

Міністерство освіти і науки України
Івано-Франківський національний технічний
університет нафти і газу

На правах рукопису

Кольцов Сергій Віталійович

УДК 550.834.05 (477.7)

«Сеймостратиграфічні критерії вивчення глибинної будови та перспективи нафтогазоносності Північнокримського прогину і прилеглих територій»

Спеціальність 04.00.22 - геофізика

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник
Степанюк Василь Петрович
кандидат геолого-мінералогічних
наук, професор

м. Івано-Франківськ - 2007 р.



Д 315

ЗМІСТ

| | Стор. |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| Вступ | 5 |
| Розділ 1 | |
| Стан та проблеми геолого-геофізичної вивченості Північнокримського прогину і прилеглих територій з позицій сеймостратиграфії | 10 |
| Висновки | 32 |
| Розділ 2 | |
| Сеймостратиграфічна та геолого-геофізична моделі Південного регіону України | 34 |
| 2.1 | |
| Принципи сеймостратиграфічного розчленування розрізу | 34 |
| 2.2 | |
| Літолого-стратиграфічна характеристика СЛП Південного регіону | 37 |
| 2.3 | |
| Геолого-геофізична модель | 45 |
| 2.4 | |
| Сеймостратиграфічна модель | 56 |
| 2.4.1 | |
| Придобруджинський прогин | 57 |
| 2.4.2 | |
| Каркінітсько-Північнокримський прогин | 78 |
| 2.4.3 | |
| Індоло-Кубанський прогин | 96 |
| Висновки | 125 |
| Розділ 3 | |
| Сеймостратиграфічні критерії визначення типів тектонічних порушень | 129 |
| 3.1 | |
| Типові моделі тектонічних порушень | 129 |
| 3.2 | |
| Сеймостратиграфічні критерії визначення типів тектонічних порушень | 135 |
| 3.2.1 | |
| Скиди | 137 |
| 3.2.2 | |
| Підкиди та підкидо-насуви | 147 |
| 3.2.3 | |
| Насуви | 154 |

| | | |
|----------|---------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 3.2.4 | Гравігенно-тектонічні зриви | 157 |
| 3.2.5 | Інверсійні розриви | 160 |
| | Висновки | 168 |
| Розділ 4 | Особливості геологічної будови Північнокримського рифтогенного прогину | 171 |
| 4.1 | Тектонічна будова | 172 |
| 4.1.1 | Бортові палеоскиди | 176 |
| 4.1.2 | Складові тектонічні елементи рифту | 180 |
| 4.2 | Особливості будови східної центрикліналі | 186 |
| 4.3 | Геологічна будова літодинамічних комплексів крейдового віку | 194 |
| | Висновки | 200 |
| Розділ 5 | Перспективи нафтогазоносності відкладів крейдового віку та напрямки геофізичних робіт | 203 |
| 5.1 | Сеймостратиграфічна класифікація нафтогазоперспективних структур | 203 |
| 5.2 | Принципи розміщення нафтогазоперспективних структур | 206 |
| 5.3 | Першочергові напрямки геофізичних робіт | 215 |
| | Висновки | 226 |
| | Висновки | 229 |
| | Список використаних джерел | 236 |

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ,
ОДИНИЦЬ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ

| | |
|-------------------------|-----------------------------------------------------|
| АВПТ | Аномально високий пластовий тиск |
| ВНК | Водо-нафтовий контакт |
| ВТ | Вулканогенно-теригенний |
| ГВК | Газо-водяний контакт |
| Гл. покр. | Покрівля глин |
| К | Карбонатний |
| КП | Карбонатна плита |
| КССК | Квазисинхронний сейсмічний седиментаційний комплекс |
| КТ | Карбонатно-теригенний |
| НГПС | Нафтогазоперспективна структура |
| ПК | Пікет |
| Під. | Підошва |
| Покр. | Покрівля |
| Св. | Свердловина |
| СЛП | Структурно-літологічний поверх |
| СК | Сульфатно-карбонатний |
| СПК | Сейсмічний пакет |
| СПЧ | Сейсмічна пачка |
| Т | Теригенний |
| ТК | Теригенно-карбонатний |
| $\Delta V_{\text{інт}}$ | Інтервальна швидкість |
| $G_{\text{сер}}$ | Середня щільність |
| $G_{\text{над}}$ | Надмірна щільність |
| У.п. | Умовне паливо |

ВСТУП

Актуальність теми. З отриманням незалежності в Україні особливу актуальність набула проблема нарощування обсягів видобутку нафти і газу за рахунок підвищення ефективності геологорозвідувальних робіт (ГРР). Одним із головних методів ГРР є сейсмозвідувальні дослідження МСГТ, на результатах яких базуються побудови геологічних моделей нафтогазоперспективних структур (НГПС).

На сучасному рівні, крім класичних методів вивчення основних горизонтів відбиття, виділення та трасування тектонічних розривів, необхідно використовувати прийоми сеймостратиграфічної інтерпретації, узагальнена методика якої включає аналіз сейсмічних комплексів та сейсмофацій, що виділяються за хвильовими картинами.

Для якісного проведення такої інтерпретації необхідні чітко визначені сеймостратиграфічні критерії вивчення глибинної будови. В першу чергу, геолого-геофізичні та сеймостратиграфічні моделі структурно-літологічних поверхів (СЛП) та сеймостратиграфічні класифікації нафтогазоперспективних структур.

Не дивлячись на те, що по Південному регіону України хоча і накопичено значний обсяг фактичного матеріалу та проведено багато досліджень, сеймостратиграфічні критерії вивчення геологічної будови не розроблені, що не дозволяє оптимізувати нафтогазопошукові роботи і забезпечити відкриття нових родовищ в межах Південного регіону України взагалі та Північнокримського рифтогенного прогину, зокрема.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Тема досліджень пов'язана з: науковим обґрунтуванням та аналізом результатів багаточисленних регіональних і пошуково-розвідувальних робіт, які виконувались Кримською геофізичною експедицією “Кримгеофізика” ДГП “Укргеофізика” в рамках національної програми “Нафта і газ України до 2010

року”; науковими дослідженнями за темами №175 (номер держреєстрації У-00-114/2) та № 175 (У-01-59/2) КП “Південекогеоцентр”; та наукової теми “Обґрунтування перспектив нафтогазоносності осадового чохла шельфу та глибоководної частини Українського сектору Чорного моря” ДП “Науканафтогаз” НАК “Нафтогаз України”, (номер держреєстрації 0106U010040); планом науково-дослідних робіт кафедри польової нафтогазової геофізики ІФНТУНГУ (звіт по НДР за 2007 р.); розробкою лабораторного практикуму для студентів – геофізиків ІФНТУНГУ “Сеймостратиграфічна інтерпретація матеріалів МСГТ”.

Мета і завдання досліджень. Основною метою є наукове обґрунтування та розробка сеймостратиграфічних критеріїв вивчення глибинної будови нафтогазоперспективних літодинамічних комплексів і локальних об'єктів та визначення перспектив нафтогазоносності Північнокримського прогину і прилеглих територій.

Основними завданнями досліджень для досягнення поставленої мети є: розробка геолого-геофізичної та сеймостратиграфічної моделі структурно-літологічних поверхів осадового чохла Південного регіону України; розробка сеймостратиграфічних критеріїв визначення кінематики тектонічних порушень; визначення особливостей геологічної будови і нафтогазоносності відкладів крейдового віку Північнокримського рифтогенного прогину; проведення сеймостратиграфічної класифікації нафтогазоперспективних структур (НГПС) з визначенням принципів їх розміщення на території рифту; обґрунтування пріоритетних напрямків та першочергових структур для проведення ГРР.

Об'єкт досліджень. Сеймостратиграфічні та геолого-геофізичні моделі нафтогазоперспективних комплексів Південного регіону України.

Предмет досліджень. Сеймостратиграфічні та літолого-стратиграфічні характеристики осадового чохла Південного регіону України, класифікації та принципи розміщення НГПС, критерії перспектив нафтогазоносності

нижньокрейдових відкладів та першочергові напрямки пошуків нафтогазоперспективних структур.

Фактичним матеріалом дисертації слугували дані глибокого буріння, матеріали наземної (МСГТ) та свердловинної сейсмозв'язки (ВСП, ПМ ВСП), ГДС, які отримані та проаналізовані в процесі обґрунтування і проведення геолого-геофізичних робіт в межах суходолу Південного регіону України, а також численні фондові матеріали та літературні джерела.

Методи досліджень. Аналіз та систематизація геолого-геофізичної інформації; сейсмостратиграфічне розчленування; порівняльні аналогії; компіляції; структурно-тектонічні; автоматизоване картобудування.

Наукова новизна розкрита у наступних наукових положеннях:

1. Геолого-геофізична і сейсмостратиграфічна моделі осадового чохла Південного регіону України, до основи яких покладено узагальнення геолого-геофізичної інформації з розподілом за відомими структурно-літологічними поверхнями та їх відображення в рисунку сейсмічного запису хвильового поля.

2. Сейсмостратиграфічні критерії виділення тектонічних порушень з визначенням їх типів у відповідності до прийнятої геологічної класифікації, які базуються на аналізі хвильових картин, геолого-геофізичних та сейсмостратиграфічних моделях СЛП.

3. Закономірності розміщення нафтогазоперспективних структур у відкладах нижньокрейдового віку Північнокримського прогину основою яких є дослідження по уточненню геологічної будови східної центрикліналі прогину, вперше побудовані структурні карти сейсмічних горизонтів IIIa(P₁під.), IVa(K₁покр.), IVb₂(K₁під.); дослідження з визначення принципів розміщення порід-колекторів, флюїдонепроникливих товщ у розрізі відкладів крейдового віку.

Практичне значення одержаних результатів в застосуванні розроблених сейсмостратиграфічних моделей і критеріїв аналізу сейсмічних матеріалів для вивчення особливостей геологічної будови Північнокримського рифтогенного

прогину з позицій актуалістичної геодинаміки та перспектив його нафтогазоносності.

Вивчена геологічна будова Північнокримського рифтогенного прогину, побудовані структурні карти по основних сейсмічних горизонтах та визначені принципи розміщення нафтогазоперспективних об'єктів, які використані для складання планів ДГП „Укргеофізика”, щодо проведення пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ в Південному регіоні України з визначенням черговості їх виконання.

Особистий внесок здобувача. Основні теоретичні і методичні результати, що виносяться на захист, отримані автором самостійно. Побудова структурних карт сейсмічних горизонтів в межах Північнокримського рифтогенного прогину виконана з використанням матеріалів ДАТ «Чорноморнафтогаз» (Мельничук П.М., 2005р.) та ТЦ ДГП «Укргеофізика» (Стовба С.М., 2003р.), співробітниками КГФЕ «Кримгеофізика» під керівництвом та безпосередній участі автора.

Апробація результатів дисертації. Основні результати досліджень і положень доповідались на наукових і науково-технічних конференціях: II Міжнародна наукова конференція «Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов» (Крым, 2000)., Гурзуф, 2000 р.; III Міжнародна конференція «Крым-2001», “Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона”, Гурзуф, 2001 р.; IV Міжнародна конференція «Крым-2002», “Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона”, Гурзуф, 2002 р.; V Міжнародна конференція «Крым-2003», «Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона», Гурзуф, 2003 р.; VI Міжнародна конференція «Крым-2005», «Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона», Гурзуф, 2005 р.; Міжнародна науково-практична конференція УНГА «Нафта і газ України –2004», Судак, 29 вересня – 01 жовтня 2004 р.; Науково-технічний семінар НАК «Нафтогаз України» «Стан та перспективи розвитку

робіт по комплексуванню різних методів досліджень нафтогазоперспективних розрізів при проведенні геологорозвідувальних робіт на нафту та газ», Ахтирка, 29-30 квітня 2004 р.; Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти», Київ – 2005 р.; IV Міжнародна конференція за проблемою нафтогазоносності Чорного, Азовського та Каспійського морів, Геленджик, 4-7 червня 2007р.; Міжнародна науково-технічна конференція «Прикладна геологічна наука сьогодні, здобутки та проблеми», Київ, 5-6 липня 2007р.

Публікації. Матеріали дисертаційної роботи опубліковані в 16 наукових працях, серед яких 6 статей у фахових виданнях, передбачених ВАК України (з них одна одноосібна).

РОЗДІЛ 1

СТАН ТА ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ
ПІВНІЧНОКРИМСЬКОГО ПРОГИНУ І ПРИЛЕГЛИХ ТЕРИТОРІЙ З
ПОЗИЦІЙ СЕЙСМОСТРАТИГРАФІЇ

Інтерес до Південного регіону України, як потенційного джерела корисних копалин виник в глибоку давнину, але цілеспрямоване наукове вивчення геологічної та тектонічної будови налічує лише 100 років. Можна виділити три головних етапи геолого-геофізичної вивченості регіону, протягом яких отримано дані про геологічну будову, тектоніку та нафтогазоносність, які покладено в основу розробок дисертаційної роботи.

Перший етап геологічних спостережень в Криму охоплює період від XVIII ст. до 1917 року. Спочатку це були окремі подорожі російських та іноземних дослідників, які їх описували і збирали колекції гірських порід (Василь Зуєв, С. П. Палас, М. О. Головкінський та ін.). В кінці 19-го та на початку 20-го століття розпочато систематичні геологічні дослідження по стратиграфії, петрографії та тектоніці. Особливо велике значення мають роботи М. І. Андрусова, Н. Ф. Синцова, А. Ф. Слудського, К. К. Фохта та ін. Були складені перші геологічні карти, надано опис окремих стратиграфічних рівнів, зроблено перші кроки опису тектоніки.

Другий етап вивчення (1917-1941 р.р.) пов'язаний з розвитком більш детальних геологічних досліджень. В ці ж роки в комплекс методів вивчення геологічної будови входить структурне і пошукове буріння, а також геофізичні методи: електророзвідувальні методи "СПР" і гравірозвідка. Найбільше значення мали роботи О. Д. Архангельського, К. І. Макова, Г. О. Личагіна, М. В. Муратова, Д. В. Соколова, К. К. Фохта. В цей період вияснялись загальні питання стратиграфії, тектоніки, гідрогеології, палеонтології, перспективності регіону у відношенні нафтогазоносності. Були зроблені перші спроби

узагальнення геологічних даних. Більшість цих досліджень базувалися на теорії блокової і складчасто-блокової тектоніки з переважаючою роллю вертикальних тектонічних рухів. В той же час висловлювалися припущення про велику роль горизонтальних рухів. Так, В. Д. Соколов припустив наявність крупного насування титонських відкладів на більш молоді породи в східному Криму [1]. А. С. Моїсеєв висунув припущення про переміщення верхньоюрських вапняків Головної гряди Кримських гір по насувах, виділяв численні насуви і насувні луски у відкладах юри Гірського Криму [2, 3].

Третій етап вивчення (1945р. – теперішній час) характеризується бурхливим розвитком геолого-геофізичних досліджень в Криму. До цього періоду відносяться дослідження М. В. Муратова, І. О. Брода, Г. О. Личагіна, В. Ф. Малаховського, О. Д. Архангельського, М. С. Бурштара, Ю. В. Казанцева, В. Б. Соллогуба, О. В. Чекунова, Г. Х. Дікенштейна та ін. В Південному регіоні проводяться детальні структурно-геологічні зйомки, складаються геологічні карти, деталізується будова регіону. Розпочато буріння опорних, пошукових, розвідувальних свердловин та проведення геофізичних досліджень в свердловинах (ГДС), а також регіональні геофізичні роботи (магніто-гравірозвідувальні і сейсморозвідувальні (МВХ) масштабу 1:200000 та 1:500000 з тематичним узагальненням отриманих даних).

Розпочинаючи з 60-х років головну роль серед інших геофізичних методів займає сейсморозвідка різних модифікацій (ГСЗ, КМЗХ, МВХ, МВХ РНП). В ці роки основну увагу приділяли картуванню границь відбиття та заломлення, які пов'язані з подошвами та покрівлями великих літодинамічних комплексів, а також трасуванню крупних тектонічних порушень.

Великий внесок у розвиток сейсморозвідки ВСП зробив А. Н. Аміров, яким було систематизовано дані про сейсмічні швидкості.

Одним з основних наукових досягнень 60-х – 70-х років минулого сторіччя є те, що за результатами узагальнення даних сейсморозвідки ГСЗ, КМЗХ, МВХ, гравіметрії і магніторозвідки групою вчених на чолі з В. Б. Соллогубом була висунута гіпотеза про існування Одесько-

Джанкойського рифту, як наслідок розвитку коро-мантійної суміші у верхній мантії і нижній корі.

З 1968 року розпочато роботи по упровадженню методу спільної глибинної точки (МСГТ) і вже з 1973 року усі сейсмозвідувальні роботи виконуються цим методом. На початку 70-х років проведено перші дослідження МСГТ на акваторії Чорного моря (А. Ф. Коморний та ін.). Не дивлячись на суттєвий методологічний крок, задачі сейсмозвідки залишилися попередніми – картування поверхонь головних горизонтів відбиття, без вивчення міжреперного простору.

Великий внесок в розвиток польової геофізики та методів інтерпретації даних, на цьому етапі досліджень, зробили в своїх роботах кримські геофізики М. К. Ківшик, М. Є. Герасимов, В. І. Меркулов, В. В. Чернов (сейсмозвідка), А. І. Котляр (гравірозвідка), В. М. Апарєєв, Р. І. Кривонос, Н. П. Корольова (ГДС) та геологи В. А. Гордієвич, Г. П. Курило, Л. Г. Плахотний, Н. М. Чір та інші.

В результаті цих робіт було виявлено та закартовано велику кількість антиклінальних складок у відкладах різного віку, де було відкрито декілька родовищ вуглеводнів в основному в кайнозойській частині розрізу, відносно просто побудованої, і яка містить в собі складки брахіантиклінального типу невеликих розмірів.

Пошуки родовищ в більш древніх відкладах і на великих глибинах не дали очікуваних результатів, що, в першу чергу, пов'язано з недоліками концепції блокової та складчасто-блокової тектоніки регіону, яка використовувалась при геологічній інтерпретації сейсмозвідувальних даних. При інтерпретації даних сейсмозвідки основна увага надавалась виділенню субвертикальних тектонічних розривів та забезпеченню подібності структурних побудов по різновікових комплексах. Цьому сприяло і те, що на часових сейсмічних розрізах велика була роль і доля хвиль-завад різної природи. Методика цих років не дозволила повністю звільнитися від них із-за недостатньо ефективних систем спостережень при проведенні польових робіт,

програмних комплексів обробки і прийомів інтерпретації. Також були недосконаліми апаратура, методи обробки та інтерпретації даних ВСП та ГДС.

Якість матеріалів, що отримувались, не дозволяла проводити сеймостратиграфічне розчленування розрізу за рисунком сейсмічного запису і параметрами середовища з визначенням об'ємних границь об'єктів. Також неможливо було проводити визначення і аналіз фізичних параметрів (сейсмічні швидкості та ін.) з використанням різних типів хвиль.

З упровадженням більш потужних систем спостережень МСГТ і програмних комплексів обробки (А. О. Мень), багатохвильової свердловинної сейморозвідки та ПМ ВСП (А. Н. Аміров) поступово вдалось звільнитися від фону кратних хвиль та інших хвиль-завад і впевнитися, що структурний план нижньокрейдових відкладів Північнокримського і Індоло-Кубанського прогинів та палеозою Західного Причорномор'я не схожий на структурний план вищезалягаючих відкладів, особливо кайнозойського віку.

Отримані в середині 80-х - на початку 90-х років сейморозвідувальні матеріали дозволили здійснити перші роботи з сеймостратиграфічного аналізу сейсмічних даних, ПГР та регіонального узагальнення даних про параметри середовища.

Вперше сеймостратиграфічне розчленування осадової товщі Південного регіону України з використанням такого підходу було проведено М. Є. Герасимовим сумісно з Б.С. Кривченковим у 1986 році [4].

У цій роботі приведено узагальнені дані по структурно-літологічних поверхах (СЛП) – про вік, глибину залягання, товщину, інтервальні сейсмічні швидкості поздовжніх хвиль, а також про стратиграфічну приуроченість та індексацію основних горизонтів відбиття з коефіцієнтами відбиття (K) на цих границях. Виділення за вказаними параметрами структурно-літологічних поверхів (СЛП) дозволило порівняти сеймостратиграфічну характеристику з різних районів Південного регіону України і використовувати ці дані в практиці геофізичних досліджень.

На початку 90-х років було проведено розчленування СЛП на КССК, СПК та СПЧ, а також узагальнено дані про швидкості поперечних хвиль.

Таким чином, до середини 90-х років сеймостратиграфічне розчленування осадової товщі півдня України на сейсмічні комплекси різних ієрархічних рівнів було проведено і широко застосовувалось при інтерпретації сейсморозвідувальних даних.

Для правильного аналізу карт потенційних полів та використання їх при проведенні нафтопошукових досліджень необхідно мати дані про фізичні властивості гірських порід, які складають розріз того чи іншого району. В межах Південного регіону України систематичне та цілеспрямоване вивчення фізичних властивостей порід проводилось протягом усього періоду геологічних досліджень. Великий обсяг вимірів дав можливість оцінити фізичні характеристики відкладів як на окремих площах, так і на всій території півдня України. На теперішній час було зроблено узагальнення петрофізичних властивостей окремих складових регіону (наприклад: відкладів Гірського Криму [5, 6], Рівнинного Криму [7] і т.п.), швидкостей розповсюдження пружних коливань всього регіону у цілому [4, 8], або окремо по породах-колекторах та покришках [9]. В цих роботах, за виключенням [4], узагальнено дані по стратиграфічних рівнях (розчленування на епохи) без відокремлення окремих структурно-літологічних поверхів (СЛП), що незручно при проведенні сеймостратиграфічної інтерпретації. На теперішній час узагальнень головних петрофізичних властивостей (позірний опір, магнітна сприйнятливність, щільність, пористість), а також літологічного складу з розподілом по СЛП не існує.

При нафтогазопошукових дослідженнях дуже важливі точні знання про тектонічну будову, які базуються на останніх наукових розробках та досягненнях.

З метою правильного розуміння проблем, які є у поглядах на тектоніку Південного регіону, в розділі наведено короткий опис еволюції цих поглядів.

За час вивчення регіону вони змінювались від тих, що базуються на “класичній” геосинклінальній теорії, до теорії плит, тобто ці погляди повторили загальносвітовий еволюційний шлях.

Перші спроби пояснення причин виникнення і формування дислокацій, а також погляди на характер тектоніки Криму відносяться до кінця ХІХ – початку ХХ ст. (К. К. Фохт [10], В. Д. Соколов [1, 2] та ін.). Слід відмітити, що ці дослідження ще не базувалися на будь-яких теоріях.

У післявоєнний період у результаті досліджень було побудовано велику кількість тектонічних карт і схем Південного регіону України та його складових частин. Більшість цих побудов було виконано з позицій геосинклінальної теорії. Аналіз та класифікація структурних моделей, які базуються на різних уявленнях про будову регіону, проведено М. Є. Герасимовим у 1994 р. [11]. Згідно його досліджень найбільша кількість моделей базувалася на уявленнях про блокову будову регіону, що виникла внаслідок завершення геосинклінального розвитку. Найбільш значними роботами того напрямку слід вважати дослідження М. В. Муратова [12-17], Г. А. Личагіна [18, 19], М. С. Бурштара [20], Г. Х. Дікенштейна [21], А. В. Чекунова [22-24], В. Б. Соллогуба [25-27] та ін. Ці автори склали структурні моделі, в яких головну роль відведено субвертикальним розломам скидового, зсувного типу та їх комбінаціям і дуже рідко підкидової кінематики. Орієнтування розривів у верхній частині розрізу вважалося аналогічним дорифейським глибинним розломам [28]. Розриви трасувалися з півдня на північ, південного-заходу на південний схід, які перетинають субширотні структури півдня України і сейсмоактивні зони Криму та Кавказу. Вважалося, що магматичні тіла приурочені виключно до зон глибинних розломів меридіонального простягання, а структурні плани різних структурно-літологічних поверхів подібні один до одного і т.п. Суттєвим недоліком цих моделей було те, що вони не були збалансовані та не допускали палінспастичних реконструкцій структур.

Наступним еволюційним кроком в поглядах на тектонічну будову регіону були структурні моделі, які базувалися на уявленнях про **складчасто-насувну** будову регіону. Найбільш значні роботи цього етапу належать Ю. В. Казанцеву [29, 30], М. Є. Герасимову [31]. В цих роботах була зроблена спроба ув'язати питання, що стосуються часу та основних особливостей формування земної кори, взаємозв'язки плікативних і диз'юнктивних дислокацій, а також структурне положення та походження магматичних утворень. Хоча окремі геологічні структури авторами трактувались цілком обґрунтовано, прийнятий ними варіант геологічної будови Криму з переважаючим насуванням товщ на Східно-Європейську платформу не дозволяв побудувати загальну геометрично можливу модель будови та розвитку регіону.

Корінний перегляд поглядів на будову південного обмеження Східно-Європейської платформи було зроблено у 1994 році в докторській дисертації М. Є. Герасимова [11]. У роботі надана нова тектонічна схема та геодинамічна модель Азово-Чорноморського регіону з позиції **актуалістичної геодинаміки** та балансу переміщень.

Поштовхом до створення цієї моделі стали роботи В. Е. Хаїна [32, 33], відомі палеогеодинамічні реконструкції океану Тетісу [34], палеомагнітні дослідження Д. М. Печерського та В. А. Сафонова [35], які дозволили виявити високоамплітудні горизонтальні переміщення фрагментів сучасного Криму. Згідно цих досліджень ширина зони субдукції досягає 1700 км. Поштовхом до створення моделі було виділення Кримського терейну Е. Г. Тихоненковим у 1989 р. [36], так як виникла проблема виявлення в його обрамленні колізійних швів (сутур), які є відображенням повної субдукції океанічної кори палеоокеану Тетіс. Важливим кроком було також обґрунтування і виділення В. В. Юдиним [37-39] та М. Є. Герасимовим [11] положення та направлення нахилу сутурних зон.

В подальшому ці погляди на тектоніку були доповнені та значно розвинуті в роботах [40-58], які дозволили створити певні погляди і уявлення

про тектоніку регіону і скласти принципово нову тектонічну схему та геодинамічну модель [47-49] (Рис. 1.1)

Виходячи з сучасних геодинамічних уявлень, Південний регіон представляє собою складнобудований фрагмент Євразійської плити. Ця складність обумовлена тим, що за час еволюції відбувалося накладення структур різних етапів розвитку. Згідно досліджень останніх років [50, 51], встановлено, що регіон пройшов ряд етапів дивергентних та конвергентних геодинамічних процесів. Кожному етапу були властиві певні структурні форми, літодинамічні комплекси, кінематика значних тектонічних розривів, магматизм. На **дивергентних етапах** переважали процеси рифтогенезу та спредингу; відбувалося утворення рифтогенних прогинів. Переважаючими формами диз'юнктивних дислокацій були лістричні скиди. Основні локальні структури представлені грабено - та горстоподібними, антитетичними та гомотетичними блоками, залишковими рифтогенними підняттями і масивами палеовулканів. На **конвергентних етапах** відбувалася повна або часткова субдукція океанічної кори палеоокеанів під континентальну, або океанічну кору у зонах колізій та субдукцій. Відображенням положення цих зон є колізійні шви (сутури). Тому виділення, визначення напрямлення нахилу та трасування сутур є основою тектонічного районування, так як вони не тільки визначають геодинамічну, модель і контролюють утворення осадових та вулканічних формацій, а також структур низьких порядків (крайові прогини, тектонічні пластини і т.п.) [33].

Найбільш давньою на території регіону є пізньопалеозойська Дунайсько-Терська сутура, яка сформувалася при пізньопалеозойській колізії Скіфської плити з Євроамериканським (за Зоненшайном) [34] континентом і має південний нахил. Ця сутура вперше обґрунтована в межах Криму В. В. Юдиним під назвою Північнокримська [52, 39], а у 1994 р. під назвою Дунайсько-Терська, була простежена по усій південній окраїні Східно-Європейської платформи (палеократону) [11] (Рис. 1.1).



