $7 \cdot 10^{-3}$ мкм², коефіцієнта пористості 0,2 істинна швидкість руху води в пласті за законом Дарсі становитиме біля 0,1 м/рік. При ширині фільтраційного потоку води 2500 м, товщині водоносної частини пласта 150 м та пористості 20%, річна витрата води становитиме 7500 м³, а загальна кількість привнесеного SO_4 — 13,5 т/рік. Таким чином, потрібну для окиснення газу кількість сульфатів потік підземних вод міг би привнести до покладу за 7,4 млн. років. Якщо цей термін, враховуючи орієнтовність розрахунків, округлити до 10 млн. років і прийняти, що протягом нього гідродинамічні й біогеохімічні умовини суттєво не відрізнялися від сучасних, то окреслений термін орієнтовно відповідає тривалості існування покладу, тобто вказує на пізньоміоценовий — ранньопліоценовий час його утворення. Якби поклад утворився раніше, то до цього часу був би зруйнований біохімічними окиснювальними процесами.

На Штормовому родовищі вивчено 58 проб вод, головним чином з пізньопалеоценових (див. рис. 5.1А) та кілька — з верхньокрейдових відкладів в інтервалі глибин від 1790 до 2499 м. Біля половини з них складають води карбонатнонатрієвого типу, серед яких виділяється дві групи за мінералізацією:

1,0 — 7,0 (середня 3,4 г/л) та 16,0 — 29,8 (середня 22,0 г/л) із середніми відношеннями rNa/rCl відповідно 1,19 та 1,165, rCa/rMg 0,27 — 5,8 (середнє 1,81), $rSO_4 \cdot 100/Cl$ 0,63 — 29,7, Cl/Br 235—647 (середнє 348). Вміст мікроелементів коливається в межах: J — 10,5—25,8, Br — 45,5, B — 166, NH_4 — 27,0 — 180,7 мг/л.

Серед сульфатнатрієвих вод (16% проб) переважають води із середньою мінералізацією 17,6 г/л, але зустрічаються й солонуваті (3,1 г/л). Відношення rNa/rCl в них значно менше, ніж у гідрокарбонатнатрієвих: 1,002 — 1,04, rCa/rMg — від 0,23 до 7,8 (середнє 1,78), $SO_4 \cdot 100/rCl$ 6 — 13,4 (середнє 10,2), Cl/Br — 371—518. Вмісти J невеликі — до 2, Br 20,3 — 27,4, NH_4 — 6,3 — 7,3 мг/л.

Група хлормагнієвих вод (25% проб) складається, головним чином, з вод середньої мінералізації 19,1 г/л, середніми відношеннями rNa/rCl — 0,94, rCa/rMg — 0,325 і 1,32, $SO_4 \cdot 100/rCl$ — 7,1, Cl/Br — 373. Середні вмісти мікроелементів і мікрокомпонентів складають: J — 4,9, Br — 28,3, B — 56, NH_4 — 25,6 мг/л.

Проби вод хлоркальцієвого типу складають 13%. Їх мінералізація є найвищою — 36,1, середня 25,2 г/л, відношення rNa/rCl 0,67 — 0,96 (середнє 0,80), rCa/rMg 1,6 — 4,1 (3,2), $rSO_4 \cdot 100/rCl$ 2,5 — 10,0 (5,7), Cl/Br 308. Вмісти мікроелементів: J 21,8, Br 44,5, B — 129,7, NH_4 19,8 — 27,0.

Таким чином найбільше мінералізовані хлоркальцієві, після них гідрокарбонатнатрієві, а найменше — сульфатнатрієві води. Відповідно до цього ступінь метаморфізації за відношенням rCa/rMg найбільшим є у водах двох перших типів, а найменший — у водах хлормагнієвого типу. Відносна сульфатність вод зменшується в ряду: сульфатнатрієві — гідрокарбонатнатрієві — хлормагнієві — хлоркальцієві води. Відношення Cl/Br зростає в ряду: хлоркальцієві — гідрокарбонатнатрієві — хлормагнієві — сульфатнатрієві, що характеризує умовини зменшення гідрогеологічної закритості надр. Цьому повністю відповідають вмісти J , Br , B , NH_4 з тою лише різницею, що останнього найбільше в водах гідрокарбонатнатрієвого типу. Деякі характерні аналізи вод родовища наведені в табл. 5.7.

Таблиця 5.7

Хімічна характеристика підземних вод Штормового газоконденсатного родовища

№№ свердловин	Інтервал випробування, м	Горизонт	Формула Курлова
23	1876—1908	P ₁	$M_{27} \frac{Cl75HCO_3 20SO_4 5}{Na77Ca20Mg3}$
24	1993—2030	P ₁	$M_{19} \frac{Cl92SO_4 5HCO_3 3}{Na85Mg8Ca7}$
22	2036—2060	P ₁	$M_{22} \frac{Cl89SO_4 8HCO_3 3}{Na60Ca28Mg12}$
17	2095—2041	P ₁	$M_{2.8} \frac{Cl80HCO_3 18SO_4 2}{Na92Ca4Mg4}$
21	2194—2230	P ₁	$M_{20} \frac{Cl83SO_4 9HCO_3 8}{Na84Mg10Ca6}$
21	2197—2204	P ₁	$M_{22} \frac{Cl84HCO_3 11SO_4 5}{Na99Ca1}$
12	2092—2180	P ₁	$M_{1.4} \frac{Cl85HCO_3 14SO_4 1}{Na90Ca8Mg2}$
5	2441—2457,5	K ₂	$M_{36} \frac{Cl94SO_4 4HCO_3 2}{Na83Ca15Mg4}$

Примітка: за даними хімічної лабораторії ДАТ “Чорноморнафтогаз”

Серед усіх типів підземних вод присутні слабко мінералізовані, часом прісні води з мінералізацією 1,0 — 7,0 г/л (середні 3,1 — 4,85) — суміші конденсаційних вод і вод гідрогеохімічного тла. В процесі експлуатації покладу їх мінералізація змінюється, головним чином у напрямі збільшення загальної мінералізації і ступеня метаморфізації.

5.8. Підземні конденсаційні води газоконденсатних родовищ.

Наявність в глибоких надрах нафтових і газових родовищ слабко мінералізованих або й прісних вод (поза зоною активного водообміну) відоме достатньо широко з початку 60-х років минулого століття [51, 87, 127 та ін.]. З усіх

пояснень цього феномена найповніше аргументовані уявлення про їх конденсаційну природу та генетичний зв'язок з вуглеводневими системами і процесами формування вуглеводневих скупчень [50 – 53, 91, 120, 121, 127, 128, 131 та ін.]. Вуглеводневі — газові чи рідинні — системи у водонасиченому середовищі завжди містять певну, строго обмежену кількість водяної пари, яка при зменшенні температури системи конденсується і утворює вільну фазу. Цей процес може відбуватися в пористо-тріщинному середовищі колектора або в сепараторних установках при експлуатації свердловин. В момент конденсації вода практично не містить солей (іонів), але, взаємодіючи з підземним середовищем, збагачується ними, головню внаслідок дифузійно—осмотичних процесів. Формується гама підземних вод з мінералізаціями, що змінюються від прісних до солянок, властивих гідрогеохімічному фонові. Відповідним чином змінюється хімічна композиція цих вод, серед яких зустрінуті різні геохімічні типи, але переважають гідрокарбонатно-хлоридні натрієві чи кальцієво-натрієві (гідрокарбонатнонатрієві за В.Сулїним) [51–53, 87, 131].

Води конденсаційного походження при техногенному порушенні первісних гідродинамічних умов покладу можуть змішуватися з пластовими підошовними, краєвими чи проміжними водами. При цьому також утворюються суміші підземних вод різного походження.

Конденсаційні води встановлені в багатьох нафтогазоносних регіонах світу, окрема в усіх нафтогазоносних басейнах України [51, 87]. У Північнопричорноморському ЗНБ такі води були встановлені на суші — в надрах Октябрського нафтового і Західнооктябрського газоконденсатного родовищ на Тарханкутському півострові [50, 41]. Дослідження підземних вод продуктивного горизонту П-ХІ дозволили нам перше встановити наявність конденсаційних вод в акваторії — на Голицинському газоконденсатному родовищі [68, 70]. Проаналізувавши величини ВГФ окремих об'єктів, з яких разом з газом виносилася вода та її хімічний склад і мінералізацію ми встановили наявність двох груп вод: прісних і солонуватих, до 10 г/л, та слабких солянок (понад 10 г/л) [68, табл. 1]. Води першої групи, що надходили із свердловин з високими дебітами газу і низькими ВГФ — від 4,0 до 10,5 см³/м³ віднесені до конденсаційних, суттєво техногенних, які сконденсувалися в сепараторних

установках, а води другої групи — з високими ВГФ : 256 — 745 см³/м³ і учетверо меншими дебітами газу є підземними природними, що сконденсувалися ще до експлуатації покладу.

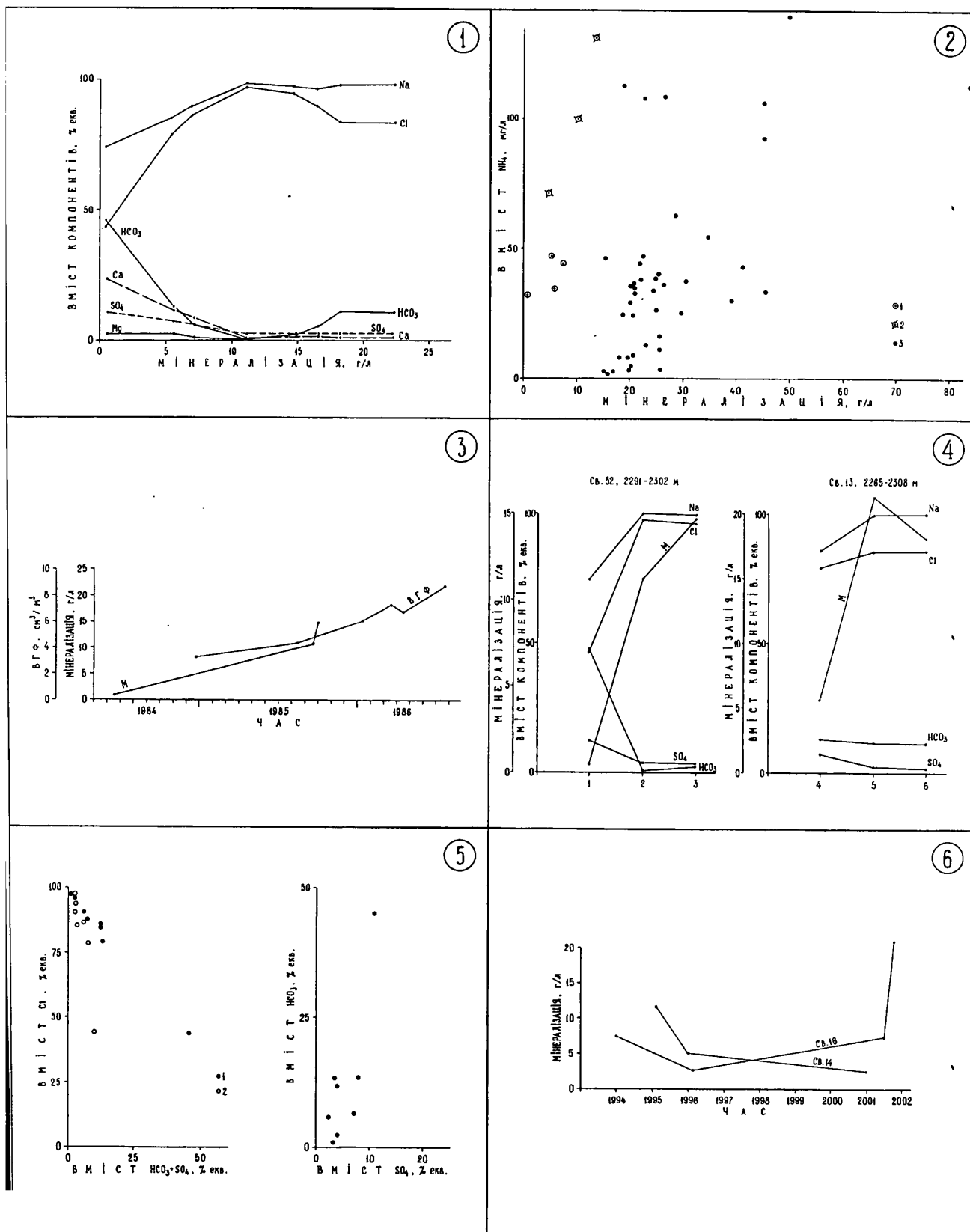
Встановлено, що із зростанням ВГФ підвищується мінералізація вод, зростають вмісти *Na* і *Cl* та зменшуються — *HCO₃* і *SO₄*, води з гідрокарбонатнонатрієвого переходять у хлоркальцієвий тип. Слабко мінералізовані конденсаційні води містять *NH₄* в таких же абсолютних кількостях, як солянки, тому відносний його вміст у конденсаційних водах підвищений (рис. 5.4).

Конденсаційні води встановлені і на Штормовому родовищі. Тут присутні слабко мінералізовані аж до прісних води із середніми значеннями мінералізації 3,1 — 5,9 г/л. Це суміші конденсаційних вод з водами гідрогеохімічного тла. В процесі експлуатації газоконденсатного покладу мінералізація вод, що виносяться разом з газом змінюється. Наприклад, св. № 16 з 1994 р. протягом понад 7 років виносилася вода гідрокарбонатнонатрієвого типу з мінералізацією 2,2 — 6,6 г/л, вмістами *J* 1,8, *Br* 8,0, *NH₄* 43,7 мг/л і тільки останнім часом вона змінилася хлоркальцієвою з мінералізацією 21 г/л. Із того ж горизонту зі св. № 14 03.04.95 отримана вода хлоркальцієвого типу з мінералізацією 12,3 г/л, 06.10.95 — сульфатнонатрієва вода з мінералізацією 5,1, а 08.08.01 — ще менше мінералізована (2,18 г/л) вода хлоркальцієвого типу (див. рис. 5.4, рис. 5.5). У водах пониженої мінералізації визначено низку мікроелементів (табл. 5.8).

Таблиця 5.8

Вміст мікроелементів у підземних водах горизонту П-ХІ Штормового газоконденсатного родовища (мкг/л)*.

Елемент, компонент	Свердловина № 11, 1966,5—2005 м.	Свердловина № 16, 1790—1855 м.	Свердловина № 27, 2339—2499 м.
Загальна мінералізація, г/л	10,2	6,5	7,2
<i>Mn</i>	880	570	720
<i>Fe</i>	1300	1100	133600
<i>Si</i>	830	460	620
<i>Cr</i>	не виявлено	не виявлено	0,14
<i>Ni</i>	те ж	те ж	37,2



5.4 Характеристики конденсаційних вод Голицинського (1 - 5) і Штормового (6) конденсатних родовищ.

на відносних вмістів компонентів хімічного складу вод залежно від мінералізації; залежність вмістів амонію від мінералізації (конденсаційні води: 1 - Голицинського; Штормового родовищ; 3 - пластові води); 3 - зміна мінералізації вод протягом часу експлуатації газу залежно від ВГФ (св. Голицина - 52); 4 - зміни мінералізації і вмісту компонентів хімічного складу вод в свердловинах горизонту П-ХІ Голицинського родовища в процесі експлуатації. 1 - 06. 84; 2 - 20. 09. 85; 3 - 21. 09. 85; 4 - 18. 05. 83; 5 - 18. 01. 84; 6 - 17. 05. 84.

залежності між вмістами Cl і SO₄ та HCO₃ (зліва) та SO₄ і HCO₃ в водах. 1 - Cl - HCO₃:

Продовження таблиці 5.8

<i>Mo</i>	“	“	148
<i>Y</i>	“	“	52
<i>La</i>	230	52	144
<i>Cu</i>	<0,1	<0,1	32
<i>Ag</i>	не виявлено	не виявлено	16,6
<i>Ti</i>	322	65	207
<i>Zr</i>	не виявлено	не виявлено	35
<i>Ba</i>	2600	100	2900
<i>Sr</i>	2000	150	3300
<i>J</i>	3000	1800	1400
<i>Br</i>	21300	8000	10700
<i>NH₄</i>	100000	43700	72000

*за даними лабораторії відділу нафтогазової гідрогеології, геохімії і охорони підросфери ІГГГК НАН України та НАК”Нафтогаз України”(аналітик В.Г.Гаєвський)

Водно-газовий фактор перелічених вище свердловин свідчить про те, що у струмені газу виносяться підземні конденсаційні води, як це спостерігалось і на Голицинському родовищі при експлуатації цього ж горизонту [68]. Про те, що слабо мінералізовані води нижньопалеоценових відкладів не є інфільтрогенними свідчать НГПТ та хімічний склад цих вод, зокрема збагаченість бромом.

За уявленнями [27, 29, 80, 81 та ін.] формування вуглеводневих систем відбувається на великих глибинах, за деякими даними поза межами осадової товщі. Насичення цих систем водою і, зокрема, парогазових сумішей проходить за наявності вільної води, тобто принаймні в низах стратисфери. На цих глибинах у Північнопричорноморському ВНБ температури сягають понад 250°C, а пластові тиски не менші за 80 МПа. Середні термобаричні параметри горизонту П-ХІ Голицинського Штормового родовища складають, відповідно, 112 і 54°C та 25,9 і 35,3 МПа [4], а вологонасиченість метану — 6,5 та 0,97 г/лм³. [51, стор.14]. Вологонасиченість метану у підшві осадової товщі близько 95 г/лм³. Отже різниця вологонасиченостей газу цих родовищ складає 88,5 та 94 г/лм³. Саме такі кількості конденсаційної води виділилися вільну фазу з кожного кубічного метра при остиганні парогазової суміші в покладах. Виходячи із запасів газу в родовищах отримуємо загальну кількість прісних конденсаційних вод на Голицинському родовищі — 0,8·10⁶т, а на Штормовому — 1,56·10⁶т. Така кількість прісних вод у надрах газових родовищ зумовила зменшення

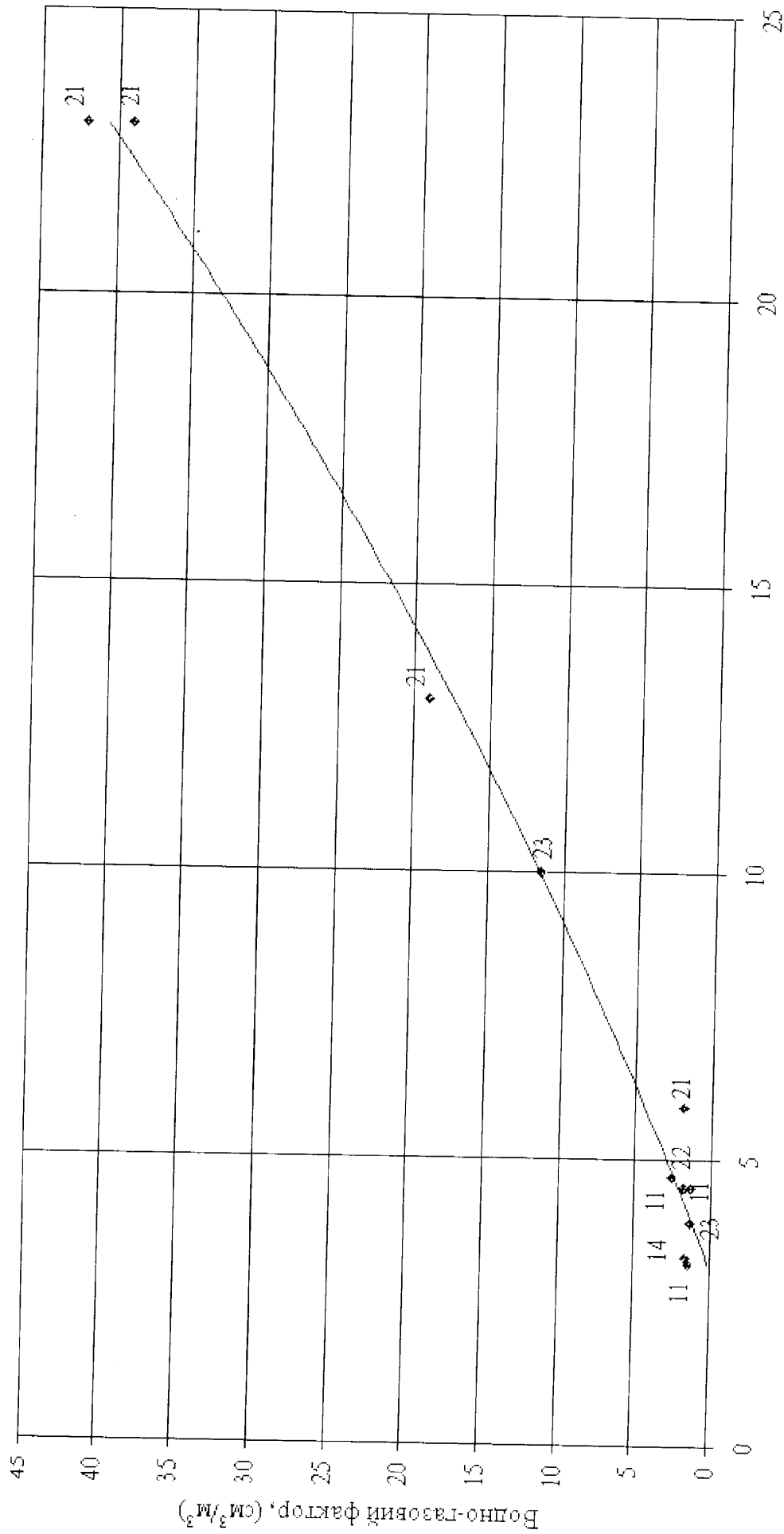


Рис.5.5 Залежність мінералізації підземних вод горизонту II-XI Шормового родовища від водно-газового фактора у свердловинах Шормового родовища.
Цифрами позначені номери свердловин.

мінералізації вод геохімічного тла і вплинула на їх хімічний склад. В той же час в цих покладах у парогазовій фазі залишилося відповідно 58,8 та 16,4 тис.тонн води, частина якої конденсуватиметься при експлуатації у стовбурах свердловин, сепараторах тощо.

Висновки :

1. Законтурні води газових покладів у неогенових і майкопських пластах належать до хлоркальцієвого типу з мінералізацією 38—74 г/л. Підшовні й законтурні води палеоценового пласта П-ХІ гідрокарбонатнонатрієві з мінералізацією 17 — 31 г/л. Води обох типів відносно збагачені NH_4 .
2. Серед підшовних вод присутні слабо мінералізовані, а часом прісні (0,5 — 2,8 г/л) води конденсаційного походження, утворення яких зумовлене розділенням парогазової суміші при її остиганні в покладі.
3. Нахил поверхні ГВК покладу в горизонті П-ХІ Штормового родовища, найімовірніше, зумовлений потоком пластових вод, але співвідношення кутів нахилів поверхонь ГВК і покрівлі пласта свідчить про відсутність умов, сприятливих для гідромеханічного руйнування покладу.
4. Виходячи з часу, потрібного для цілковитого біохімічного окиснення метану у цьому покладі, вік останнього оцінюється, приблизно, у 8 — 10 млн. років (ранній пліоцен).
5. Приведені пластові тиски в газових покладах акваторії перевищують гідростатичні в майкопських відкладах на 5—18%, в палеоценових і верхньокрейдових — на 8 — 60%, зростають з глибиною, а по латералі — в міру наближення до найугнутіших ділянок ВНБ (Михайлівська западина).

РОЗДІЛ 6

ПРИРОДА І УМОВИНИ ФОРМУВАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Фундаментальна проблема походження підземних вод нафтових і газових родовищ понад століття розглядається в працях, головним чином, гідрогеологів і гідрогеохіміків – нафтовиків з огляду на її важливість для вирішення питань геології нафти і газу [1, 5, 16, 42, 43, 46, 47, 51, 114, 115, 126, 129 та ін.]. Незважаючи на це окремі сторони проблеми все ще залишаються дискусійними, тому кожне комплексне дослідження гідрогеології і гідрогеохімії конкретних нафтогазоносних ВНБ (особливо поки що слабо вивчених субаквальних) є певним внеском в теорію підземних вод взагалі.

З усіх наявних гіпотез походження підземних вод глибоких горизонтів нафтогазоносних ВНБ найкраще з гідрогеохімічного боку опрацьована гіпотеза седиментогенних, а точніше, літогенних вод [6, 10, 42—44, 52, 114, 129 та ін.]. Уявлення про таласогенну природу переважної частини глибоких вод нафтогазоносних ВНБ базуються на взаємозв'язках основних геохімічних показників співвідношень аніонів і катіонів та мікроелементів) в підземних і морських водах на різних етапах концентрування (збільшення мінералізації) останніх, на подібності хімічних складів гравітаційно-рухомих підземних вод в породах-колекторах і фізично зв'язаних вод (порових розчинів) водотривких, головним чином, пелітових товщ (властивих і Північнопричорноморському ВНБ [52, 120]), на залежності мінералізації та хімічного складу вод від літолого-фаціальних особливостей материкового чохла тощо [52, 115 та ін.]. Деякі характеристики хімічного складу підземних вод, що успадковуються від вод морського басейну седиментації мало змінюються в процесі літогенезу. Зміни ж інших параметрів пояснюються фізико-хімічними процесами всередині водоносної товщі (окиснювально-відновні, іоннообмінні, аутигенне мінералоутворення та ін.).

Стосовно окремих частин Північнопричорноморського ВНБ різні аспекти формування іонно-солевого і мікрокомпонентного складів підземних вод з окреслених вище позицій висвітлювалася в працях А.Є.Бабинця, К.С.Гавриленко, Л.Д.Галян, І.М.Доленко, В.В.Колодія, К.І.Макова, Т.П.Сиван, А.С.Тердовидова, О.Д.Штогрин та ін. [6, 50, 55 —57, 87, 120, 140, 141, 143]. Вони базувалися на матеріалах вивченої на той час бурінням суходільної частини ВНБ.

На думку дослідників [2, 6, 22, 132, 143] області інфільтраційного живлення підземних вод Північнопричорноморського ВНБ розташовані на схилах Українського щита і Гірського Криму та його передгір'їв. У найзануренішій частині басейну (Північнокримський прогин) прогнозувалася наявність області елізійного живлення басейну седиментогенними водами. Була встановлена також наявність на родовищах суходолу специфічних слабо мінералізованих підземних вод конденсаційної генези, генетично зв'язаних із формуванням і подальшим існуванням вуглеводневих покладів [50].

Гідрогеологічні умовини північно-західного шельфу Чорного моря розглядалися у небагатьох працях [68, 98]. Походження й механізми формування імічного складу підземних вод в них спеціально не розглядалися, за винятком нашої публікації [68], де обґрунтовується конденсаційна генеза частини вод палеоценового комплексу Голицинського ГКР.

На основі аналізу й узагальнення отриманих за минулі 25 років даних про імічний склад підземних вод акваторії Північнопричорноморського ВНБ нами зроблена спроба встановити походження і з'ясувати можливі процеси формування їх імічного складу. Поштовхом до таких досліджень було нагромадження гідрогеологічної і гідрогеохімічної інформації про північно-західний шельф Чорного моря і перспективність пошуків тут нафти і газу. З'ясування природи і геохімічних особливостей підземних вод має суттєве значення для реконструкції умовин формування та збереження вуглеводневих покладів і, отже, для комплексної оцінки перспектив нафтогазоносності акваторії.

В основу висновків про природу підземних вод акваторії ліг системний аналіз макро- і мікроелементного і газового складу підземних вод, висвітлений в розділі 3, та деякі постулати, що випливають із порівняння підземних вод водоносних комплексів з водами сучасних Чорного моря і Світового океану. [43, 44, 47]. Найсуттєвішим з них є положення про подібність хімічного складу вод Світового океану протягом, принаймні, мезокайнозою.

Оскільки єдиним джерелом Br в підземних водах вважається морська вода, у якій він нагромаджується разом з Cl , значення Cl/Br близькі або менші за 240—300 (середні значення для морської води) свідчать про таласогенну природу підземних вод. Про те ж може свідчити відхилення коефіцієнта метаморфізації вод (rNa/rCl) від 0,86—0,88 (його значення у воді Чорного моря) в більшу чи меншу сторони.

Сучасні океанічні й морські води за хімічним складом належать до сульфатно-хлоридного магнієво-натрієвого типу (хлормагнієвого), а води морського походження, які метаморфізувались в підземних умовах – переважно до хлоридного кальцієво-натрієвого (хлоркальцієвого за В.Сулїним). Інфільтрогенні води Північночорноморського ВНБ мають дуже строкатий іонно-сольовий склад, проте за класифікацією В.Сулїна переважна їх більшість належить до гідрокарбонатнонатрієвого або сульфатнонатрієвого типів. Зустрічаються також води хлормагнієвого типу (гідрокарбонатні або сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві або кальцієво магнієві, рідко хлоридні натрієві) [22].

Отримані на північно-західному шельфі Чорного моря підземні води характеризуються загальною мінералізацією від 16 до понад 100 г/л; Cl/Br від 54 до 658; rNa/rCl від 0,75 до 1,22. Тут встановлені води усіх генетичних типів за В.Сулїним, але переважають хлоркальцієві та хлормагнієві. Гідрокарбонатнонатрієві води займають підпорядковане положення щодо усього розрізу, але досить помітне перед вод нижньопалеоценового комплексу. Сульфатнонатрієві, що також складають велику частку загальної вибірки, переважають серед вод нижньокрейдного і верхньокрейдного комплексів (див. рис. 3.9).

Води, отримані з продуктивних нижньопалеоценових відкладів ГКР, мінералізація яких в процесі експлуатації зростала від 0,5 до 15—20 г/л, а хімічний склад змінювався від сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатного кальцієво-амонійно-натрієвого до хлоридного натрієвого. Це конденсаційні води, генетично пов'язані з газоконденсатними покладами [51, 52, 70, 91, 127, 131 та ін.].

Як вказувалося вище, гідрогеохімічному розрізові акваторії Північнопричорноморського ВНБ притаманна інверсія: зменшення, починаючи від майкопського водоносного комплексу, величини загальної мінералізації із стратиграфічною і гіпсометричною глибинами. Найсоленіші води залягають у верхніх частинах розрізу до глибини близько 1000 м, а найменше мінералізовані (в середньому) — в базальному горизонті і в нижньокрейдовому водоносному комплексі на різних глибинах (до понад 3600 м). Значення rNa/rCl і $rNa/rCl, Cl/Br, SO_4/100/rCl$, що є найближчими до цих співвідношень у морській воді, характерні для вод майкопу і неогену – 0,79 – 0,91 і 54 – 355. Води верхньокрейдового, палеоценового і еоценового комплексів за цими показниками поділяються на дві групи: до однієї належать води з величинами Cl/Br і rNa/rCl , близькими до морської води (173 – 322 і 0,85 – 0,94); до другої – з більшими їх величинами (434 – 517 і 1,19 – 1,22).

Води базального горизонту і нижньокрейдового комплексу відрізняються від інших тим, що в них значення згаданих коефіцієнтів коливаються від 464 до 1658 і від 0,87 до 1,06 відповідно. У базальному горизонті і відкладах нижньої крейди виявлені води сульфатнатрієвого і хлормагнієвого типів; в карбонатних комплексах від верхньокрейдового до еоценового — усіх чотирьох типів (у верхній крейді і нижньому палеоцені – гідрокарбонатнатрієвого, хлоркальцієвого, хлормагнієвого і перехідного від сульфатнатрієвого до гідрокарбонатнатрієвого, еоцені і майкопі – хлоркальцієвого і хлормагнієвого; в неогені – хлоркальцієвого (аденій) і хлормагнієвого (понтійський і кузьницько-кімерійський яруси).

Аналіз розподілу вмістів компонентів хімічного складу підземних вод різних водоносних комплексів акваторії Північнопричорноморського ВНБ та характерних гідрогеохімічних співвідношень, таких, як Cl/Br , rCa/rMg , rNa/rCl , $(rCl-rNa)/rMg$, $(rNa+rMg)/rCa$ з урахуванням основних подій її геологічного і гідрогеологічного розвитку свідчить про те, що води майкопського і неогенового водоносних комплексів належать до седиментогенних таласогенних, причому води неогену найменше відрізняються від вод сучасного Чорного моря (див. табл. 3.4). Зростання загальної мінералізації і метаморфізація вод відбувались в умовах гідрогеологічної закритості надр, про що свідчать дослідження іонно-сольового і мікроелементного складів порових розчинів майкопської товщі [52, 120]. На процеси перетворення похованих морських вод вказують високі значення їх загальної мінералізації та, часто менші, ніж у морській воді, значення коефіцієнтів Cl/Br , rNa/rCl , $r(Na+rMg)/rCa$ та більші – rCa/rMg , $SO_4/100/rCl$.