А 315

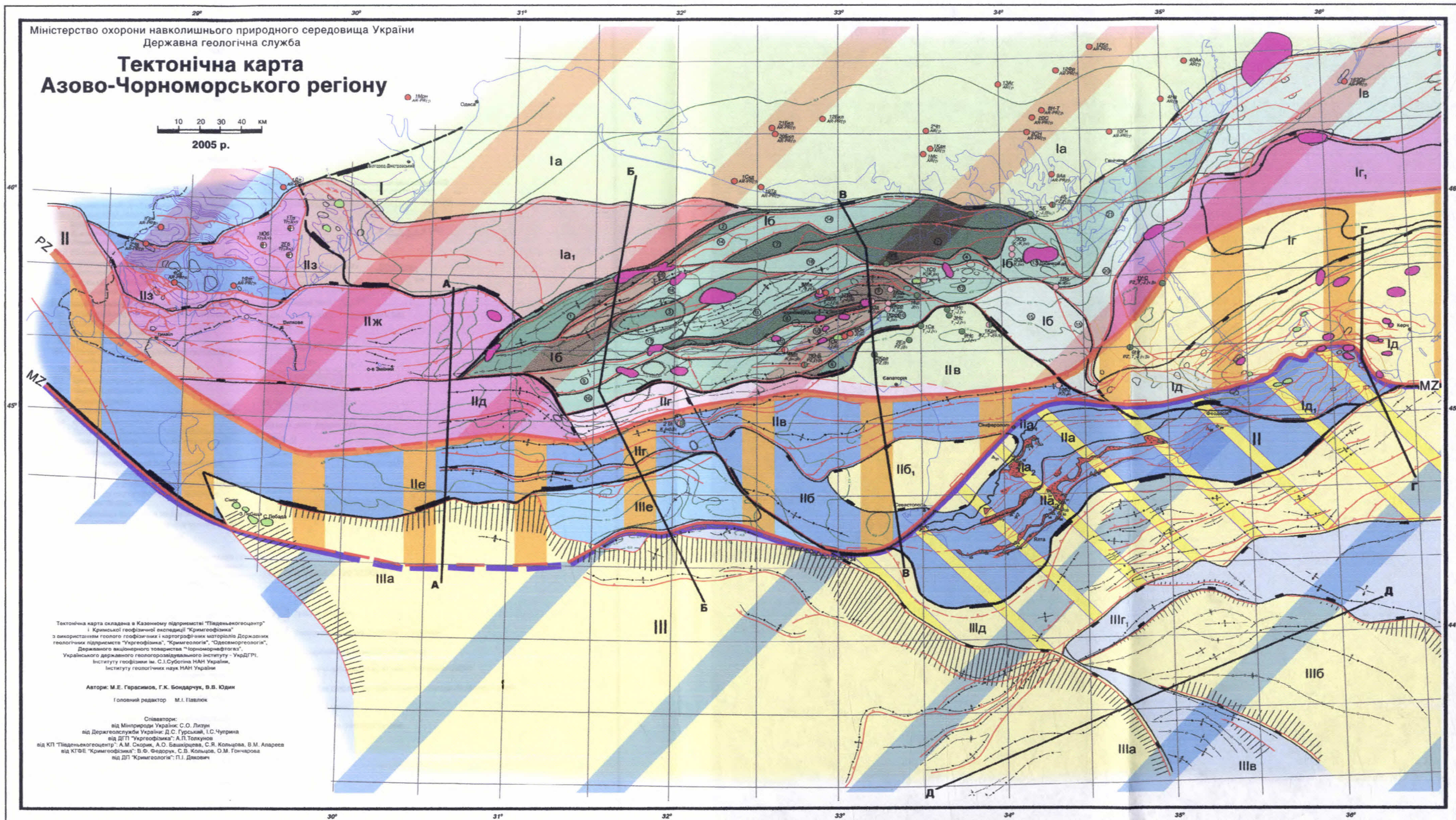


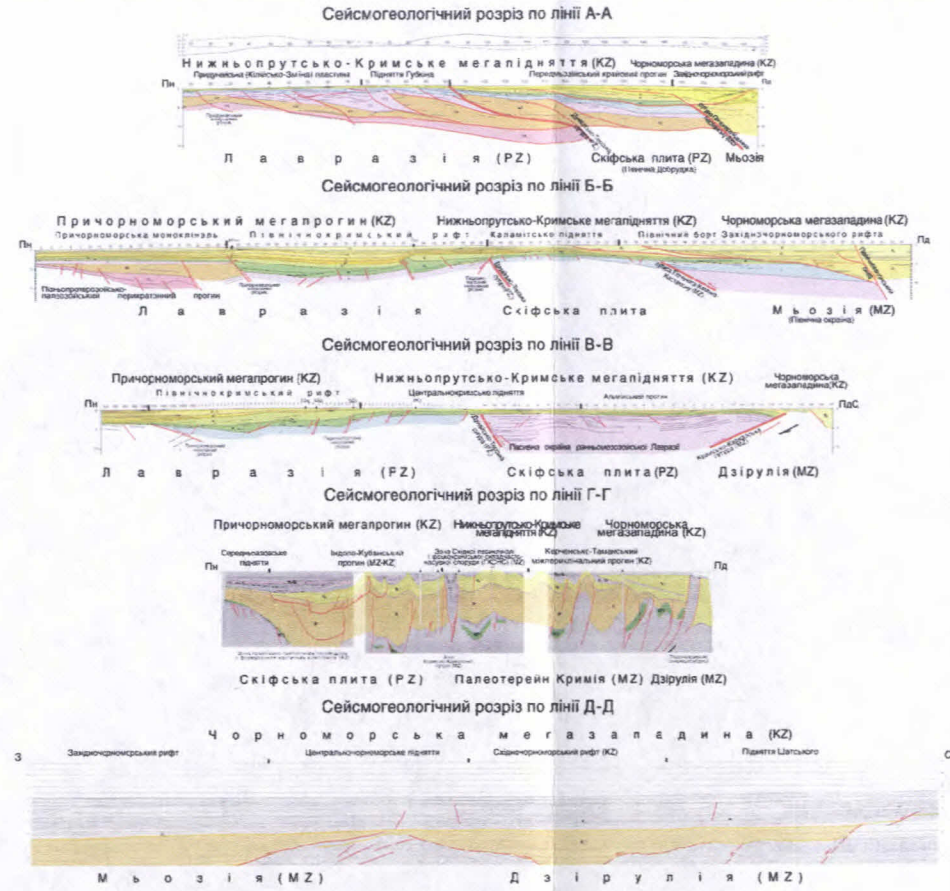
Рис. 1.1. Тектонічна карта Азово-Чорноморського регіону за М. Є. Герасимовим, Г. К. Бондарчуком, В. В. Юдиним та ін., 2005

Умовні позначення до тектонічної карти Азово-Чорноморського регіону:

- PZ** Палеопалеозойська сутура (Дунайсько-Терська)
MZ Мезозойські сутури (Печеняга-Камена і Кримсько-Кавказська)
- I** Причорноморський мегалпрогин:
Ia Південноукраїнська монокліналь;
Ia₁ Прогнозуюча зона розвитку карбонатної товщі девону-карбону пасивної окраїни Лавразії
Ib Північнокримський рифтогенний прогин
 Блоки антитетичного типу:
 1 - Голцінський; 2 - Тендрівський; 3 - Шмідтівський; 4 - Тетянівський; 5 - Рилевський;
 6 - Октябрський
 Блоки горстового типу:
 7 - Каркінтський; 8 - Глібівський
 Грабени:
 9 - Михайлівський; 10 - Тарханкутський; 11 - Північнотарханкутський; 12 - Серебрянський;
 13 - Сиваський; 14 - Карсінтський; 21 - Східносилавський
 Блоки гомотетичного типу:
 15 - Красногвардійський; 16 - Південнотарханкутський; 17 - Приосьовий; 18 - Південношмідтівський;
 19 - Південноглібівський; 20 - Слав'янський
- Iv** Північноазовський прогин
Ig Середньоазовське підняття
Ig₁ Азовський вал
- Id** Індоло-Кубанський рифтогенний прогин
Id₁ Приморська монокліналь
- II** Нижньопрутсько-Кримське (Придунайсько)-Кримське мегалінійня
IIa Гірськокримська складчасто-насувна споруда (по В.В. Юдину)
IIa₁ Куєстова монокліналь
IIa₂ Передгірна структурна зона
IIa₃ Гірська структурна зона
IIb Качинський блок ранньомезозойської пасивної окраїни Лавразії з накладеним Альпійським прогином
IIb₁ Альпійський прогин
IIb₂ Центральнокримське підняття
IIg Ільчевське підняття
IId Підняття Губкіна
IIe Крайова ступінь (північна бортова зона Західно-Чорноморського рифтогенного прогину)
IIж Придунайське підняття
IIз Болградсько-Льманський блок (Алібейський, Гривайський, Каланчакський блоки; Каменський (Татарбунарський), Камішинський прогини)
- III** Чорноморська мегазападина
IIIa Західночорноморський рифтогенний прогин
IIIb Східночорноморський рифтогенний прогин
IIIв Центральнокримське залишкове рифтогенне підняття
IIIг Залишкове рифтогенне підняття Шатського
IIIг₁ Підняття Тетяєва
IIIд Прикримсько-Кавказська зона складок
IIIе Передмізійський верхньороско-нижньокрейдовий крайовий прогин
- A-A** Ліній сейсмогеологічних розрізів
- Палеоплити:**
 Південна окраїна палеомікроматиненту **Аратія (Україна)** в складі ССП (AR-PR) зі збереженими фрагментами верхньопротерозойсько-палеозойської пасивної окраїни. Передсхідній крайовий прогин та накладені рифтогенні прогини триас-нижньороско і нижньокрейдового віку
Скіфська плита (PZ)
 Зона кімерійського колажу палеомікроматинентів і острівних дуг зі збереженими фрагментами пасивних окраїн, крайових прогинів та накладені рифтогенні прогини крейдового і кайнозойського віку
- Колізійні шви (сутури):**
Дунайсько-Терська палеопалеозойська сутура південного падіння
 Мезозойські сутури: **Печеняга-Камена** південного падіння і **Кримсько-Кавказська** мезозойська північного падіння
Гірськокримська складчасто-насувна споруда (ГКСНС) з зонами меланжів (по В.В. Юдину)
 Зони рифтогенезу триас-нижньороско віку, піддані тангенціальному стисненню в пізньомезозойський та кайнозойський час:
Каменський (Татарбунарський) рифт, **Придунайська** тектонічна пластина, **вал Губкіна** та ін. на заході, **Азовський вал** на сході
Карсінтсько-Сиваський грабен в Криму і північно-західному шельфі
Передмізійський крайовий прогин (фрагмент)

- Зона задугового рифтогенезу нижньокрейдового віку:**
Північнокримський рифт з гоостоподібними і антитетичними блоками
- Східне та південно-східне відгалуження Північнокримського рифту
 Прибортові тераси Північнокримського рифту
 Центральнокримська тераса на півні і східна центрікліналь (**Північно-Азовський прогин**) Північнокримського рифту на сході
- Рифтогенні прогини крейдо-кайнозойського віку:**
 Фрагменти **Західночорноморського** і **Східночорноморського** рифтів (ЗЧР і СЧР), **Індоло-Кубанський** і **Альпійський** прогини
 Проекції бортових скидів ЗЧР і СЧР
- Залишкові рифтогенні підняття - фрагменти палеомікроматинентів **Мьозія** і **Дзірулія**
- Сучасні регіональні структури півдня України:**
 I - **Причорноморський мегалпрогин**; II - **Нижньопрутсько-Кримське мегалінійня**; III - **Чорноморська мегазападина**
- Зони складок тангенціального стиснення пліоцен-четвертинного етапу:**
Прикримсько-Кавказська разом з **Гірським Кримом** (ГКСНС)
- Границі тектонічних елементів
 Підкидо-насуви і насуви
 Скиди
 Осьові зони антиклінальних структур
 Осьові зони синклінальних структур
 Прогнозуючі контури палеовулканів в нижньокрейдового і юрського віків
 Прогнозуючий контур відсутності нижньокрейдових відкладів на Середньоазовському піднятті
 Ізогіпси відбиваючого горизонту **IIIa** (підшоша відкладів олігоцену, Керченський півострів)
 Ізогіпси відбиваючого горизонту **IVb** (підшоша нижньокрейдових відкладів)
 Ізогіпси відбиваючого горизонту **Vla** (підшоша відкладів кри, Західне Причорномор'є)
- Газові родовища
 Нафтові родовища
 Локальні структури
- Пункти вивчення магматичних комплексів**
 Свердловини
- Відслонення**
 1- с. Петропавлівка, 2- р. Бодрак, 3- с. Дрое'янка, 4- с. Українка, 5- с. Лозове, 6- Зміїна балка, 7- с. Соколине, 8- с. Верхній Кастрополь, 9- околиця Ялти, 10- г. Малий Ведмідь, 11- с. Партевіт, 12- с. Лаврове, 13- мис Плака, 14- с. Сонячногорське, 15- струмок Ксир-Піот, 16- р. Суук-Су, 17- Гераклейський півострів, 18- с. Руднівка, 19- с. Партизанське, 20- "Вододільне" інтрузивне тіло, 21- інтрузивний масив Поштовське (с. Севаст'янівка), 22- р-н с. Форос, 23- околиця с. Опозізневе, 24- с. Шасливе, 25- Бешуйські копальні, 26- Гузуфське сідло, 27- с. Рибаче, 28-г. Карадаг, 29- г. Татар-Хабурга, 30- г. Аю-Даг, 31- г. Кастель, 32- г. Сераус, 33- г. Шарха, 34- Ломоносовський підводний масив
- Кислі магматичні породи:
 λ - ріоліти, τ - дацити, γ - граніти, γδ - гранодіорити
- Середні магматичні породи:
 α - андезити, αβ - андезити-базальти, δ - діорити, γδ - кварцеві діорити, ζ - сієніти
- Основні магматичні породи:
 β, η - діабаз, опілки, базальти, ν - габро діабаз

Сейсмогеологічні розрізи до тектонічної карти Азово-Чорноморського регіону :



Умовні позначення до сейсмогеологічних розрізів:

- Палеогенова система**
N+Q Відклади неоген-квартеру
P Палеогенові відклади
P₃ N₁ Верхній відділ (олігоцен+нижній міоцен, майкопська серія)
P₂ Середній відділ
P₁ Нижній відділ
- Крейдова система**
K Крейдові відклади
K₂ Верхній відділ
K₁ Нижній відділ
J_{2,3} Юрські відклади
- Триасові відклади**
T₃ Триасові відклади
PZ Палеозойсько-нижньомезозойські відклади
PR Протерозойсько-палеозойські відклади
- Тектонічні палеорозриви: а) скиди; б) гідкидо-насуви
 Тектонічні розриви, активні в кайнозой: а) скиди; б) гідкидо-насуви
- Геологічні межі
 Свердловини глибокого буріння
 Графік F(Δg)
 Графік ΔTa

У зв'язку з тим, що сутура на території Криму перекрита потужною товщею мезозойсько-кайнозойських відкладів, різними авторами вона трасується по різному. На відміну від першого варіанту трасування у 1999 р. В. В. Юдиним було обґрунтовано більш північне положення сутури [46]. У 2002 р., в результаті аналізу даних буріння свердловин, а також ГСЗ, КМЗХ та МСГТ, нами був зроблений висновок про більш південніше положення сутури у межах Криму [53].

Ця сутура є північною границею Скіфської плити [13] і південною границею Передскіфійського крайового прогину пізньопалеозойського віку, утвореного при насуванні Скіфії на північ [11, 46].

Південною границею Скіфської плити є колізійні шви (сутури) Кримсько-Кавказська (MZ) та Печеняга-Камена (MZ), які мають різну кінематику (Рис.1.1). Подібна різниця кінематики окремих частин Скіфії пов'язана зі збільшенням товщини земної кори в зоні Одеського дорифейського шва [51]. Східніше цього розлому відбувалося насування групи мікроконтинентів (Кримія, Теодосія, Анапія), а західніше – підсування під Мьозію [55].

Такий розвиток у мезозої окремих частин півдня України обумовило різну вергентність структур стиснення та місцезнаходження крайових прогинів. У західному секторі Передмьозійський (Переддобруджинський) крайовий прогин знаходиться північніше колізійного шва, а структури мають північну вергентність. У східному секторі розвинуті структури південної вергентності, а Бітакський крайовий прогин розташований на південь від сутури.

Південніше Скіфської плити розташовується група мезозойських мікроконтинентів Кримія, Теодосія, Анапія та інші.

Південною границею Гірськокримського терейну є Південнокримська сутура середньо-верхньоюрського віку, яка розташована вздовж континентального схилу Чорного моря [56].

Кайнозойську геодинаміку регіону відзначають процеси задугового рифтингу та спредингу в тилу насування Євразії на Африканську та Аравійську літосферні плити, при цьому формуються Чорноморська мегазападина

(Західно- та Східно-Чорноморський прогини), Індоло-Кубанський та Каркінітсько-Сиваський рифтогенні прогини, а також Кримсько-Кавказська зона підсуву (Південнокримський та Північночорноморський насуви) [55].

Слід відмітити, що про різні структури на ранніх етапах розвитку коректно говорити в палеотектонічному розумінні, так як в результаті наступних тектонічних процесів виникла часткова або повна перебудова цих елементів.

Найбільш древнім тектонічним елементом Південного регіону України є пасивна окраїна Лавразії (у ранньому палеозої – Лаврусії) [33], збережена північніше Дунайсько-Терської сутури (Рис. 1.1). Цей елемент вивчений бурінням та сейсморозвідувальними дослідженнями в межах Західного Причорномор'я, де встановлено розвиток осадового чохла венд-кам'яновугільного віку [57].

В межах інших частин регіону ці відклади прогнозуються на великих глибинах (Присивасся), або доведено лише розвиток відкладів кам'яновугільного віку (Рівнинний Крим) [54, 69].

У пізньому палеозої по Дунайсько-Терській сутурі відбувалася субдукція океану Палеотетис та причленування в пізньому карбоні-пермі до краю палеозойської Лавразії островодугового терейну Скіфія. При цьому північніше зони субдукції та колізії формувався Передскіфійський крайовий прогин [46], який накладено на пасивну окраїну Лаврусії та виконаний формаціями, що вивчені бурінням в межах Придобруджинського прогину [56]. Серед них можна виділити флішоїдну та нижньомоласову формації раннього-середнього карбону, які складені алевролітами, аргілітами, пісковиками та кам'яним вугіллям. Вище залягає верхня моласа верхньокам'яновугільного – пермського віку, складена грубоуламковими строкатобарвними відкладами. Південніше сутури формувався островодуговий терейн Скіфія. У свердловинах, розташованих південніше сутурної зони, під відкладами мезозою розкрито різні осадові, метаморфічні і магматичні (андезити) породи палеозою, що дозволяє виділити тут літодинамічний комплекс активної окраїни [46].

У тріасі починається новий етап розпаду суперконтиненту з утворенням континентальних і окраїнно-континентальних рифтогенних структур та розкриття океану Мезотетис [33]. У регіоні, що розглядається, збереглися деякі з рифтогенних структур, а також фрагменти пасивної окраїни і перикратонного прогину ранньомезозойської Лавразії (Рис. 1.1).

До категорії рифтогенних прогинів цього віку слід віднести Татарбунарський (Каменський) та Бурнаський в Західному Причорномор'ї, Сивасько-Каркінітський в Рівнинному Криму, та частково збережені фрагменти прогинів у зоні зчленування Гірськокримського терейну і Скіфської плити (район Альмінського прогину). Характерною рисою усіх цих прогинів є те, що обмежені вони лістричними скидами, заповнені флішовими відкладами великої товщини (св. Старо-Троянівська №1, при глибині 5500 м не вийшла з відкладів тріасу) та розвитком магматичних утворень базитового складу. Розвинуті ці прогини над Передскіфійським прогином пізньопалеозойського віку (за варіантом Герасимова М. Є.), або значно південніше активної окраїни Скіфії.

Рифтогенно-спредингове розкриття океану Мезотетис закінчилося в кінці ранньої юри [33]. З цього часу, до початку етапу мезозойської конвергенції (юра (кімеридж-титон) - крейда), для регіону характерний пасивно-окраїнний геодинамічний режим. У цей час відбувається утворення шельфових карбонатних відкладів келовей-оксфордського віку.

У середньоюрському часі починається закриття океану Мезотетис [32, 33]. При цьому, на сході відбувалося формування активної окраїни Євразії та складчасто-насувних структур, а перед зоною субдукції та колізії – крайових прогинів (Бітакський та ін.). На заході формувалася пасивна окраїна з накладеним на неї Передмьозійським (Переддобруджинським) крайовим прогином, а північніше сутурної зони - активна окраїна мікроконтиненту Мьозія. Тобто, у західному секторі відбувалося насування мікроконтиненту Мьозія на пасивну окраїну Євразії, а у східному - підсування Кримії та Теодосії під активну окраїну Євразії. Зміна геодинамічних режимів відбувалася в зоні

Одеської дорифейської зони конвергенції, що пов'язано з розвитком потужного шару магматичних утворень в її зоні [11].

На початку ранньої крейди океанічна кора між Кримією та Євразією була повністю знищена і відбулося їх зіткнення, так мікроконтиненти Кримія, Дзірулія та інші увійшли до складу Євразійської плити. Подальше підсування мікроконтинентів Кримія та Дзірулія і насування Мьозії на плиту створило умови для розвитку процесів задугового спредингу. В результаті, північніше в 50-100 км від зони зчленування відбулося закладення та розвиток Північнокримського і Північноазовського рифтогенних прогинів.

На тектонічній будові Північнокримського рифту зупинимось докладніше (Рис. 1.2). На основі сучасних геолого-геофізичних даних з обліком результатів буріння свердловин були визначені границі рифту та його складові частини [58].

Північною границею Північнокримського прогину є Причорноморський скид південного падіння, а південною - Південнобортовий скид північного падіння.

У межах рифту виділяється сім грабеноподібних блоків (Михайлівський, Тарханкутський, Північнотарханкутський, Серебрянський, Каркінітський, Східносиваський та Сиваський), та два горстоподібні (Каркінітський та Глібівський). Решта блоків в межах рифту є тетичними. Серед них виділяються шість антитетичних блоків – Голицинський, Тендрівський, Шмідтівський, Тетянівський, Рилєєвський і Октябрський, та низка гомотетичних – Красногвардійський, Слав'янський та інші.

За даними магніторозвідки, сейсмозвідки та буріння в межах рифту картується низка палеовулканів. У північно-східній частині прогину вони укладаються в ланцюжок північно-східного простягання, в центральній та західній частинах напрямом простягання палеовулканів змінюється на західне. Палеовулкани центральної та західної частин рифтогену зачіпають відклади альбу, і в окремих випадках, кампану, тоді як у північно-східній частині вони перекриті альбом.

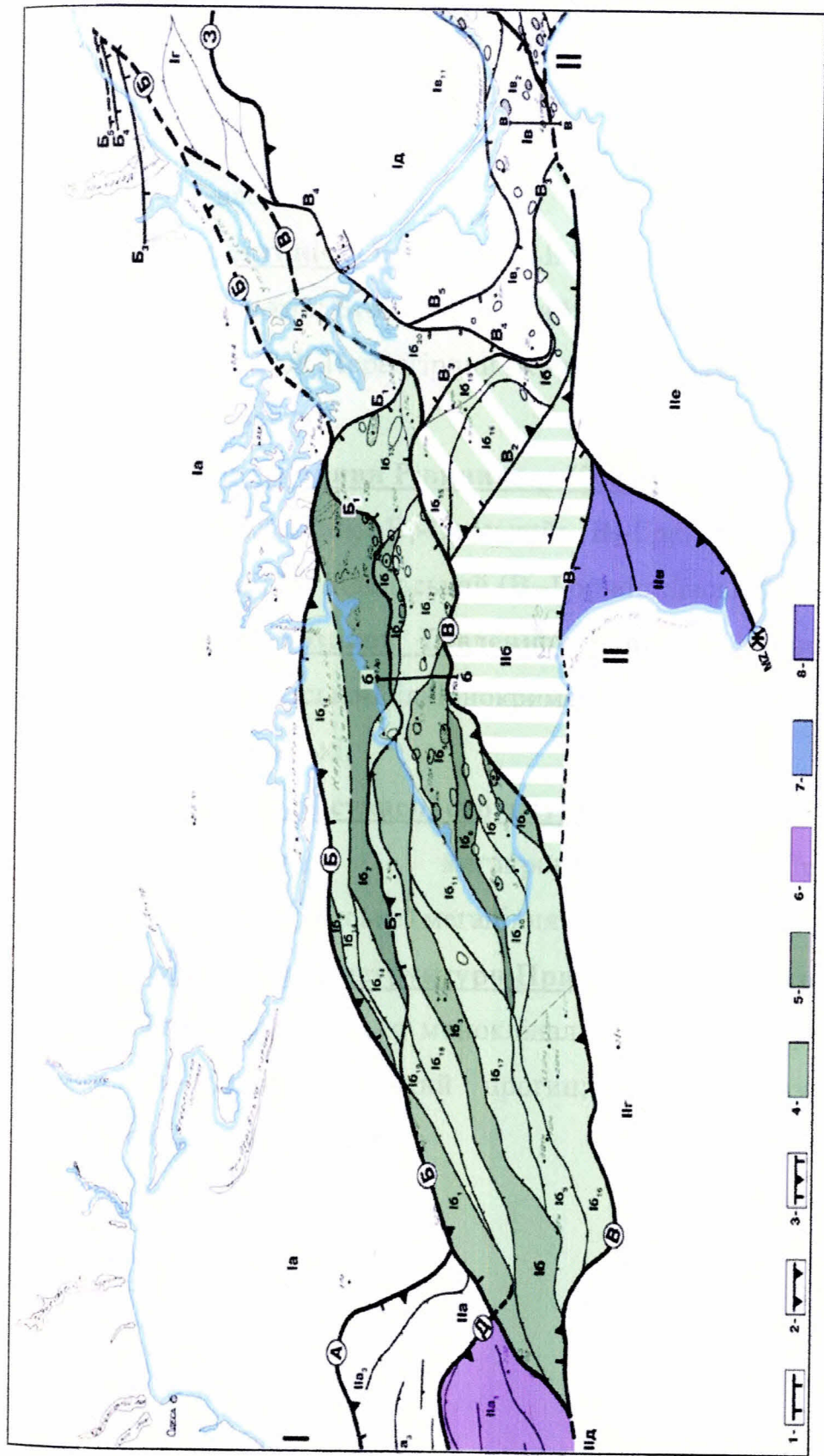


Рис. 1.2. Фрагмент тектонічної схеми Південного регіону України
за М. Є. Герасимовим, Г. К. Бондарчуком, В.Ф. Федоруком, С.В. Кольцовим, 2003

Умовні позначення:

Тектонічні розриви різної кінематики: 1-скиди; 2-насуви і підкидо-насуви; 3-інверсійні підкидо-насуви по палеоскидах або інверсійні скиди по палеопідкидо-насувах.

Крупні тектонічні розриви: А-Болградсько-Балабанівський;
Б-Причорноморський; Б₁-Голицинський; В-Південно-Бортовий;
Д-Придунайський; Ж-Передгірний (Кримсько-Кавказська сутура);
З-Головний Азовський.

Тектонічні розриви Рівнинного Криму, пов'язані з рифтогенезом:

Б₂-Первомайський; В₁-Сакський; В₂-Григорівський; В₃-Карасьовський;
В₄-Стрілковський; В₅-Індольський (В₆-Горностаївський).

Тектонічні розриви Південноукраїнської монокліналі, пов'язані з утворенням Каркінітсько-Північнокримського прогину:

Б₃-Б₅-Приазовські.

Надрегіональні сучасні структури:

І-Причорноморський мегапрогин; ІІ-Придунайсько-Кримське
(Нижньопрутсько-Кримське) мегапідняття;

Регіональні палеоструктури Причорноморського мегапрогину:

Іа-Південноукраїнська монокліналь; Іб-Північнокримський рифтогенний прогин; Ів-Індоло-Кубанський прогин; Іг-Північноазовський прогин; Ід-Середньоазовське підняття.

Блоки Північнокримського рифту:

Переважно антитетичного типу: Іб₁-Голицинський; Іб₂-Тендрівський;
Іб₃-Шмідтівський; Іб₄-Тетянівський; Іб₅-Рилєєвський;
Іб₆-Октябрський;

Горстового типу: Іб₇-Каркінітський; Іб₈-Глібівський;

Грабени: Іб₉-Михайлівський; Іб₁₀-Тарханкутський;
Іб₁₁-Північнотарханкутський; Іб₁₂-Серебрянський; Іб₁₃-Сиваський;
Іб₁₄-Каркінітський; Іб₂₁-Східносиваський.

Переважно гомотетичного (синтетичного) типу: Іб₁₅-Красногвардійський;
Іб₁₆-Південнобортовий; Іб₁₇-Приосьовий; Іб₁₈-Південношмідтівський;
Іб₁₉-Південноголицинський; Іб₂₀-Слав'янський.

Тектонічні пластини і блоки Індоло-Кубанського рифтогенного прогину: Ів₁-Нижньогірський; Ів₂-Шубинський; Ів₃-Казантипський;
Ів₁₁-Північний борт (південний схил Середньоазовського підняття).

Істотно змінюється і речовинний склад утворення, які складають тіла палеовулканів [58]. Так, за даними магніторозвідки палеовулкани центральної та північно-східної частин прогину відображаються позитивними аномаліями; тоді як у західній частині поведінка магнітного поля спокійна. Ця різниця у поведінці магнітного поля свідчить про різні джерела їх генерації.

Північно-східна частина рифту, яка має північно-західне простягання, відображає процес задугового рифтингу при причленуванні території Криму до Євразії, тоді як основна частина Північнокримського рифту, яка має чітко виражене північно-східне простягання, відповідає етапу причленування мікроконтиненту Дзірулія [55]. Про різну історію розвитку частин Північнокримського прогину свідчать і особливості будови прогинів кайнозойського віку, які залягають над різними частинами рифтогену. Осі Каркінітсько-Північнокримського прогину (північно-західний напрямок) та Михайлівської западини кулісоподібно зміщені відносно один одного.

Південніше Кримсько-Кавказської сутури розташовані палеомікроконтиненти Криму та Теодосія, які причленувались до ранньомезозойської Лавразії, починаючи з середньоюрського віку. Ці мікроконтиненти увійшли до складу Гірськокримського терейну, південною границею якого є Південнокримський насув.

Згідно глобальних реконструкцій [32, 33], наприкінці ранньої крейди продовжувалось закриття океану Тетис та формування у тилівій частині активної окраїни Євразії (приблизно уздовж осі сучасного Чорного моря) великого передрифтового підняття.

У пізній крейді в результаті виникнення процесів рифтогенезу відбулося блокове опускання цього підняття. Рифтогенез супроводжувався магматизмом, про що свідчать ізотопні визначення віку основних порід, які були підняті з північного континентального схилу Чорного моря Е. Ф. Шнюковим та ін. Такий самий магматизм відомий по простяганню рифту в малому Кавказі та Болгарії [54]. Наприкінці крейди рифтогенез перейшов у задуговий спрединг, що

привело до початку формування мікроокеану Паратетіс (Чорне море), та закладенню рифтів Чорноморської западини.

В палеоцені, еоцені, олігоцені та міоцені процеси дивергенції продовжувались і було сформовано Каркінітсько-Північнокримський, Індоло-Кубанський, Західно-Кубанський (Росія), Східно-Чорноморський та Західно-Чорноморський рифтогенні прогини, які були заповнені олігоцен-міоценовими відкладами (Рис. 1.1). Виділення границь Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогину носить умовний характер, що пов'язано з відсутністю крупних бортових палеоскидів. Границі проведено по зонах різкого зменшення товщин синрифтового комплексу (олігоцен – нижній міоцен). Каркінітсько – Північнокримський прогин розвинутий над центральним грабенем та північним бортом Північнокримського рифтогену і в деякій мірі повторює його форму.

Індоло-Кубанський прогин розташований в зоні зчленування мезозойської Євразії та мікроконтинентів Теодосія (як складової Гірськокримського терейну) і Анапія. Південний борт накладено на східне занурення терейну та Анапію, а північний борт на Середньоазовське підняття.

Границі Західночорноморського і Східночорноморського рифтів визначаються більш однозначно за наявністю бортових палеоскидів. Розвинуті ці рифтогенні прогини над мікроконтинентами Мьозія та Анапія, відповідно.

Розкриття океану Паратетіс продовжувалось до початку неогенового часу, коли сходження Африканської та Євразійської плит повністю подавили розвиток Паратетісу. На його краях почали формуватися насуви, меланжі та принасувні складки. Тектонічне скупчення привело до формування Кримських гір у результаті підсуву під них мезозойсько-кайнозойських комплексів. На цьому етапі еволюції відбулося формування основних зон розвитку локальних антиклінальних складок у відкладах мезозою та кайнозою. Цей геодинамічний режим не змінився і на теперішній час.

Із вищеприведеного можна зробити наступний висновок: за час геодинамічної еволюції Південний регіон України пройшов

ранньопалеозойський, ранньомезозойський і кайнозойський дивергентні, а також пізньопалеозойський, мезозойський і пізньокайнозойський конвергентні етапи розвитку. На цих етапах утворювались і зазнавали змін (майже до повної перебудови) основні тектонічні елементи, структури в осадовому чохла. Таким чином, за минулі роки геолого-геофізичного вивчення регіону отримано інформацію про геологічну будову, стратиграфію, літологію, тектоніку, петрофізичну характеристику осадового чохла півдня України.

Аналіз літературних джерел, де міститься інформація про літолого-стратиграфічну і петрофізичну характеристику осадового чохла Південного регіону України, показав, що її структуровано хронологічно з розподілом на еонотеми, ератеми, системи і інші більш дрібні одиниці. Використання даних у такому вигляді при сеймостратиграфічній інтерпретації, незручно, що пов'язано з багатьма факторами (неспівпадання сейсмічних, геошільнісних та геоелектричних границь з стратиграфічними; залежність геофізичних полів від літологічного складу, а не від віку відкладів та ін.)

На нашу думку, більш зручним є відокремлення та узагальнення за сеймостратиграфічними одиницями різного рангу, що дозволяє:

- однозначно визначати стратиграфічні рівні горизонтів відбиття;
- вивчати за допомогою хвильових картин літологічний склад та його латеральні зміни в межах сеймостратиграфічних одиниць;
- більш ефективно використовувати характеристики при вивченні регіонів з точки зору умов седиментації і історії розвитку за допомогою комплексної інтерпретації даних МСГТ з іншими методами;
- встановлення взаємозв'язку між літологічним складом та геофізичними полями.