Серед процесів, що зумовили зростання мінералізації і перетворення хімічного складу підземних вод можна вказати на фільтрацію через напівпроникні мембрани при ущільненні глинистих порід (фільтраційний ефект), збагачення вод Ca за рахунок Mg в процесі постседиментаційної доломітизації вапняків або диспергованих в теригенних породах карбонатів, катіонного обміну з поглиненим комплексом порід, що ведуть до формування хлоридних кальцієво-натрієвих солянок. Редукція SO_4 з еквівалентним нагромадженням у воді HCO_3 , низькотемпературний гідроліз карбонатів, високотемпературна дегідратація глинистих порід зумовлюють зменшення мінералізації і утворення сульфатно-хлоридних натрієвих (сульфатнатрієвих) та гідрокарбонатно-хлоридних натрієвих (гідрокарбонатнатрієвих) вод глибинної генези. Зокрема, факт доломітизації вапняків засвідчує наявність кристалів доломіту в розрізі верхньої крейди Північнопричорноморського ВНБ [133 — 135].

Сульфатнатрієві води базального і нижньокрейдового водоносного комплексу найімовірніше є давньоінфільтрогенними. Про це свідчить зменшення в підземних

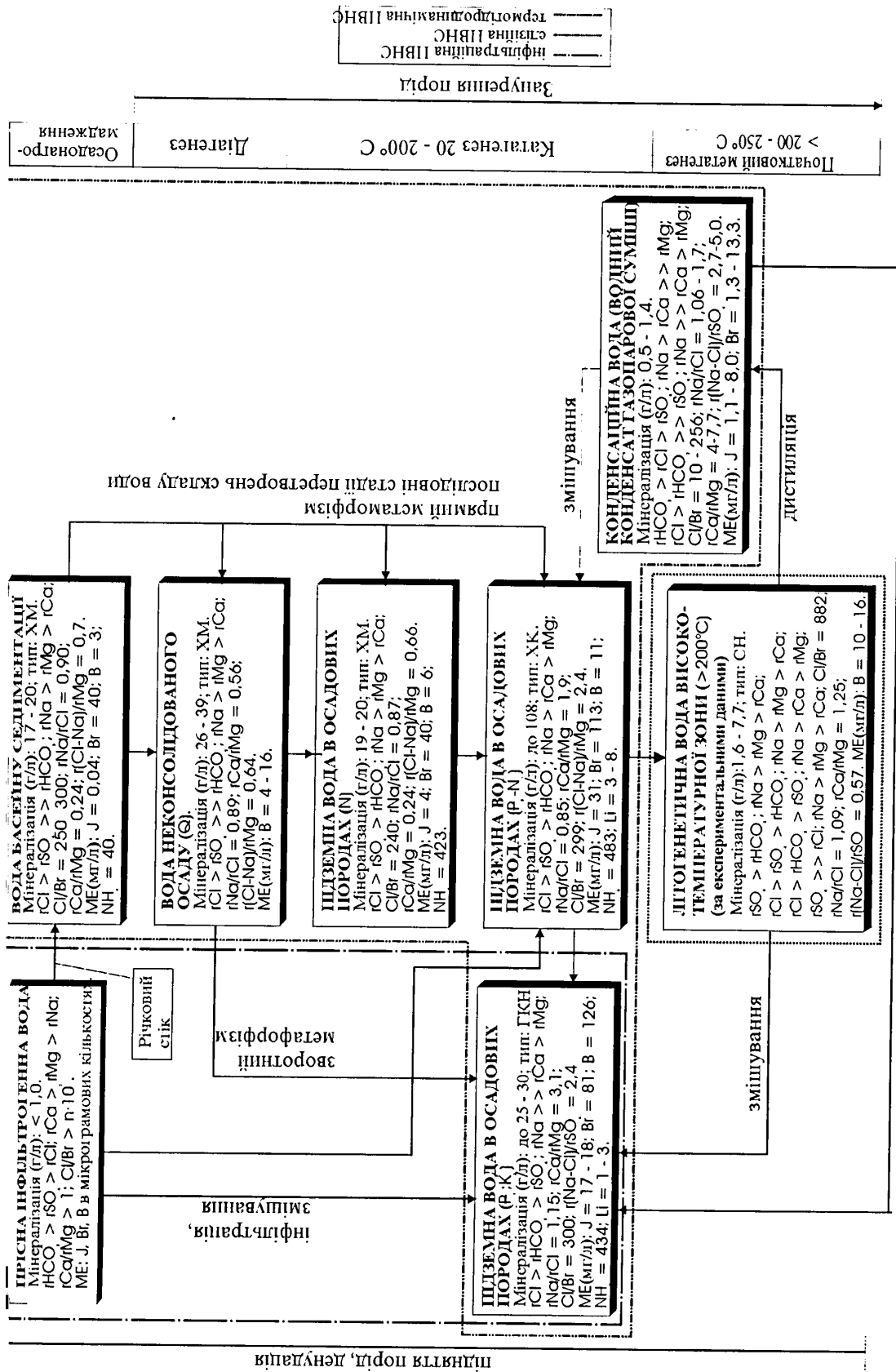


Рисунок 6.1 Схема формування підземних вод різних типів в акваторії північнопричорноморського ВНЕ міграція газопарової суміші; змішування вод

водах цих комплексів значень показників метаморфізації rCa/rMg , $r(Cl-Na)/rMg$ і збільшення Cl/Br порівняно з водами верхньокрейдового комплексу.

Сучасна інфільтрація з боку суходолу метеогенних вод на глибини понад 2000—3000 м через гідродинамічні бар'єри елізійної ПВНС неможлива, але вона могла реалізовуватись на континентальних інфільтраційних етапах розвитку ВНБ у передранньо- і передпізньокрейдний час, про що свідчать тривалі континентальні умовини, відзначені глибокою денудацією порід (див. рис. 1.1; 1.3—1.5).

Основними процесами формування хімічного складу вод докрейдного і нижньокрейдного комплексів могли бути: вилуговування порід; змішування інфільтрогенних прісних чи солонуватих вод з таласогенними; змішування цих вод з водами високотемпературної дегідратації глинистих порід [52] з утворенням неінфільтрогенних сульфатнатрієвих і гідрокарбонатнатрієвих вод (рис. 6.1).

Води гідрокарбонатнатрієвого типу з мінералізацією 25 — 30 г/л верхньокрейдного і палеоценового водоносних комплексів складають значну частину проб. Вони проявляються локально як гідрогеохімічні аномалії, які властиві багатьом нафтогазоносним ВНБ [52]. Ці води також належать до седиментогенних [55 та ін.], що підтверджується, переважно близькими до морських вод значеннями характерних співвідношень компонентів іонно-сольового складу. Середні значення Cl/Br в них такі ж, як у водах хлоркальцієвого типу, близькими є й середні відносні місти J , Br і NH_4 (див. табл. 3.9), що суперечить існуючим припущенням про їх метеорне походження. Середня мінералізація цих вод знаходиться в межах, властивих морським водам. Крім того, палеоценові відклади в акваторії регіонально звоносні і на мінералізацію, іонно-сольовий та мікроелементний склад вод суттєво вплинули наявні в підшві покладав газу конденсаційні води. Вони сприяли зменшенню мінералізації пластових вод гідрогеохімічного тла і їх збагаченню мікроелементами і компонентами ВРОВ [68] (див. вище розділ 5.8).

Формування іонно-сольового складу гідрокарбонатнатрієвих вод, на нашу думку, відбувається в умовинах гідрогеологічної ізольованості, без безпосереднього

впливу інфільтраційних метеогенних вод. Можна припустити незначний вплив інфільтраційних процесів, обмежений окремими підняттями-островами під час нетривалих континентальних етапів.

Соленість вод морського басейну в ранньому палеоцені була ненабагато вищою за сучасну, $rSO_4/100/rCl$ — таким же, а rNa/rCl близьким до 1,0. Внаслідок змішування такої води з прісною конденсаційною, збагаченою HCO_3 утворилася гама слабкомінералізованих підземних вод, наявна в надрах газоконденсатних родовищ. Про локальність цього явища свідчить зростання ступеню мінералізації вод до периферії складок.

Найнадійніше гідрогеологічно ізольованими є майкопські відклади, що сприяло збереженню в резервуарах метаморфізованих таласогенних вод. В цьому водоносному комплексі маломінералізованих конденсаційних вод, не встановлено як і вод гідрокарбонатнонатрієвого типу взагалі. Останнє свідчить про те, що температура у цій товщі була недостатньою для такого високого ступеня дегідратації плинистих порід, коли відтискаються слабо мінералізовані порові розчини [52, 120].

Висновки:

1. Гідрогеохімічна зональність Північнопричорноморського ВНБ сформувалася в процесі його геологічного розвитку, протягом якого переважали елізійні етапи формування седиментогенних вод.
2. Запаси підземних вод поповнювалися за рахунок ущільнення порід і перетворення слабо зв'язаних вод на гравітаційно рухомі та відтискання їх в колектори.
3. При зануренні порід в область температур понад $200^{\circ}C$ дегідратація теригенних порід (юра, нижня крейда) викликала перехід у вільний стан доти міцно фізично і хімічно зв'язаних з породами (мінералами) літогенних вод. При цьому зменшувався ступінь мінералізації вод, вони поновно збагачувалися SO_4^{2-} , аж до утворення сульфатно-хлоридних натрієвих (сульфатнонатрієвих) вод. Відновлення SO_4^{2-} і утворення HCO_3^-

супроводжувалося зменшенням відносних вмістів Ca^{2+} і Mg^{2+} та переходом води у гідрокарбонатно-хлоридний натрієвий (гідрокарбонатнонатрієвий) тип, чому сприяло відновне геохімічне середовище апт-альбського комплексу [26].

4. На інфільтраційних етапах, головним чином в базальному горизонті і нижньокрейдовому водоносному комплексі, могли формуватися інфільтрогенні (палеоінфільтрогенні) води, які змішувалися з первинними седиментогенними. Це супроводжувалося зменшенням мінералізації останніх і вмісту в них таласогенних мікрокомпонентів (J , Br , NH_4 , Li та ін.).
5. Сучасна інверсійна вертикальна гідрогеохімічна зональність зумовлена літологічними особливостями розрізу та умовами дегідратації порід і, частково, газопарових сумішей.

РОЗДІЛ 7

ГІДРОГЕОЛОГІЧНА МОДЕЛЬ ФОРМУВАННЯ ГАЗОВИХ РОДОВИЩ В АКВАТОРІЇ ВОДОНАПІРНОГО БАСЕЙНУ.

Проблема формування покладів нафти і газу тісно пов'язана з питаннями їх розміщення в нафтогазоносних басейнах, тому має не тільки теоретичне, але й практичне значення. Вона дискутується протягом дуже тривалого часу, причому значна кількість праць присвячена також родовищам Північнопричорноморського ВНБ [12, 30, 37, 50, 53, 67, 75, 81, 102, 104, 108, 117, 118, 132, 150 та ін.].

Часто підходи до вирішення цієї проблеми залежать від поглядів дослідників на походження нафти і природного газу, тому дуже важливим є аналіз і узагальнення комплексу наявних об'єктивних даних — геологічних, гідрогеологічних та геохімічних.

Природні вуглеводневі гази, у порівнанні з нафтою, мають певні фізико-хімічні особливості, залежні від термобаричних умовин знаходження, які впливають на їх міграцію і нагромадження в пастках. Сюди відносяться стискуваність газу, його досить висока розчинність у воді і здатність розчиняти воду, а стосовно метану та неуглеводневих складових природного газу — можливість утворюватися різними шляхами, із різних вихідних речовин, за найрізноманітніших термобаричних і геохімічних умовин, утворення полігенних змішей, складові яких можуть мати власну геохімічну історію (мантійний і коровий гелій, атмосферний і радіогенний аргон, мікробіологічний, термокatalітичний і абіогенний (мантійний) метан, атмосферний, біогенний і ендогенний азот і CO_2 тощо).

Важливим для судження про формування покладів газу в акваторії Північнопричорноморського ВНБ є те, що газові поклади, **без огляду на вік колекторів**, не зустрічаються на глибинах, менших за 500, а газоконденсатні — 900 м. Промислові поклади нафти в акваторії Північнопричорноморського ВНБ досі не відкриті.

Встановлено також, що газоконденсатні поклади належать до склепінних, масивно-пластових, найчастіше диз'юнктивно порушених і закономірно перекриваються покрішками, які залягають неузгоджено на пластах-колекторах [4, 67 та ін.]. Цей зв'язок пояснюється утворенням в палеоценових і верхньокрейдових карбонатних породах вторинної локальної пустотності, ймовірно гіпергенного походження. Завдяки цьому після її перекриття флюїдотривкими породами утворилися нижньопалеоценові резервуари майбутніх газоконденсатних покладів. Прикметно, що, за винятком одного, усі досі відомі поклади у карбонатних резервуарах диз'юнктивно порушені, тоді як поклади в резервуарах майкопської світи пластові склепінні, непорушені, але часто обмежені літологічно [4, 107 та ін.].

На думку багатьох дослідників промислова нафтогазоносність басейнів пов'язується з рифтами і надрифтовими структурами, зокрема з прирозломними зонами, що їх окреслюють [117, 136, 150 та ін.]. Такий зв'язок розглядається, як генетичний: прихильники осадово-міграційної гіпотези утворення вуглеводнів вбачають його у впливові високих теплових потоків в рифтогенах на перетворення РОР у вуглеводні (Б.О.Соколов, В.Ю.Хаїн [136] та ін.), а прибічники мінерального мантійного походження останніх — у зв'язку цих структур з процесами в мантії і стимулюванні там синтезу вуглеводневих сполук (Е.Б.Чекалюк, Г.Н.Доленко, Г.Ю.Бойко [27, 29, 150] та ін.). І перші, й другі розглядають зони глибинних розломів рифтогенів, як шляхи міграції нафти і газу. З огляду на це промовистою є приуроченість газоконденсатних покладів акваторії Лівнічнопричорноморського ВНБ до бортових, ускладнених розломами, зон Десько—Джанкойського рифтогену [123, 150].