Аналіз стану сеймостратиграфічної інтерпретації даних МСГТ при вивченні геологічної будови півдня України показав, що основна увага приділялась вивченню основних динамічно виражених і протяжних горизонтів відбиття, приурочених до границь СЛП і окремих КССК. При цьому приділялося мало уваги аналізу рисунка сейсмічного запису в міжреперному

просторі і, як наслідок, не було проведено узагальнення його особливостей в різних сеймостратиграфічних одиницях. Особливості хвильового поля пов'язувались тільки з умовами осадконакопичення. Проблема виділення тектонічних розривів на часових розрізах не приділялося належної уваги. За своєю природою усі розриви вважались підкидо-насувами, завдяки яким були утворені усі крупні тектонічні елементи Південного регіону.

На теперішній час проведено розчленування осадового чохла на сейсмічні комплекси різних рівнів з визначенням головних горизонтів відбиття та узагальнення даних про сейсмічні швидкості і літолого-стратиграфічну приуроченість [4, 59, 60].

Однак, не було визначено типи границь, які обмежують сеймостратиграфічні одиниці різного рівня, геометричні форми фаціальних одиниць, характер контакту з іншими одиницями. Також не проведено узагальнення особливостей хвильових картин в різних сеймостратиграфічних одиницях. Відсутність цих даних не дозволяє провести якісну сеймостратиграфічну інтерпретацію.

Під рисунком сейсмічного запису розуміється взаємне розташування відбиттів, зафіксованих у межах окремих сеймостратиграфічних одиниць, а також варіації їх просторової конфігурації і безперервності та якісна оцінка параметрів, що характеризує ці відбиття (амплітуда, частота). При цьому однократні відбиття розглядаються як хроностратиграфічні, тобто ті, які відносяться до поверхні розділу верств або поверхні незгідностей. Виключення складають відбиття, пов'язані з поверхнями зон АВПТ, контактами різнофазових середовищ (ВНК, ГВК), січними інтрузіями, площинами насувів та деякими іншими факторами [61].

Кожний параметр сейсмічного запису має певну інформацію про будову товщі. Конфігурація відбиттів дозволяє встановити характер напластування, за яким можна судити про процеси осадконакопичення, палеорельєф та процеси ерозії [59]. Неперервність відбиттів свідчить про наявність витриманих по площі рівномірно напластованих відкладів. Амплітуда відбиттів несе

інформацію про співвідношення значень швидкості та густини на границях розділу пластів та їх товщину. Частота є параметром, залежним від взаємоположення границь відбиття та латеральних змін інтервальних швидкостей. Групування відбиттів за цими параметрами в сейсмічні фаціальні одиниці, виділення їх на часових розрізах, вивчення просторового розповсюдження та стратиграфічної приуроченості дозволяють провести їх більш однозначну інтерпретацію [62].

Також при аналізі сейсмічних фацій важливо мати уяву про форму зовнішніх поверхонь фаціальних одиниць. Це дає можливість більш однозначно визначати умови осадконакопичення, в яких утворилась та чи інша сейсмоформаційна одиниця.

За особливостями рисунка сейсмічного запису можна прогнозувати, в яких геодинамічних умовах виникло утворення різних тектонічних елементів, СЛП, КССК. На основі аналізу хвильових картин більш впевнено і однозначно виділяються і обмежуються різні геологічні об'єкти такі як палеовулкани, біогермні утворення [63], кліноформи, що характеризуються відмінним від зміщуючих товщ рисунком запису, а також оцінювати перетворення, що зазнають геологічні тіла від їх утворення до теперішнього часу [61].

Аналіз тектонічних схем та карт, створених на різних етапах вивчення регіону, дозволив зробити наступні висновки:

- найбільш повно тектоніку регіону характеризують схеми, які базуються на позиціях актуалістичної геодинаміки і на яких враховано наслідки усіх етапів еволюції регіону;
- на цих схемах знайшли своє відображення тектонічні елементи різних етапів розвитку.

Тому, при інтерпретації геолого-геофізичної інформації необхідно спиратися на схеми, які побудовано з позицій актуалістичної геодинаміки.

Висновки

1. За час систематичного вивчення геологічної будови Південного регіону України виконано великий обсяг геолого-геофізичних досліджень. В результаті отримано інформацію про літолого-стратиграфічний склад, петрофізичні характеристики та тектонічну будову осадового чохла, яка структурована за стандартним хронологічним принципом, з розподілом на геохронологічні одиниці.

Використання узагальнених даних про літолого-стратиграфічний склад та петрофізичні характеристики осадового чохла з розподілом за сеймостратиграфічними одиницями різного рівня (геолого-геофізична модель) є більш ефективним і зручним при сеймостратиграфічній інтерпретації.

2. Погляди на тектонічну будову пройшли шлях від тих, що базуються на розломно-блоковій і складчасто-блоковій будові в рамках геосинклінальної теорії, до тих, які спираються на актуалістичну геодинаміку.

3. В фанерозойській історії півдня України виділяються три дивергентних (ранньопалеозойський, ранньомезозойський і кайнозойський) і три конвергентних (пізньопалеозойський, мезозойський і пізньокайнозойський) етапи.

4. Крупними структурами дивергентних етапів є рифтогенні прогини (Татарбунарський (Каменський), Каркінітсько-Сиваський та ін.), їх границями - палеоскиди лістричної кінематики. Основними конвергентними структурами є тектонічні пластини (блоки), які обмежені колізійними швами (сутурами), що визначають положення локальних диз'юнктивних і плікативних дислокацій, а також крайових прогинів.

5. Із-за послідовного чергування дивергентних і конвергентних етапів геодинамічного розвитку структури регіону повністю перебудовані, або несуть на собі сліди проявлення протилежних тектонічних рухів різних етапів.

6. У існуючих на теперішній час узагальненнях сеймостратиграфічних характеристик дані про літологічний склад СЛП і КССК надано у скороченому

(тезисному) вигляді і не охоплюють усю повноту літологічного складу відкладів, що недостатньо при проведенні інтерпретаційних робіт.

7. Для проведення якісної сейсмостратиграфічної інтерпретації необхідні повні знання про літолого-стратиграфічний склад та петрофізичні властивості відкладів з розподілом їх за сейсмостратиграфічними одиницями (геолого-геофізична модель регіону).

8. Без чітких знань про характер хвильових картин та сейсмостратиграфічні характеристики, зафіксованих в межах сейсмостратиграфічних одиниць (сейсмостратиграфічна модель регіону), ефективність сейсморозвідувальних досліджень залишається низькою.

9. З метою підвищення ефективності сейсмостратиграфічної інтерпретації матеріалів МСГТ необхідно розробити геолого-геофізичну та сейсмостратиграфічну моделі регіону.

Тому в розділі 2 наведено результати аналізу та узагальнення сейсмостратиграфічних характеристик структурно-літологічних поверхів, а також літолого-стратиграфічна та петрофізична характеристика відкладів осадового чохла з розподілом за сейсмостратиграфічними одиницями.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ТА СЕЙСМОСТРАТИГРАФІЧНА
МОДЕЛІ ПІВДЕННОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

2.1 Принципи сейсмостратиграфічного розчленування розрізу

На теперішній час при інтерпретації сейсморозвідувальних даних, крім класичних методів вивчення основних динамічно виражених і протяжних горизонтів відбиття, виділення та трасування тектонічних розривів і т.д., широко використовуються прийоми сейсмостратиграфічної інтерпретації.

Основною задачею цього виду інтерпретації є вилучення із сейсмічних даних неструктурної інформації: виділення осадових формацій єдиного генезису; визначення товщини та умов седиментації комплексів осадових порід, які утворилися на різних етапах геодинамічної еволюції; оцінка глибин палеобасейну; встановлення палеотектонічних умов; вивчення рельєфу поверхонь незгідностей; виявлення палеогеографічних умов та історії геологічного розвитку; виділення геологічних тіл різного генезису (рифогенні будівлі, масиви палеовулканів, криптодіапіри та ін.); виділення тектонічних порушень.

Узагальнена методика сейсмостратиграфічних досліджень включає аналіз сейсмічних комплексів та сейсмофацій, які виділяються за конфігурацією та характером припинення простеження сейсмічних відбиттів від пластів осадових порід.

Першим етапом сейсмостратиграфічної інтерпретації є виділення сейсмічних комплексів різних ієрархічних рівнів та простеження їх на великих територіях на основі порівняння з ритмічно (циклічно) побудованими осадовими товщами.

Найбільшою сейсмостратиграфічною одиницею є структурно-літологічний поверх (СЛП) – сейсмічний образ осадового формаційного комплексу, який формувався протягом тривалого етапу розвитку, обмеженого

сейсмогеологічними границями. Такими границями, в основному, є регіональні поверхні незгідностей або перериви в осадконакопиченні.

Поверхні незгідностей добре помітні в межах того чи іншого стратиграфічного розрізу. На них встановлено достовірні ознаки проявів ерозійних процесів або перериви в седиментації з випаданням верств. Вони, як правило, відділяють більш молоді верстви розрізу від більш древніх та відповідають відносно тривалій відсутності осадконакопичення. На окремих ділянках незгідні поверхні можуть переходити в менш виразні приховані незгідності. Вздовж таких поверхонь, як правило, немає фізичних ознак, які б свідчили про наявність незгідності, тому їх прийнято називати "згідними". Стандартна класифікація незгідностей, застосована при сеймостратиграфічних дослідженнях, складена Донбаром і Роджерсом в 1957 році [64] та доповнена Мітчемом, Вейлом [65, 66]. Згідно цієї класифікації виділяються: ерозійний зріз - верстви в покрівлі комплексу розмиті біля верхньої границі в основному в результаті ерозії; покрівельне прилягання - початково похилені осі в покрівлі комплексу обмежуються біля верхньої границі в основному в результаті відсутності осадконакопичення; покрівельна згідність - співвідношення верств, при якому верстви в покрівлі комплексу не обриваються біля верхньої границі; підшовне налягання - в підшві комплексу початково горизонтально залягаючі верстви поступово виклинюються біля початково похиленої поверхні, або початково похилені верстви поступово виклинюються догори по піднесенню біля поверхні, яка мала в період осадконакопичення більший кут нахилу; підшовне прилягання - в основі комплексу початково похилених верств спостерігається поступове зникнення відбиттів біля первісно горизонтальної або похиленої поверхні; підшовна згідність - верстви у підшві комплексу паралельні підшовній границі.

В основу цієї класифікації покладено наявність або відсутність паралельності між верствами та самою граничною поверхнею. Ці критерії визначаються з великою долею імовірності за часовими розрізами МСГТ, що забезпечує надійне виділення СЛП. Крім того, імовірність виділення СЛП

забезпечується відносно великою товщиною відкладів, що складають поверхи (від перших сотень метрів до декількох кілометрів), які значно більші роздільної здатності методу.

Наступними за СЛП в ієрархії сеймостратиграфічних одиниць є квазисинхронні сейсмічні седиментаційні комплекси (КССК) і сейсмічні пакети (СПК), які їх складають та сеймопачки (СПЧ).

КССК – є сейсмічним образом геологічного тіла, складеного генетично пов'язаними верствами, які сформувалися на окремих фазах тектонічних етапів.

Покрівлею і подошвою КССК є сейсмогеологічна границя, пов'язана з незгідністю, або з еквівалентною до неї згідною границею. На відміну від СЛП, границями КССК можуть бути як регіональні поверхні незгідностей, так і ті, які мають локальний (зональний) характер. Більш менші сеймостратиграфічні одиниці є сейсмічним відображенням групи геологічних верств (СПК) або однієї верстви (СПЧ), що об'єднують відклади з загальними літологічними ознаками, закономірно змінюються по простяганню та залежать від умов осадконакопичення і характеризуються одним типом рисунка сейсмічного запису.

Спираючись на ці принципи у кінці минулого сторіччя було зроблено розчленування розрізу на СЛП і КССК та узагальнено деякі характеристики осадового чохла [4, 59, 60], що мають суттєві недоліки, які наведено у розділі 1. В першу чергу, це стосується неповного опису літологічного складу, що суттєво знижує ефективність використання цих узагальнень на практиці, у різноманітних моделях, які використовуються при сеймостратиграфічній інтерпретації.

В зв'язку з цим є дуже актуальним завдання детального вивчення літологічного складу в межах виділених сеймостратиграфічних одиниць.

2.2 Літолого-стратиграфічна характеристика СЛП Південного регіону України

Найбільш древні породи **архейського, нижньо-середньопротерозойського віку** розкрито в межах Західного Причорномор'я в свердловинах Суворівська 4, Болградська 1, Джаларська 1, Мирненська 1 та ін.; вони представлені гранітоїдами групи плагіогранітів, які піддалися вторинним змінам [67]. Розкрита товщина досягає 1894 м в свердловині Джаларська 1.

Осадочний чохол району робіт складений породами палеозойського, мезозойського та кайнозойського віків, в складі яких виділяються структурно-літологічні поверхи.

У відкладах вендської (V) та кембрійської (Є) систем протерозойської і палеозойської ератем виділяється самий древній СЛП XI-T.

Відклади венду та кембрію на всю товщину розкриті свердловинами Яргарськими 110-111, Феропонтівською 19, Валя-Пержей 20 та Суворівською 4 [67] Городненською 1 та Лиманською 1 в межах Придобруджинського прогину.

Літологічно відклади венду представлені кварцовими пісковиками, алевролітами з проверстками аргілітів, а також туфоаргілітами [54].

Розкрита товщина відкладів венду досягає 1860 м.

Кембрійські відклади літологічно представлені польвошпат-кварцовими пісковиками з проверстками аргілітів, алевролітів, конгломератів. Загальна товщина кембрійських відкладів досягає 375 м.

Наступний СЛП X-КТ включає в себе ордовикську (O) і силурійську (S) системи та нижній відділ девонської системи (D₁).

Відклади ордовику розкриті тільки свердловинами Яргарськими 110-111. Літологічно представлені кварцитоподібними пісковиками з тонкими прошарками алевролітів. Товщина цих відкладів досягає 26 м, їх поширення можливе тільки уздовж північного борту Придобруджинського прогину.

На відкладах ордовику, а також протерозою трансресивно залягають **відклади силурійського віку**. На всю товщину вони розкриті свердловинами

Балабанівською 1, Джаларською 1, Лиманською 1, Мирненською 1, Саратськими 1 і 6 та ін. в межах Західного Причорномор'я [68]. Товщина відкладів досягає 764 м (св. Мирненська 1). Літологічно ці відклади представлені темно-сірими вапняками та мергелями з проверстками алевролітів і аргілітів [69].

Відклади нижнього девону розкриті свердловинами Фурманівською 1, Валя-Пержей 20, Городненською 1, Розівською 1, Лиманською 1 та ін. Товщина відкладів досягає 349 м (св. Городненська 1). Літологічно ці відклади представлені мергелями, аргілітами, доломітизованими вапняками. У верхній частині розрізу карбонатність аргілітів збільшується, з'являються аргіліти з прошарками мергелів і вапняків [70]. Завершується розріз нижнього девону строкатобарвистими пісковиками та алевролітами з прошарками аргілітів.

СЛП ІХ-СК включає в себе середній і верхній відділи девонської системи (Д₂-Д₃) та турнейський і візейський яруси нижнього відділу кам'яновугільної системи (С_{1t}-С_{1v}).

Відклади середнього та верхнього девону розкриті на повну товщину свердловинами Балабанівською 1, Саратськими 2, 3, 4, 6, Тузловською 2, Фурманівською 1 та ін.

Відклади середнього девону представлені ейфельським і живетським ярусами [71]. Ейфельський ярус складений переважно ангідритами та доломітами з рідкими тонкими прошарками аргілітів і доломітових глин, у верхній частині розрізу широко розповсюджені доломітизовані органогенні та органогенно-уламкові вапняки [70]. Товщина відкладів досягає 560 м. Відклади живетського ярусу представлені сірими майже чорними вапняками доломітизованими з прошарками мергелів, місцями доломітів і ангідритів. Товщина ярусу до 430 м.

Верхньодевонські відклади згідно залягають на породах середнього девону і представлені франським та фаменським ярусами [71].

Літологічно представлені сірими доломітизованими вапняками, доломітами, ангідритами з прошарками аргілітів, іноді доломітизованих

мергелів, алевролітів та пісковиків [71]. Товщина франського ярусу до 440м, фаменського ярусу до 270м.

Турнейський і візейський яруси нижнього відділу карбону складені переважно карбонатним типом розрізу. Літологічно представлені доломітизованими, пелітоморфними, органічно-детритовими вапняками і доломітами з рідкими прошарками аргілітів і ангідритів. Товщина турнейського ярусу біля 300 м. Товщина візейського ярусу досягає 270 м.

До складу СЛП VIII-Т входять теригенні відклади серпухівського ярусу нижнього відділу кам'яновугільної системи (C₁s).

На повну товщину ці відклади розкриті в тих же свердловинах, що і породи вище приведених ярусів. На півночі розповсюдження товщі контролюється границею Придобруджинського прогину.

Розріз серпухівського ярусу представлений, на відміну від візейського і турнейського, теригенними породами – аргілітами з проверстками алевролітів, пісковиків, іноді в розрізі зустрічаються вапняки. У верхній частині розрізу спостерігаються верстви кам'яного вугілля, іноді прошарки доломітів, вапняків, сидеритів і мергелів товщиною 10-20 см. Загальна товщина ярусу досягає 700 м.

Пермська та тріасова системи (P-T) входять до складу СЛП VII-КТ.

Відклади пермсько-тріасового віку мають досить нерівномірне розповсюдження. В результаті перед'юрського розмиву вони залишились тільки в крупних грабенах і депресіях, а також у вигляді екзотичних брил в Гірському Криму [52].

За літолого-формаційним складом відклади поверху слід розділити на 2 підповерхи: пермсько-нижньотріасовий і середньо-верхньотріасовий.

В Придобруджинському прогині на утвореннях нижнього карбону трансресивно залягають континентальні відклади, які умовно відносяться до **пермсько-нижньотріасового віку**. Представлені вони червоноколірними пісковиками, алевролітами та аргілітами з прошарками гравелітів, конгломератів і вулканогенних порід. Серед останніх виділяються інтрузивні

гіпабісальні, ефузивні, вулканогенно-осадочні та ін. породи [69]. В свердловині Татарбунари 1 розкрита товщина цих відкладів досягає 2800 м.

В межах Північного Причорномор'я під відкладами крейди глибокими свердловинами розкрита товща осадочно-ефузивних порід ранньопермського віку. Представлені вони чорними та темно-сірими сланцями з прошарками пісковиків, алевролітів, гравелітів, туфів та туфітів, а також ефузивів [69].

Середньо-верхньотріасові відклади в межах Придобруджинського прогину представлені переважно морськими відкладами: сірими, рожевими і білими мармуровидними вапняками, сірими і темно-сірими органогенно-уламковими і оолітовими вапняками та мергелями. Серед ефузивних порід зустрічаються андезитові і діабазові порфірити. Розкрита товщина їх 320 м.

Верхньотріасові відклади в Татарбунарському грабені складені чергуванням аргілітів, алевролітів, пісковиків, мергелів і вапняків [67]. Товщина досягає 3030 м (св. Старі Трояни 1).

Відклади тріасу розкриті також в південно-західній частині Рівнинного Криму (св. Євпаторійські 8, 10, Федорівська 12 та ін.). Розріз тріасу складений аргілітами, метаморфізованими вапняками, мергелями, метаморфізованими пісковиками, алевролітами і глинистими сланцями, прорваними плагіограніт-порфіритами і кварцовими діоритами [70]. На Тетянівській площі розріз ділиться на дві частини: нижня, яка відноситься до середнього тріасу, представлена аргілітами з проверстками пісковиків і алевролітів, а верхня, яка відноситься до верхнього тріасу, представлена конгломератами, гравелітами і пісковиками з проверстками аргілітів.

Розкрита товщина тріасових відкладів в Рівнинному Криму досягає 500 м.

В Гірському Криму відклади верхнього тріасу представлені переважно тонкоритмічним теригенним флішем (таврійська серія) з піщано-алевроліто-аргілітовим та аргіліто-алевролітовим складом флішових ритмів. На локальних ділянках зустрічаються прошарки туфів, туфітів, кератофіритів та спілітів. Зустрічаються пластові інтрузії і дайки діорит-порфіритового та діабазового складу [52].

Відклади тоарського ярусу (J_1) на сьогоднішній день розкриті в Присивассі [72] (св. Генічеська 5 і св. Новоолексіївська 1) та на північно-західному шельфі Чорного моря (св. Іллічівська 2).

На Іллічівській площі в межах Каламітського підняття нижньоюрські відклади внизу складені аргілітами і пісковиками, вверху – аргілітами з прошарками алевролітів.

Відклади середньої юри в регіоні мають більш широке розповсюдження і найбільш добре вивчені в Західному Причорномор'ї [73].

Базальна пачка середньої юри, сформована в прибережно-мілководних умовах, залягає незгідно на ерозійній поверхні різновікових доюрських утворень. Складена пачка сірими різнозернистими пісковиками з прошарками глин [73]. Товщина горизонту 0-60 м.

Відклади байоського і батського ярусів представлені сірими аргілітами або глинами з прошарками аргілітів, пісковиків, рідше вапняків і мергелів. Товщина відкладів досягає 1700 м.

В Рівнинному Криму передбачається розвиток в нижній і середній юрі піщано-глинистих відкладів [72].

До складу СЛП V-КТ входять відклади верхнього відділу юрської системи (J_3).

Відклади келовею в межах Придобруджинського прогину повсюдно залягають трансгресивно на породах батського ярусу, іноді на девоні і силурі [74]. Літологічно представлені алевролітами, аргілітами і вапняками [70]. Товщина ярусу коливається від 0 до 800 м.

Відклади оксфорду діляться на нижньо- і верхньооксфордські. Нижня частина ярусу складена темно-сірими щільними вапняками і мергелями з прошарками аргілітів; товщина відкладів до 130 м. Верхньооксфордські відклади на півночі прогину представлені органогенними і рифогенними вапняками. Біогермні вапняки розкриті в свердловинах на Саратській, Валя-Пержейській, Баймаклійській, Баурчинській, Андрушинській та ін. структурах [73]. Рифогенна зона простягається на відстань 150 км при ширині 18-20 км. В

піднятих кернах біогермні вапняки складаються із рештків рифоутворюючих організмів: коралів, моховаток, брахіопод, голкошкірих та ін. Товщина ярусу досягає 850 м.

Відклади кімериджського ярусу складені вапняками, глинами, доломітами, гіпсами і ангідритами, а титонського ярусу – пістрявими глинами з прошарками пісковиків і гіпсоангидритів [74]. Товщина верхньої юри досягає 1500 м.

В межах Кримського півострова відклади кімериджського віку представлено конгломератами, а титонського – вапняками.

СЛП IV-ВТ включає в себе нижній відділ крейдової системи (K₁).

Відклади нижньої крейди на даній території мають нерівномірне поширення: в Рівнинному Криму і Північному Причорномор'ї в розрізі нижньої крейди відсутні беріаський, валанжинський і, частково, готерівський яруси. В Західному Причорномор'ї поширені, головним чином, беріас-аптські відклади [70].

В Гірськокримському районі присутні всі яруси нижньої крейди. На Керченському півострові відклади нижньої крейди вивчені ще недостатньо – в Мошкарівській зоні відсутні готерівський і баремський яруси. Передбачувана товщина відкладів до 3000 м.

В Північнокримському рифті розріз нижньої крейди характеризується великою товщиною відкладів (до 3200 м). Тут розвинуті прибережно-морські та континентальні відклади готерів-барему - нижнього апту (пісковики, гравеліти, глини, рідко вапняки) і морські відклади верхньоапт-альбського віку (переважно темно-сірі глини і алевроліти). Різка зміна літологічного складу аптських відкладів порівняно з баремськими пов'язана з початком закладення рифту. Про це свідчить наявність обуглених рослинних залишків, що характерно для рифтів «байкальського типу» на початковому етапі розвитку [75]. В середній і верхній частині альбського розрізу широко розвинуті вулканогенні породи (туфи, туфіти та ефузивні породи) [76].

Потужність альбських відкладів в Північнокримському рифті перевищує 3000м (що складає 80% товщини нижньої крейди). Велика потужність альбських відкладів, широке розповсюдження вулканогенних утворень та збільшення піскуватості вверх по розрізу дозволяє віднести альбські відклади до рифтогенної формації [75].

На Центральнокримському піднятті та Каламітському валу (св. Іллічівська 2) розвинуті в основному теригенно-вулканічні породи загальною товщиною біля 1000 м.

У північно-західному Приазов'ї в теригенному розрізі поряд з глинистими утвореннями широко розвинуті кремністі. Товщина цих відкладів 150-360 м.

СЛП III-K включає в себе відклади верхнього відділу крейдової системи (K_2) та палеоцен-еоцену палеогенової системи (P_1 - P_2).

Відклади верхньої крейди в регіоні мають дуже широкий розвиток. Вони повністю відсутні тільки на Середньоазовському піднятті і в межах Головної гряди Гірського Криму. На інших ділянках можуть бути відсутні тільки окремі яруси.

Розріз верхньої крейди в основному представлений карбонатними породами: вапняками, мергелями, писальною крейдою. В Рівнинному Криму сеноманські відклади літологічно дуже схожі на альбські і мають з ними поступовий перехід, на Іллічівській площі вони представлені червоноколірними і сірими глинами та аргілітами з прошарками туфів і ефузивних порід [54].

В сантонських відкладах виділяється дві товщі. В нижній (ранньосантонській) переважають вапняки, у верхній - мергелі та аргіліти. Ця зміна літологічного складу свідчить про різні режими осадконакопичення, що пов'язано з закінченням процесу рифтоутворення та початком синеклізного етапу розвитку, який продовжувався до початку палеогенового часу [77, 78].

Найбільша товщина відкладів верхньої крейди в межах Північнокримського прогину близька до 2500 м, в межах Індоло-Кубанського прогину досягає 2000 м.

Відклади **палеоцену** і **еоцену** мають широке розповсюдження. Літологічно представлені в основному карбонатними породами, в меншій мірі – теригенними. Ці відклади розкриті на повну товщину значною кількістю глибоких свердловин. Тому їх літологічний склад і стратиграфія досить добре вивчені.

В межах Північнокримського прогину відклади нижнього палеоцену представлені вапняками органогенно-детритовими, органогенно-пелітоморфними і мергелями [54]. Загальна товщина їх більше 300 м. Верхній палеоцен представлений переважно мергелями з прошарками глинистих вапняків, а в покрівлі – глин. Товщина їх досягає 320 м.

В межах Індоло-Кубанського прогину палеоценові відклади представлені переважно глинистими і глинисто-карбонатними відкладами, на Краснопольській площі вапняками біогермного походження [54]. Товщина відкладів до 1240 м (св. Горностаївська 4).

Відклади еоцену розчленовуються на три товщі, із яких нижня і верхня складені вапнистими глинами, а середня – вапняками і мергелями.

До складу **СЛП II-T** входять відклади **олігоцену** палеогенової системи та нижньої частини **міоценового відділу** неогенової системи (P_3mk+N_1), які складають майкопську серію.

Літологічно ці відклади складені в основному темними глинами з рідкими прошарками алевролітів і дрібнозернистих пісковиків товщиною 1-5 м.

Загальна товщина відкладів в межах Індоло-Кубанського прогину до 4000 м, Північнокримського – біля 900 м. Відклади майкопської серії відсутні в найбільш піднесеній частині Новоселівського підняття, в центральній частині Кримського передгір'я, на деяких структурах Тарханкутського півострова. В межах Індоло-Кубанського прогину в основі майкопської серії зустрічаються пачки піщано-алевритових порід товщиною 150-250 м.

В межах Західного Причорномор'я відклади майкопської серії складені переважуванням зеленувато-сірих піскуватих глин, проверстками алевритистих, з мергелями і пісковиками. Товщина відкладів досягає 150 м.

СЛП I-ТК включає в себе середній та верхній міоцен ($N_1^2-N_1^3$), пліоцен (N_2) неогенової системи та відклади четвертинної системи (Q).

Відклади неогенового віку трансресивно залягають на відкладах, які залягають нижче. Вони поширені на усій території даного регіону [54].

Літологічно відклади в межах Придобруджинського прогину представлені вапняками, які вище по розрізу змінюються глинами з проверстками пісковиків, пісків та вапняків. Товщина цих відкладів в свердловині Городненській 1 досягає 450 м.

В межах Індоло-Кубанського та Каркінітсько-Північнокримського прогинів ці відклади представлені глинами з тонкими проверстками вапняків, мергелів, пісковиків та пісків [54]. Товщина відкладів більше 600 м.

В межах Каркінітсько-Північнокримського прогину товщина неогенових відкладів змінюється від 0 до 400 м.

Четвертинні відклади в цілому залягають з незгідністю на неогенових. Літологічно представлені глинами, суглинками з включеннями гальки та дрібного гравію, вапняками-черепашниками [54]. Товщина цих відкладів рідко перевищує 50 м.

Дані про літолого-стратиграфічний склад відкладів осадового чохла, наданий у такому вигляді, є базою для створення геолого-геофізичної моделі.

2.3 Геолого-геофізична модель

Для створення геолого-геофізичної моделі, окрім даних про літолого-стратиграфічний склад сеймостратиграфічних одиниць необхідні узагальнені дані про петрофізичні властивості відкладів осадового чохла. Таке узагальнення вперше проведено в рамках дисертації. При проведенні цих досліджень використовувались літературні [5-7, 8, 9] і фондові [54, 70, 74], а також матеріали зібрані автором в період з 1984 по 2004 рік [79]. В результаті було узагальнено дані про швидкість розповсюдження пружних коливань, щільність, пористість, магнітну сприйнятливність та позірні опори порід осадового чохла,

які лягли до основи геолого-геофізичної моделі осадового чохла Південного регіону України (Таблиця 2.1).

Отримані результати дали можливість обґрунтувати стратиграфічні рівні основних горизонтів відбиття і розділити петрощільнісні комплекси, які різко відрізняються між собою, оцінити значення пористості, магнітної сприйнятливості і позірних опорів відкладів осадового чохла, установити деякі закономірності зміни петрофізичних властивостей у вертикальному розрізі.

В межах Придобруджинського прогину найбільшою щільністю і швидкістю розповсюдження пружних коливань характеризуються осадові породи, які складають СЛП XI - Т і IX – СК (венд-кембрій та середній девон - нижній карбон). Покрівлі і підосви цих поверхів є витриманими щільнісними і швидкісними границями.

Відклади нижнього девону і силуру (СЛП X-КТ) характеризуються зменшенням середньої щільності на 100 кг/м^3 , по зрівнянню з СЛП XI-Т і СЛП IX-СК. Середня щільність (2600 кг/м^3), та пластова швидкість ($4100\text{-}4700 \text{ м/с}$) цього комплексу порід порівняно висока, що пояснюється великою глибиною залягання (особливо в межах Білоліського блока) і наявністю в розрізі щільних ефузивних утворень та високошвидкісних карбонатів. В цілому, комплекс порід нижньокарбонівського віку характеризується відносно малими значеннями пористості як загальної, так і відкритої (від 0,4 до 14,3%).