Суттєвою ознакою для судження про спосіб формування газових покладів є ступінь газонасиченості підземних вод, або обернена величина — її дефіцит, тобто відношення фактичної до гранично можливої (за даних термобарних умов) газонасиченостей. Гранична насиченість вод газом при зменшенні пластового тиску у водонапірній системі (наприклад, внаслідок висхідних тектонічних рухів),

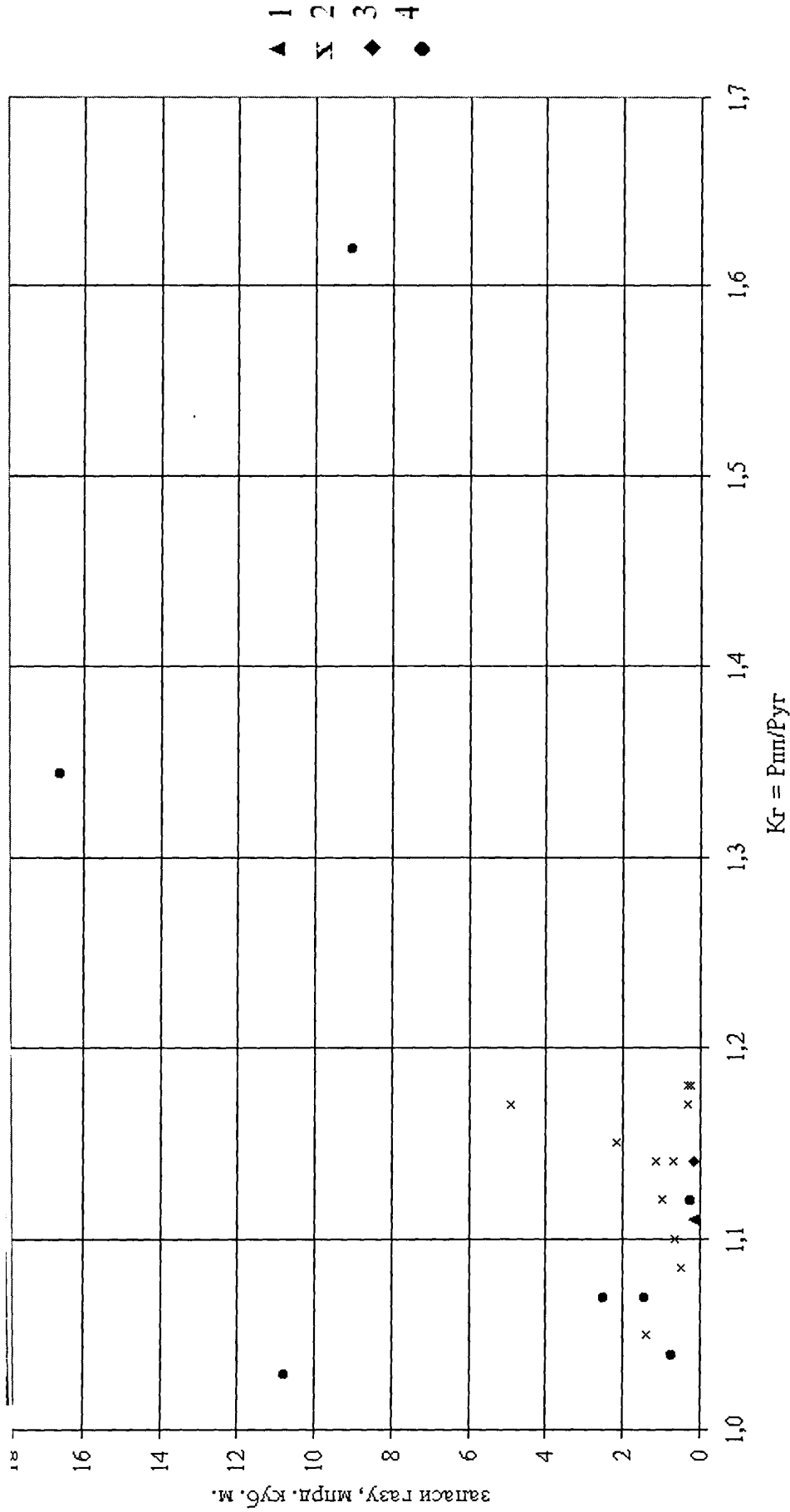


Рис.7.1 Залежність запасів газу ГР і ГКР Північнопричорноморського ВНБ.
Поклади у відкладах: 1 - міоценових, 2 - майкопських, 3 - еоценових, 4 - палеоценових

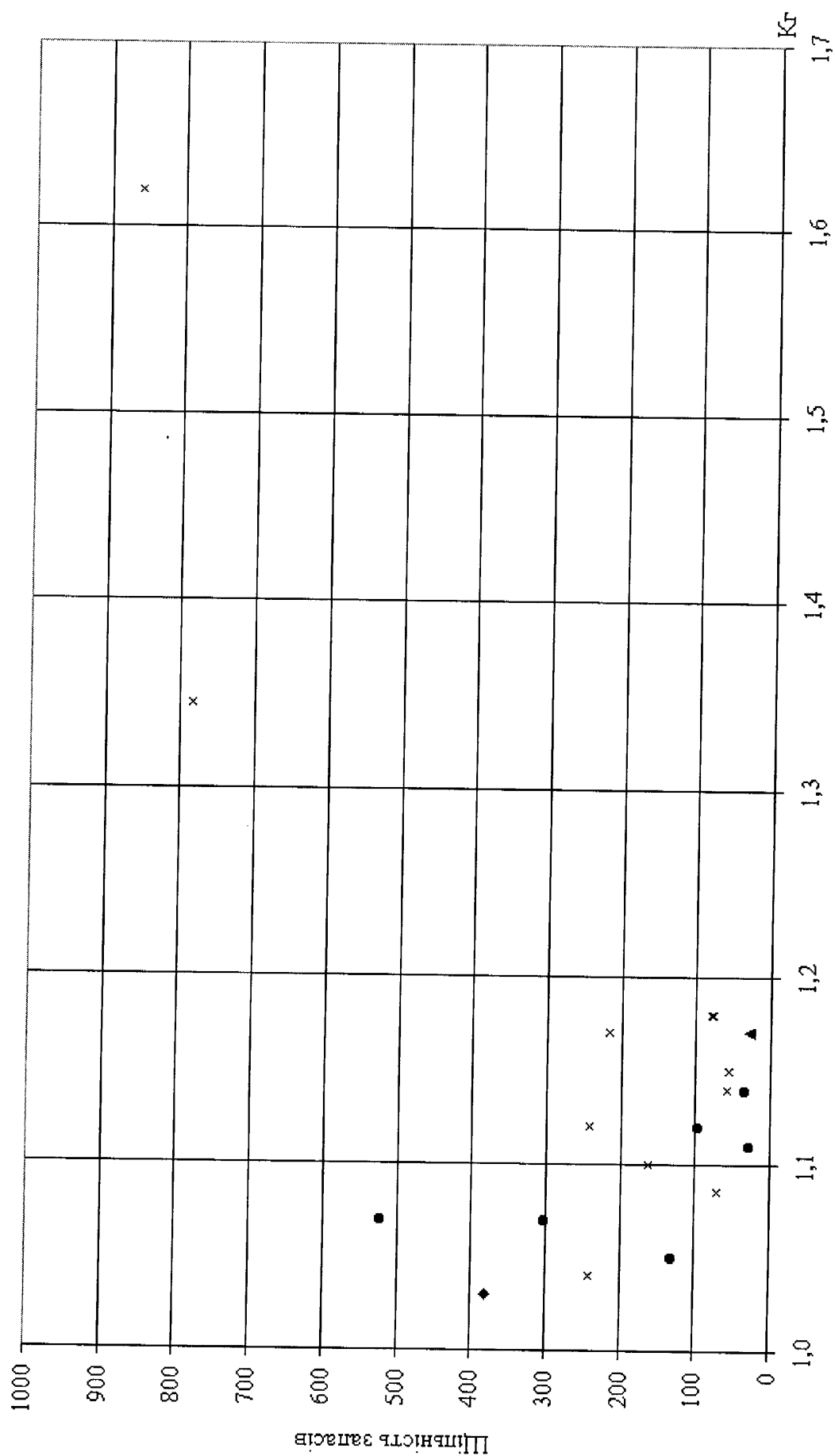


Рис.7.2 Залежність між щільністю запасів газу і Кг.
Умовні позначення див. рис. 7.1.

на думку дослідників, сприяє їх дегазації і утворенню скупчень вільного газу [71, 72 та ін.].

Північнопричорноморський ВНБ в межах акваторії характеризується дефіцитом газонасиченості підземних вод, що в середньому на усіх площах складає 54,2% — на промислово газоносних підняттях 49, а на непродуктивних 60%. На продуктивних структурах значення коефіцієнта пружності $K_{пр} = P_{газ} / P_{пл}$ понад 0,70 охоплюють 26,3% усіх визначень, а на непродуктивних — тільки 5,9. Значення $K_{пр}$ понад 0,75 встановлені тільки на промислово газоносних структурах, де склали 21% визначень. Найчастіше на продуктивних структурах зустрічаються значення коефіцієнта пружності від 0,5 до 0,7 (36,8% визначень), а на непродуктивних — від 0,3 до 0,5 (35,3%)

Середні значення коефіцієнта пружності ВРГ водоносних комплексів зростають від міоценового до майкопського і палеоценового з 0,35 до 0,54 і 0,55 та зменшуються у верхньокрейдовому і юрському до 0,34 і 0,22 відповідно, що добре узгоджується з промисловою газоносністю майкопу і палеоцену. Проте значно більшими є діапазони коливань значень $K_{пр}$ по латералі для різних інтервалів глибин: 400 — 1000 м від 0,03 до 0,85, 1400—2000 м — від 0,02 до 0,92, 2000—2500 м — від 0,05 до 0,73, 2500—3000 м — від 0,02 до 0,92 та 3000 — 3800 м — від 0,05 до 0,80.

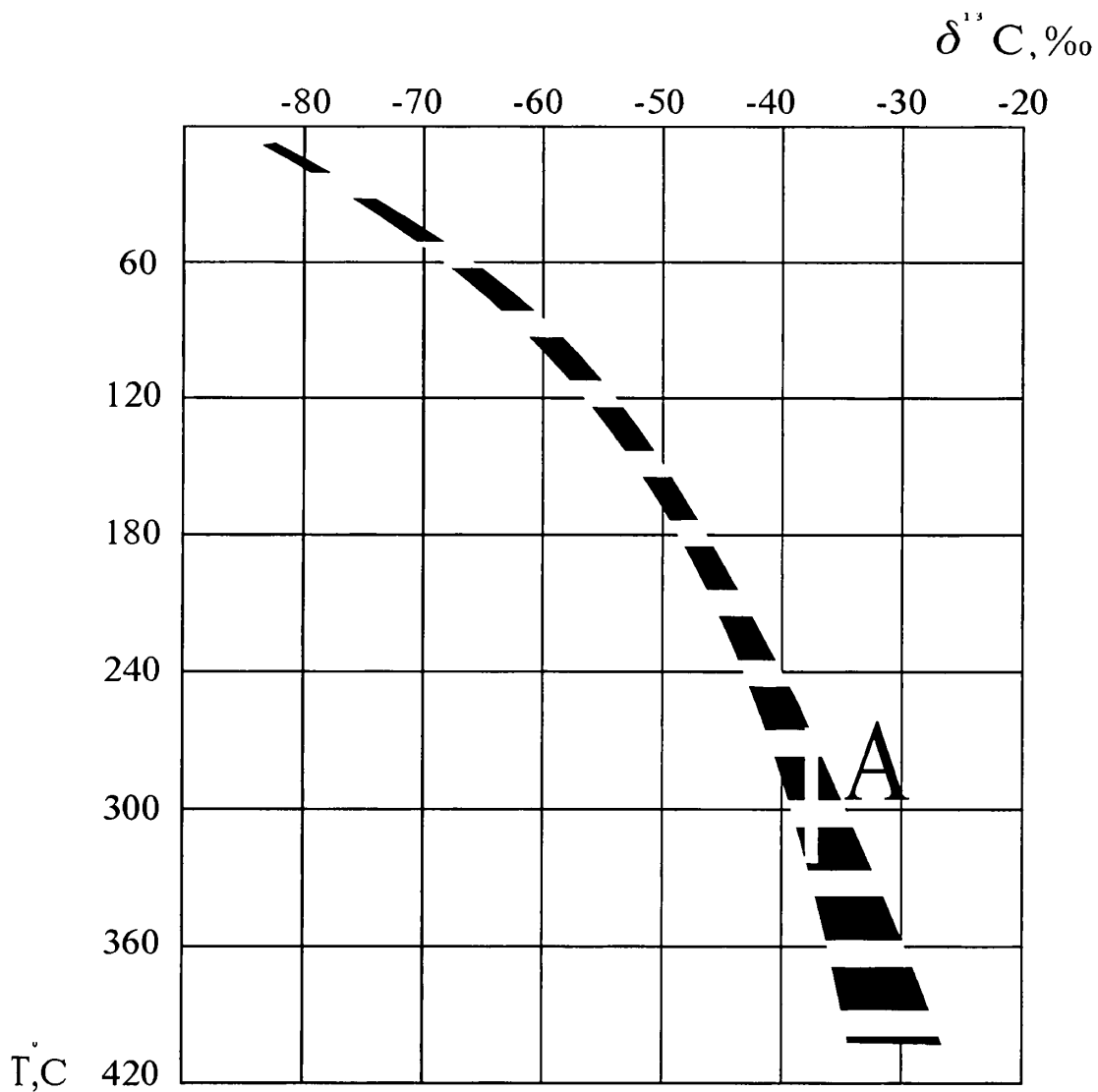
Не простежується будь-якої закономірної зміни $K_{пр}$ і по площі поширення водоносних комплексів в акваторії. У міоценовому вони зростають з півночі на південь від Голицинської і Прадніпровської до структури Сельського, а у майкопському — від Голицинської і Прадніпровської до Флангової і Одеської. Латомість у палеоценовому і верхньокрейдовому комплексах в цьому напрямі $K_{пр}$ ВРГ зменшується. Обидві відзначені особливості свідчать про те, що поле пружностей ВРГ зумовлене локальними, а не регіональними факторами.

Суттєвою є виявлені нами закономірна пряма залежність запасів газу і їх кількості від коефіцієнта гідростатичності K_r тобто їх зв'язок з п'езомаксимумами (рис. 7.1, 7.2). Значення $K_r \gg 1,2$ в газових покладах Дніпровсько-Донецького флішгазоносного ВНБ були встановлені Б.Й.Нудиком (1989).

Крайові води майкопських і еоценових та підшовні води нижньо-палеоценових і верхньокрейдового промислово газоносних резервуарів ГР і ГКР належать до різних генетичних типів за В.Суліним — хлоркальцієвого з мінералізацією 29—72 г/л і гідрокарбонатнатрійового з мінералізацією 21—31 г/л відповідно. Води обох типів збагачені мікроелементами — J , Br , B , NH_4 , деякими компонентами ВРОР, що поряд з підвищеними значеннями K_r свідчить про гідрогеологічну ізольованість газоносних резервуарів і, отже, сприятливі умовини збереження в них покладів.

Найважливішим гідрогеохімічним феноменом, властивим тільки карбонатним палеоценовим і верхньокрейдовим резервуарам є наявність в підшві покладів газу слабо мінералізованих, а часом і прісних вод природного походження. Ці води найчастіше утворюють суміші з підземними водами геохімічного тла і мають конденсаційне походження [50—52, 68, 88, 127]. Їм притаманна незвичайна для глибоких надр низька мінералізація (аж до прісних) та специфічний хімічний склад (наприклад, переважання HCO_3 серед аніонів, відносна збагаченість мікроелементами). Такі води властиві тільки продуктивним пластам і пов'язані із скупченнями вільних вуглеводневих газів генетично: вони є водними конденсатами, що утворилися внаслідок остигання парогазових сумішей в пастках [50, 51, 68 та ін.].

Для визначення природи вуглеводневих газів, зокрема метану, використовують відмінності в ізотопному складі вуглецю їх молекул. Значення $\delta^{13}C$ метану пласта І-ХІ Голицинського ГКР становить $-3,62\%$, що згідно з даними Е.М.Прасолова, З.А.Лобкова і В.П.Якуцені [74], відповідає $\delta^{13}C$ метану, що утворився шляхом ієструкції РОР при $270-330^\circ C$ (рис. 7.3). Саме такого порядку температура прогнозується в нижньокрейдових відкладах Михайлівської западини, занурених на глибини 8—10 км, котрі можуть бути джерелом вуглеводневого газу для верхньокрейдового і палеоценового комплексів. Така можливість ґрунтується на тому, що серед нижньокрейдових відкладів акваторії присутні породи орносланцевої субформації, збагаченої $C_{орг}$ (в середньому $1,243 - 1,481\%$), які



Зачорнені поля розкиду фігуративних точок. А - температурні межі утворення метану нижньопалеоценового покладу Голицинського ГКР. За даними Е.М. Прасолова та ін. [74] зі змінами і доповненнями.

Рис. 7.3 Залежність $\delta^{13}\text{C}$ метану від температури його утворення.

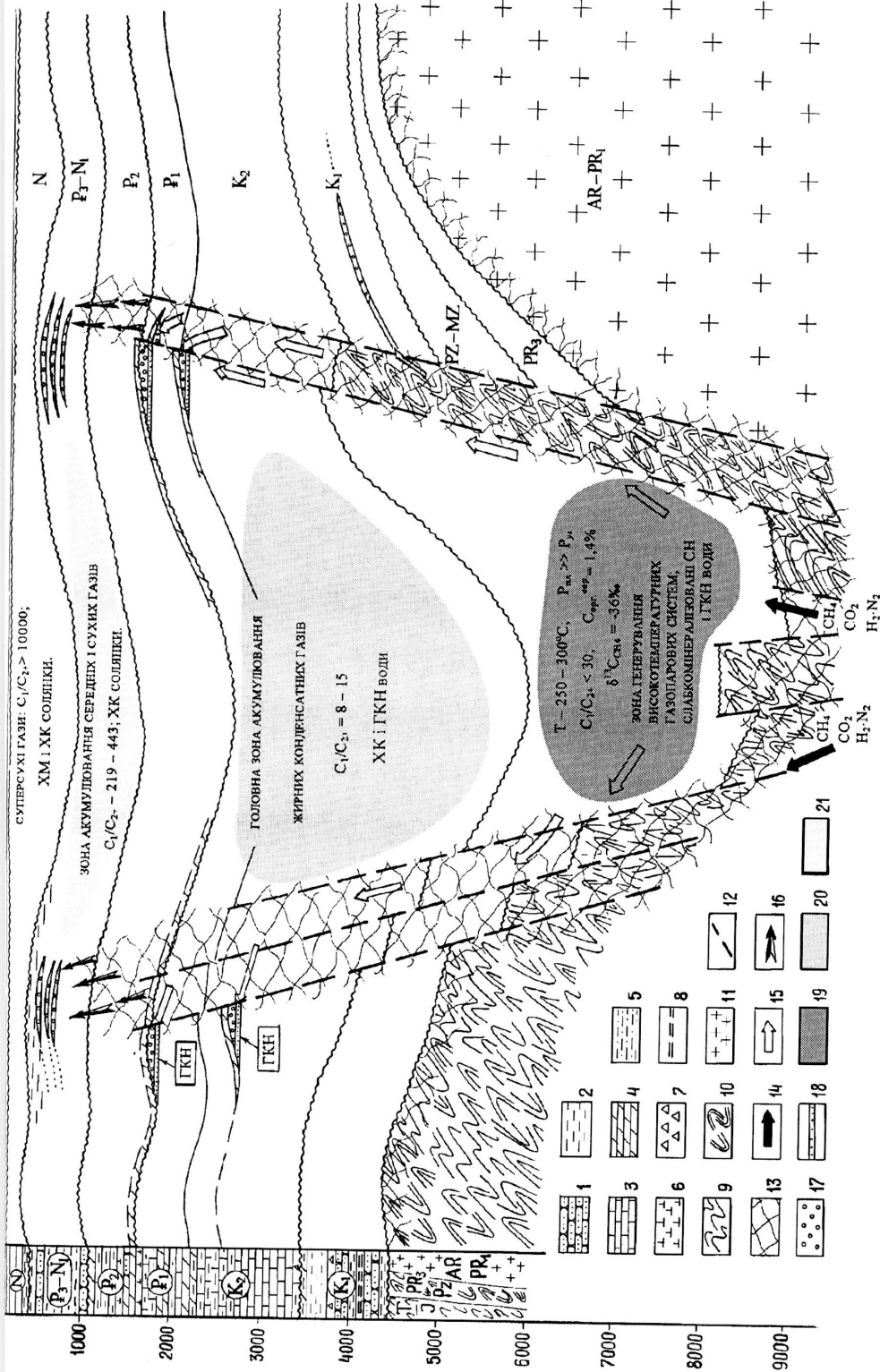
відкладені в застійних відновних умовах моря із високою біопродуктивністю [26].

Згідно наших підрахунків тільки в межах акваторії рифтогена на площі 20 тисяч км² в пелітових різновидах порід нижньої крейди об'ємом $2,8 \cdot 10^{16}$ м³ поховано при середньому вмісті $C_{\text{орг}}$ 1,481% близько $4 \cdot 10^{14}$ т органічного вуглецю. За експериментальними даними, при температурі 270—300°C на генерування метану витрачається 4% валової кількості $C_{\text{орг}}$ [74]. Кількість утвореного метану у цьому випадку складатиме $16 \cdot 10^{12}$ нм³.

Об'єм підземної води у вказаному обсязі порід за пористості 5% складе $2,0 \cdot 10^{12}$ м³. Якби весь генерований газ розчинився у цій кількості води її газонасиченість становила б біля $8,0$ нм³/м³, в той час, коли теоретично можлива газонасиченість в геотермобарних умовах акваторії на глибині 8-10 км коливається від 45-50 до 90-110 нм³/м³ [52,150], а, отже, дефіцит пружності становитиме 82,23—92,73%.

Згідно [72] із наявного у водонапірній системі газу в родовищах нагромаджується не більше, ніж 10%, отже для акваторії Північнопричорноморського ВНБ це становило б $1,6 \cdot 10^{12}$ нм³. На сьогодні в акваторії розвідано дещо більше за $50 \cdot 10^9$ нм³ газу і $1,6 \cdot 10^6$ т конденсату, тобто 3,3% від прогнозованих 1,6 трлн. м³.

Із загального розвіданого об'єму газу $27,2 \cdot 10^9$ нм³ або 51,3% припадає на два поклади в горизонті П-ХІ. Маючи на увазі, що газопарові системи цього горизонта утворились в нижньокрейдовому комплексі при температурах 270-300°C і тисках 120-150 МПа, а їх вологонасиченість коливалася від 110 до 350 нм³, в складі цих систем в палеоценові резервуари було винесено від 3 до 9,5 млн.т водного дистилляту. Після остигання газопарової суміші до сучасних пластових температур практично уся ця кількість пари конденсувалася. В газовій фазі залишилося тільки 87,3 тис. т пари. Отже у рідку фазу при утворенні названих двох покладів у вільну фазу виділилося від 2,9 до 9,4 млн.т води або 6,67 — 98,95% тієї її кількості, що дистилювалася при утворенні газопарової суміші. Ця прісна вода нагромадилася у вигляді облямівки товщиною до 4,0 м під покладом на Голицинському ГКР, та до 7,0 м на Штормовому [51, рис. 41].



Літологічні різновиди порід: 1 - пісковики; 2 - глини; 3 - вапняки; валняки глинисті; 4 - мергелі; 5 - глини піщано-алевритисті; 6 - глини карбонатні; 7 - глини кременисті; 8 - аргіліти; 9 - метаморфічні породи T - J; 10 - метаморфічні породи PR - PZ; 11 - кристалічний фундамент Східноєвропейської платформи; AR - PR; 12 - діз'юнктивні порушення; 13 - зони підвищеної тріщинуватості порід; 14 - міграційний потік підкорових газів; 15 - міграційний потік газопарових систем, утворених мантійними і термокаталітичними газами через карбонатні утворення в зонах розломів і формування поклавів газоконденсатів і облямівок конденсаційних вод; 16 - фільтраційний потік газів через глинисті породи, сорбція важких вуглеводнів і формування поклавів середніх і сухих газів; 17 - газовий поклад; 18 - облямівка конденсаційних вод; 19 - зона утворення високотемпературних газопарових систем; термокаталітичні і підкорові газів; 20 - головна зона акумуляції жирних (конденсатних) газів; 21 - зона акумуляції середніх і сухих газів.

Рис. 7.4 Модель формування газових поклавів в акваторії Північнопричорноморського ВНБ. Опрацювали В.В. Колодій, І.В. Колодій. 2002.

Внаслідок концентраційної дифузії прісної води почали осолонюватися. Залежно від часу і величини коефіцієнтів дифузії утворилася перехідна дифузійна зона, товщиною понад 200 м, у якій мінералізація води змінювалася від менше, ніж 1,0 до властивих гідрогеохімічному фонові 25-30 г/л [51, рис. 74].

З гіпотетичною кількістю вільного газу, що міг утворитися в нижньокрейдовому комплексі і яка становить 1,6 трлн.м³ могло бути винесено від 176 до 560 млн. м³ прісної води. Така її кількість суттєво вплинула на гідрогеохімічні умовини покладів газу.

Завдяки наявності конденсаційних вод стало можливим визначення видів і форм міграції газів, її шляхів та орієнтовного часу заповнення пасток газопаровою сумішшю. Конденсаційні води, таким чином, є гідрогеологічними доказами при обґрунтуванні різних аспектів формування вуглеводневих скупчень. Вони можуть зберегтися в надрах тільки за умовин швидкоплинної вертикальної міграції з високотемпературних джерел утворення газів до пасток із суттєво меншими значеннями температури. Облямівки слабо мінералізованих вод під впливом більш мінералізованого гідрогеохімічного тла нівелюються за порівняно короткі терміни, що не перевищують 10⁷ років [51], тому сама їх наявність свідчить про геологічно недавнє утворення покладу. Наявність конденсаційних вод підтверджує також заповнення пастки вільною газопаровою фазою, а не, наприклад, водним розчином газу, який протягом геологічно тривалого часу приносився латеральними потоками газонасичених вод і багаторазово дегазувався з пастці. Саме такий механізм заповнення пасток газом пропонується прибічниками формування газових покладів за рахунок ВРГ [40, 72 та ін.].

Аналіз гідродинамічних і літологічних умовин акваторії свідчить, що в кожному із водоносних комплексів немає регіонально витриманих водоносних пластів, які могли б зумовити переміщення латеральних трансбасейнових потоків підземних вод. Градієнти напорів вод дозволяють припускати їх рух переважно у субвертикальному напрямку, крізь тектонічно послаблені високопроникні зони. Їх не конче мусять бути зони великоамплітудних диз'юнктивних дислокацій,

швидше зони розуцільнення порід без суттєвих зміщень. Особливо важливу роль такі зони відіграють у карбонатних розрізах верхньої крейди й палеоцену.

В акваторії розвинута сучасна елізійна ПВНС, сприятлива для нагромадження і збереження покладів вуглеводнів. Конфігурація геобарного поля в її межах сприятлива для субвертикального руху флюїдів від найзануреніших частин Михайлівської западини до її периферії. Інфільтраційні водонапірні системи Північнопричорноморського ВНБ розташовані за межами акваторії [25, 26, 30].

На шельфі Чорного моря в межах Північнопричорноморського ВНБ до цього часу встановлена промислова газоносність Одеської, Голицинської, Південноголицинської, Шмідтівської, Штормової, Архангельського і Кримської площ. Газоносними є відклади майкопської серії на шести родовищах на глибинах 520-860 м, нижньопалеоценові на чотирьох родовищах в інтервалі 1570-3000 м, а також неогенові, еоценові та верхньокрейдові, що містять по одному покладу. Усі поклади в нижньопалеоценових відкладах на глибинах 1900—3000 м є газоконденсатними із конденсатним фактором 39—194 см³/м³, за винятком чисто газових покладів на Одеському родовищі в інтервалі 1570—1594 м, гази яких за хімічною характеристикою не відрізняються від газів майкопської серії інших родовищ, що залягають гіпсометрично значно вище.

Зверху вниз із стратиграфічною та гіпсометричною глибинами склад газів змінюється від суперсухих, в яких практично відсутні гомологи метану (коефіцієнт сухості $C_1/C_{2+}=19752$) в міоценових відкладах через сухі гази з K_c від 23 до 220 в пластах майкопу та 14,4 – 7,5 в нижньопалеоценових і верхньокрейдових карбонатних резервуарах. Саме гази двох останніх суттєво багаті гомологами метану до пентанів включно, а поклади класифікуються, як газоконденсатні. Вмісти N_2 та CO_2 , за рідкісними виключеннями, менші за 1% об. Тільки в газах нижнього палеоцену та верхньої крейди вміст CO_2 підвищується до 0-5,5% об. Середній газ із коефіцієнтом сухості 274 у нижньому палеоцені становлений лише на Одеському родовищі на позначці –1675 м.

Цікавим є розподіл запасів газу за величиною K_c : 72,4% складають жирні гази, 15,9 — середні, 11,2 — сухі та 0,5% — суперсухі. Отже жирні гази виразно домінують.

У розрізі осадового комплексу шельфової частини Північнопричорноморського ВНБ за складом газів, як показано вище, виділені чотири газогеохімічні зони: суперсухих газів неогенових відкладів, промислова газоносність яких встановлена на родовищі Архангельського на позначці –601 м, сухих та середніх газів майкопської серії і еоценового горизонту Одеського родовища в інтервалі позначок від –571 до –908 м та жирних конденсатних газів палеоцену і верхньої крейди Штормового, Голицинського та Шмідтівського родовищ. Гази, аналогічні за складом газам другої зони залягають у палеоцені Одеського родовища, але значно глибше: від —1595 до –1675 м. Приблизно на тій же позначці залягають жирні гази палеоценового горизонту Штормового ГКР. Газоносні горизонти Одеського родовища за складом газів, таким чином, дещо відрізняються від інших родовищ акваторії ВНБ, що цілком узгоджується з їх особливим структурно-тектонічним положенням (див. рис. 2.3).

Водорозчинені гази за складом також вуглеводневі — жирні з коефіцієнтом сухості K_c 12 – 30 та середні й сухі з K_c 346 — 463. Як і вільні гази, перші залягають на глибинах понад 1500 м у протерозойських, крейдових і палеогенових відкладах, а другі — в майкопських і неогенових. На відміну від вільних газів, водорозчинені містять значно більше азоту — до 16,9 та діоксиду вуглецю до 6,1% об. Найбільші вмісти азоту притаманні північній прибережній музі водонапірного басейну (Тендрівська та інші площі).

Дефіцит пружностей водорозчинених вуглеводневих газів по площі газоносних комплексів суперечить можливості утворення газових покладів басейну за рахунок дегазації підземних вод внаслідок гіпотетичного латерального переміщення до зон розвантаження. Механізм газоагромадження за рахунок РГ був би можливим тільки за практично миттєвої дегазації в пастці вод, гранично насичених газом. Але за умов повільного (частки метрів або перші метри за рік) латерального переміщення вод їх перманентна дегазація

відбуватиметься на усьому шляху. Тільки на площі 20 тис.км² у товщі порід, потужністю 3 км за вмісту в розрізі 25% колекторів пористістю 20% за газонасиченості всього 0,1 нм³/м³ в пластовій воді розчинено 3 трлн.м³ газу, що понад 200 разів більше за розвідані запаси у покладах майкопської товщі (3·10¹²: 13,5·10⁹). Проте ця його маса жодним чином не сконцентрується в поклади вільного газу.

Вертикальна міграція газопарових систем супроводжувалася зміною їх складів з утворенням у відносно глибокозанурених горизонтах газоконденсатних, а на малих глибинах — покладів сухих газів. Шляхами ймовірної міграції були субширотні диз'юнктивні дислокації та зони розущільнення на ділянках, де на тлі регіонального стискання проявлялись сили розтягу, наприклад, в місцях перетину розломів різних напрямків.

На час формування покладів вказують як геологічні, так і гідрогеологічні критерії, наприклад, екранування палеоценових покладів покришками, що стратиграфічно неузгоджено перекривають газonosні пласти Архангельського, Штормового і Шмідтівського ГКР. Як вказувалося вище, ознакою геологічної "молодості" покладів є наявність слабо мінералізованих конденсаційних вод, хімічний склад і мінералізація яких суттєво відрізняються від гідрогеохімічного пла, бо ще не встигли знівелюватись до його параметрів внаслідок доволі швидкоплинних процесів дифузії. Про пліоцен-четвертинний час формування покладів свідчить сама їх наявність в міоценових відкладах.

На геологічно недовгу тривалість існування покладів вказують можливі терміни окиснення газу горизонта П-ХІ на Штормовому ГКР, про що йшлося в розділі 5.7.

Надгідростатичні пластові тиски однозначно свідчать про геологічно нетривалий вік покладів в умовах стагнаційного режиму [52, 81].

Дуже характерною ознакою є морфологія пасток газових покладів в палеоценових відкладах, а саме відсутність тектонічного екранування з боку либкозануреної Михайлівської депресії за його наявності з протилежної сторони (родовища Одеське, Голицинське, Шмідтівське, Архангельського) та

нахил ГВК на Штормовому родовищі. На наш погляд це зумовлене з визначальною роллю Одесько-Джанкойської рифтової зони у формуванні вуглеводневих скупчень і субвертикальною (східчастою) міграцією газу із занурених у підняті ділянки бортів рифтогену [51,57]. При цьому пастки Голицинського і Південноголицинського родовищ заповнювалися від розломів північного борта, а Штормового і Архангельського — з південносхідного і південного.

Усі, за винятком двох — Кримського і Штормового — родовища в акваторії багатопластові, складаються з 2 до 5 газonosних пластів. На Кримському досі розвіданий один малопотужний газовий поклад у середньому майкопі, а на Штормовому — найбільший серед відкритих до цього часу в басейні.