Колекторами в межах СЛП XI-Т, X-КТ і IX-СК є силурійські вапняки, пісковики нижнього девону, а також доломіти і вапняки середнього девону.

Наступний, верхньокарбонівський – тріасовий, комплекс (СЛП VIII-Т, VII-КТ) характеризується зниженими значеннями середніх щільностей ($2500 - 2570 \text{ кг/м}^3$) та сейсмічними швидкостями $3000 - 5200 \text{ м/с}$. Щільнісна (від 100 до 130 кг/м^3) і швидкісна (від 750 до 900 м/с) різниці у підосві СЛП VIII-Т та покрівлі СЛП VII-КТ роблять ці горизонти опорними для гравіметричної і сейсмічної розвідок.

ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА МОДЕЛЬ ОСАДОВОГО ЧОХЛА ПІВДЕННОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

Таблиця 2.1

| № п/п | Структурно - літологічні поверхи (СЛП), індекси, вік | Літологічний склад | Щільність ρ , кг/м ³ | Пористість загальна, відкрита* n, % | Магнітна сприйнятливість $\chi, 10^{-5}$ СІ | Позірний опір $\rho_{пз}$, Ом·м | Інтервальна (пластова) швидкість, $V_{інт-з}$ м/с |
|---------------------------------|----------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Придобруджинський прогин | | | | | | | |
| 1. | I-ТК (терігенно-карбонатний) неоген – палеоген – крейда | глини, алевроліти, пісковики, вапняки | 1970-2410 | 2.2-18 | 2-6 | 2-5 2-5 5-10 20-100 | 1800-2400 |
| 2. | V-КТ (карбонатно-терігенний) верхня юра | глини, алевроліти, вапняки, хемогенні, пісковики | 2480-2540 2300-2570 — / — — / — — / — | 2.5-11.5 7.2-22.54* 3.2-8.87* 0-1 9.38-32.17* | 2-6 | 2-10 5-15 50-200 100-400 10-25 | 2800-4600 |
| 3. | VI-Т (терігенний) середня юра | аргіліти, алевроліти, пісковики | 2480-2540 2200-2500 — / — | 2.5-11.5 4.93-25.53* — / — | 5-6 — / — — / — | 2-10 5-20 — / — | 3200-4400 |
| 4. | VII-КТ (карбонатно-терігенний) тріас - перм | аргіліти, алевроліти, мергелі, вапняки, конгломерати, гравеліти, пісковики, гіпси, | 2210-2610 — / — 2600-2620 2600-2610 2400-2600 — / — 2220-2700 2300-2480 | 4-6 0.1-33* 2-7 — / — 2-6 — / — 0.04-19.88* 0.2-3 | 6-7 | 2-10 5-20 20-60 20-150 15-30 — / — 10-20 100-200 | 3000-3500 |

Продовження таблиці 2.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------|-----------------------------------------------------------------|-------------|
| | | вулканокластичні утворення, ефузиви | 2500-2570 2740 | 0.4-7.2 1.2-2.3 | 2 600 | 20-100 150-250 | |
| 5 | VIII-T (теригенний), верхній карбон | аргіліти, алевроліти, пісковики, кам'яне вугілля | 2500-2540 2520-2640 — / — — | 0.8-6* 9-10. 5* — / — — | 5-15 | 2-15 10-25 20-30 | 4700-5200 |
| 6 | IX – СК (сульфатно-карбонатний), нижній карбон, верхній і середній девон | мергелі, вапняки, доломіти, ангідрити, аргіліти | 2640 - 2700 — / — — / — — / — 2500-2540 | 0.23 – 4.11*. — / — 1-14.3 1 – 3* 9-10.5 | 5 - 28 | 20 – 60 20-1000 — / — 40-70 10-20 | 5400-6000 |
| 7 | X – КТ (карбонатно-теригенний), нижній девон, силур | аргіліти, алевроліти, пісковики, вулканокластичні утворення, вапняки, ефузиви | 2500-2570 — / — — / — — / — 2670-2720 2650-2800 | — 8.5 – 10 1.07 – 6.5* 0.4 – 7.5* 0.51- 7.42* 1.3 – 2.8 | 6 2 500 | 10 – 20 20 – 50 — / — 20 – 60 20 – 100 150 – 750 | 4100 – 4700 |
| 8 | XI – Т (теригенний), венд-кембрій | аргіліти, алевроліти, пісковики, філіти | 2700-2770 — / — — / — | — 1.05 – 6.34* — / — | 5-6 | 15 - 25 10 - 100 — / — 10-750 | 4600 – 5600 |
| Каркінітсько-Північнокримський прогин | | | | | | | |
| 1 | I-ТК (теригенно-карбонатний) неоген | вапняки, глини, пісковики | даних немає | До 55 До 5 До 55 | даних немає | До 10 ~ 1 До 10 | 1800-2500 |

Продовження таблиці 2.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------------------|-------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|---|-------------------------------------------------|-----------|
| 2 | II-T (теригенний) олігоцен - нижній міоцен | глини, алевроліти, пісковики | 1800-2000 1660-2770 1800-1960 | 11.6-34.18 4.0-36.86* 11.7-39.0* | | 2-5 2-10 5-20 | 2000-2500 |
| 3 | III-K (карбонатний) еоцен-палеоцен, верхня крейда | мергелі, вапняки, вулканогенні утворення, глини, пісковики | 1270-2670 2000-2470 2500-2570 1270-2570 1680-2480 | 0.18-31.5 0.14-18.9 0.02-20.0 2.50-51.0 5.6-35.8 | | 10-200 10-200 2 500 2-4 5-20 | 2800-5900 |
| 4 | IV-BT (вулканогенно- теригенний) нижня крейда | аргіліти, мергелі, вулканокластичні утворення, ефузиви, алевроліти, пісковики | 1330-2680 2420-2680 2510-2570 2480-2680 1700-2670 — / — | 0.11-1.75 0.13-5.9 0.02-20.0 0.11-45.42 0.3-21.9* — / — | | 2-10 10-50 10-50 <100 5-20 — / — | 3200-5500 |
| 5 | VI-T (теригенний) середня юра | аргіліти, пісковики, сланці | 2600-2620 | 2-9 | | 2-15 — / — >100 | 4700-5600 |
| Індоло-Кубанський прогин | | | | | | | |
| 1 | I-TK (теригенно-карбонатний) неоген | вапняки, глини, пісковики | 2200-2270 1520-1980 1600-2500 | 1.2-18.2 20.3-40.2 10.2-30.0* | | до 500 2-5 до 20 | 1800-2500 |
| 2 | II-T (теригенний) олігоцен-нижній міоцен | глини, алевроліти, пісковики | 1580-2340 1700-2770 — / — | 12.2-29.3 13-28* — / — | | 40-50 10-20 — / — | 1900-2700 |
| 3 | III-TK (теригенно-карбонатний) | мергелі, вапняки, | 2240-2640 2530-2630 | 0.33-4.73* 0.6-23.61* | | 0-2 0-2 30-50 70-400 | 2800-4600 |

Продовження таблиці 2.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|------------------------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|------------------------|----------------|------------------------|-----------|
| | еоцен-палеоцен- верхня крейда | аргіліти, пісковики | 2140-2350 2590-2610 | 9.85-25.95 2.59-3.9 | 50 20 | 2-5 10-20 | |
| 4 | IV-Т (теригенний) нижня крейда | аргіліти, алевроліти, пісковики | 2360-2410 — / — — / — | 5.35-12.74 — / — | даних немає | 2-10 15-20 20-40 | 3000-5200 |
| 5 | V-ТК (теригенно-карбонатний) верхня юра | вапняки, аргіліти, пісковики | 2622-2638** — / — 2600** | даних немає | даних немає | 50-2 000 | 4000-5000 |
| 6 | VI-Т (теригенний) середня юра | аргіліти, пісковики, гравеліти | 2550-2570** 2600** | даних немає | даних немає | даних немає | |

Примітка. ** Значення щільності порід у відслоненнях Гірського Криму.

Породи-колектори в межах цих СЛП представлені пісковиками верхнього карбону (відкрита пористість до 10,5%) та тріасу (відкрита пористість до 19,88%).

В наступному, середньоюрському комплексі (СЛП VI-T) зафіксовано зменшення середньої щільності до 2370 кг/м^3 і збільшення пластових швидкостей до 3200 – 4400 м/с порівняно з СЛП VII-КТ. Породи-колектори представлені піщано-алевритовими різницями, котрі характеризуються підвищеними значеннями відкритої пористості (до 25,53%).

Верхньоюрський структурний комплекс (СЛП V-КТ) характеризується наявністю витриманої карбонатної формації з середньою щільністю 2430 кг/м^3 , пористістю до 8,87% і швидкостями до 4400 м/с. Ця карбонатна товща відокремлена різкими щільнісними і швидкісними границями від нижче і вищезалягаючих відкладів. Щільнісна і швидкісна різниці та регіональне розповсюдження роблять ці горизонти опорними. Близькими петрофізичними характеристиками відмічаються відклади, що складають карбонатно-хемогенний комплекс кімеридж-титонського віку, який розвинутий в південно-західній частині Західного Причорномор'я. На решті території ці відклади відсутні, або їх товщина мінімальна.

Найменш щільні і низькошвидкісні (неоген-крейдові) відклади (неоген-крейдові) належать до складу СЛП I-ТК. Наявність в підосві поверху різкої щільнісної (290 кг/м^3) і швидкісної (біля 1000 м/с) граничної поверхні робить її опорною [79].

Відмічені основні опорні границі в підосвах і покрівлях СЛП та окремих товщ в середині поверхів мають повсюдне розповсюдження. Інші щільнісні і швидкісні границі невитримані і мають локальне розповсюдження.

В межах Каркінітсько-Північнокримського прогину найбільш щільні (2600 кг/м^3) і високошвидкісні породи ($\sim 5000 \text{ м/с}$) складають СЛП VI-T. До покрівлі поверху приурочена щільнісна границя з надмірною щільністю ($100\text{-}200 \text{ кг/м}^3$), а також різка границя відбиття з перепадом інтервальних швидкостей (біля 800 м/с).

Вище залягає комплекс порід крейдового віку, який характеризується приблизно рівними значеннями середньої щільності (біля 2000 кг/м^3). В межах СЛП IV-ВТ і III-К підвищеною щільністю володіють вулканогенні утворення ($2530\text{-}2540 \text{ кг/м}^3$) і ефузивні породи (2540 кг/м^3), решта відкладів характеризується широким діапазоном зміни петрофізичних характеристик. Швидкість розповсюдження пружних коливань змінюється в діапазоні від 3200 до 5900 м/с. В межах цих СЛП найменшими пластовими швидкостями характеризуються глинисті формаційні одиниці нижньої крейди, а максимальними – пісковики нижньої і карбонати верхньої (турон-коньяк). В межах палеогенової частини СЛП III-К відмічається різке зменшення швидкостей розповсюдження пружних коливань і щільності порід в інтервалах еоценових відкладів, що обумовлює наявність щільнішої ($G_{\text{над}} = 150 \text{ кг/м}^3$) і границі відбиття в покрівлі палеоценових відкладів.

В товщі нижньокрейдових відкладів колектори представлені алевритопіщаними і вулканогенними утвореннями. Карбонатні породи верхньої крейди в монолітах практично непроникливі [8]. Колекторські властивості цих відкладів мало залежать від щільності і обумовлені вторинною тріщинуватістю і пустотністю. У відкладах палеоцену і еоцену колекторами є нещільні піщано-алевритові породи та тріщинуваті мергелі і вапняки.

Теригенний комплекс олігоцен-нижньоміоценового віку (СЛП II-Т), який залягає вище, характеризується відносно малими значеннями середньої щільності (біля 1900 кг/м^3) і різким зниженням інтервальних швидкостей (до $2000\text{-}2150 \text{ м/с}$). Для поверху характерні відносно високі значення пористості як загальної, так і відкритої, що і обумовлює добрі колекторські властивості піщано-алевритових порід. Найбільш широко вони розповсюджені в східній частині Рівнинного Криму, Північно-східному Присивассі, Північному Причорномор'ї.

В межах Індоло-Кубанського прогину комплекс порід, який належить до складу СЛП IV-Т і V-ТК, петрофізичними дослідженнями не вивчений, а про властивості нижньокрейдових відкладів можна судити за одиничними

визначеннями. Більш детально вивчена теригенно-карбонатна товща еоцен-верхньої крейди.

Згідно отриманих даних в підшві верхньої крейди і верхнього еоцену зафіксована різка геощільнісна ($G_{\text{над}}=200 \text{ кг/м}^3$) та швидкісна границі ($\Delta V_{\text{інт}}$ біля 1000 м/с).

Породи-колектори представлені тріщинувато-кавернозними карбонатними і глинисто-карбонатними відкладами (відкрита пористість до $23,61\%$), а також піщано-алевритовими породами, які мають підлегле значення.

Відклади олігоцен-неогенового віку СЛП II-T і I-TK характеризуються зниженими значеннями середньої щільності і інтервальних швидкостей. До найбільш щільних порід відносяться вапняки неогенового віку ($G_{\text{сер}}=2450 \text{ кг/м}^3$) і пісковики олігоцену ($G_{\text{сер}}=2250 \text{ кг/м}^3$). Колектори представлені пісковиками і алевритами олігоцену (відкрита пористість до 28%), а також вапняками (в тому числі і органогенними) та пісковиками неогену (відкрита пористість до $18,2\%$ і $30,0\%$ відповідно).

В результаті проведеного аналізу фізичних параметрів майже усіх типів порід з врахуванням їх складу, віку, умов залягання встановлюються деякі закономірності їх змін.

Величини щільності порід, які складають осадовий чохол півдня України, залежать, головним чином, від їх літолого-мінералогічного складу. Найвищу середню щільність мають седименти, які складаються з доломітів і вапняків (від 2640 до 2700 кг/м^3), а також ефузивні і вулканогенні утворення (від 2500 до 2750 кг/м^3), а найнижча щільність у піщано-глинистих фацій (від 2100 до 2300 кг/м^3). Середні щільності одновікових відкладів змінюються в різних частинах регіону. Це особливо характерно для порід піщано-глинистого складу. Щільність кожної літологічної різновидності збільшується від більш молодих до більш древніх.

На основі вивчення щільнісної характеристики гірських порід в межах осадового чохла Південного регіону виділяються головні щільнісні границі, які приурочені:

в Західному Причорномор'ї:

- до покрівлі і подошви СЛП XI-Т і IX-СК ($G_{\text{над}}=100 \text{ кг/м}^3$)
- до подошви СЛП VIII-Т ($G_{\text{над}}=100 \text{ кг/м}^3$)
- до покрівлі СЛП VII-КТ ($G_{\text{над}}=130 \text{ кг/м}^3$)

в Каркінітсько-Північнокримському прогині:

- до покрівлі СЛП VI-Т ($G_{\text{над}}=200 \text{ кг/м}^3$)
- до покрівлі палеоценових відкладів СЛП III-К ($G_{\text{над}}=150 \text{ кг/м}^3$)

в Індоло-Кубанському прогині:

- до подошви верхньої крейди і верхнього еоцену СЛП III-КТ ($G_{\text{над}}=200 \text{ кг/м}^3$).

Значення швидкостей розповсюдження пружних коливань в осадовому чохлаі змінюються в широкому діапазоні (від 1800 до 6000 м/с). Найбільшими швидкостями характеризуються відклади, які відносяться до складу СЛП XI-Т (до 5600 м/с), IX-СК (до 6000 м/с), VIII-Т (до 5200 м/с), VI-Т (до 5600 м/с), V-КТ (до 4600 м/с), IV-ВТ (до 5000 м/с), III-К (до 5900 м/с), V-ТК (до 5000 м/с), IV-Т (до 5200 м/с) і III-ТК (до 4600 м/с). Ці СЛП складені переважно щільними породами та утвореннями і залягають на відносно великих глибинах. Можна зробити висновок про те, що швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль залежать від літолого-мінералогічного складу і глибини залягання відкладів. Максимальними значеннями пластових швидкостей характеризуються карбонатні, хемогенно-карбонатні відклади, пісковики, сланці і вулканогенні утворення, а мінімальними значеннями - глинисті і піщано-глинисті фації. Пластові швидкості у відкладах одного літологічного складу збільшуються від молодих до більш древніх, і від мілкозалягаючих до глибокозалягаючих [79].

В покрівлях і подошвах СЛП та в межах окремих СЛП фіксуються різні швидкісні границі з $\Delta V_{\text{інт}} = 600-1000 \text{ м/с}$. Ці границі є опорними і мають, як правило, регіональне розповсюдження. Крім того, в межах СЛП відмічаються швидкісні границі, які мають локальне розповсюдження і характеризуються відносно невеликим перепадом швидкостей.

Основні швидкісні границі осадового чохла півдня України тяготіють:

в Західному Причорномор'ї:

- до подошви СЛП XI-Т, X-КТ, IX-СК, VIII-Т, VI-Т, СЛП V-КТ, I-КТ;
- до покрівлі і подошви карбонатної товщі келовею-оксфорду.

В Каркінітсько-Північнокримському прогині:

- до подошви СЛП IV-ВТ, III-КТ, II-Т.

в Індоло-Кубанському прогині:

- до подошви СЛП III-ТК, II-Т, I-ТК;
- до подошви верхнього еоцену III-ТК.

Наявність різних швидкісних границь в чохлах Південного регіону дає можливість вивчати його методом сейсмозв'язки МСГТ.

Повна пористість порід окремих формацій зменшується від більш молодих до більш древніх, від менших глибин залягання до більших [79]. Найбільш пористими в межах півдня України є пісковики та вапняки неогену (відкрита пористість до 30-55%), які залягають на глибинах від 0 до 1,3 км. Найменшу пористість мають різновікові відклади, що залягають на глибинах більше 2500-3500 м (венд-силур Західного Причорномор'я, юра Рівнинного Криму та ін.).

Отже, збільшення щільності порід з ростом глибини пов'язано із зменшенням пористості в результаті ущільнення порід під дією верхньозалягаючих комплексів. З цим пов'язано і збільшення пластових швидкостей.

Осадочний чохол Південного регіону України є практично немагнітним. Середня магнітна сприйнятливість змінюється від 0 до 50×10^{-5} од. СІ. Підвищеними значеннями характеризуються ефузивні та вулканогенні утворення до 2500×10^{-5} од. СІ. На основі цих даних можна вважати, що магнітні поля в основному відображають петрофізичний і мінералогічний склад порід кристалічного та гетерогенного фундаменту. Крім того, на диференціацію магнітного поля суттєвий вплив чинять масиви ефузивів і вулканогенних утворень у складі осадової товщі.

Максимальними значеннями позірних опорів характеризуються формаційні одиниці з переважно карбонатним складом, сланці і хемогенні відклади, а мінімальними – глинисті фації, незалежно від віку та глибини залягання.

В результаті проведеного аналізу фізичних параметрів майже усіх типів порід, з врахуванням їх складу, віку, умов залягання, встановлюються деякі взаємозв'язки між петрофізичними властивостями гірських порід осадового чохла:

- щільні та високошвидкісні відклади, як правило, характеризуються низькими значеннями пористості;
- на значення щільності, позірних опорів суттєво впливає літолого-мінералогічний склад відкладів, ніж їх вік;
- осадовий чохол півдня України практично немагнітний, за виключенням ефузивних та вулканогенно-осадових утворень;
- відмічається збіг щільнісних і швидкісних границь, приурочених до підшов окремих СЛП, що дозволяє кваліфікувати їх як “жорсткі” акустичні границі.

Дані, які увійшли до складу геолого-геофізичної моделі є важливими при виконанні сейсмостратиграфічної інтерпретації. Проте, тільки цих даних для проведення якісної інтерпретації матеріалів МСГТ недостатньо. Необхідно мати чіткі знання про сейсмостратиграфічні комплекси, які зафіксовані на часових розрізах МСГТ по профілях відпрацьованих в межах різних частин регіону.

2.4 Сейсмостратиграфічна модель

В основу сейсмостратиграфічної моделі покладено результати авторських досліджень, які виконано вперше в межах Південного регіону України: аналіз рисунка сейсмічного запису, який базується на вивченні геометричної форми (конфігурації) відбиттів і інших сейсмічних параметрів; визначення типу

границь, що обмежують сеймостратиграфічні одиниці та їх уточнена сеймостратиграфічна прив'язка; характер контакту з іншими сеймостратиграфічними одиницями; вивчення просторових форм та фаціальний склад сеймостратиграфічних одиниць, а також узагальнення літолого-стратиграфічних характеристик.

При проведенні цього аналізу використовувались часові розрізи по профілях МСГТ, які отримані КГФЕ “Кримгеофізика” та оброблено в системі PROMAX (Holliburton) за поглибленим графом СФА, що передбачає багаторазове корегування статичних та кінематичних поправок, відновлення амплітуд за геометричне розходження та поглинання, багатоступіневу деконволюцію, частотну фільтрацію та нормування амплітуд до заданого рівня, віднімання хвиль-завад, когерентну фільтрацію, послаблення дифрагованих хвиль та врахування сейсмічного зносу. Всього було проаналізовано часові розрізи за 384 профілями МСГТ, в тому числі за 156 профілями в межах Рівнинного Криму та Північного Причорномор'я, 137 профілями в межах Керченського півострова, та 81 в межах Західного Причорномор'я. Стратиграфічно-літологічна прив'язка сейсмічної інформації здійснювалась в свердловинах, де виконувались: комплекс ГДС, сейсмокаротажні дослідження (СК, ВСП, ПМ ВСП), петрографічні та петрофізичні вивчення кернового матеріалу. Всього було проаналізовано матеріали 88 свердловин глибокого буріння різного призначення.

Позначення (номенклатура) СЛП та КССК взято з робіт в яких вони виділені та обгрунтовані [4, 59].

2.4.1 Придобруджинський прогин

Найбільш давні осадові відклади венду та кембрію складають XI-T СЛП.

В межах Придобружжя та на північно-західному шельфі Чорного моря (Південноукраїнська монокліналь) в підшві поверху фіксується трьохфазове низькочастотне протяжне відбиття – горизонт XIг(PR₃ під.) (Рис. 2.1). Нижче

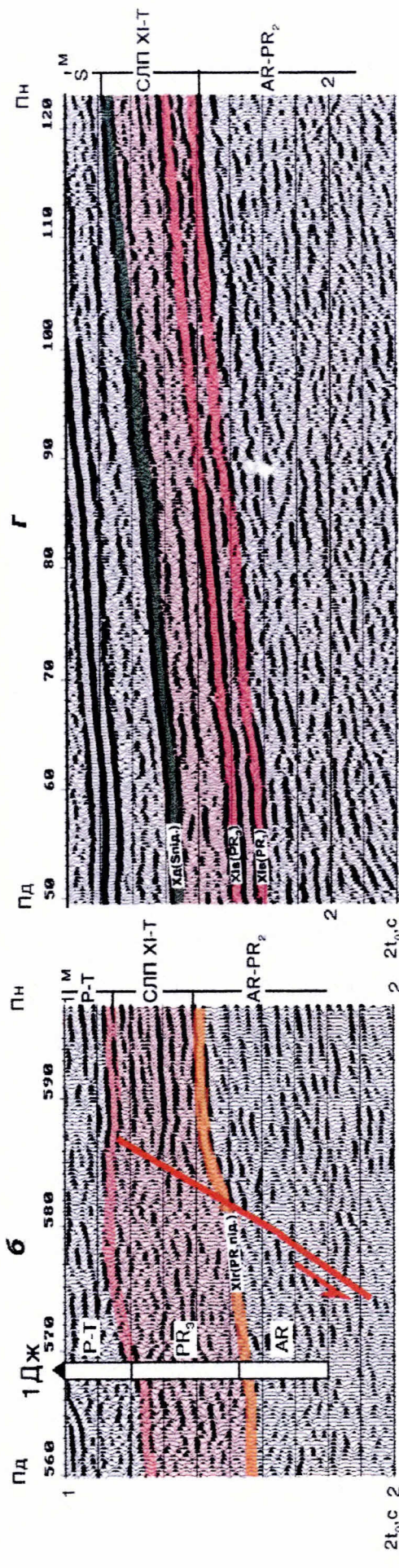
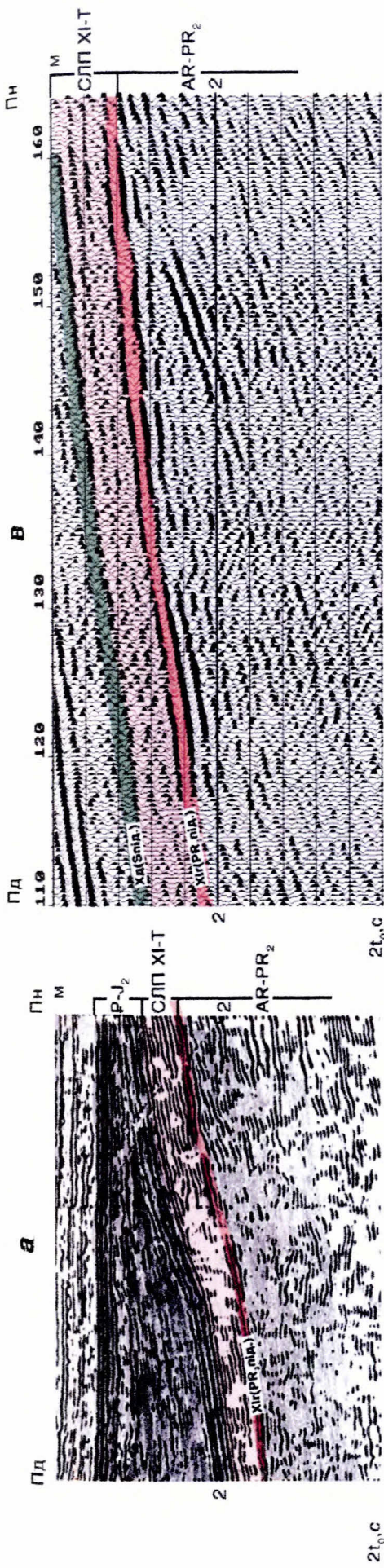


Рис. 2.1. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП XI-T. Склад С.В. Кольцов 3
 використанням матеріалів “Вестерн Джеофізика” (а) та КГФЕ “Кримгеофізика” (б, в, г), 2003

нього відмічається припинення простеження окремих відбиттів та горизонтів по схемі «ерозійний зріз». Згідно даних буріння, ГДС та ВСП цей горизонт відбиття відображає незгідний контакт граніто-гнейсового комплексу архей-протерозойського віку з осадовим комплексом венду [80], на якому спостерігається різкий стрибок густини та швидкостей розповсюдження пружних коливань, що і обумовлює наявність “жорсткої” границі відбиття [79].

В прибережній зоні та на більшій частині суходолу (Білоліський блок) горизонт XIг(PR₃ під.) простежується спорадично і, по суті, є умовним. Це пояснюється відносно великими глибинами залягання подошви відкладів венду (4885 м в свердловині Лиманська 1) та сильним розсіюванням відбиттів на цій границі.

До покрівлі СЛП приурочено відбиття, інтенсивність якого змінюється в різних частинах прогину. На більшій частині Придобружжя, де на верхньопротерозойському комплексі залягають відклади пермо-тріасу (VII-КТ) або юри (VI-Т, V-ТК), на часових розрізах фіксується інтенсивне низькочастотне відбиття (Рис. 2.1 а). При відсутності значної перерви в осадконакопиченні фіксується менш інтенсивне відбиття – горизонт – Хд(S під.) (Рис. 2.1 в, г), що обумовлено близькістю петрофізичних властивостей відкладів, що складають XI-Т і X-КТ СЛП. У відкладах кембрію та ордовику, фіксується протяжне високоамплітудне інтенсивне відбиття (горизонт XIв(PR₃)). Стратиграфічна приуроченість цього горизонту відбиття неоднозначна, що пов'язано з невеликою кількістю свердловин глибокого буріння, в яких вивчалися швидкості розповсюдження пружних коливань, а також незначною часовою товщиною (100-120мс) між горизонтами відбиття XIв(PR₃) та XIг(PR₃ під.) (Рис. 2.1 г). Можна передбачити, що горизонт відбиття XIв(PR₃), приурочений до подошви відкладів кембрію, які залягають з кутковою незгідністю на верхньопротерозойських.

В інтервалах часових розрізів між горизонтами XIг(PR₃ під.) та Хд(S під.), фіксується рисунок сейсмічного запису, який характеризується чергуванням субпаралельних площадок відбиття середньої та малої інтенсивності

(низькоамплітудна сейсмофація) [80]. Подібні сейсмофації характерні для товщ, що утворились в умовах зовнішнього шельфу та мають відносно однорідний склад [66], в даному випадку – теригенний. В північному та північно-східному напрямках відмічається збільшення амплітуд та протяжності відбиттів (Рис. 3.1 а, г), що пов'язано зі збільшенням піскуватості відкладів у напрямку палеосуші (Східно-Європейська платформа) [81]. Просторовою формою СЛП є покрив, який типовий для шельфових фацій [82]. Максимальна часова товщина складає біля 1,5 с (~2200 м).

Наступним за віком є **Х-КТ СЛП**, який об'єднує карбонатно-теригенні відклади нижнього девону, силуру та ордовику. Підшовою поверху є горизонт відбиття Хд(S під.), покрівлею, в залежності від повноти розрізу відкладів, є горизонти відбиття, стратиграфічно приурочені до подошви середнього девону – ІХв(Д₂ під.), подошви тріасу VII(T під.) або подошви середньої юри VIв(J₂ під.) (Рис. 2.2). Окрім покрівельної та подошовної границь в товщі СЛП просліджується витримане по площі високоінтенсивне та протяжне відбиття - горизонт Хв(Ск під.) (Рис. 2.2 а, б), яке приурочено до подошви карбонатних відкладів верхнього силуру, що згідно залягають на вапнисто-глинистих породах нижньосилурійського віку [83]. Цим горизонтом СЛП поділяється на два КССК. Перший – КССК (Хв-д) об'єднує відклади нижнього силуру, до складу другого – КССК (Хо-в) входять теригенно-карбонатні відклади верхнього силуру та нижнього девону. В цілому, для Х-КТ СЛП характерний рисунок сейсмічного запису з непротяжними малоамплітудними змінної частоти відбиттями, що чергуються з зонами прозорого та горбистого рисунків (низькоамплітудна сейсмофація). При цьому інтенсивність та протяжність відбиттів, які зафіксовано в межах КССК Хд-в нижче, а зони прозорого рисунка більш великі, ніж ті, що фіксуються в інтервалах КССК (Хо-в), що пов'язано відповідно зі збільшенням товщини і витриманості по площі окремих пластів, та з присутністю відносно потужних товщ порід однорідного, переважно карбонатного складу, які утворилися в умовах мілководдя та внутрішнього шельфу [82].

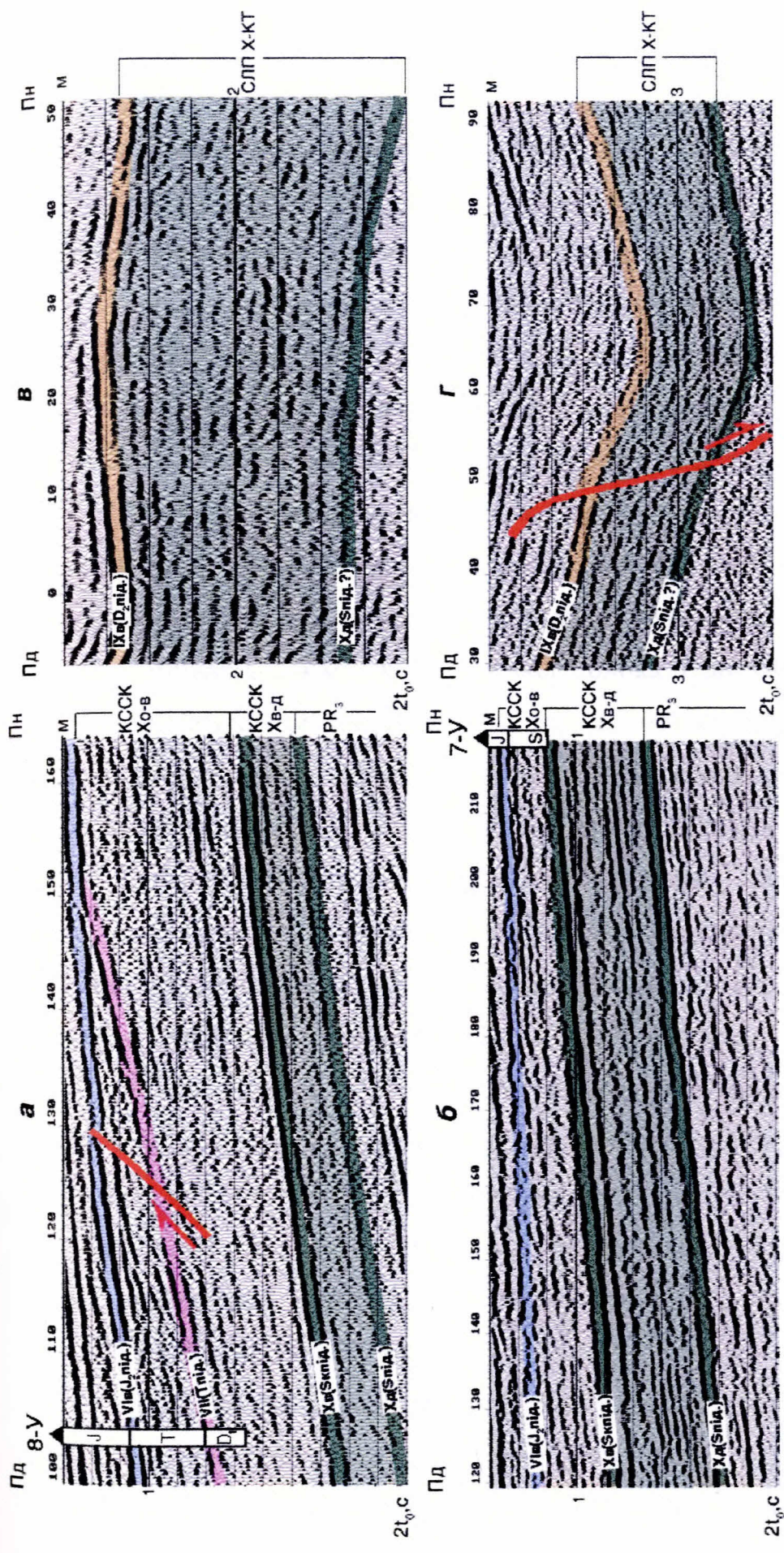


Рис. 2.2. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП Х-КТ.
 Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

В межах Білоліського блока в інтервалах нижнього девону на фоні субгоризонтального чергування відбиттів зниженої інтенсивності та протяжності відмічаються області горбистого рисунка сейсмічного запису, які не пов'язані з зонами тектонічних порушень (Рис. 2.2 в).

Аналіз хвильової картини та даних буріння показав, що низькоамплітудна сейсмофація відповідає шаруватим відкладам переважно глинистого складу з окремими тонкими пластами карбонатів та пісковиків, а горбисті сейсмофації пов'язані з зонами виклинювання окремих пластів невеликої товщини.

Трьохмірна форма зовнішніх границь СЛП у різних частинах Придобружжя різна. В межах Білоліського блока це покривна, або покривно-облікаюча форма, а в межах Південноукраїнської монокліналі це клин. СЛП IX-СК виділяється в межах Білоліського блока, Придунайської, Каланчакської та Гривіцейської тектонічних пластин. В межах інших частин Західного Причорномор'я ці відклади відсутні (Південноукраїнська монокліналь, Пандаклійський прогин) або прогноуються на великих глибинах (Каменський (Татарбунарський) прогин) [81]. В подошві поверху простежується високоамплітудне протяжне відбиття, яке стратиграфічно приурочене до незгідного контакту доломітів і ангідритів середнього девону та теригенних відкладів нижнього (горизонт відбиття IXв(D₂ під.)).

Нижче горизонту IXв(D₂ під.) відмічається припинення прослідження відбиттів за різними схемами, що характерні для покрівельних незгідностей (Рис.2.3), а вище горизонту фіксується згідна (субпаралельна) поведінка відбиттів. В прогнутах частинах Білоліського блока горизонт носить інтерференційний характер, а на окремих ділянках відмічаються зони повної втрати кореляції (Рис. 2.3 в).

Більш яскраво виражений незгідний характер носить покрівельна границя СЛП- горизонт відбиття VIII(C₁V₁ покр.) [84].

Окрім цих горизонтів, в межах СЛП фіксується відносно інтенсивний горизонт відбиття – Хб(Д₃під.), яким він поділяється на два КССК IXб-в та

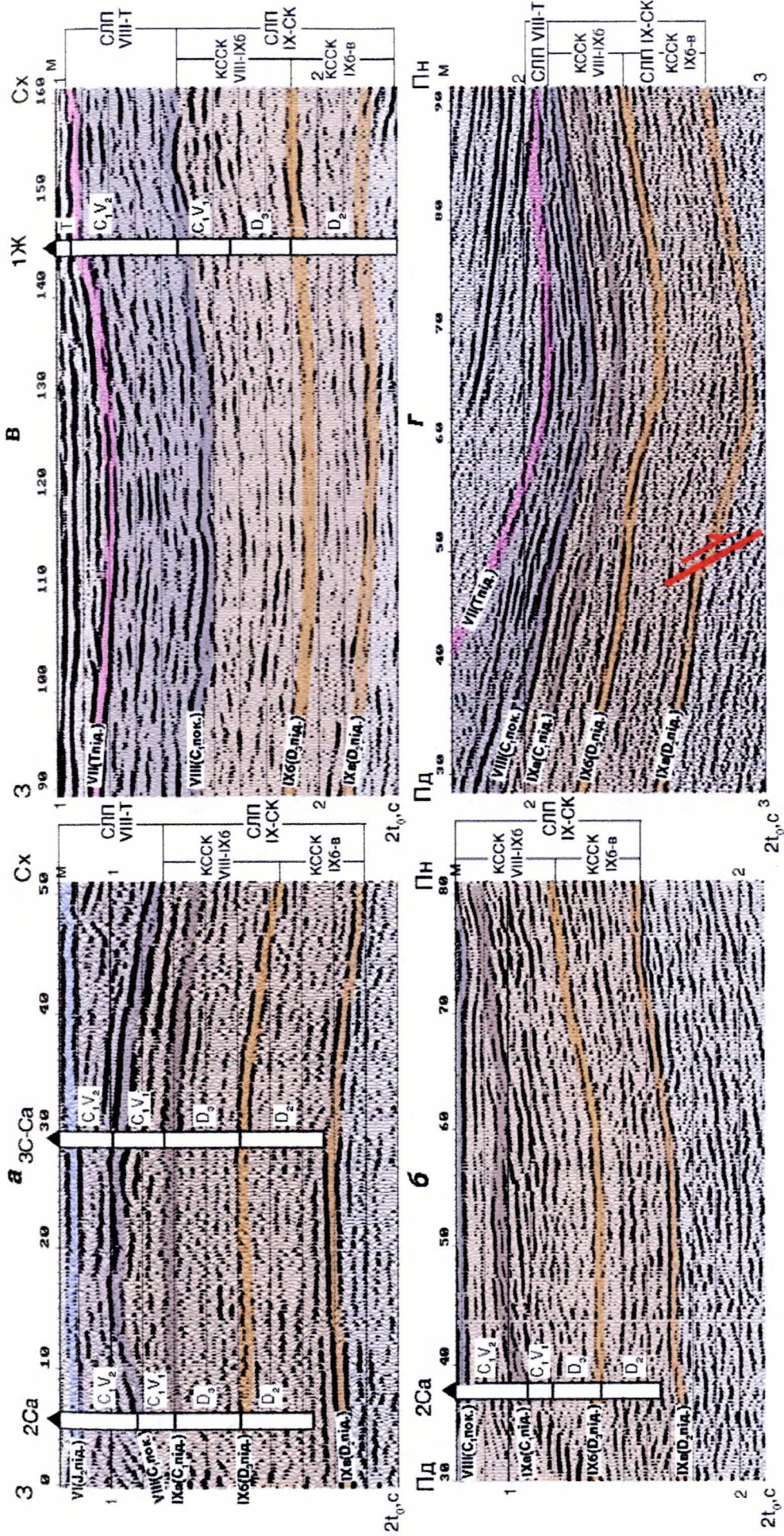


Рис. 2.3. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП VIII-T та СЛП IX-СК.
 Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

VIII-IXб. До складу першого входять відклади середнього девону, до другого – верхнього девону та нижнього карбону.

Для хвильової картини, зафіксованої в межах СЛП IX-СК, характерне субпаралельне чергування окремих відносно високоамплітудних і протяжних відбиттів з відносно непряжними зниженої інтенсивності. На окремих площах (Східно-Саратська, Сариярська та ін.) фіксуються великі зони “прозорого” або “напівпрозорого” сейсмічного запису (Рис.2.3 а, в), які обумовлені наявністю відносно однорідних масивів верхньодевонських карбонатів великої товщини (біля 327 м в св. Східно-Саратська 3).

Деяке збільшення частоти та протяжності відбиттів відмічається в інтервалах середнього девону поблизу Болградсько-Балабанівської тектонічної зони (Ярославська, Балабанівська площі) (Рис.2.3б). Це обумовлено більш тонкошаруватою будовою цих відкладів та витриманістю по площі окремих пластів [81]. Сейсмофації, зафіксовані в межах СЛП IX-СК, класифікуються як низькоамплітудні і були утворені при однорідній енергетичній обстановці в умовах мілководного морського басейну, можливо лагуни. В таких умовах одночасно з хемогенними осадами можливий ріст органогенних утворень [85].

Області низьких амплітуд на часових розрізах відповідають або надто тонким прошаркам, або зонам розвитку порід одного домінуючого літологічного типу, а окремі високоамплітудні і протяжні відбиття відповідають контактам товщ різного літологічного складу.

Просторовою формою поверху є покрив, який найбільш типовий для шельфових сейсмофаціальних одиниць [82].

До складу СЛП VIII-Т входять відклади верхнього карбону (серпухівський ярус), які представлено аргілітами з прошарками алевролітів, пісковиків та верств кам'яного вугілля. Підшвою поверху є горизонт відбиття VIII(C_{IV1}покр.), а покрівлею VII(Тпід.). Горизонти характеризуються як різкі незгідні границі та відповідають літологічним незгідностям.

Деякі труднощі у виділенні підосви СЛП VIII-Т спостерігаються в межах Бурнаського рифтогенного прогину (Рис. 2.3 г), що пов'язано з подібністю

літологічного складу та петрофізичних властивостей відкладів карбону і пермо-тріасу [86].

В межах поверху фіксується рисунок сейсмічного запису, який характеризується чергуванням мало та середньоамплітудних непротижних відбиттів; з зонами безсистемного припинення простеження (горбкуватий рисунок запису) і прозорого або напівпрозорого запису (Рис. 2.3в). Відбиття, як правило, субгоризонтальні та низькочастотні, що типово для шаруватих розрізів, які утворилися в лагунних або неморських умовах [83].

Про просторову форму поверху судити важко, так як відносно повно відклади серпухівського ярусу збережені в межах угнутих частин Білоліського блока. У склепінні локальних структур вони суттєво скорочені (Східно-Саратська, Жовтоярська площі) або відсутні (Лиманська площа).

Граничними для СЛП VII-КТ є горизонти відбиття VII(Тпід.) і VIв(J₂ під.). Протяжність, інтенсивність і простеження підошовного горизонту VII(Тпід.) суттєво змінюється по площі. В межах Південноукраїнської монокліналі (PZ-MZ) і Білоліської тектонічної пластини (PZ) цьому горизонту відповідає відносно високоамплітудне і протяжне двох-трьохфазове відбиття, нижче якого відмічається припинення простеження окремих горизонтів відбиття і площадок по схемі “ерозійний зріз” (Рис. 2.4) та відбиттів, які залягають вище по схемі підошовного налягання, що дозволяє класифікувати його як незгідну границю.

В межах Каменського (Татарбунарського) рифтогенного прогину (MZ) виділити і простежити по площі горизонт відбиття VII(Тпід.) важко (Рис. 2.5), що пов'язано з близькістю петрофізичних характеристик відкладів, які залягають вище та нижче границі, а також великими глибинами залягання підошви пермо-тріасу (більше 5 км) [83].

Максимальні товщини відкладів пермо-тріасу в межах Західного Причорномор'я зафіксовані в Каменському (Татарбунарському) [55, 84] і Бурнаському рифтогенних прогинах [87, 88]. Розкрита товщина тріасу складає 4385 і 1775 м, відповідно.

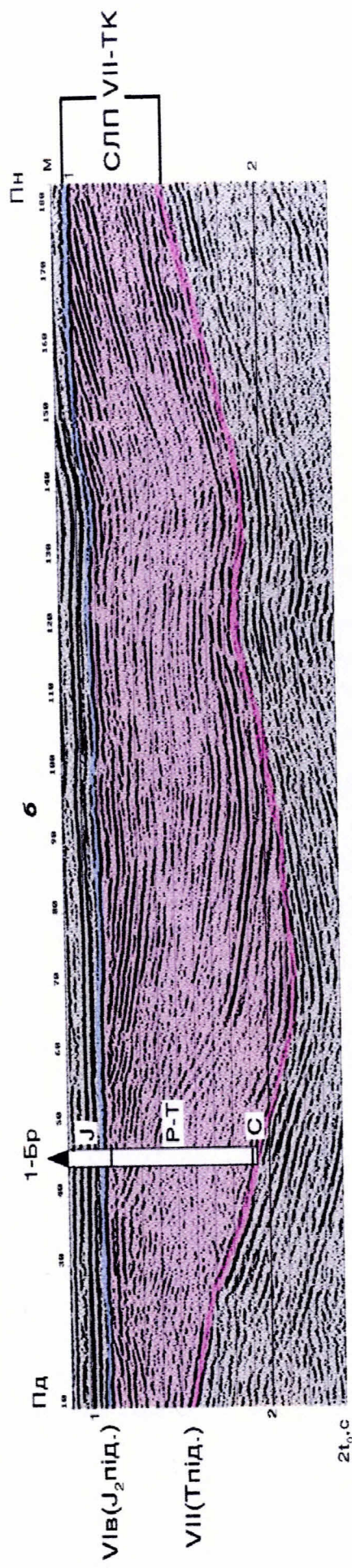
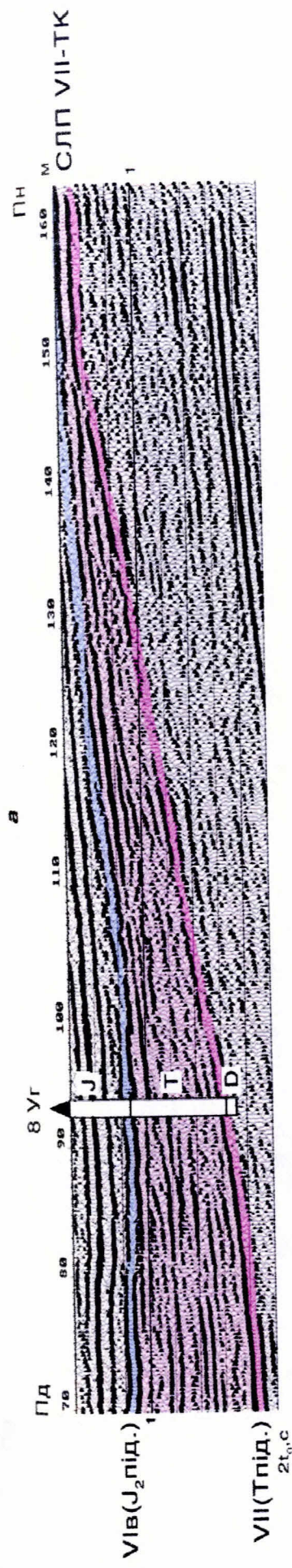


Рис. 2.4. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП VІІ-ТК.

а - південний схил Східно-Європейської платформи; б - Бурнаський рифтогенний прогин.

Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

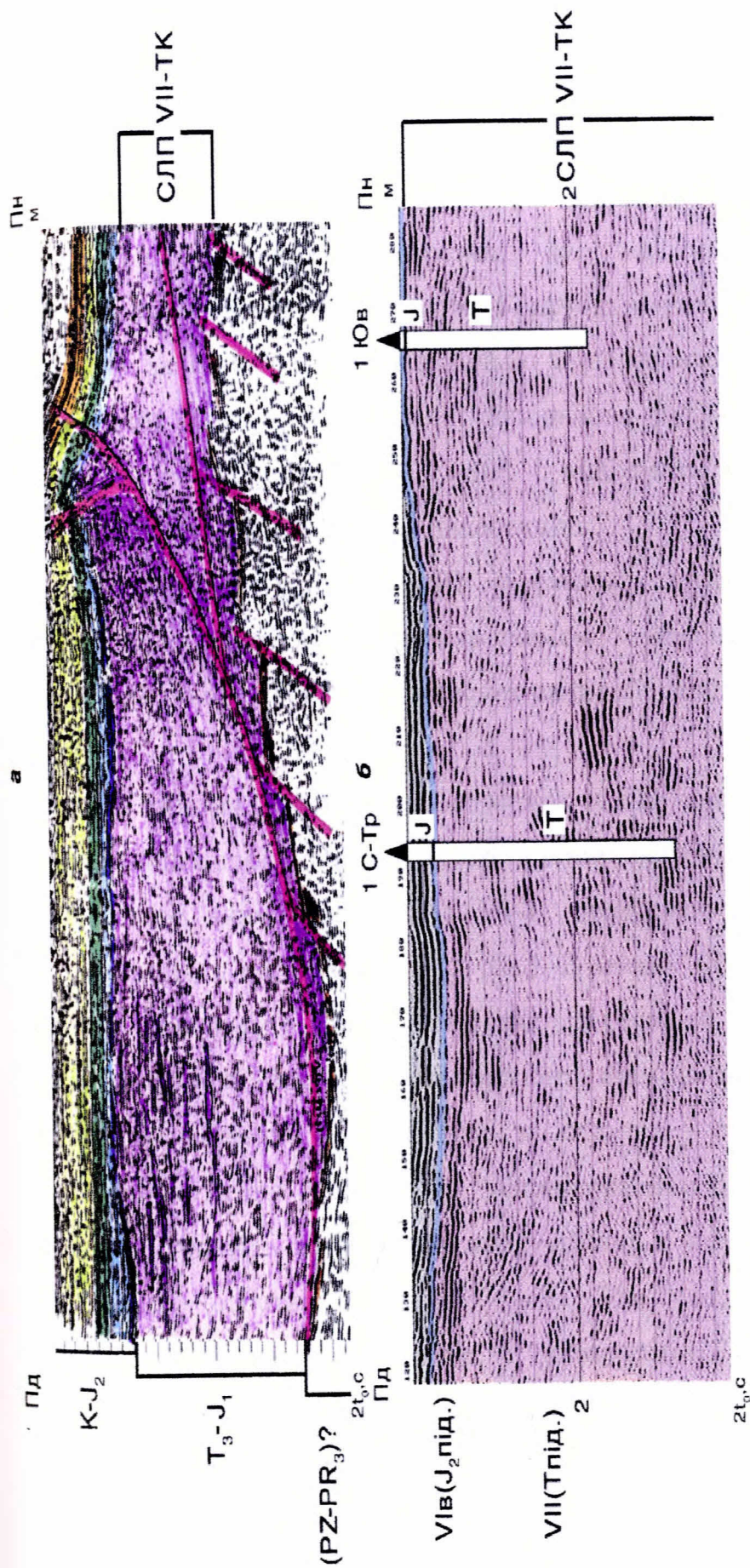


Рис. 2.5. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП VII-ТК.

Каменський (Татарбунарський) рифтогенний прогин.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів ДАТ "Чорноморнафтогаз" та КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

На решті території Західного Причорномор'я відклади тріасу відсутні (північна частина Південноукраїнської монокліналі, Лиманська, Білоліська та інші площі), або мають незначні товщини [86].

В інтервалах пермо-тріасових відкладів фіксується витриманий по площі рисунок сейсмічного запису з відносно протяжними, високо, і середньоінтенсивними відбиттями, які чергуються з малоамплітудними, непротяжними змінної частоти. Горизонти відбиття і площадки в межах прогинів залягають субгоризонтально або з малими (1-5°) кутами (Рис. 2.4), що є типовим для морських фацій заповнення [65]. В прибортових зонах кути відбиттів збільшуються до 25-30°, і відбувається різке скорочення часової товщини СЛП в бік бортових палеоскидів.

В верхній частині СЛП фіксуються численні припинення окремих відбиттів на покрівлі поверху за схемою “ерозійного зрізу”, що свідчить про глибокий розмив відкладів тріасу в ранньо - середньоюрський час (Рис. 2.4 б) [81].

В цілому зафіксована в межах СЛП хвильова картина типова для рифтогенних прогинів Південного та інших регіонів України [50, 89, 90].

Вище виділяється СЛП VI-Т, покрівлею якого є горизонт відбиття $V_{г}(J_3 \text{ під. кп})$, а подошвою $V_{в}(J_2 \text{ під.})$. В межах Білоліського та Гривіцейського блоків горизонту відбиття $V_{в}(J_2 \text{ під.})$ відповідає протяжне, високоамплітудне та інтенсивне відбиття. Нижче горизонту відмічається припинення простеження площадок відбиття і горизонтів за схемою - ерозійний зріз, що дозволяє класифікувати цю границю як “подошвна незгідність” (Рис. 2.6 г). Наявність подібної границі обумовлена присутністю в низах відкладів середньої юри базальних верств товщиною від 31 м до 173 м, які представлені переверстуванням пісковиків і алевролітів, що залягають з кутовою незгідністю на розмитій поверхні доюрських відкладів [74]. На іншій території інтенсивність та протяжність горизонту $V_{в}(J_2 \text{ під.})$ суттєво знижується, виділення його на часових розрізах стає менш однозначним.

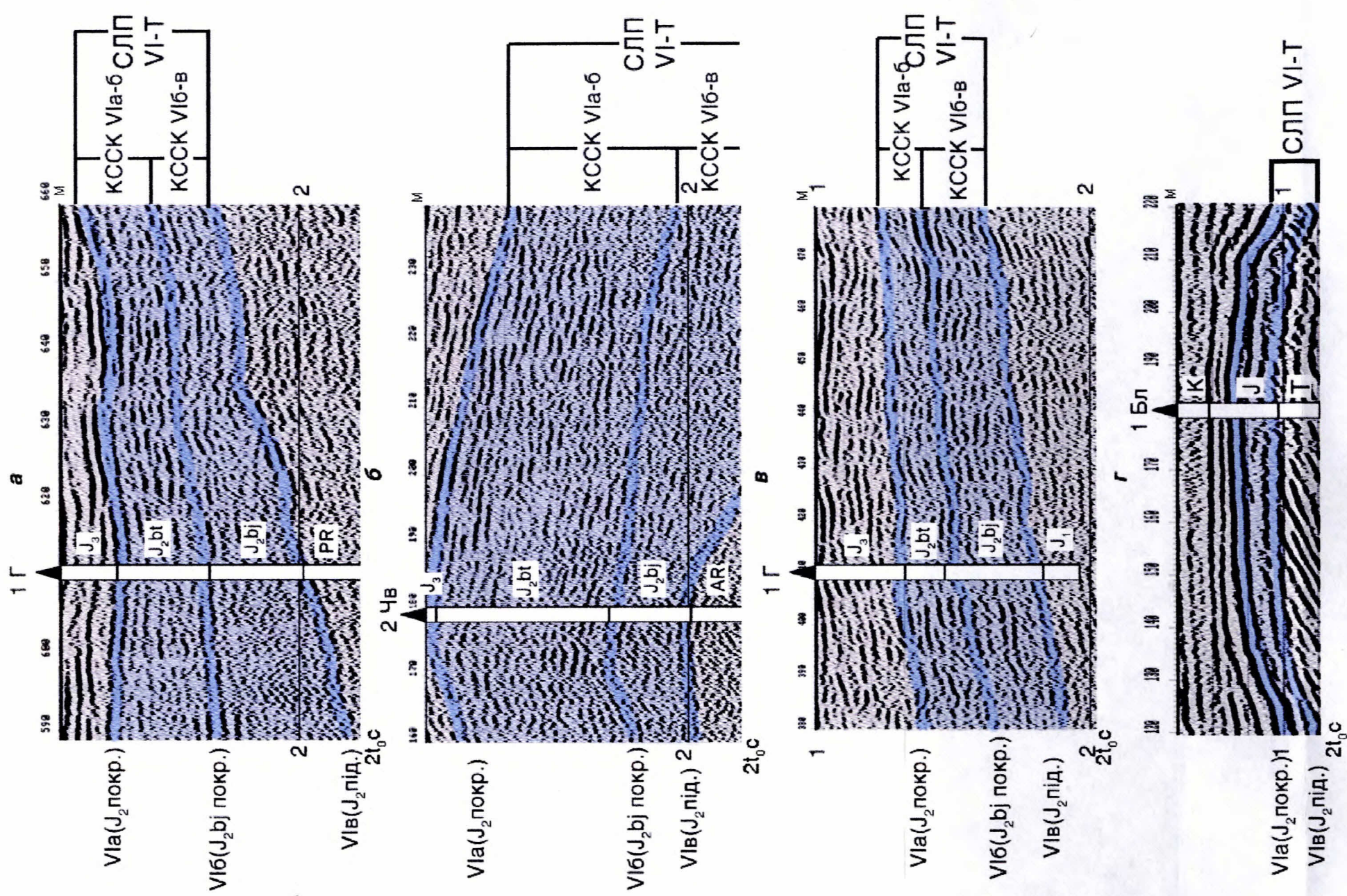


Рис. 2.6. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП VI-Т.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

Товщина СЛП VI-T суттєво змінюється по площі від 2000 м в межах Пандаклійського прогину до перших десятків - сотень метрів в межах інших частин Західного Причорномор'я.

В інтервалах поверху фіксується хвильова картина, яка характеризується чергуванням відбиттів слабкої і середньої інтенсивності з зонами “прозорого” рисунка. Відбиття, як правило, субпаралельні і відносно непротяжні з перемінними амплітудами і частотами (низькоамплітудна сейсмофація) (Рис. 2.6 а, б, в).

Окрім граничних горизонтів найбільш протяжним в межах поверху є горизонт відбиття VIб(J₂ b покр.) та VIа(J₂ bt покр.) стратиграфічно приурочений до покрівлі байоських та батських відкладів, відповідно.

Горизонти відбиття VIб та VIа мають обмежене розповсюдження по площі. Відносно однозначно вони виділяються на часових розрізах і простежуються по площі в межах Пандаклійського прогину (Рис. 2.6 а, б).

На решті території виділити окремі КССК в межах СЛП VI-T неможливо із-за малих товщин відкладів. На часових розрізах відкладам середньої юри відповідає пачка відбиттів із двох-трьох фаз, часовою товщиною 100-150 мс.

В межах Пандаклійського прогину, згідно даних МСГТ, ВСП і ГДС, в складі СЛП VI-T виділяються три КССК: VIб-в, VIа-б та Vг-Vа.

В інтервалах КССК VIб-в фіксується рисунок сейсмічного запису, який характеризується чергуванням відносно малоамплітудних і непротяжних відбиттів, змінної частоти з зонами “прозорого” і “горбистого” рисунків (Рис. 2.6 а,б). Цей рисунок відповідає товщам з відносно однорідним глинистим складом. Ділянки з “горбистим” і “прозорим” рисунком співпадають з зонами підвищеної піскуватості аргілітів (св. 2 Червоноармійська) [74].

Деяке збільшення інтенсивності і протяжності відбиттів (Рис. 2.6б) співпадає з зонами розвитку верстуватих відкладів, що утворились при мінливій обстановці осадконакопичення в морських умовах [65] переважно зовнішнього шельфу та материкового схилу [95]. Літологічно ці відклади

представлені чергуванням пластів аргілітів та пісковиків невеликої товщини (2-10м) (св.1 Горіхівська, 1 Городненська) [81].

В інтервалах КССК VIa-б (бат) хвильова картина близька до зафіксованої в КССК VIб-в. Різниця полягає у збільшенні частоти та відсутності зон “прозорого” рисунка. Літологічний склад і умови осадконакопичення відкладів батського ярусу аналогічні байоському.

Пандаклійський прогин є єдиним тектонічним елементом, де виділяється КССК Vг - VIa, що пов'язано з відносно великими товщинами відкладів келовею.

На часових розрізах виділяється покрівля (Vг) і подошва (VIa) комплексу, а між ними товща з “прозорим рисунком” сейсмічного запису і рідкими відбиттями (Рис. 2.6а). Такий тип рисунка характерний для однорідних товщ, які сформувалися в мілководному морському басейні [66]. Товщини комплексу максимальні в центральній частині прогину, поблизу бортів спостерігається різке зменшення товщини.

Товщина СЛП V-КТ (верхня юра) істотно змінюється по площі від перших десятків метрів в межах Південноукраїнської монокліналі (23-118 м) до 1650-1850 м в межах Пандаклійського прогину. В областях з відносно великими товщинами виділяється ряд горизонтів відбиття, які мають регіональне розповсюдження. В подошві поверху простежується двох-трьохфазове відбиття середньої інтенсивності (Рис. 2.7) (горизонт відбиття Vг(J₃ під.кп)), яке приурочено до подошви карбонатної плити верхньої юри. На окремих ділянках горизонт має інтерференційний характер, простежується спорадично, спостерігаються великі зони відсутності відбиттів, що пов'язано з тонкошаруватою будовою верхів середньої та низів верхньої юри (св. 2 Червоноармійська) та близькістю їх петрофізичних властивостей [79]. Наявність видимої кутової незгідності в подошві верхньоюрських відкладів, яка зафіксована за даними буріння і МСГТ (Рис.2.7г), свідчить про глибокий ерозійний розмив середньоюрських відкладів [83].