На відміну від нижньопалеоценових покладів майкопські не підстелюються слабо мінералізованими водами, крайовими водами тут є солянки хлоркальцієвого типу. Ця принципова гідрогеохімічна відмінність супроводжується дуже строкатим складом ВРГ і вільних газів — від суперсухих з $C_1/C_2+ 20000$ до жирних з $C_1/C_2+ 20—30$. Такою ж строкатою є й мінералізація вод (див. рис. 3.49).

Наявність над потужними масивно-пластовими палеоценовими покладами у сприятливих літологічних і структурних умовах двох-трьох газonosних пластів є закономірною, вона відбиває дальший шлях вертикальної міграції газу і його нагромадження в пастках на шляху міграції — у відкладах майкопу і навіть міоцену (Архангельське родовище).

Узагальнення викладеного під кутом зору обґрунтування моделі утворення покладів в акваторії Північнопричорноморського ВНБ дозволяє стверджувати, що:

1. Утворення газопарових систем відбувалося в низах осадової товщі рифтогена за високих тисків і температур та наявності води. Основою газопарових систем були як термokatалітичні, так і підкорові (мантійні) гази.
2. Міграція газопарових систем проходила достатньо швидко у субвертикальному напрямі, а її шляхами були зони диз'юнктивних порушень та тріщинуватості порід.

3. В процесі міграції газів, особливо через глинисті породи відбувалася сорбція важких вуглеводнів, чим зумовлена наявна в басейні газогеохімічна зональність.
4. Міграція газів реалізувалася у вільній високотемпературній газопаровій фазі, яка заповняла пастки, витісняючи або стискаючи пластову воду.
5. Внаслідок остигання до фонові температури газопарові системи розпалися на газову і водну фази, давши початок конденсаційним водам газоконденсатних покладів.
6. Конденсаційні води є феноменом, властивим газовим (газоконденсатним) покладам і вносять певні локальні зміни у їх гідрогеохімічне поле.
7. Гологічний вік покладів газу у палеоценових відкладах акваторії басейну є “молодим”, біля 10 млн. років. Отже ці поклади утворилися у пізньоміоценовий час.
8. Процеси формування покладів вуглеводневих газів накладалися на гідрогеохімічну ситуацію, що утворилася на час міграції (пізній міоцен). З цього часу взаємодія вуглеводнів і підземних вод призвела до набуття останніми специфічних рис, що відрізняють їх від вод ненафтогазоносних структур.

РОЗДІЛ 8

ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ОЗНАКИ ГАЗОНАФТОНОСНОСТІ АКВАТОРІЇ ВОДОНАПІРНОГО БАСЕЙНУ.

Застосування результатів досліджень підземних вод нафтогазоносних ВНБ у практиці пошукових робіт базується на використанні гідрогеологічних ознак, притаманних тільки нафтогазоносним структурам різних порядків — від регіональних до локальних. Найбільший інтерес викликають ознаки нафтогазоносності продуктивних пасток. Особливо суттєвим значення таких ознак є за великих матеріальних затрат на пошуки і розвідку родовищ, наприклад, в акваторіях.

Праці цього напрямку складають окрему, нафтогазопошукову, гілку нафтогазової гідрогеології. Необхідною передумовою успішного її розвитку й використання є отримання якісних проб води та інших результатів випробування свердловин.

Теоретичною базою нафтогазопошукової гідрогеології є гідрогеологія нафтогазоносних водонапірних басейнів. Ще наприкінці позаминулого сторіччя дослідниками відзначалися такі особливості “нафтових” вод, як відсутність SO_4^{2-} та наявність нафтових кислот та їх солей. Подальший розвиток дослідження вод нафтових родовищ отримали в працях М.Є.Альтовського, О.Д.Архангельського, М.А.Гатальського, Л.О.Гуляєвої, М.С.Гуревича, І.К.Ігнатовича, Ч.Пальмера, К.Роджерса, В.П.Савченка, В.О.Суліна, Г.М.Сухарева, Н.В.Тагеевої, О.А.Барс, І.М.Зорькіна, А.С.Зінгера, О.О.Карцева, В.Н.Корценштейна, В.А.Кротової, Е.Ю.Лондон, А.М.Ніканорова, В.М.Матусевича, В.М.Швеця та ін. Цій проблемі присвятили свої роботи українські вчені В.І.Вернадський, К.С.Гавриленко, О.С.Застежко, В.Г.Ткачук, А.Ф.Романюк, І.М.Доленко (Ліхоманова), Л.Д.Галян, В.В.Колодій, Т.П.Сиван, А.С.Тердовидов, В.О.Терещенко, Л.П.Швай, О.Д.Штогрин,

В.М.Щепак та ін. Головна увага у цих дослідженнях зверталася на хімічні особливості вод нафтогазоносних ВНБ взагалі і крайових та підшовних вод покладів нафти й газу зокрема, тобто вод, просторово пов'язаних з покладами. Гідрогеохімічними ознаками (показниками) нафтогазоносності вважаються особливості хімічного складу підземних вод, набуті ними внаслідок тривалого контакту з нафтовим або газовим скупченням. Такі ознаки вважаються прямими, на відміну від побічних, наявність яких у воді зумовлена не надходженням з нафти чи газу, а є наслідком перетворень іонно-сольового складу вод у відновному (вуглеводневому) середовищі або зв'язана з умовами, сприятливими для збереження нафтових покладів.

До прямих ознак нафтогазоносності віднесені ВРОР нафтового походження — бітуми, феноли, вуглеводні, нафтеніві кислоти тощо. Вони наявні у воді, головним чином, в дифузійних ореолах розсіювання вуглеводневих скупчень, а їх вмісти зростають у напрямі до покладів від фонових вмістів до підвищених, звичайно у кілька разів. Сюди ж відносяться ВРГ вуглеводневого складу з тиском насичення, що зростає до пластового в міру наближення до покладу. За складом вуглеводневої частини ВРГ можна судити про якість покладу — газовий, газоконденсатний чи нафтовий.

До побічних ознак нафтогазоносності відносять безсульфатність вод, зумовлену відновленням SO_4^{2-} вуглеводнями і збагаченість з цієї ж причини HCO_3^- . Сюди ж традиційно відносять високу мінералізацію, ступінь метаморфізації, хлоркальцієвий тип вод, наявність деяких МЕ і МК, H_2S тощо.

Присутність у водах і кількість тих інгредієнтів ВРОР, що є ознаками нафтогазоносності залежать не тільки від наявності вуглеводневого скупчення та його складу, а й від хімічної характеристики пластових вод. Наприклад, тверді хлоркальцієві води значно гірше вилуговують компоненти ВРОР, ніж ідрокарбонатнатрієві. Тверді води також не містять значної кількості сульфатів тому, що останні відновилися за участю вуглеводнів, а тому, що єдино можливі в

таких водах сульфати кальцію є найменше розчинними з усіх сульфатних солей. Це свідчить про складність проблеми гідрогеохімічних ознак нафтогазоносності. Кожному конкретному нафтогазоносному району, навіть окремим водонесним комплексам одного й того ж району притаманні характерні для нього гідрогеохімічні, особливо органогідрогеохімічні, ознаки нафтогазоносності, котрі можуть виявитися непридатними в інших районах, але можуть бути використані в аналогічних геолого-гідрогеологічних умовах.

Натомість досить універсальними є газогідрогеохімічні ознаки за складом ВРГ і тиском насичення. Отримання таких даних на сучасному етапі пошуків нафти і газу є нескладним, а результати — надійними. Газогідрогеохімічні ознаки за $P_{\text{газ}} \cong P_{\text{пл}}$ або $\Gamma \cdot 10^3 / H \cong 1500-2000$ свідчать про наявність газового покладу, тому можуть бути віднесені до прямих ознак газоносності. Усі інші ознаки є побічними.

Дуже важливою для прогнозування нафтогазоносності надр є гідрогеологічна закритість надр, тобто відсутність можливості потрапляння в надра нафтогазових родовищ вод зони активного водообміну. Ця характеристика є актуальною для родовищ і покладів, розташованих в інфільтраційних ПВНС. Звичайно гідрогеологічну закритість визначають за гідрогеохімічними показниками — вмістом Br , Cl/Br , Br/H . Про гідрогеологічну закритість елізійних ПВНС свідчать високі значення K_r .

На базі аналізу усіх наявних гідрогеологічних матеріалів акваторії Північнопричорноморського ВНБ та виходячи з викладеного вище ми групуємо ознаки газонафтоносності на такі, що свідчать про наявність покладів, умовини, сприятливі для їх формування та умовини, сприятливі для збереження покладів. Для кожної з цих груп виділені категорії ознак газонафтоносності, придатні для усього перспективного розрізу або окремих водонесних комплексів. Для акваторії Північнопричорноморського ВНБ доцільним є виділення майкопського і палеогеново—крейдового комплексів з огляду на специфічність їх гідрогеохімічних умовин.

Усього виділено 5 категорій ознак: загальногеолого-гідрогеологічні, палеогідрогеологічні, гідродинамічні, геотермічні та гідрогеохімічні. В останній категорії ознак виділені підкатегорії — загальна мінералізація і макрокомпонентний склад вод, мікроелементи і мікрокомпоненти, ВРОР та ВРГ (табл. 8.1).

Серед гідрогеохімічних ознак характер прямої, крім ВРГ і вуглеводнів у складі ВРОР, також має наявність в надрах конденсаційних вод або їх сумішей з пластовими, що впливає з їх генетичного зв'язку з газовими скупченнями.

За гідрогеологічними ознаками перспективними для пошуків газових і газоконденсатних родовищ в акваторії Північнопричорноморського ВНБ є група підняття на схилі Східноєвропейської платформи: Тендрівське, Скадовське, Дністровське, Прадніпровське, Зіздівське; в зоні зчленування Східноєвропейської і Скіфської платформ — Молодіжне, Флангове, Очаківське, Прометей, Південнозахідноголицинське, Каркінітське, Північношмідтівське та ін.; на південному схилі Михайлівської западини — Гамбурцева, Анчоус, Бойка, Прирозломні 1 і 2 та ін. (див рис. 1.2).

Висновки:

1. Обґрунтовані три групи ознак газонафтоносності акваторії Північнопричорноморського ВНБ: наявності покладів, умовин сприятливих для їх формування і збереження. Кожній з груп відповідають категорії ознак: загальногеологічно-гідрогеологічні, палеогідрогеологічні, гідродинамічні, гідрогеотермічні та гідрогеохімічні.
2. До групи гідрогеохімічних ознак газоносності палеоценово-крейдових відкладів акваторії ВНБ вперше включені прояви слабо мінералізованих конденсаційних вод або їх сумішей з первинно пластовими.
3. Запропоновані підняття, перспективні для пошуків газових і газоконденсатних покладів в межах дослідженої частини акваторії.

Таблиця 8.1

Гідрогеологічні і гідрогеохімічні ознаки газонафтоносності локальних структур мезокайнозойських комплексів акваторії Північнопричорноморського ВНБ (з урахуванням матеріалів О.О. Карцева, В.В. Колодія, О.Д. Штогрин)

Категорія ознак	Стратиграфія продуктивних комплексів	Гідрогеологічні і гідрогеохімічні ознаки			
		наявності покладів	умовин, сприятливих для формування покладів	умовин, сприятливих для збереження покладів	
1	2	3	4	5	
Загальногеологічні і гідрогеологічні	$N_1 - K_1$	–	Розташування пасток в зонах диз'юнктивних дислокацій на бортах рифтогену	Елізійна ПВНС	
Палеогідрогеологічні	$N_2 - K_1$	–	Розташування пасток на ділянках найменших рівнів пластової енергії	Елізійна ПВНС протягом міоценово-антропогенового часу	
Гідродинамічні	$N_2 - K_1$	П'езомаксимуми у газоносних і п'езомінімуми у нафтоносних пастках	Зони розвантаження флюїдів	Стагнаційний режим підземних вод	
Гідрогеотермічні	$N_2 - K_2$	Гідротермічні аномалії, що фіксуються геотермозніманням у придонних відкладах	Гідрогеотермічні аномалії конвективного походження	–	
Гідрогеохімічні	$N_1 - (P_3 - N_1)_{mk}$	–	–	Безсульфатні або слабо сульфатні солянки ХК типу	
	$P_1 - K_1$	Слабкомінералізовані (до 10 г/л) води, переважно ГКН типу – суміші пластових вод геохімічного тла з прісними конденсаційними. Конденсаційні води ГКН типу, які на периферії структур поступово заміщаються солянками ГКН і ХК типів	–	Відсутність або малі вмісти SO_4	
	$N_1 - (P_3 - N_1)_{mk}$	–	–	$J \cdot 10^3/M > 0,6$; $Br \cdot 10^3/M > 2,3$; $NH_4 \cdot 10^3/M > 9,8$; $Cl/Br \leq 300$	
	$P_1 - K_2$	–	–	$J \cdot 10^3/M > 0,7$; $Br \cdot 10^3/M > 3,2$; $B \cdot 10^3/M > 5,5$; $NH_4 \cdot 10^3/M > 17,4$; $Cl/Br < 300$	
	Водорозчинені органічні речовини	$(P_3 - N_1)_{mk}; K$	Феноли леткі $> 1,5$ мг/л; феноли нелеткі $> 1,5$ мг/л; бензол $> 1 - 2$ мг/л; жирні кислоти > 100 мг/л	–	Підвишені вмісти ВРОП (див. графу 3)
	Водорозчинені гази	$N_1 - K$	Вуглеводневий склад газів $P_{газ}/P_{пл} \geq 0,75$	–	Наявність H_2S

ГОЛОВНІ ВИСНОВКИ

Північнопричорноморський ВНБ охоплює частину Південноукраїнської моноклінали, Північнокримський прогин та Чорноморсько-Новоселівське підняття. У його розрізі виділено базальний, нижньокрейдний теригенні, верхньокрейдний, палеоценовий і еоценовий карбонатні, майкопський теригенний та неогеновий карбонатно-теригенний водоносні комплекси. Майкопський і верхньокрейдний одночасно слугують регіональними водонепроникними товщами.

Верхньокрейдний, палеоценовий, еоценовий, майкопський і неогеновий комплекси промислово газонасні, причому перші два містять ГКР. Незалежно від віку колекторів усі розвідані поклади залягають на глибинах понад 500 м., газоконденсатні — понад 1800м. Поки що найглибшим покладом є газоконденсатний на ГКР Архангельського —2973-3117 м.

Підземні води вивчені на 22-ох ГР, ГКР і розвідувальних площах докрейдового, нижньокрейдного, верхньокрейдного, палеоценового, еоценового, майкопського і неогенового водоносних комплексів. Серед них зустрінуті солонуваті, солені води і солянки хлоридного та сульфатно-хлоридного натрієвого, кальцієво-і магнієво натрієвого складів усіх 4-ьох генетичних типів за В.Сулїним. Найрозповсюдженішими є хоркальцієві (20-108, середня 49,3 г/л), хлормагнієві (5-30, середня 19,3) та гідрокарбонатнатрієві (0,5-36, середня 24,9), малорозповсюдженими —сульфатнатрієві (10-26, середня 19,3 г/л). Гідрокарбонатнатрієві води присутні виключно в карбонатних верхньокрейдних і палеоценових відкладах.

У водах присутні МЕ і МК: *J* до 31, *Br* до 113, *B* до 136, NH_4 до 83, *Li* до 4,35, *Rb* до 0,18 *Cs* до 0,95 мг/л. Крім *B*, що тяжіє до гідрокарбонатнатрієвих вод усі інші

МЕ і МК накопичуються переважно у водах ХК типу. Збіднені МЕ і МК води СН і ХМ типів. Відношення Cl/Br у водах всіх типів, крім СН близьке до морської —260-394. Переважне значення у формуванні ресурсів і хімічного складу підземних вод належить водам басейнів седиментації, перетворених в надрах у прямому і зворотньому напрямках — у бік формування вод ХК і ГКН типів.

Підошовні, крайові, конденсаційні води збагачені $C_{орг.хл.}$, фенолами, бензолом, ВРГ вуглеводневого складу.

Північнопричорноморський ВНБ характеризується дефіцитом пружності ВРГ: у 75% проб він становить понад 30, а у 20% —60-80%. Максимальні відносні газонасиченості характеризують промислово газonosні майкопський і палеоценовий комплекси.

Уверх по розрізу склад ВРГ і вільних газів змінюється від жирних до сухих і суперсухих згідно зміни відношення C_1/C_2+ від менше 10-ти до понад 10000.