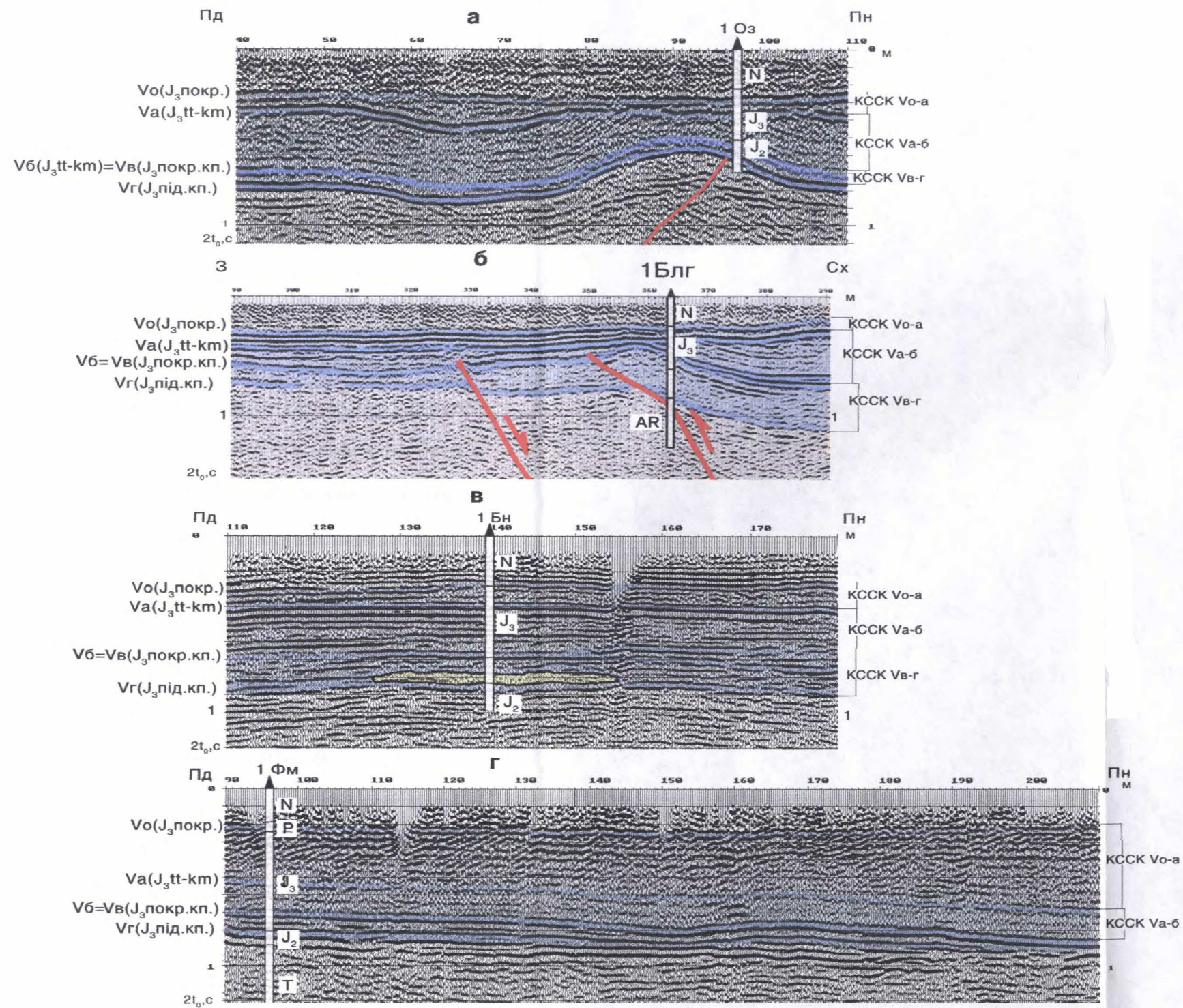


Рис.2.7. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП V-КТ: а – Придунайська пластина, Камишинський прогин; б, в, г – Каланчаксько-Гривіцейський блок.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

Покрівлею поверху є горизонт відбиття $V_0(J_3 \text{ покр.})$, який відмічається повсюдно. Крім покрівельного і подошовного горизонтів, в межах поверху простежується ряд горизонтів відбиття, якими він поділяється на ряд КССК.

Для КССК $V_{в-г}$ (келовей-оксфорд) характерна наявність в подошві та покрівлі високоамплітудних, витриманих по площі двох-трьохфазових горизонтів відбиття $V_{в}$ ($J_3(\text{покр.кп})$) та $V_{г}$ ($J_3(\text{під.кп})$), відповідно (Рис. 2.7, 2.8). Виключенням є Пандаклійський прогин, в межах якого відмічається зниження інтенсивності горизонту відбиття $V_{г}(J_3 \text{ під.кп})$, що пов'язано з близькістю петрофізичних властивостей відкладів середньої та верхньої юри [70, 74, 79]. В межах комплексу фіксується хвильова картина, яка характеризується "хаотичним" рисунком сейсмічного запису з окремими малоамплітудними відбиттями (Рис. 2.7в). В зонах розвитку рифогенних утворень [92] фіксується прозорий рисунок сейсмічного запису, а для окремих рифогенних утворень характерно збільшення часової товщини КССК ($V_{в-г}$), антиклінальний перегин покрівельного горизонту та відсутність перегину у подошовному.

Товщина комплексу змінюється по площі. Максимальні товщини -500-600 м (300-400 мс) зафіксовано в межах Пандаклійського прогину (Рис. 2.8а,б), Горіхівського (Рис. 2.8г) та Гривіцейського блоків (Рис.2.7в). На решті території товщини комплексу значно менші і складають 200-300 м (100-150 мс).

КССК $V_{б-в}$ (карбонатно-теригенна товща оксфорду) виділяється лише в центральній частині Пандаклійського прогину та характеризується наявністю в подошві та покрівлі витриманих, інтенсивних, високоамплітудних відбиттів (горизонти $V_{в}$ ($J_3 \text{ покр.кп}$) та $V_{б}$ ($J_3 \text{ tt- km під.}$)), (Рис. 2.8 а, б). Між граничними горизонтами відбиття фіксується рисунок сейсмічного запису з слабоінтенсивними, переривчастими, місцями хаотичними відбиттями з окремими зонами "прозорого" рисунка (Рис. 2.8а). Такий тип рисунка характерний для товщ відносно однорідного літологічного складу з окремими верствами і проверстками порід іншого складу, які утворились в умовах мілкого моря [65].

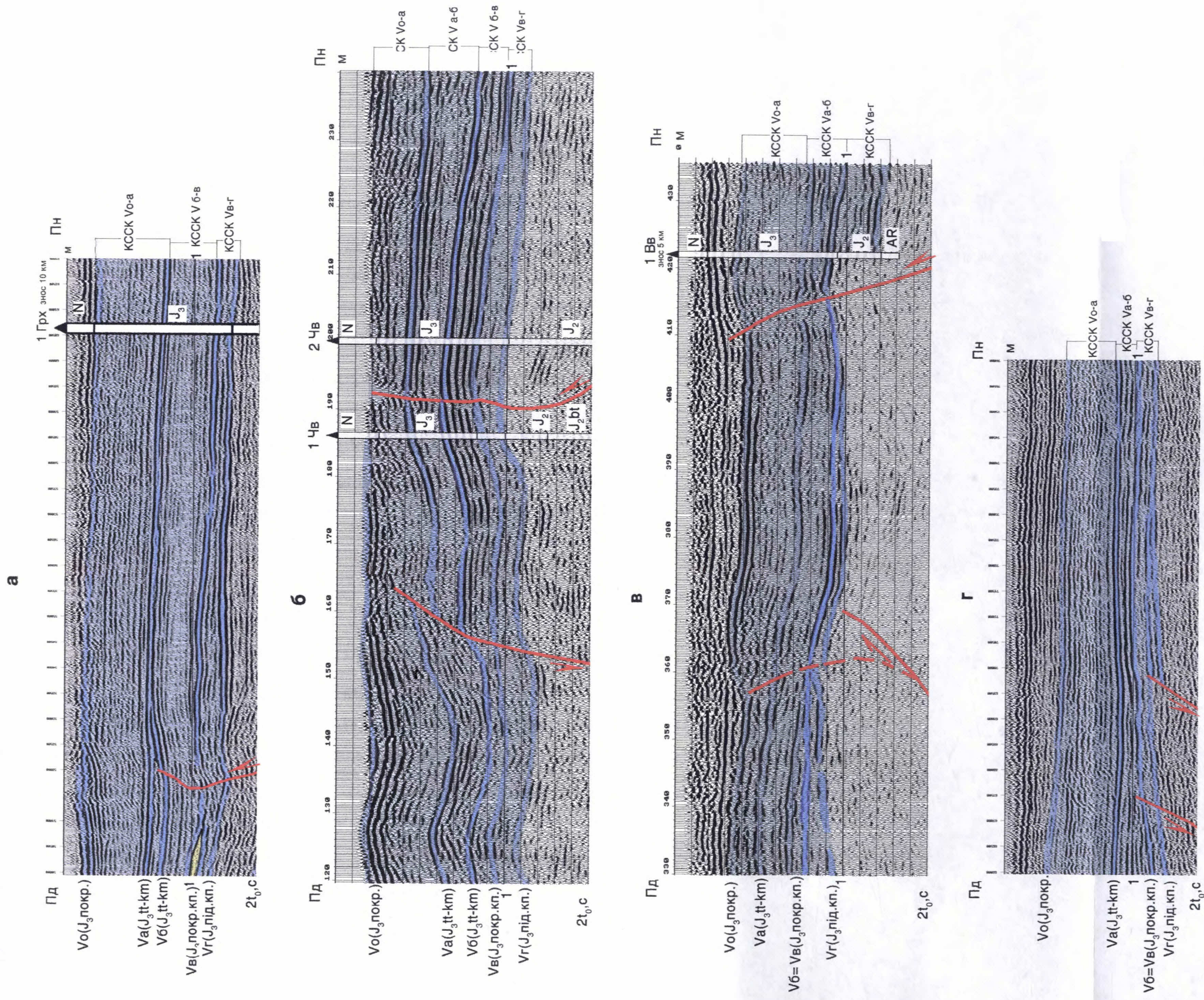


Рис. 2.8. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП V-КТ:

а, б – Пандаклійський прогин; в – Горіхівський блок; г – Городненський блок.

Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

Збільшення інтенсивності та протяжності відбиттів в межах окремих площ (Рис. 2.8б) пов'язано з тонкошаруватою будовою відкладів верхнього оксфорду [70]. Часові товщини комплексу коливаються від 300-400 мс в центральній частині Пандаклійського прогину до 0 мс в межах крайових частин прогину.

Для КССК Va-б (галогенно-сульфатно-теригенно-карбонатні відклади кімеридж-титону) подошвою є горизонт відбиття Vб(J₃ km-tt під.). Як самостійний горизонт він просліджується лише в межах Пандаклійського прогину (Рис. 2.8 а,б). На іншій території горизонт відбиття Vб(J₃ km-tt під.) співпадає з Vв(J₃ покр.кп) (у випадку залягання відкладів кімеридж-титону безпосередньо на карбонатній плиті келовей-оксфорду), або з VIa(J₂ bt покр.) при відсутності теригенно-карбонатної товщі келовей-оксфорду [93]. Покрівлею комплексу є горизонт відбиття Va(J₃ tt- km), який приурочено до подошви строкатоцвітів кімеридж-титону. В межах окремих площ, де ці відклади розмиті, покрівлею є горизонт Vo(J₃ покр.) (Рис. 2.7а). Для інтервалів КССК Va-б, характерний рисунок сейсмічного запису з непряжними середньо та високоамплітудними відбиттями, які чергуються з відбиттями малої інтенсивності та зонами прозорого рисунка (Рис. 2.7, 2.8). Подібний рисунок сейсмічного запису характерний для товщ, які складені чергуванням відкладів різного літологічного складу [91] – в даному випадку аргілітів і вапняків (св. Озерна 1, Болградська 1 та інші), а також аргілітів, вапняків, кам'яної солі та гіпсів (св. Соляна 5) (лагунні та мілководні фації).

Товщина комплексу в цілому стабільна. Деяке скорочення товщини відмічається в зонах загального скорочення товщини відкладів юри в сторону Південноукраїнської монокліналі (Рис. 2.7г), а також в склепіннях окремих структур (Рис. 2.7в). Просторова форма КССК Va-б – покрив.

КССК Vo-а (теригенно-глинисті строкатоцвіти кімеридж – титону), розвинуті в межах всього Західного Причорномор'я, за винятком окремих площ, в межах яких він редукований (Суворівська, Озерна площі) (Рис. 2.7 а). Товщина строкатоцвітів характеризується різкою зміною по площі. Мінімальні

товщини (до 20-30 м) зафіксовані в межах Причорноморської монокліналі і Білоліського блока [70], на решті території вони змінюються від 140 м (Джаларська площа) до 648 м (Горіхівська площа) і більше [74].

Підшовою КССК (Vo-a) є горизонт відбиття Va (J_3 tt-km). На більшій частині території йому відповідає високоамплітудне витримане по площі інтенсивне трьохфазове відбиття (Рис. 2.7 а,б,в).

В східній частині Гривіцейського блока інтенсивність його різко падає, а простеження стає спорадичним (Рис. 2.7 г). Причина подібної мінливості заключається в подібності петрофізичних властивостей вище і нижчезалягаючих відкладів [74].

Покрівлю комплексу є горизонт відбиття Vo(J_3 покр.), який має регіональне розповсюдження. Інтервали КССК (Vo-a) характеризуються відносно простою хвильовою картиною. Для нього характерно чергування відбиттів малої та середньої інтенсивності і зон прозорого рисунка (малоамплітудна сейсмофація) (Рис. 2.7г, 2.8 а,б,г) або прозорий рисунок запису. Прозорий рисунок фіксується в зонах розвитку однорідної глинистої товщі з рідкими прошарками алевролітів і пісковиків незначної товщини (0,2-1,2 м) (св. Баннівська 1, св. Виноградівська 1 та ін.).

Малоамплітудна сейсмофація фіксується на площах, в межах яких ці відклади представлені чергуванням глин, пісковиків і алевролітів (св. Горіхівська 1 та ін.).

На відкладах юрського віку суцільним чохлам залягає товща теригенно-карбонатних відкладів крейди, палеогену та неогену, які входять до складу **СЛІ I – ТК**.

Підшовою поверху є горизонт відбиття Vo (J_3 покр.). Інтенсивність і простеження горизонту істотно змінюється по площі. В межах південно-західної і центральної частин Придобруджинського прогину йому відповідає високоамплітудне двох-трьохфазове протяжне відбиття, яке характеризується як ерозійний зріз (Рис. 2.8 а, 2.9 а). В цій частині Придобруджжя горизонт

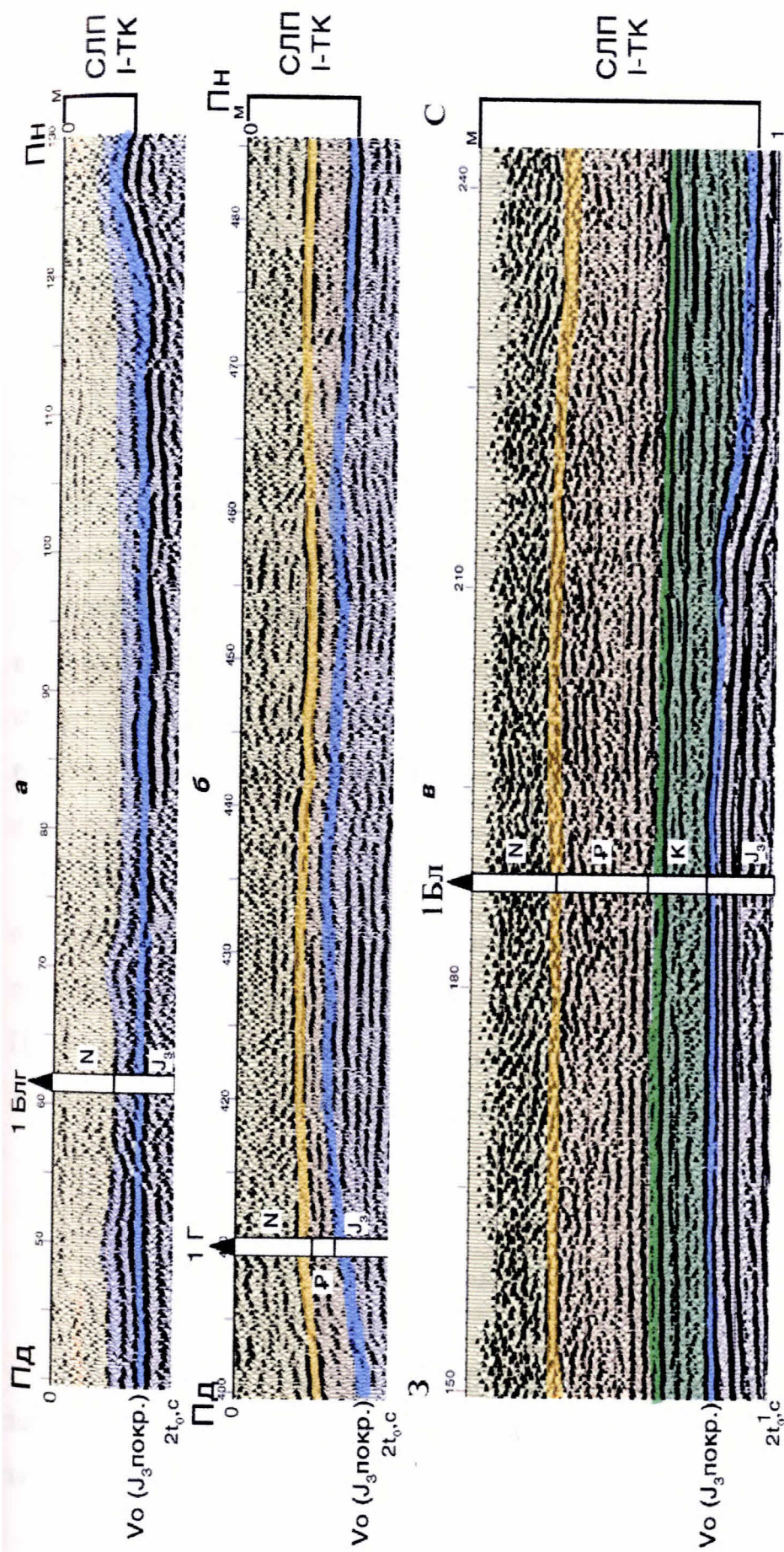


Рис. 2.9. Типи рисунків сейсмічного запису у межах СЛП I-TK.
 Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

відповідає денудованій покрівлі юрських теригенних відкладів, вище яких залягають карбонати неогену [73].

В північно-західній і східній частинах Придобруджинського прогину інтенсивність і амплітуда горизонту $V_0(J_3 \text{ покр.})$ більш низькі (Рис. 2.9 б). На юрських відкладах залягають породи палеогену (св. Городненська 1, св. Фурманівська 1) або крейди (св. Мирнівська 1, Валя-Пержей 20) з близькими петрофізичними характеристиками [79].

В межах Причорноморської монокліналі і Білоліського блока амплітуда і інтенсивність горизонту знову зростає (Рис. 2.9 в). Підшва СЛП I - ТК в цій частині Західного Причорномор'я впевнено виділяється завдяки незгідному заляганню вапняків нижньої крейди на аргілітах верхньої юри [50].

Хвильова картина, яка зафіксована в інтервалах часових розрізів, котрі відносяться до СЛП I–ТК, відносно проста. Вона характеризується відбиттями малої і середньої інтенсивності з зонами “прозорого” або “напівпрозорого” рисунка сейсмічного запису, який чергується з окремими високоамплітудними відбиттями.

Подібна хвильова картина характерна для товщ, складених пачками порід однорідного складу, відносно великої товщини (100 м і більше) з окремими літологічними неоднорідностями і стратиграфічними незгідностями [70, 81]. Просторова форма залягання поверху – покривна, що характерно для фацій зовнішнього та внутрішнього шельфу [47, 82].

2.4.2. Каркінітсько-Північнокримський прогин

Під назвою “Каркінітсько-Північнокримський прогин” мається на увазі територія Рівнинного і Гірського Криму, Північного Причорномор'я, північно-західного шельфу Чорного моря та північної частини акваторії Азовського.

До **гетерогенного фундаменту** досередньоюрські відклади відносяться без виділення окремих структурно-літологічних поверхів [4]. Це пов'язано з

тим, що глибоким бурінням вони практично не вивчені із-за великої глибини залягання (Північнокримський прогин), або їх не розбурено із-за помилково занижених у минулі роки перспектив нафтогазоносності на площах, де вони залягають на відносно невеликих глибинах. Вивченість сейсморозвідкою МСГТ також носить схематичний характер із-за великих глибин залягання горизонтів, рідкої сітки профілів (Центральнокримське підняття, Альмінський прогин та інші) та неможливості однозначної стратиграфічної прив'язки відбиттів.

На відміну від Західного Причорномор'я, де як сейсморозвідкою, так і глибоким бурінням встановлено розвиток осадового чохла венд-кам'яновугільного віку, в межах Рівнинного Криму і Присивасі (пасивна окраїна Лаврусії та Лавразії) [55] немає прямих даних про повний розвиток верхньопротерозойського і палеозойського осадового чохла. Єдиним районом розвитку відкладів кам'яновугільного віку з біостратиграфічно визначеним віком є Центральнокримське підняття. Тут розвинені збагачені вугільною речовиною аспідні сланці з прошарками вапняків, кварцових діабазів; (св. Новоселівські 6, 9). Ці відклади вважаються утвореними в глибоководних умовах, тому відповідають умовам батіалі [16]. Рисунок сейсмічного запису, зафіксований на профілях, відпрацьованих в межах Центральнокримського підняття, у цілому характеризується хаотичним рисунком сейсмічного запису з окремими малоамплітудними непротяжними відбиттями (Рис. 2.10).

Відклади палеошельфу Лавразії в межах Криму на цей час не встановлені, хоча не виключається можливість їх розвитку під відкладами тріасу-юри. Про це свідчать матеріали сейсморозвідки, які було отримано в останні роки (2000-2002 р.р.). На окремих сейсмічних профілях в докрейдовій частині розрізу на фоні хаотичного рисунка запису виділяються динамічно виражені пачки відбиттів, які, можливо, відповідають відкладам палеошельфу Лавразії (Рис. 2.10 а).

Відклади пізньокам'яновугільного-пермського віку, які можуть бути віднесені до Передскіфійського прогину, розкрито в Північному Причорномор'ї в свердловині Новоолексіївська 6 [94]. Рисунок сейсмічного запису, який

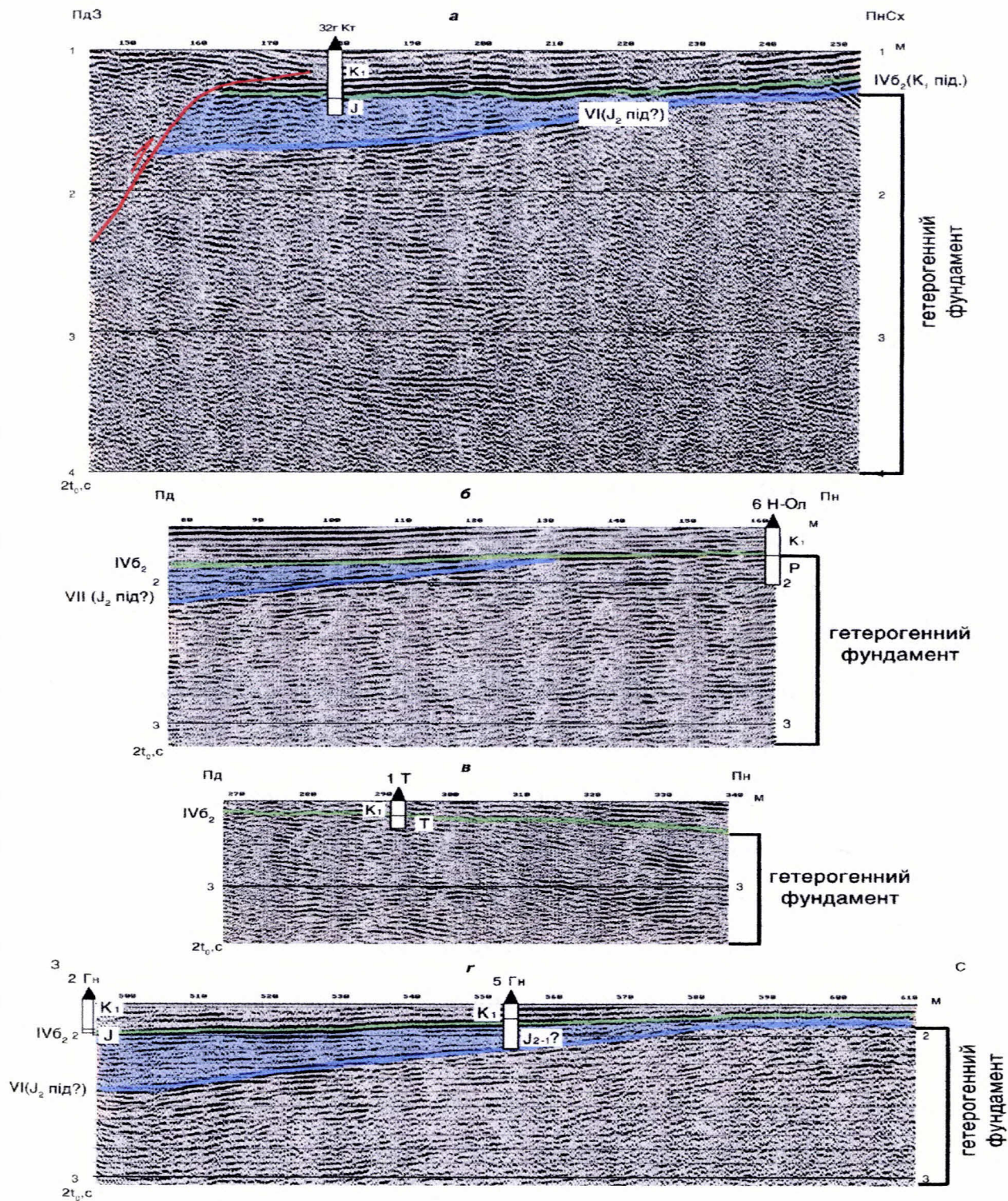


Рис. 2.10. Рисунок сейсмічного запису в досередньоюрських відкладах:
 а - Центрально-Кримське підняття; б, г – північний борт Каркінітсько-Сиваського прогину; в – Каркінітсько-Сиваський прогин.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

зафіксовано в інтервалах цього віку, характеризується наявністю середньоамплітудних субпаралельних відбиттів, що чергуються з зонами прозорого і хаотичного рисунка. По латералі спостерігається зниження інтенсивності відбиттів та зміна рисунка на хаотичний, з безсистемним припиненням простеження відбиттів (Рис. 2.10 б).

В межах Криму відклади цього типу ще не встановлені, це треба пояснити інтенсивним здійсненням території і глибокою ерозією розрізу при причленуванні Гірськокримського терейну в середньоюрсько-нижньокрейдний час [55].

Існування крупного прогину в зоні Присивасся і Каркінітської затоки, який заповнено відкладами тріасового віку, передбачалося ще у 50-60 роках минулого століття [25]. Подальшими геолого-геофізичними дослідженнями було доведено розвиток відкладів цього віку у Каркінітсько-Сиваському прогині (Присивасся), а також у межах інших тектонічних елементів [95].

Розташована в межах Каркінітсько-Сиваського прогину свердловина Тетянівська 1 на глибині 4752 м увійшла у біостратиграфічно визначені відклади корнійського ярусу і зупинена в них. У свердловині 1 Миколаївська (Альмінська западина) під відкладами кайнозою розкрито малопотужні відклади крейди та потужну товщу юри і тріасу. Також розвиток утворень цього віку доведено в акваторіях Чорного (св. Євпаторійська 2), та Азовського (св. Електророзвідувальна 1) морів [54].

На сейсмозвідувальних профілях, відпрацьованих у межах Каркінітсько-Сиваського прогину, в інтервалах докрейдних відкладів фіксується хвильова картина, яка близька до зафіксованої у межах тріасових прогинів Західного Причорномор'я (Рис. 2.10 в). Вона характеризується наявністю мало – та середньоамплітудних відбиттів, які чергуються з зонами прозорого рисунка. Відбиття, як правило, низькоінтенсивні, непротяжні, субпаралельні, кути нахилу незначні. Збільшення кутів нахилу відбиттів спостерігається в межах бортів Каркінітсько - Сиваського прогину (Рис. 2.10 б, г), або поблизу зон крупних тектонічних порушень.

Вище гетерогенного фундаменту виділяється **VI-T СЛП**. Підшовою поверху є горизонт відбиття $VI(J_2 \text{ під?})$. На часових розрізах цьому горизонту відповідає двох - рідко трьохфазове відбиття, яке має інтерференційний характер та простежується спорадично по площі (Рис. 2.11).

Відмічаються припинення відбиттів на горизонті $VI(J_2 \text{ під?})$ за схемою підшовного налягання (Рис. 2.11 а).

Покрівлею СЛП **IV-T** є горизонт $IVb_2(K_1 \text{ під.})$, який має значне поширення та відносно однозначно виділяється на розрізах. Виключення складає центральна частина Північнокримського прогину, у межах якої виділення горизонту має певні труднощі.

Для поверху характерний рисунок сейсмічного запису з відносно малоамплітудними непротижними відбиттями та зонами напівпрозорого рисунка. Відбиття, як правило, субпаралельні, двохфазові, низької та середньої частоти. Такий тип рисунка характерний для теригенних відкладів, які утворилися в умовах шельфу [66].

Латеральні зміни рисунка сейсмічного запису незначні. Найбільш суттєві зміни відбуваються в зонах розповсюдження вулканогенних утворень. Як правило, такі зони характеризуються “німим” (прозорим) рисунком запису та припиненням простеження відбиттів поблизу тіла палеовулкану за схемами налягання (Рис. 2.11 в).

Наступним за віком є **СЛП IV-ВТ**, який за даними сейсморозвідки МСГТ виділяється в межах всього суходолу Рівнинного Криму та Північного Причорномор'я, а також акваторій Чорного та Азовського морів. Границями поверху є горизонти відбиття $IVb_2(K_1 \text{ під.})$ та $IVa(K_1 \text{ покр.})$, які стратиграфічно приурочені до підшови та покрівлі нижньокрейдових відкладів, відповідно.

В зв'язку з тим, що глибина залягання горизонту відбиття $IVb_2(K_1 \text{ під.})$ суттєво змінюється в межах різних тектонічних елементів, його характеристики різноманітні. На більшій частині Рівнинного Криму та Північного Причорномор'я (за виключенням центрального грабену Північнокримського рифтогенного прогину (MZ)) в підшові відкладів нижньої крейди фіксується

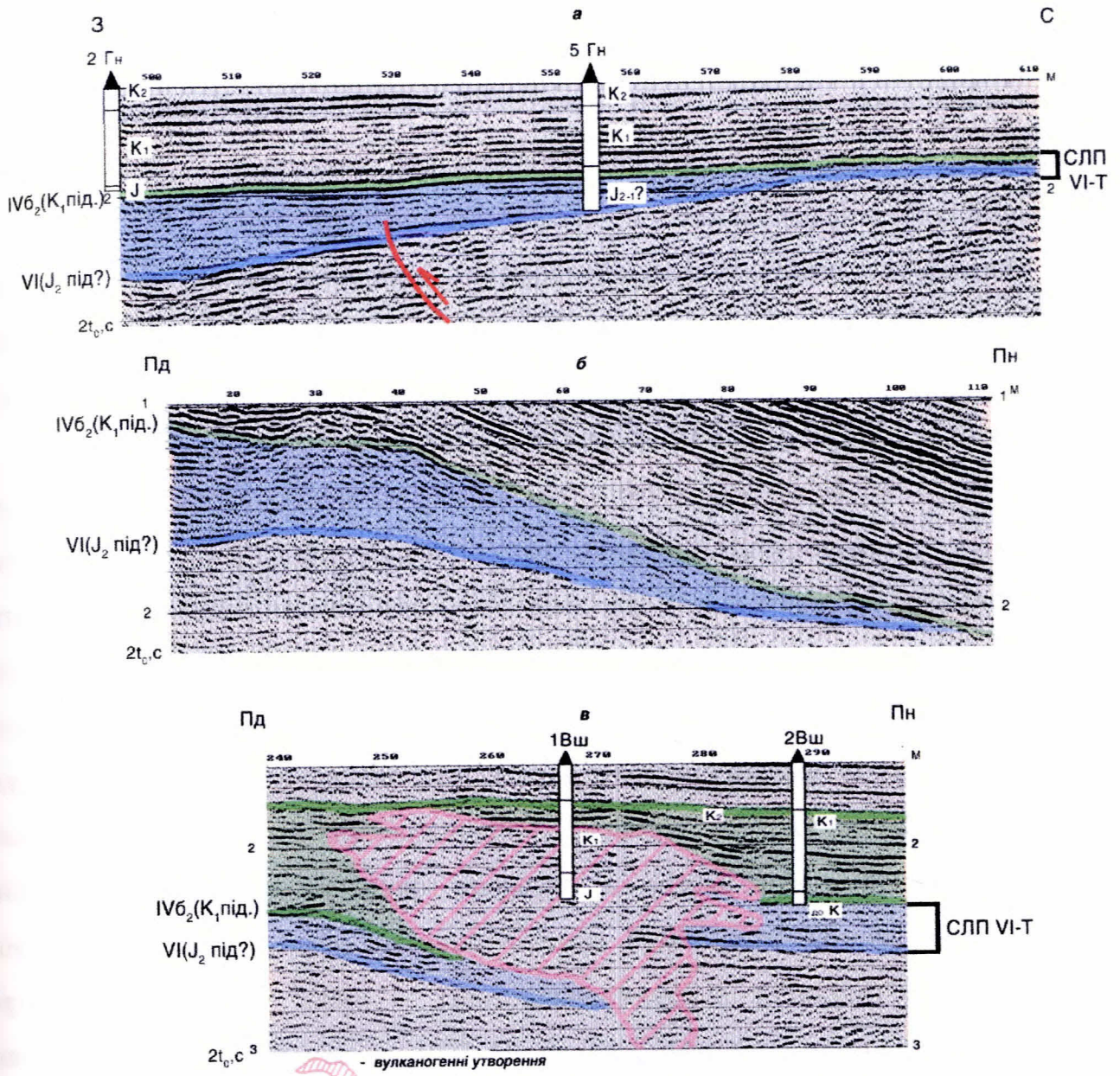


Рис. 2.11. Рисунки сейсмічного запису в межах СЛП VI – Т:

а – Каркінітсько-Сиваський прогин; б – східне занурення Гірськокримського терейну; в – Північнокримський прогин.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

високоамплітудне інтенсивне двох-трьохфазове відбиття (Рис. 2.12, 2.13). Нижче нього відмічаються численні припинення простеження відбиттів за схемою “ерозійний зріз”, а вище горизонту - за різними схемами подошовні незгідності [96]. Це дозволяє виділяти цей горизонт як границю незгідності. Товщина СЛП-IV ВТ суттєво змінюється в межах різних тектонічних елементів. Мінімальні товщини нижньокрейдових відкладів зафіксовано в межах Альмінської западини (до 100-150 м), а максимальні (2000-2500 м) у центральному грабені Північнокримського прогину (рифту).

Окрім граничних горизонтів відбиття, в межах поверху виділяється декілька горизонтів відбиття: $IVb_1(K_1a\text{-nc покр.})$, $IVa_3(K_1a_3\text{ під.})$ та інші. Горизонт відбиття $IVb_1(K_1a\text{-nc покр.})$ стратиграфічно приурочений до покрівлі базальних відкладів неоком-аптського віку, які утворились на дорифтовому етапі розвитку Північнокримського прогину. Цим горизонтом СЛП IV-ВТ поділяється на два КССК: $IVb_1\text{-}b_2$ та КССК $IVa\text{-}b_1$, які об'єднують седиментаційні комплекси, що утворилися на дорифтовому та синрифтовому етапах розвитку рифтогену, відповідно. Розподіл поверху на комплекси за сейсмічними даними можливо провести в межах центрального грабену (північно-західний шельф, північна частина Рівнинного Криму), південного борту (у сучасному плані – Центральнокримське підняття) та частково північного борту (Присивасся) [97]. На решті території (Альмінська западина, північна частина північно-західного шельфу Чорного моря, Північне Причорномор'я), виділити КССК неможливо із-за малих товщин відкладів нижньої крейди [93].

Характерною рисою рисунка сейсмічного запису, який зафіксовано у межах КССК $IVb_1\text{-}b_2$ (неоком-апт), є наявність інтенсивних низькочастотних багатофазових відбиттів (високоамплітудна сейсмофація), що типово для континентальних та мілководних фацій. Треба відмітити, що подібна хвильова картина спостерігається майже всюди, виключення складають зони поблизу бортових скидів (Рис. 2.12 а, б).

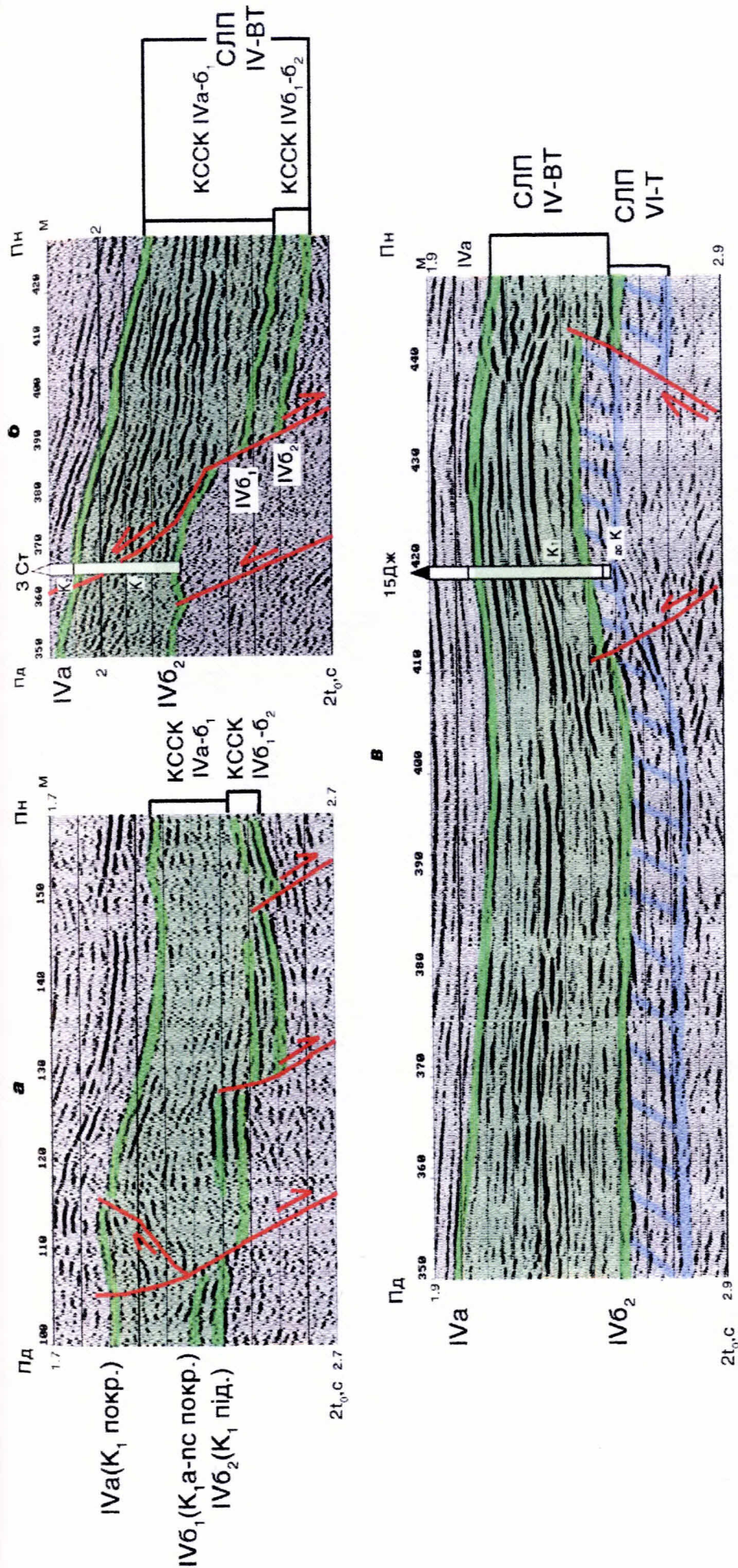


Рис.2.12. Рисунок сейсмичного запису в межах СЛП IV – ВТ. Північнокримський прогин.

Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

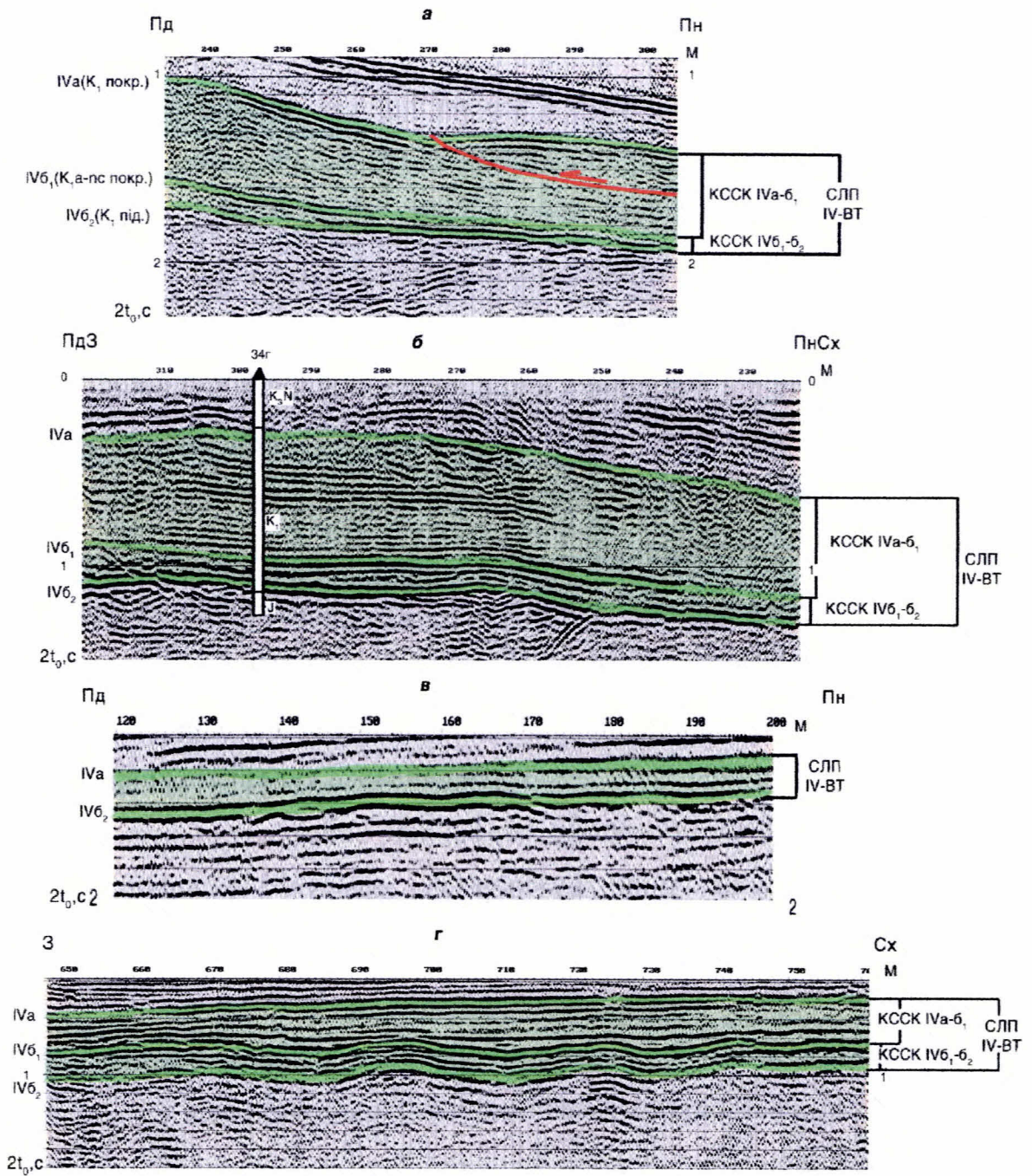


Рис. 2.13. Рисунок сейсмічного запису в межах СЛП IV – ВТ:

- а, б – південний борт Північнокримського прогину
(Центральнокримське підняття);
в, г – північний борт Південноукраїнська монокліналь).

Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів

КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

Часові інтервали КССК (IVa-б₁) (альбські відклади синрифтового етапу, характеризуються хвильовою картиною зі слабкими відносно непротяжними змінної частоти відбиттями, які чергуються з окремими високоінтенсивними протяжними відбиттями (Рис. 2.12). Інтенсивність і протяжність відбиттів в межах КССК IVa-б₁ залежать від ступеня шаруватості та витриманості окремих пачок і шарів по площі, а також ступеня піскуватості відкладів (пачки А-17, А-18). Такий тип рисунка є типовим для морських фацій, якими заповнено рифтогенні прогини [91]. Слід зазначити, що такий тип рисунка сейсмічного запису характерний для центрального грабену рифтогену [96]. Поблизу бортових скидів та на самих бортах спостерігаються зони з більш протяжними відбиттями підвищеної амплітуди (Рис. 2.13). Області з хаотичним розповсюдженням відбиттів, або “прозорим” рисунком пов’язані з тектонічною роздробленістю відкладів (Рис. 2.12 б). У цілому, хвильова картина, яка зафіксована в межах альбських відкладів, типова для усіх різновікових рифтогенних прогинів півдня України [89].

Крім хвильової картини, пов’язаної зі зміною літологічного складу відкладів, на часових розрізах фіксуються зони аномального рисунка сейсмічного запису, які пов’язані з масивами вулканогенних утворень. На рисунку 2.14а наведено приклад виділення однорідного масиву палеовулкану серед теригенних відкладів нижньої крейди. В районі свердловини Вишняківська 1 у відкладах юри і частково нижньої крейди виділяється зона з “німим” (прозорим) рисунком сейсмічного запису. За її межами фіксується запис, характерний для теригенних товщ [91]. Контур палеовулкану однозначно виділяється за зміною хвильової картини. Поблизу тіла палеовулкану відмічається припинення простеження відбиттів за схемою підошовного налягання, що відображає налягання теригенних відкладів на вулканогенні утворення. Над “німим” рисунком запису фіксуються протяжні відбиття з позитивною кривизною осей синфазності, що відображають облікання вищезалігаючими товщами тіла палеовулкану. Такі особливості рисунка сейсмічного запису типові для більшості палеовулканів Північнокримського

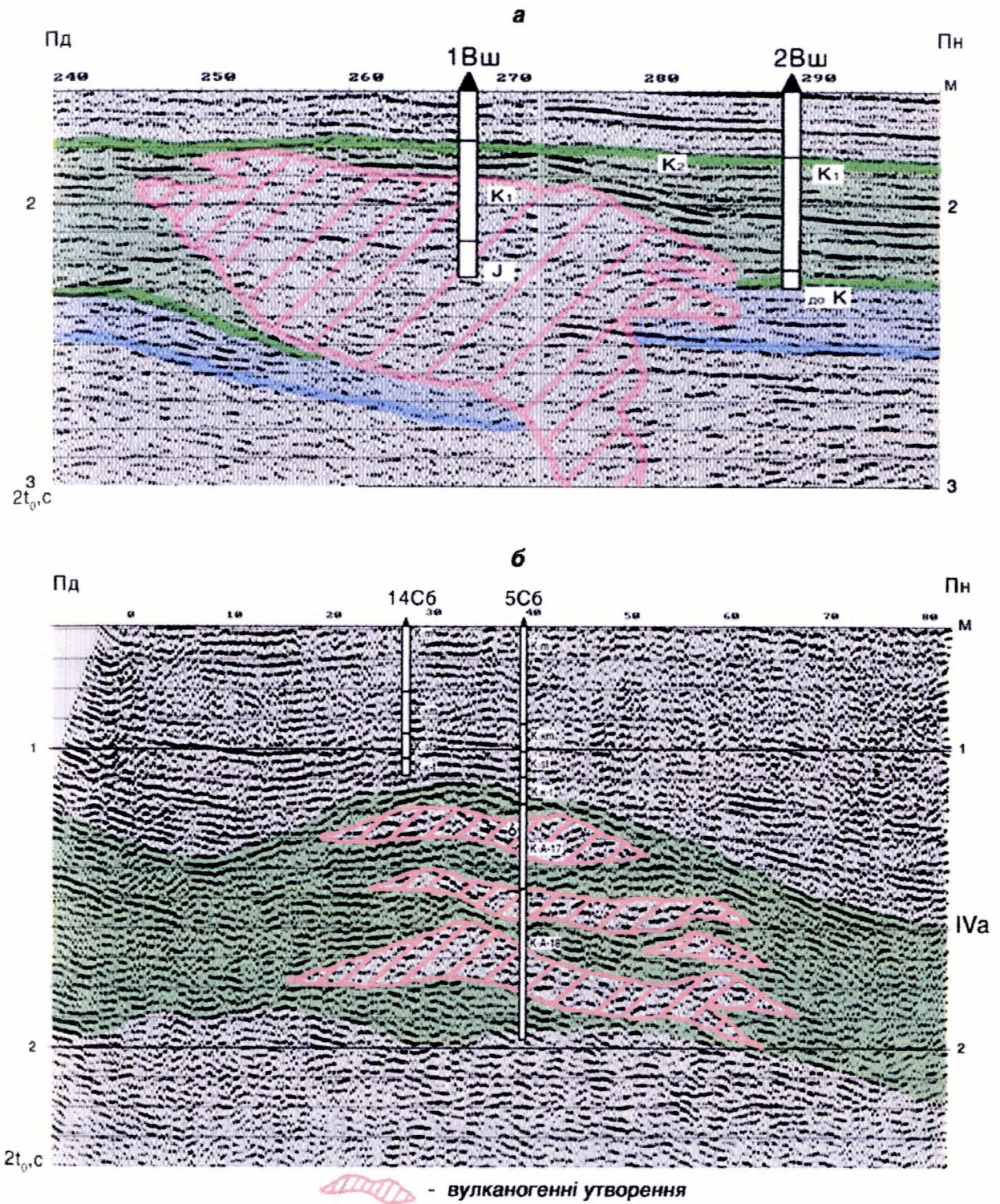


Рисунок 2.14. Виділення масивів палеовулканів за даними сейсморозвідки.

Склав С. В. Кольцов та С. В. Москальська з використанням матеріалів

КГФЕ "Кримгеофізика", 2004

рифтогену (Орловський, Першотравневий, Олексіївський, Соколинський та ін.) [96].

Труднощі з виділенням вулканогенних утворень на часових розрізах виникають у випадку чергування їх з теригенними відкладами всередині масиву палеовулкану (Рис. 2.14 б). Складність обумовлена подібністю хвильових картин у контактуючих вулканогенних і теригенних відкладах. У ряді випадків, крім “німого”, ефузивам відповідають зони з горбистим рисунком запису без визначених закономірностей у розповсюдженні відбиттів зниженої частоти. За своїм характером ця хвильова картина близька до тієї, що фіксується в інтервалах, які відповідають теригенним і вулканогенно-осадовим відкладам поблизу їхнього контакту з вулканогенними утвореннями. В цілому масиви палеовулканів зі складною внутрішньою будовою характеризуються антиклінальним перегином горизонту, пов’язаного з їх покрівлею.

На відкладах нижньої крейди залягає карбонатна товща верхньої крейди-еоцену в якій виділяється СЛП III-K. Для поверху характерна наявність інтенсивних протяжних високоамплітудних відбиттів у покрівлі і підшві СЛП та окремих КССК (Рис. 2.15).

Підшвою СЛП є горизонт відбиття IVa(K₁покр.). Він впевнено виділяється як за даними МСГТ, так і за даними сейсмокаротажу, ВСП та ГДС. На часових розрізах йому відповідає інтенсивне витримане по площі низькочастотне відбиття. Покрівлею СЛП є горизонт відбиття IIa(P_{3mk} під.).

Для поверху характерна наявність інтенсивних протяжних високоамплітудних відбиттів, які приурочені до окремих складових поверху (Шв(K_{2t} під.), IIIa₃(K_{2km} під.), IIIa₂(K_{2m} під.), IIIa(P₁¹ під.), IIb(P₂³ низи) та інші). Цими горизонтами СЛП III-K поділяється на ряд КССК, СПК та СПЧ. Всього виділяється три КССК, які об’єднують відклади, що утворилися на різних етапах розвитку рифтогену в мезозої (перехідному (КССК IIIa₃-IVa), синеклізному (КССК IIIa-a₃)), а також на початку кайнозойського рифтогенезу (еоцен-палеоцен (КССК IIa-IIIa)).

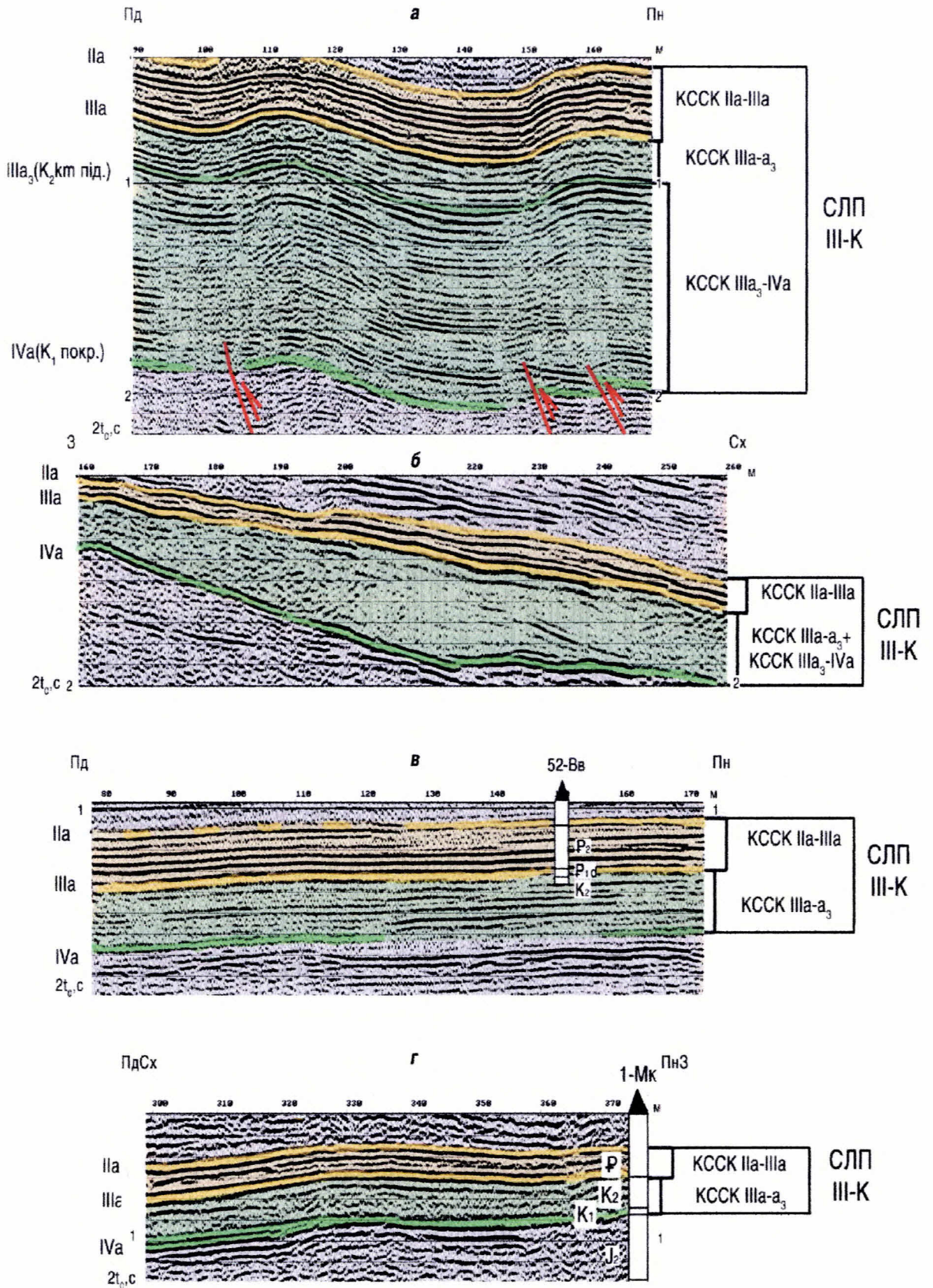


Рис. 2.15. Рисунок сейсмічного запису в межах СЛП III-K.

Склад С. В. Кольцов та С. В. Москальська з використанням матеріалів

КГФЕ "Кримгеофізика", 2004

Для відкладів верхньої крейди характерні два типи рисунка сейсмічного запису. Перший тип, найбільш розповсюджений у межах Північнокримського прогину, пов'язаний з шаруватими відкладами і характеризується багатофазовими, високоамплітудними субпаралельними відбиттями, що чергуються з зонами «прозорого рисунка» (Рис. 2.15 а). В склепінних частинах структур визначаються зони з хаотичним або інтерференційним характером рисунка сейсмічного запису, що обумовлено тектонічною роздробленістю цих відкладів [98].

Другий тип має «прозорий» (німий) характер з відсутністю відбиттів, що корелюються (Рис. 2.15 б). По латералі відбувається поступова зміна прозорого рисунка на горбистий. Такий тип фіксується в межах східної центрикліналі прогину і відповідає ділянкам розвитку щільних однорідних карбонатів, можливо, тектонічно роздроблених [96].

Типи рисунка сейсмічного запису, які зафіксовані в межах СЛП, характерні для фацій, що утворилися в умовах мілководного шельфу [66].

Крім того, в прогині і за його межами верхня товща в складі кампан-маастрихту чітко розпізнається на часових розрізах [97]. Їй відповідає прозорий рисунок запису всередині товщі та наявність інтенсивних відбиттів у підшві та покрівлі (Рис. 2.15 в, г). Цей критерій є одним з основних при виділенні цих відкладів на часових розрізах [63].

Верхньокрейдові КССК мають нерівномірне розповсюдження. Так, КССК (III_{a3}-IV_a) виділяється в межах Північнокримського прогину. За його межами товщина цього комплексу різко зменшується аж до повного зникнення [97] (Рис. 2.15 г). КССК III_a-a₃, навпаки має регіональне розповсюдження і характеризується стабільними товщинами.

Для КССК II_a-III_a (еоцен-палеоцен) характерна наявність інтенсивних субпаралельних відбиттів, що пов'язано з шаруватістю та витриманістю окремих верств по площі. На окремих ділянках профілів фіксуються зони інтерференції і припинення простеження відбиттів, що пов'язано з

стратиграфічними і літологічними виклинюваннями, а також з наявністю субповерхстових (флети) розривів (Рис. 2.15 б).

У цілому в межах Північнокримського прогину між головними бортовими скидами (Причорноморським на півночі і Південнобортним на півдні) товщина СЛП III-K стабільна. Деяке збільшення товщини відзначається в межах локальних піднять, що обумовлено впливом крупних розривів і наступних деформацій стиснення з тектонічним розшаруванням і дуплексуванням окремих пачок. За межами бортових скидів товщина цього поверху різко зменшується за рахунок випадання з розрізу відкладів сеноман-сантону [96, 97].

Просторова форма залягання – покрив, що найбільш типово для сейсмофаціальних одиниць шельфових областей.

На відкладах еоцену залягає товща порід майкопської серії олігоцену та нижнього міоцену, які входять до складу СЛП II-T. Підшовою поверху є горизонт відбиття $IIa(P_3mk \text{ під.})$, який має регіональне розповсюдження (Рис. 2.16). В межах Північного Причорномор'я, Присивасся та Рівнинного Криму йому відповідає високоамплітудне протяжне відбиття, яке впевнено корелюється по площі. На окремих площах Рівнинного Криму (Тетянівська, Сусанівська та ін.) спостерігається зменшення амплітуди та погіршення простеження (Рис. 2.16 б). У межах всього регіону для горизонту $IIa(P_3mk \text{ під.})$ характерне припинення простеження окремих відбиттів та горизонтів відбиття вище його за схемами “підшовного налягання” [99]. Покрівлею СЛП II-T є горизонт відбиття $Ia(N_1^2 \text{ під.})$. Для поверху характерні два типи рисунка сейсмічного запису. Перший тип пов'язаний з шаруватими відкладами нижнього міоцену-олігоцену (переважно глинистий склад) і характеризується чергуванням високоамплітудних багатофазових відбиттів з менш амплітудними і протяжними [96]. Спостерігаються численні безсистемні припинення простеження окремих відбиттів та обширні зони інтерференції (Рис. 2.16,а). Така хвильова картина обумовлена не тільки тонкошаруватою будовою цих відкладів, але і її деформованістю порушеннями гравігенно-тектонічної

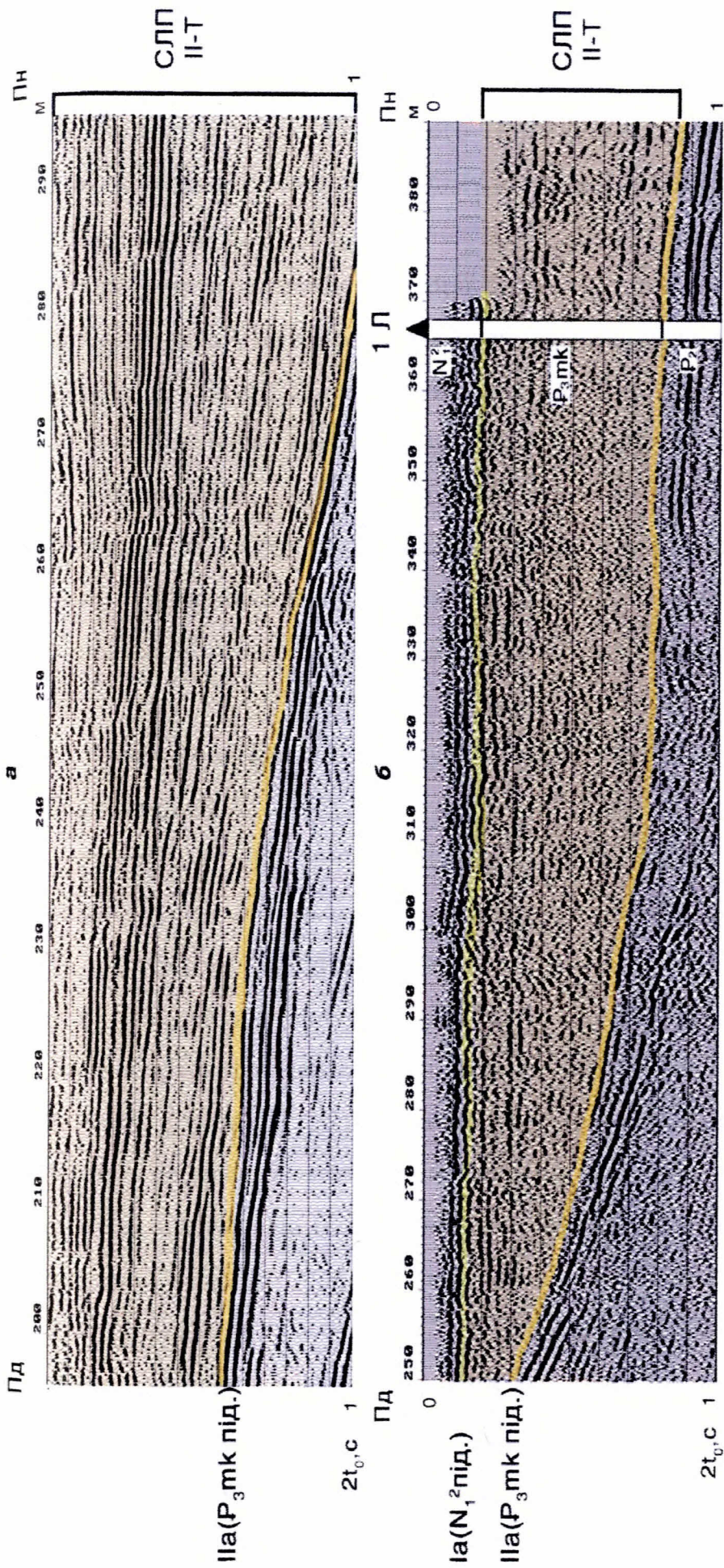


Рис. 2.16. Рисунок сейсмічного запису в межах СЛП II-T.