Акваторія Північнопричорноморського ВНБ відноситься до високотемпературних районів зі значеннями геотермічних градієнтів до понад $4^\circ\text{C}/100$ м і значною диференційованістю теплового і температурного полів. На максимальних глибинах занурення розрахункові температури газonosних комплексів коливаються від 110 (майкопський) до 297°C (нижньокрейдвий).

Поле пластових тисків характеризується НГПТ, K_r яких змінюється по площі і з глибиною від 0,98 до 1,74, як у газо- так і водоносних пластах.

На переважній частині акваторії розташовані елізійні ПВНС, що не мають зовнішніх областей живлення і створення напорів. Інфільтраційні ПВНС розвинуті поза межами акваторії ВНБ. На глибинах понад 5 - 6 км прогнозується наявність гермогідродинамічної ПВНС.

Обґрунтована сукупністю гідрогеологічних, геохімічних, геотермічних даних модель утворення покладів газу в акваторії Північнопричорноморського ВНБ передбачає генерування газопарових гомогенних систем в зоні температур понад 150°C , їх швидкоплинну субвертикальну міграцію по високопроникних зонах

розломів у вільній фазі, сегрегація якої на вуглеводневу і водну відбувається, головним чином, в пастці. Геологічний вік покладів у палеоценових відкладах є не старшим за пізньоміоценовий. Формування покладів накладалося на ту гідрогеологічну ситуацію, яка утворилася на час міграції газопарових систем, але після сформування ГКР їх взаємодія з підземними водами зумовила набуття останніми специфічних рис (ВРОР, ВРГ, конденсаційні води), що можуть бути використані, як ознаки газоносності надр.



СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии.—Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1953.—296 с.
2. Альбов С.В. Гидрогеология Крыма.—К.: Изд. АН УССР, 1956.—73 с.
3. Альтовский М.Е. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности.—М.: Недра, 1967.—122 с.
4. Атлас родовищ нефти і газу України: в 6 т. Т. VI: Південний нафтогазоносний регіон.— Львів: Центр Європи, 1998.—222 с.
5. Бабинец А.Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы (распространение и условия формирования).— Киев: Изд. АН УССР, 1961.—377 с.
6. Бабинец А.Е. О составе поровых растворов из глинистых пород кайнозоя Причерноморской впадины // Исследование и использование глин.— Львов: Изд. Львовск. ун-та, 1968.—С. 50-74
7. Барс К.А., Коган С.С. Методическое руководство по исследованию органических веществ подземных вод нефтегазоносных областей.— М.: Недра, 1979.—156 с.
8. Барс Е.А. Органическая гидрогеохимия нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1981.—299 с.
9. Богаец А.Т., Шестопад Б.А., Варганова В.А. Некоторые вопросы формирования скоплений углеводородов в меловых-неогеновых отложениях юга УССР // Закономерности образования и размещения залежей нефти и газа.— К: Наук. думка, 1978.— С.123-135
10. Богомоллов Г.В., Кудельский А.В., Колодий В.В. Гидрогеологическая зональность земной коры // Докл. АН СССР, 1973.—Т.212.—№4.—С. 938-941
11. Брод И. О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах.—М.: Недра, 1964.—64 с.
12. Бурштар М.С., Машков И.В. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа.—М.: Гостоптехиздат, 1963.—256 с.
13. Вагин С.Б. Распространение различных типов водонапорных систем в гидрогеологических бассейнах эпипалеозойских плит юга СССР // Советская геология, 1971.—№10.—С. 130-135

14. Вахрушев Б.А. Палеокарстовые коллекторы нефтегазоносных структур Крымско-Черноморского региона. // Тез. 111 международной конференции “Крым—2001”.—Симферополь, 2001.—С. 32-35
15. Водоносные комплексы меловых и палеогеновых отложений Равнинного Крыма и северо-восточного Причерноморья /А.Т.Богаец, С.М.Захарчук, В.А.Куришко, Ю.Х.Овчаренко //Геология и геохимия горючих ископаемых.—1969.—Вып. 21.—С. 42-51
16. Гавриленко Е.С. Гидрохимические показатели нефтегазоносности по солевому и изотопному составам подземных вод.—К.: Наук. думка, 1965.—190 с.
17. Гаврилко В.М., Захарчук С.М., Полухтович Б.М. Проблеми освоєння вуглеводневого потенціалу карбонатних товщ півдня та морських акваторій України // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Тез. 111 международной конференции “Крым—2001”. Симферополь, 2001.—С. 37-38
18. Галян Л.Д. Йод в подземных водах Равнинного Крыма и его нефтегазопоисковое значение // Нефтяная и газовая промышленность.—1971.—№5.—С. 7-10
19. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность /А.Т.Богаец, Г.К.Бондарчук, И.В.Леськив, М.И.Павлюк и др.— К.: Наук. думка, 1986.—152 с.
20. Геология шельфа УССР. Тектоника /В.Б.Соллогуб, А.В.Чекунов, М.Р.Пустильников, В.И.Старостенко и др.— К.: Наук. думка, 1987.— 152 с.
21. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности / В.А. Гордиевич, В.А. Куришко, Г.А.Лычагин и др. Киев: Изд. АН УССР, 1963.— 138 с.
22. Гидрогеология СССР. Т.V. Украинская ССР. —М.: Недра, 1971.—614 с.
23. Григорчук К.Г. Катагенез неоком-аптських теригенних порід Рівнинного Криму та формування їх колекторських властивостей. // Геологія і геохімія горючих копалин .—1992.—№4 (81).—С. 33-39
24. Гуцало Л.К. Особливості нагромадження іонів амонію у водах нафтогазоносних структур // Доповіді АН УРСР. Сер. Б, 1964.—№5.—С. 642-645
25. Давление пластовых флюидов / А.Е.Гуревич, М.С.Крайчик, Н.Б.Батыгина и др.—Л.: Недра, 1987.—223 с.
26. Діденко О.В. До питання про генетичний зв'язок органічної речовини з

нафтогазоутворенням в крейдових породах Рівнинного Криму і північно-західного шельфу Чорного моря // Нафта і газ України. Збірник наукових праць. Матеріали 6-ї науково-практичної конференції “Нафта і газ України-2000”. Івано-Франківськ, 31 жовтня-1 листопада. Т.1. Івано-Франківськ, 2000.—С. 238-239

27. Доленко Г.Н. Формирование нефтегазоносных провинций в связи с процессами верхней мантии Земли // Геология и геохимия горючих ископаемых.—1968.—Вып. 15.—С. 3-7

28. Доленко Г.Н. Геологические аспекты времени образования месторождений нефти и газа // Время образования залежей нефти и газа. М.: Наука, 1976.—С. 26-29

29. Доленко Г.Н. Геология и геохимия нефти и газа.—К.: Наук. думка, 1990.—256 с.

30. Доленко Г.Н., Парыляк А.И., Копач И.П. Нефтегазоносность Крыма.—К.: Наук. думка, 1968.—132 с.

31. Доленко И.Н., Милославская В.П. О микроэлементах в подземных водах нефтегазоносных провинций Украины (на примере Предкарпатья и Крыма) // Гидрогеология нефтегазоносных провинций.—К.: Наук. думка, 1982.—С. 112-120

32. Євдощук М.І. Проблеми і перспективи геологорозвідувальних робіт на нафту і газ в Україні.—К.: НТП “Нафтогазпрогноз”, 1998.—163 с.

33. Жигалин Б.И. Особенности формирования залежей углеводородов в нижнемеловых отложениях Тарханкутского вала (Степной Крым) в свете новейших гидрогеологических данных и представлений теории струйной миграции газоконденсатных растворов // Труды ВНИИГаз.—Вып. 42/50. М.: Недра, 1968.—С. 89-103

34. Захарчук С.М. История тектонического развития Северного Причерноморья и акватории Каркинитского залива в меловом, палеогеновом и неогеновом периодах // Геология и геохимия горючих ископаемых, 1990.—Вып. 75.—С. 67-78

35. Захарчук С.М. К обоснованию поисков неантиклинальных ловушек в палеогеновых отложениях Северного Причерноморья и акватории Каркинитского залива // Методы поисков и прогнозирования нетрадиционных ловушек нефти и газа на территории Украины.—Львов, 1991.—С. 39-55

36. Захарчук С.М., Полухтович Б.М. Перспективи нафтогазоносності верхньокрейдових-палеоценових карбонатних відкладів Каркінітсько-Північно-

- Кримського прогину // Нафта і газ України. Збірник наукових праць. Матеріали 6-ої міжнародної науково-практичної конференції “Нафта і газ України-2000.—С. 230
37. Захарчук С.М., Полухтович Б.М. Розміщення і перспективи пошуків газових і газоконденсатних покладів на північнозахідному шельфі Чорного моря // Геологія і геохімія горючих копалин.—2001.—№1.—С. 21-29
38. Зингер А.С. Газогидрохимические критерии нефтегазоносности локальных структур.—Саратов: Изд. Саратовского ун-та, 1966.—475 с.
39. Зорькин Л.М. Геохимия газов пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1973.—222 с.
40. Зорькин Л.М., Суббота М.И., Стадник Е.В. Нефтегазопроисковая гидрогеология.—М.: Недра, 1982.—215 с.
41. Зуброва Е.А. Особенности гидрогеологии юго-восточной части Горного Крыма // Известия ВУЗ, сер. геология и разведка, 1959.—№6.—С. 93-103.
42. Капченко Л.Н. Механизмы накопления кальция в рассолах хлоркальциевого типа // Гидрогеологические исследования в нефтегазоносных регионах (Труды ВНИГРИ, вып. 305).—Л., 1982.—С. 37-43.
43. Капченко Л.Н. О происхождении подземных вод нефтегазоносных провинций и формировании их состава // Гидрогеология нефтегазоносных провинций.—К.: Наук. думка, 1982.—С. 66-77.
44. Карцев А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений.—М.: Недра, 1972.—280 с.
45. Карцев А.А. Нефтегазопроисковые гидрогеологические показатели // Гидрогеология нефтегазоносных провинций.—К.: Наук. думка, 1982.—С. 61-66.
46. Карцев А.А., Вагин С.Б. О роли “межслоевых” вод глинистых минералов в формировании подземных вод.—Известия вузов. Геология и разведка, 1973.—№3.—С. 64-67
47. Карцев А.А., Вагин С.Б., Шугрин В.П. Нефтегазовая гидрогеология.—М.: Недра, 1992.—208 с.
48. Кириченко А.Ф., Озерный О.М. О перспективах газоносности майкопских толжений Равнинного Крыма по гидрогеологическим показателям // Геология и

геохимия горючих ископаемых, 1969.—Вып. 21.—С. 39-42

49. Колодий В.В. Гидродинамические и палеогидродинамические условия плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины // Советская геология, 1966.—№2.—С. 50-62.

50. Колодий В.В. Про походження гідрохімічних аномалій на Октябрьському нафтовому і Західно-Октябрьському газоконденсатному родовищах Криму // Геологія і геохімія горючих копалин, 1971.—Вип. 27.—С. 10-19.

51. Колодий В.В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений —К.: Наук. думка, 1975.—124 с.

52. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти.—К.: Наук. думка, 1983.—246 с.

53. Колодий В.В. Гідрогеологічні аспекти міграції нафти та формування її покладів // Геол. журн., 1992.—№6.—С. 12-21.

54. Колодий В.В., Кудельский А.В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин.—К.: Наук. думка, 1972.—202 с.

55. Колодий В.В., Сиван Т.П., Галян Л.Д. Гідрогеологічна характеристика маастрихт-еоценового водоносного комплексу Кримської нафтогазоносної області // геологія і геохімія горючих копалин, 1972.—Вип. 29.—С. 70-75.

56. Колодий В.В., Лихоманова И.Н. Гидрогеологические условия нефтегазоносных провинций Украины и роль подземных вод в формировании залежей нефти // Закономерности образования и размещения залежей нефти и газа.—К., 1978.—С. 136-143.

57. Колодий В.В., Сиван Т.П. Природа водонапорных систем нижнемеловых отложений Крыма и Западного Предкавказья // Известия АН СССР. Сер. геол., 1980.—№8.—С. 124-132.

58. Колодий В.В., Сиван Т.П. Термобарические условия нижнемеловых и палеоцено-эоценовых нефтегазоносных водонапорных систем Крыма и Западного Предкавказья // Гидрогеология нефтегазоносных провинций.—К.: Наук. думка, 1982.—С. 120-127.

59. Колодий В.В., Штогрин О.Д. Органические вещества в подземных водах Крымско-Причерноморской нефтегазоносной области и их поисковое значение.—К.: Наук. думка, 1982.—130 с.

60. Колодій В.В., Лебединець М.В., І.В.Колодій Водорозчинені гази Північно-Причорноморського водонапірного нафтогазоносного басейну // Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ, серія: геологія і розробка нафтових і газових родовищ, розвідувальна і промислова геофізика.—Івано-Франківськ, 1999.—№36.—Т.1.—С. 3-11
61. В.В.Колодій, М.В.Лебединець, І.В.Колодій Геобаричні умови Північно-Причорноморського водонапірного басейну // Сборник научных трудов Национальной горной академии Украины. Бурение скважин, гидрогеология и экология.—1999.—№6.—Т.4.—С. 139-142.
62. Колодій В.В., Колодій І.В., Лебединець М.В. Гідрогеохімічні умови формування газових родовищ на північно-західному шельфі Чорного моря // Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов. Тезисы II международной конференции. Крым, Гурзуф, 5-8 сентября. —Симферополь, 2000.—С. 120-121
63. Колодій В.В., Лебединець М.В., Колодій І.В. Водорозчинені гази північнозахідного шельфу Чорного моря //Нафта і газ України. Збірник наукових праць. Матеріали 6-ої міжнародної науково-практичної конференції “Нафта і газ України-2000”.—Івано-Франківськ , 2000.—С. 230-231.
64. В.В.Колодій, М.В.Лебединець, І.В.Колодій Геотермобаричні умови Північнопричорноморського водонапірного нафтогазоносного басейну // Геологія і геохімія горючих копалин , 2000.—№1.—С. 72-82
65. В.В.Колодій, М.В.Лебединець, І.В.Колодій Гідрогеохімічна характеристика Північнопричорноморського водонапірного басейну // Геологія і геохімія горючих копалин, 2000.—№2.—С. 54-67
66. Колодій В.В., Колодій І.В. Зв'язок нафтогазоносності з гідрогеохімічною зональністю акваторійної частини Північнопричорноморського водонапірного басейну // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Тезисы III международной конференции “Крым-2001”. Крым, Гурзуф, 17-21 сентября.—Симферополь, 2001.—С. 74-75.
67. Колодій В.В., Колодій І.В., Лебединець М.В. Гідрогеологічні умови формування газових родовищ на північно-західному шельфі Чорного моря (в межах

- Північнопричорноморського водонапірного басейну) // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ).—Симферополь: Таврия-Плюс, 2001.—С. 91-94
68. Колодій І.В. Конденсаційні води Голицинського родовища (північно-західний шельф Чорного моря) // Геологія і геохімія горючих копалин, 1998.—№2 (103).—С.36-41.
69. Колодій І.В. Мікроелементи в підземних водах акваторійної частини Північнопричорноморського водонапірного басейну // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Тезисы III международной конференции “Крым-2001”. Крым, Гурзуф, 17-21 сентября. — Симферополь, 2001.—С. 74-75.
70. Колодій І.В. Гідрогеохімічні особливості Голицинського газоконденсатного родовища // Матеріали молодіжної наукової конференції “Наука про Землю-2001”ю Львів, 19-21 жовтня 2001 р.—Львів: ЛНУ ім. І.Франка, 2001.—С. 64-65.
71. Корценштейн В.Н. Водонапорные системы крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений СССР.—М.: Недра, 1977.—248 с.
72. Корценштейн В.Н. Растворённые газы подземной гидросферы Земли.—М.: Недра, 1984.—220 с.
73. Кудельский А.В. Гидрогеология, гидрогеохимия йода.—Минск: Наука и техника, 1976.—216 с.
74. Кудельский А.В., Бурак В.М. Газовый режим Припятского прогиба.— Минск: Наука и техника, 1982.—174 с.
75. Кудельский А.В., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Геофлюидодинамика и нефтегазообразование, —Минск: Институт геологических наук АН Беларуси, 1997.—148 с.
76. Куришко В.А. О гидродинамических условиях и составе водорастворённых газов водоносного комплекса неокон-аптских отложений северного Причерноморья и Равнинного Крыма // Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения.— К.: Наук. думка, 1970.—С. 58-71
77. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1978.—148 с.

78. Кутас Р.И., Коболев В.П. Геотермическая характеристика южной окраины Восточно-Европейского кратона и нефтегазоносность // Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов. Тезисы II международной конференции. Крым, Гурзуф, 5-8 сентября.—Симферополь, 2000.—С. 120-121
79. Кутас Р.И., Коболев В.П., Палий С.И. Роль геотермических условий в формировании залежей углеводородов в северо-западной части Чёрного моря // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Тезисы III международной конференции “Крым-2001”. — Симферополь, 2001. — С. 84-85.
80. Кучерук Е.В. Аномальные давления, миграция и аккумуляция углеводородов. // Роль аномальных давлений в распределении залежей нефти и газа.—М., 1986.—С. 38-47
81. Линецкий В.Ф. Миграция нефти и формирование её залежей.—К.: Наук. думка, 1965.—199 с.
82. Линецкий В.Ф. Миграция нефти на больших глубинах.—К.: Наук. думка, 1974.—134 с.
83. Лихоманова И.Н. Гидрохимические показатели нефтегазоносности Равнинного Крыма: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук: 04.00.17/ Ин-т геол. наук АН УССР. — К.: 1967.—21 с.
84. Лихоманова И.Н., Романюк А.Ф., Суббота М.И. Рубидий и цезий в подземных водах Равнинного Крыма // Краткие тезисы к совещанию “Проблемы региональной динамики артезианских вод.—Л.: 1972.—С. 27
85. Лихоманова И.Н., Сиван Т.П. Рубидий и цезий в подземных водах Равнинного Крыма // Геол. журн., 1977.—Т. 34.—Вып. 4.—С. 110-113
86. Лихоманова И.Н., Сиван Т.П., Шестопад Б.А. Водорастворённое органическое вещество мел-палеогеновых отложений Крыма в связи с нефтегазоносностью // Нефтегазоносность Украины.—К.: 1978.—С. 65-72
87. Маков К.И. Подземные воды УССР // Гидрогеология СССР.—Вып. VII. — Киев.: Изд-во АН УССР, 1947.—376 с.
88. Маломинерализованные воды глубоких горизонтов нефтегазоносных

водонапорных бассейнов Украины /В.В.Колодий, В.М.Щепак, Б.И.Нудык, Л.В.Горелова, Р.П.Панькив.—К.: Наук. думка, 1991.—184 с.

89. Мельничук П.М., Масевський Б.Й. Основні напрямки нафтогазопошукових робіт у Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній провінції // Нафта і газ України. Збірник наукових праць. Матеріали 6-ої міжнародної науково-практичної конференції “Нафта і газ України –2000”.— Т.1.— Івано-Франківськ, 31 жовтня-3 листопада.— Івано-Франківськ, 2000.—С. 220-221

90. Методическое руководство по гидрогеологическим, гидрохимическим и микробиологическим исследованиям для оценки перспектив нефтегазоносности недр /Г.В.Богомоллов, Е.А.Барс, Н.И.Буялов, Е.Л.Быкова и др.—М: Гостоптехиздат, 1961.—256 с.

91. Никаноров А.М., Шалаев Л.Н. Конденсационные воды нефтяных месторождений Терско-Сунженской области // Геология нефти и газа, 1973.—№1.—С. 45-48

92. Новосилецкий Р.М., Федорцов И.М. Связь пластовых давлений и глубинных температур с нефтегазоносностью Крыма // Нефтегазовая геология и геофизика, 1969.— №3.—С. 17-22

93. Новосилецкий Р.М. Пластовые давления флюидов в недрах Украины.—К.: Техніка, 1969.— 163 с.

94. Новосилецкий Р.М. Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины.—М.: Недра, 1975.— 227 с.

95. Овчаренко Ю.Х. Некоторые особенности гидродинамики водоносных комплексов на примере Равнинного Крыма // Вопросы нефтегазоносных регионов УССР. Тектоника.—К. 1972.—С. 161-169

96. Озерный О.М. Исследования зон АВГД юга Украины с целью уточнения перспектив нефтегазоносности: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук: 04.00.17.—М.: 1981.—21 с.

97. Омельченко В.Г. Виділення регіональної покривки в карбонатних відкладах верхньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції за пластовими тисками: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук: 04.00.17.наук.—Івано-Франківськ, 1998.—17 с.

98. Орлов А.А., Волкова М.А., Жученко Г.А. Гидрогеохимическая зональность северо-западного шельфа Чёрного моря и связь её с нефтегазоносностью // Геол.

журн., 1991.—№5.—С. 81-87

99. Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр.—К.: Наук. думка, 1976.—144 с.

100. Осадчий В.Г., Куксов Г.А., Ковалик В.В. Морская геотермосъёмка.—К.: Наук. думка, 1979.—103 с.

101. Освоєння ресурсів газу і нафти Українського сектора акваторії Чорного і Азовського морів / М.П. Деркач, Б.Л. Крупський, В.В. Гладун та ін. // Геологія і геохімія горючих копалин.—2001.—№1.—С. 3-20

102. Особенности пространственного размещения скоплений нефти и газа в зонах глубинных разломов ДДВ и акватории Черного моря / В.П.Клочко, Г.Н.Ладыженский, А.Ф.Шевченко // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования.—К.: Наук. думка, 1975.—С. 170-173

103. Оценка нефтегазового потенциала подводных недр Чёрного и Азовского морей с позиции разломно-блоковой тектоники / П.Ф.Шпак, В.В.Крот, И.И.Чебаненко и др.// Препр. АН Украины, Ин-т геол. наук; 93-6. – К.: 1993.— 63 с.

104. Павлюк М.І. Мезозой-кайнозойська еволюція і нафтогазоносність Азово-Чорноморського шельфу: Автореф. дис.... докт. геол. наук: 04.00.17/ Ін-т геол. і геох. горюч. копалин НАНУ. — Львів, 1997.—29 с.

105. Павлюк М.І. Геодинамічна модель формування структури Кримсько-Чорноморської нафтогазоносної провінції // Геологія і геохімія горючих копалин.—1998.—№1 (102).—С. 26-31

106. Павлюк М.І., Богаєць О.Т. Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити.—К.: Наук. думка, 1978.—148 с.

107. М.І. Павлюк, О.З. Савчак, І.В. Колодій Проблема класифікації нафтогазоносних пасток (на прикладі Азово-Чорноморського шельфу) // “Нафта і газ України-96”. Матеріали науково-практичної конференції.—Харків, 1996.—С. 227

108. Парыляк А.И. Роль разрывных нарушений в формировании и размещении месторождений нефти и газа и время образования залежей в Крыму // Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа.—К.: Наук. думка, 1975.—С. 283-288

109. Парыляк А.И., Копач И.П. Основные черты тектоники и нефтегазоносное районирование юга Украины // Закономерности образования и размещения залежей нефти и газа.—К.: Наук. думка, 1978.—с. 115-122
110. Перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений Равнинного Крыма и северо-восточного Причерноморья / А.Т.Богаец, В.А.Гордиевич, Б.И.Денег и др. // Геология нефти и газа, 1968.—№10.—С. 43-48
111. Перспективи і напрям пошуків родовищ нафти і газу в Кримській нафтогазоносній провінції / Г.Н.Доленко, І.П.Копач, М.І.Павлюк // Геологія і геохімія горючих копалин.—1971.—Вип. 25.—С. 14-23
112. Пізньокрейдова еволюція фаціальної будови карбонатного шельфу Причорноморської частини Мезо-Тетису / К.Г.Григорчук, В.П.Гнідець, В.М.Найдьонов, Г.К.Бондарчук // Геологія і геохімія горючих копалин.—1994.—№1-2 (86-87).—С.47-56
113. Порфір'єв В.Б., Краюшкін В.О. Аналіз промислової нафтогазоносності світового континентального шельфу // Геол. журн., 1975.—Т.35.—Вип. 3.—С. 3-17
114. Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия.—Л.: Недра, 1975.—208 с.
115. Природные изотопы гидросферы / В.И.Ферронский, В.Г.Дубинчук, В.А.Поляков и др. —М.: Недра, 1975.—275 с.
116. Проблема нафтогазоносності півдня України / Г.Н.Доленко, О.І.Парильяк, О.С.Ступка, І.П.Копач // Доповіді АН УРСР. Сер.Б. Геол., хім.та біол. науки, 1980.—№1.—С. 6-11
117. Роль глубинных разломов при формировании залежей нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах юга Украины / В.Б.Порфирьев, В.П.Клочко, А.Я.Краснощёк и др. // Повышение экономической эффективности геологоразведочных работ в УССР.—К.: Наук. думка, 1974.—С. 130-131
118. Савчак О.З. Особливості будови та формування локальних структур Чорноморського шельфу в зв'язку з нафтогазоносністю // Геологія і геохімія горючих копалин, 1998.—№2 (103).—С. 31-35
119. Самсонов Ф.П. Артезианские воды нижнемеловых отложений Крыма // Известия ВУЗ, сер. геология и разведка.—1961.—№2.—С. 105-117

120. Сиван Т.П. Гидрогеология мел—палеогеновых отложений Крыма и Западного Предкавказья в связи с их нефтегазоносностью: Автореф. дис....канд. геол.-мин. наук.: 04.00.17/ Ин-т геол. и геох. горюч. ископ АН УССР.—Львов, 1974.—21 с.
121. Силян-Бекчурин А.И. Динамика подземных вод.—М.: Изд. Моск.ун-та, 1965.—380 с.
122. Смирнов Б.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе.— М.: Недра, 1981.—176 с.
123. Соллогуб В.Б., Сологуб Н.В. Тектоніка Одесько-Джанкойської рифтової зони // Доповіді АН УРСР.—Сер. Б. Геол., хім. та біол. науки.—1982.—№10.—С. 22-24
124. Старченко Г.С., Карпенко І.В. Перспективність олігоцен-нижньоміоценових відкладів осадових басейнів півдня України // Нафта і газ України. Збірник наукових праць. Матеріали 6-ої міжнародної науково-практичної конференції “Нафта і газ України-2000”.Т.1. Івано-Франківськ, 31 жовтня – 3 листопада. Івано-Франківськ, 2000—С. 224-225
125. Строение и нефтегазоносность северной части Чёрного моря и сопредельных территорий / В.Б. Порфирьев, В.Б. Соллогуб, В.А. Краюшкин и др.—К.: Наук. думка, 1978.—160 с.
126. Сулин В.А. Гидрогеология нефтяных месторождений.—М.-Л.: Гостоптехиздат.—1948.—480 с.
127. Султанов Б.И. Глубинные конденсационные воды газоконденсатных месторождений и условия их формирования.—Доклады АН АзССР, 1961.—Т.17.— № 12.—С. 1165-1167
128. Султанов Р.Г., Скрипка В.Г., Намиот А.Ю. Влагосодержание метана при высоких температурах и давлениях // Газовая промышленность, 1971.—№4.—С.6-8
129. Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Гидрогеохимия донных осадков Чёрного моря (северо-западная часть).—М.: Изд. АН СССР, 1962.— 245 с.
130. Тектоническая карта нефтегазоносных областей Украины и прилегающих районов масштаба 1: 500 000. Объяснительная записка / А.М.Палий, Л.Г.Плахотный (ред.).—К.: Мингео, 1981.—40 с.
131. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии / А.А. Карцев, Ю.П. Гаттенбергер, Л.М. Зорькин, В.В. Колодий и др.—М.: Недра, 1992.—208 с.

132. Тердовидов А.С. Исследование водонапорной системы мезокайнозойских продуктивных горизонтов Степного Крыма в связи с вопросами формирования, разведки и разработки газовых залежей: Автореф. дис...канд. геол.-мин. наук: 04.00.17/—М.: ВНИИГаз.—1967.—18 с.
133. Фаціальна модель пізньокрейдowego карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Кампанський вік. / В.П.Гнідець, К.Г.Григорчук, В.М.Найдьонов, Г.К.Бондарчук // Геологія і геохімія горючих копалин.—1992.—№4 (81).—С. 26-32
134. Фаціальна модель пізньокрейдowego карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Маастрихтський вік. / К.Г.Григорчук, В.П.Гнідець, В.М.Найдьонов, Г.К.Бондарчук // Геологія і геохімія горючих копалин.—1993.—№1 (82).—С.12-18
135. Фаціальна модель пізньокрейдowego карбонатного шельфу Чорноморської частини Мезо-Тетису. Турон-коньяк-сантонський віки. / К.Г.Григорчук, В.П.Гнідець, В.М.Найдьонов, Г.К.Бондарчук // Геологія і геохімія горючих копалин.—1994.—№1-2 (86-87).—С. 39-43
136. Хаин В.Е., Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы // Геол. журн.—1991.—№5.—с. 3-12
137. Ходжакулиев Я.А., Суббота М.И., Абрамова О.П. Водорастворённое органическое вещество и его нефтегазопроисхождение.—Ашхабад: Статистика, 1972.—232 с.
138. Швец В.М. Органические вещества подземных вод.—М.: Недра,1973.—191 с.
139. Шпак П.Ф. Нефтегазоносные провинции и области Украины: Препринт №14.—К.: ИГН АН УССР, 1983.—60 с.
140. Штогрин О.Д. Геохимические особенности подземных вод меловых и палеоценовых отложений Тарханкутского полуострова и их нефтепоисковое значение // Геология и геохимия горючих ископаемых.—1968.—Вып. 17.— С. 89-97
141. Штогрин О.Д., Гавриленко Е.С. Гидрохимические аномалии в зоне Тарханкутского глубинного разлома и их связь с нефтегазоносностью Крыма // Геология и геохимия горючих ископаемых.—1969.—Вып. 21.—С. 29-34
142. Штогрин О.Д., Озерний О.М. Амоній у водах крейдowych відкладів Північно-

- Кримського прогину та його зв'язок з нафтоносністю надр // Геологія і геохімія горючих копалин.—1972.—Вип. 30.—С. 73-77
143. Штогрин О.Д., Тердовидов А.С., Нечина С.В. Геохімія підземних вод Степового Криму та їх нафтогазорозшукове значення.—К.: Наук. думка.—1973.—176 с.
144. Штогрин О.Д., Нечина С.В. Органический углерод и фенолы в подземных водах Крыма и их нефтегазопоисковое значение // Методы и направления исследований органических веществ подземных вод. Ч.2. Закономерности распределения органических веществ в подземных водах и их использование как показателя нефтегазоносности.—М.: 1975.—С. 94-102
145. Штогрин О.Д., Колодий В.В. Фенолы в подземных водах Крыма и их связь с продуктивностью недр // Закономерности образования и размещения залежей нефти и газа.—К.: Наук. думка, 1978.—С. 144-145
146. Щепак В.М. Гидрогеологические условия Внешней зоны Предкарпатского прогиба в связи с газонефтеносностью: Автореф. дис.... канд. аук: 04.00.17 / Ин-т геол.-мин. наук АН УССР. — Киев, 1965.—22 с.
147. Kolodiy V.V., Kuryliuk L.V., Osadchiy V.G. Thermo-pressure conditions in petroliferous provinces of Ukraine // Геологія і геохімія горючих копалин .—1999.—№1 (106).—С. 35-43
148. Kolodiy V.V., Osadchiy V.G., Skachedub E.A. Prospecting of above zones of abnormally high pressure in oil and gas accumulation for geothermic parameters // Геологія і геохімія горючих копалин, 1999.—№2.—С. 29-35
149. Osadchiy V.G., Kucksov G.A. Heat-masstransfer processes in oil-gas accumulation zones // Thermal evolution of lithosphere and processes in the Earth's interior. International Symposium.—Moscow.—1989.— P. 103-104
150. Peculiarities of the structure and oil-gas bearing of the north-western part of the Ukrainian Black Sea offshore / V.V. Kolodiy, V.Yu. Zabigailo, G.Yu. Boiko, I.V. Kolodiy // Proceedings of the 2nd International Symposium of the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, 22-24 Sept. 1996, Sile-Istanbul, Turkey. Turkish Assoc. of Petrol. Geologists. Special Publication 4.—P. 233-236
151. Price L.C. Aqueous solubility of Methane at elevated Pressures and Temperatures/— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1979. — Vol. 63.—№ 9.—P. 1527-1533