Склав С. В. Кольцов та С. В. Москальська з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2004

природи. Цей тип рисунка запису фіксується на профілях МСГТ, які відпрацьовано в межах Північного Причорномор'я, Присивасся, південної та східної частинах Рівнинного Криму і характерний для фацій зовнішнього та внутрішнього шельфу [65].

Для решти частини території типовим є інший тип хвильової картини, який характеризується прозорим рисунком сейсмічного запису з відсутністю відбиттів, що корелюються (Рис. 2.16 б). Такий тип відповідає товщам з однорідним складом, які утворилися в умовах мілководного шельфу [66].

Товщина СЛП II-T суттєво змінюється по площі. Максимальні товщини зафіксовано в межах приосьової зони Каркінітсько-Північнокримського прогину (Присивасся, північна та східна частини Рівнинного Криму). Зменшення товщини поверху спостерігається у напрямку до бортів прогину [100].

Просторова форма поверху - покрив у межах приосьової зони, або клин на бортах прогину.

Останнім СЛП, що виділяється, є СЛП I-ТК. До його складу входять відклади середнього і верхнього міоцену, пліоцену та четвертинні. Підшоною СЛП є горизонт відбиття $Ia(N_1^2 \text{ під.})$, який простежується майже на всій території за виключенням Передгірної частини Рівнинного Криму та зони Південнобортового скиду (Октябрська, Західнооктябрська та інші площі). Горизонту відповідає витримане по площі середньоамплітудне багатофазове відбиття. Виділення цього відбиття на часових розрізах викликає певні труднощі, оскільки на більшій частині воно має інтерференційний характер та ускладнено високим фоном хвиль-завад (Рис. 2.17). Про характер хвильових картин, зафіксованих у межах СЛП, судити важко із-за малих часових товщин поверху (0-400 мс), а також високого фону хвиль-завад (заломлені, заломлено-відбиті та ін.). Можна припустити, що він близький до зафіксованого у межах Західного Причорномор'я і є типовим для фацій, які утворилися в умовах мілководного шельфу [91].

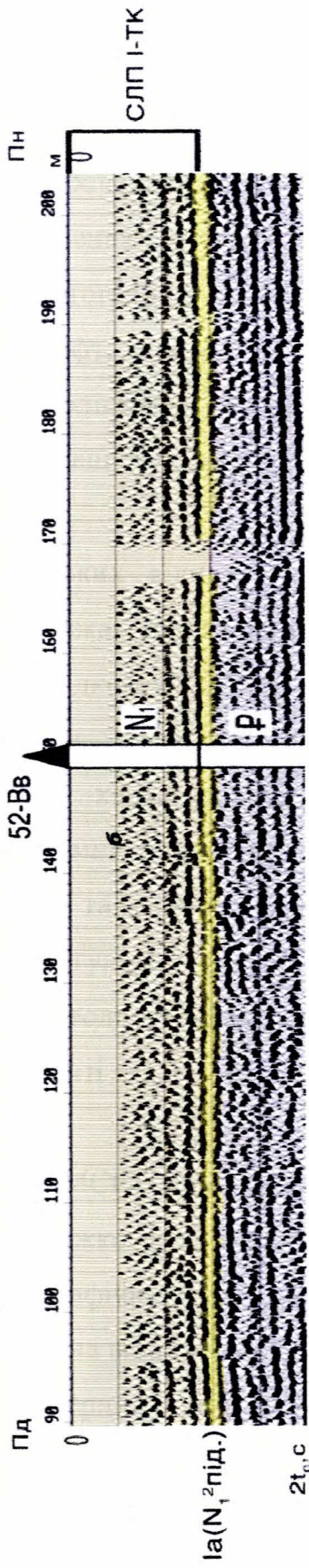
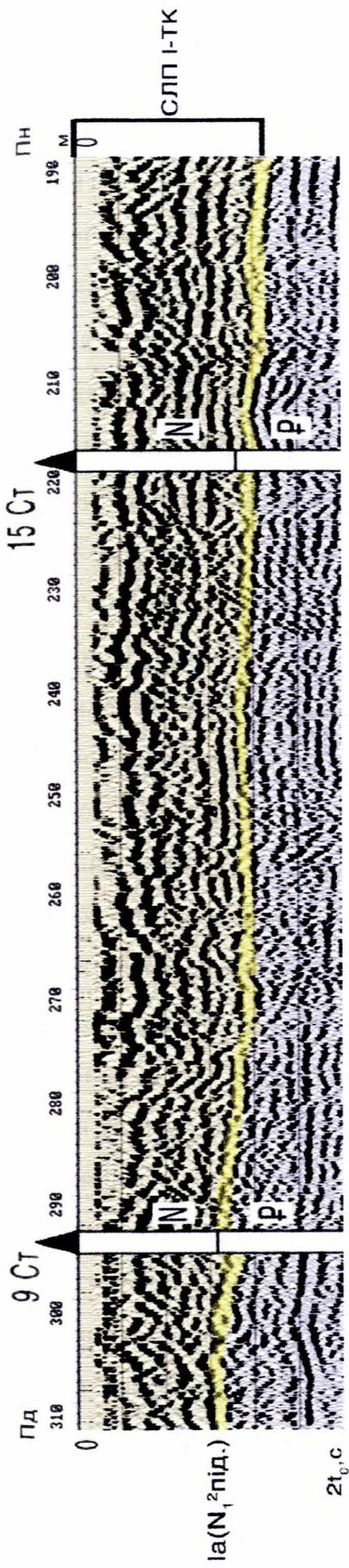


Рис. 2.17. Рисунок сейсмичного запису в межах СЛП І-ТК.

Склад С. В. Кольцов та С. В. Москальська з використанням матеріалів ІГФЕ “Кримгеофізика”, 2004

2.4.3 Індоло-Кубанський прогин

Під назвою “Індоло-Кубанський прогин” розглядається територія Керченського півострова та південна частина Азовського моря, в межах якої в кайнозої було сформовано рифтогенний прогин. При цьому комплекс порід відкладів, якими виповнено рифт, поділяється на дорифтові (середня юра-палеоцен), синрифтові (еоцен-олігоцен) та пострифтові (неоген), в межах останніх виділяють перехідну товщу (нижній міоцен) та синеклізний комплекс (середній міоцен-пліоцен) [49].

Комплекс досередньоюрських відкладів та утворень відноситься до гетерогенного фундаменту. В межах Індоло-Кубанського прогину ці відклади глибоким бурінням і сейсморозвідкою МСГТ не вивчено із-за великої глибини залягання. Виключення складає південний борт прогину, де інтервали досередньоюрських відкладів характеризуються складною хвильовою картиною (Рис. 2.18) з безсистемним припиненням прослідження відбиттів, обширними зонами інтерференції та взаємним перетином осей синфазності. На окремих ділянках фіксуються регулярні відносно високоамплітудні відбиття, але їх стратиграфічна прив’язка неоднозначна (Рис. 2.18 в).

На гетерогенному фундаменті залягають відклади середньої (СЛП VI-Т) та верхньої (СЛП V-ТК) юри.

За даними сейсморозвідки МСГТ відокремити ці СЛП один від одного, а також від фундаменту дуже важко із-за подібності хвильових картин та відсутності однозначної стратиграфічної прив’язки (Рис. 2.19). Лише в межах західного замикання прогину можна виділити інтервали СЛП V-ТК за рисунком сейсмічного запису, який характерний для мілководних фаціальних одиниць [91]. На профілях МСГТ зафіксована наявність прозорого та напівпрозорого рисунка сейсмічного запису між горизонтами відбиття V(J₂ під.) та IVб₂(K₁ під.), які є граничними для цього СЛП (Рис. 2.19 в).

Відносно однозначно на часових розрізах виділяються інтервали розповсюдження СЛП IV-Т. Підшовою поверху є горизонт відбиття

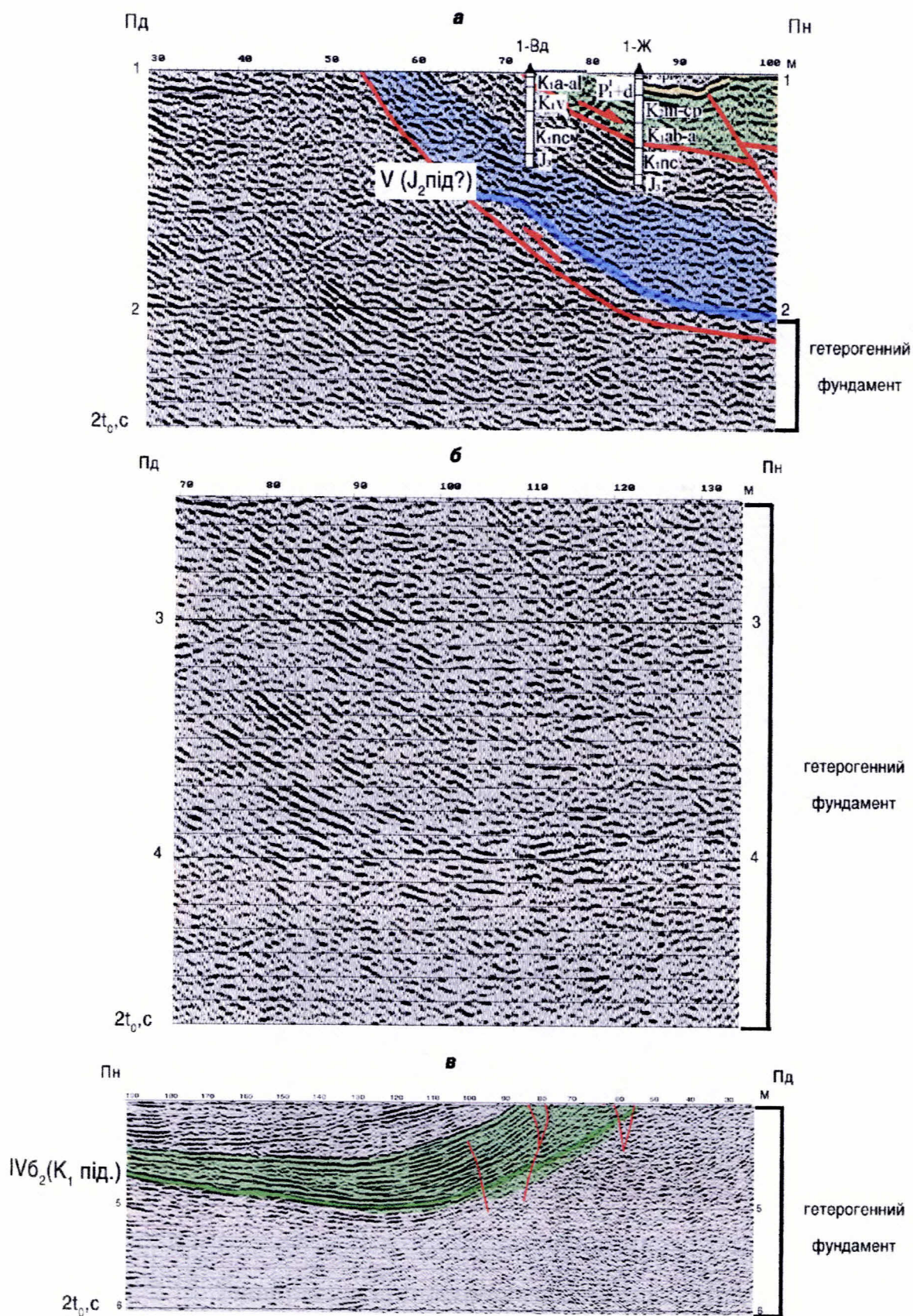


Рис. 2.18. Типи рисунків сейсмічного запису в гетерогенному фундаменті.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2004

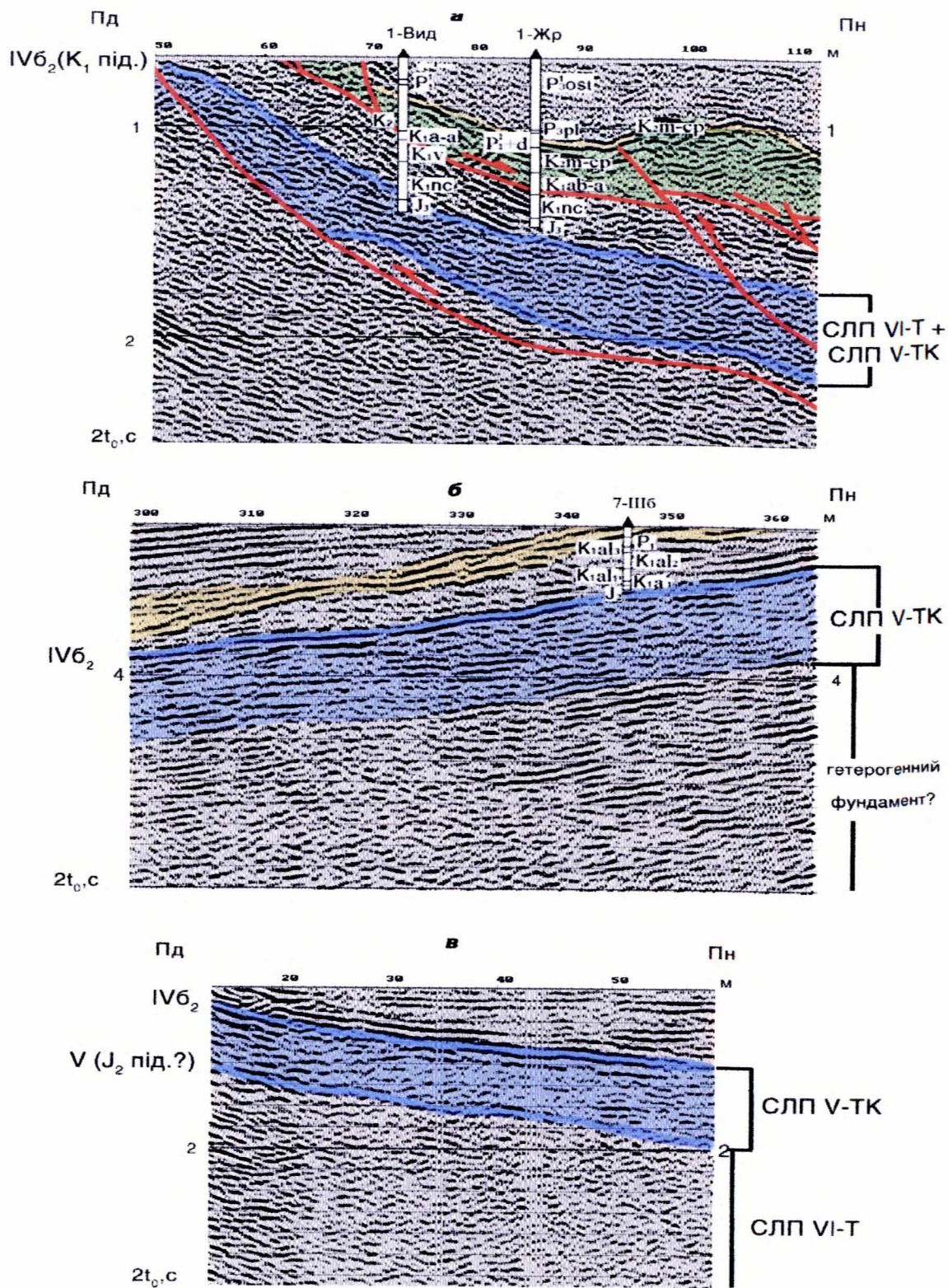


Рис. 2.19. Типи рисунків сейсмічного запису в СЛП VI-T та V-TK
 Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2004

IVб₂(K₁під.). Йому відповідає відносно інтенсивне та високоамплітудне низькочастотне відбиття, якість простеження якого по площі змінна. Відносно однозначно горизонт IVб₂(K₁під.) простежується в межах південного та північного бортів прогину. У центральному грабені Індоло-Кубанського прогину виділення горизонту визиває певні труднощі із-за великих глибин залягання (більше 5000-6000 м) та тектонічної роздробленості. Покрівлею СЛП є горизонт відбиття IVа(K₁ покр.).

В межах поверху зафіксована хвильова картина, яка характеризується чергуванням відносно протяжних високоамплітудних відбиттів з відбиттями знижених амплітуд та зон прозорого рисунка запису (Рис. 2.20 а). Північніше Кримсько-Кавказської сутури (південна границя прогину) спостерігається збільшення інтенсивності відбиттів (Рис. 2.20 б), що обумовлено тектонічним розшаруванням відкладів. У найбільш занурених частинах фіксується прозорий рисунок сейсмічного запису з окремими відбиттями (Рис. 2.20 г).

В цілому, хвильова картина, яка зафіксована в межах СЛП IV-Т Індоло-Кубанського прогину, близька до тієї, що спостерігалась в СЛП IV-ВТ Північнокримського прогину, тобто типова для рифтогенних прогинів півдня України.

Наявність туфогенних утворень у розрізі альбських відкладів нижньої крейди, яка характерна для Північнокримського прогину, встановлена також в низці свердловин Керченського півострова [100,101]. Крім того, за даними сейсмозвідки встановлена повна аналогія особливостей будови нижньокрейдових відкладів у межах обох прогинів, що дало можливість зробити висновок про існування в крейдовий вік рифтогенного прогину в південній частині Керченського півострова [50].

Наступним за віком поверхом, що виділяється в межах прогину, є СЛП III-ТК. У підшві поверху просліджується відносно протяжне, середньоамплітудне відбиття (горизонт IVа(K₁ покр.)). Вище горизонту спостерігаються припинення відбиттів за різними схемами підшовного налягання (Рис. 2.21 г). Інтенсивність підшовного горизонту змінюється по площі, на окремих площах

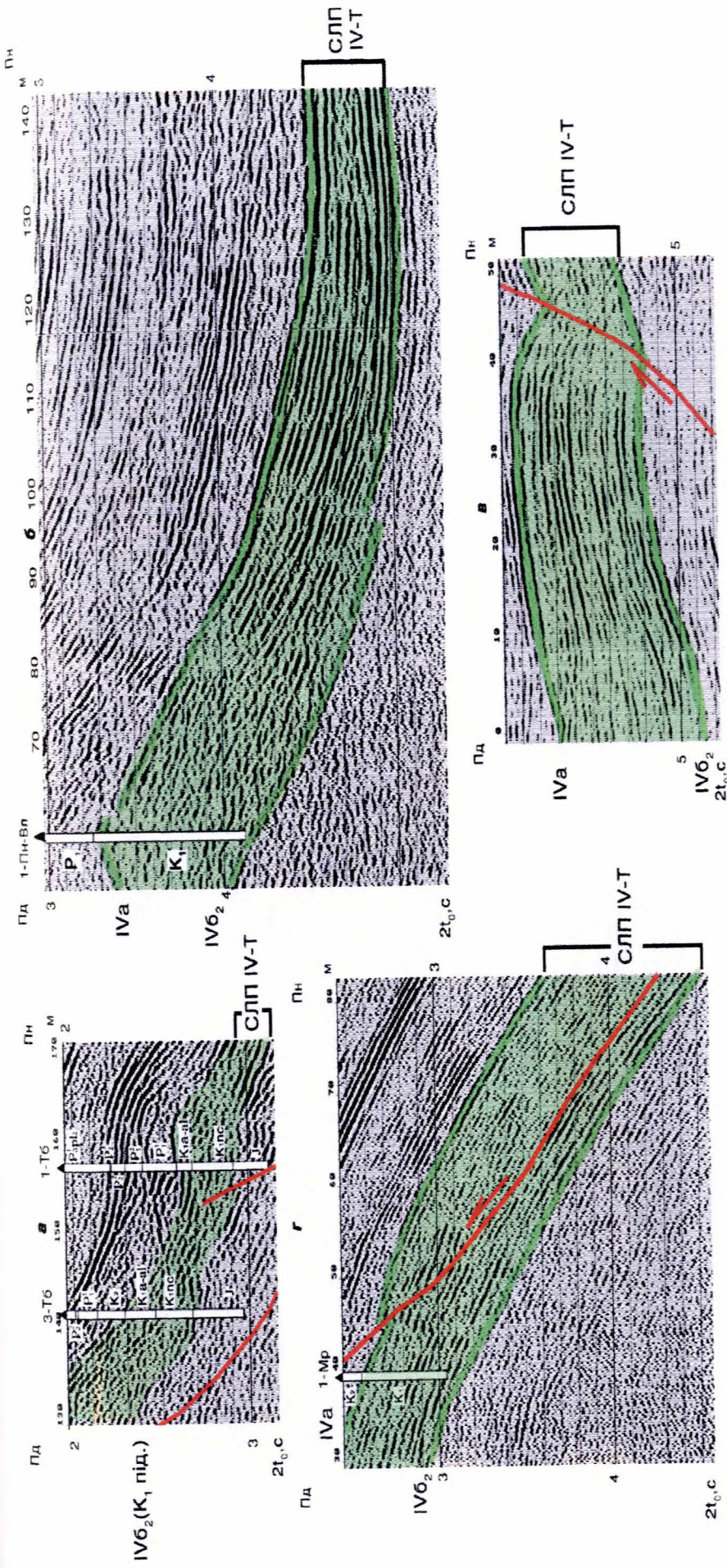


Рис. 2.20. Типи рисунків сейсмічного запису в СЛП IV-T:

а – східне занурення Гірськокримського терейну; б, в, г – південний борт рифту.

Скляв С. В. Кольцов з використанням матеріалів ІГФЕ “Кримгеофізика”, 2004

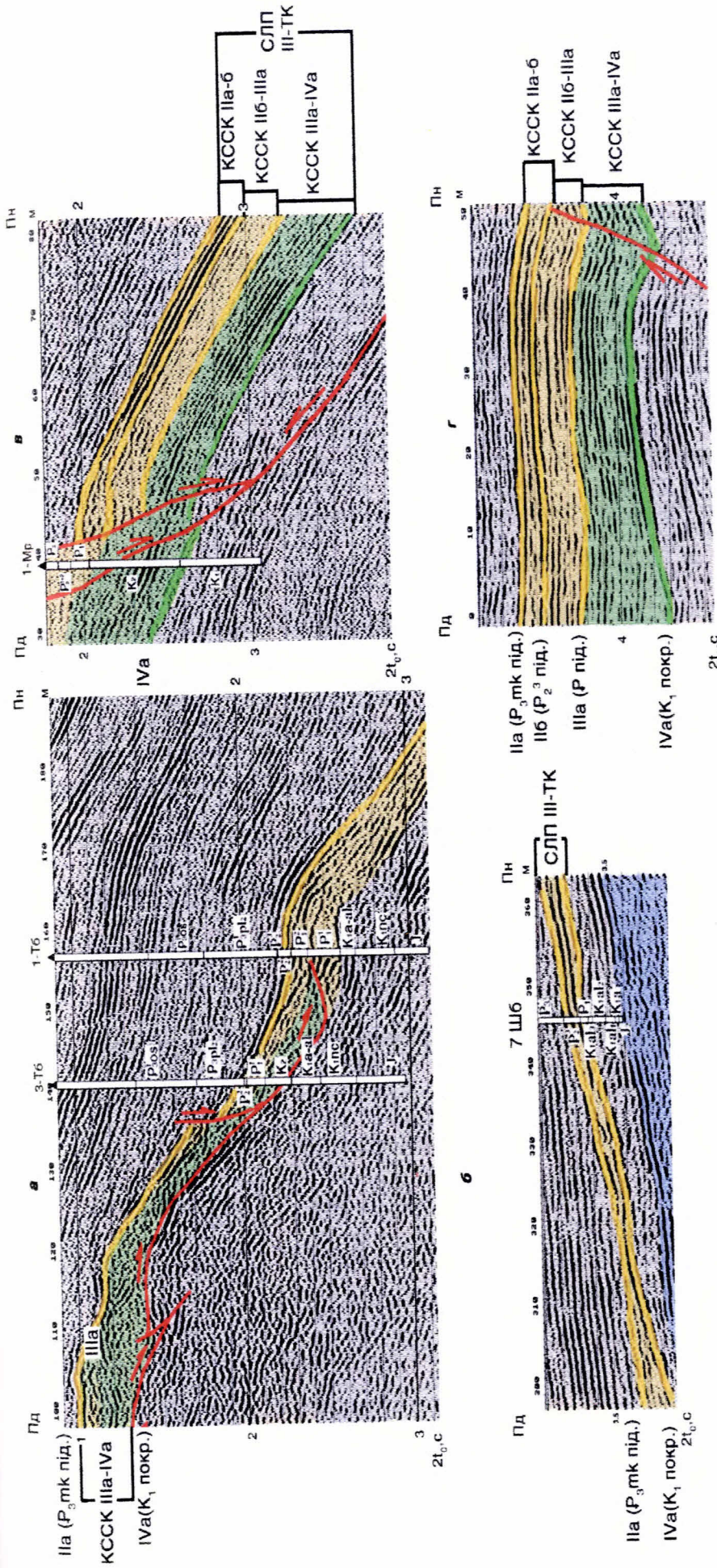


Рис. 2.21. Типи рисунків сейсмічного запису в СЛП Ш – ТК.
 Склад С. В. Колюцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2004

він має інтерференційний характер (Рис. 2.21 а). В найбільш занурених частинах прогину його простеження стає неоднозначним, спостерігаються обширні зони відсутності відбиттів. Покрівлею поверху є горизонт відбиття Іа(P_3 mk під.). В середині СЛП ІІ-ТК фіксується декілька горизонтів відбиття різної інтенсивності та амплітуд – (ІІа(P_1 під.), ІІб(P_2^3 під.) та ін.). Вони поділяють СЛП на ряд КССК, СПК та СПЧ. Згідно [102] в межах поверху виділяються КССК ІІа – ІІа (відклади верхньої крейди), КССК ІІб – ІІа (відклади середнього еоцену – палеоцену), КССК ІІа–ІІб (відклади верхнього еоцену).

Розповсюдження цих КССК по площі нерівномірне. Так, КССК ІІа – ІІа розвинуто лише в межах південного борту Індоло-Кубанського прогину (південніше Кримсько-Кавказської сутури) (Рис. 2.21 а, в, г). На інших ділянках на відкладах нижньої крейди залягає теригенно-карбонатна товща еоцен-палеоцену (Рис. 2.21 б).

В межах КССК ІІа-ІІа спостерігається рисунок сейсмічного запису, який характеризується чергуванням відносно інтенсивних, середньо та високоамплітудних відбиттів з зонами прозорого рисунка запису (Рис. 2.21 в, г). Цей тип пов'язаний з шаруватими карбонатними відкладами (вапняки, мергелі з прошарками аргілітів та алевролітів) у нормальному (“стратиграфічному”) заляганні. В зонах розвитку гравігенно-тектонічних переміщень фіксується прозорий або хаотичний рисунок сейсмічного запису з окремими відносно інтенсивними відбиттями (Рис. 2.21 а).

КССК ІІб-ІІа розповсюджений в межах всього прогину. Часова товщина комплексу змінюється від 0-40 мс у північно-західній частині до 300-400 мс у найбільш зануреній східній частині Індоло-Кубанського прогину.

Для КССК ІІб-ІІа характерний прозорий рисунок сейсмічного запису з окремими відбиттями різної інтенсивності та протяжності (Рис. 2.21 г). Така хвильова картина спостерігається в межах товщ з відносно однорідним літологічним складом [88], які утворилися в умовах мілководного шельфу.

Інтервали КССК Іа-б характеризуються наявністю високоінтенсивних витриманих по площі відбиттів. Відбиття, як правило, високоамплітудні, низькочастотні, двох-трьохфазові [101]. Часова товщина КССК Іа-Іб відносно мала – 100-200 мс, але завдяки характерному рисунку сейсмічного запису цей комплекс впевнено виділяється за даними МСГТ.

Над КССК Іа-Іб виділяється СЛП ІІ-Т. Підшоною поверху є горизонт відбиття Іа(P_3 тмк під.), якому відповідає відносно інтенсивне, витримане по площі (за виключенням зон розвитку глиняних діпірів) високо та середньоамплітудне відбиття. Вище горизонту спостерігаються численні припинення відбиттів за схемою “підшовного налягання”, що відображає трансгресивний характер залягання олігоценових відкладів (Рис. 2.22). Покрівлею поверху є горизонт відбиття Іа(N_1^1 тмк₃ покр.). В межах поверху просліджується ряд горизонтів відбиття, які приурочені до границь розділу між окремими складовими поверху. Інтенсивність та витриманість по площі цих горизонтів значно нижча, ніж граничних відбиттів, тому виділення їх на часових розрізах неоднозначне [99]. Виключення складає горизонт відбиття Іб(P_3 покр.), який стратиграфічно приурочений до покрівлі відкладів керлеуцького ярусу [100]. На часових розрізах він розпізнається за різкою зміною хвильової картини, а також за наявністю припинення простеження окремих горизонтів відбиття і площадок за схемою “ерозійний зріз” (Рис. 2.22 в, г). Певні труднощі виділення горизонту Іб (P_3 покр.) виникають у східній частині Індоло-Кубанського прогину, із-за близькості рисунка сейсмічного запису, зафіксованого вище і нижче горизонту (Рис. 2.22 г).

Горизонтом відбиття Іб (P_3 покр.) СЛП поділяється на: КССК Іб-Іб, та КССК Іа-б. До складу першого входять відклади планорбелового, остракодового та керлеуцького ярусів олігоцену, до другого – батисифонового ярусу нижнього міоцену [100].

Для КССК Іб-Іа характерно чергування непротижних, середньо та низькоамплітудних відбиттів з зонами “прозорого” або “напівпрозорого”

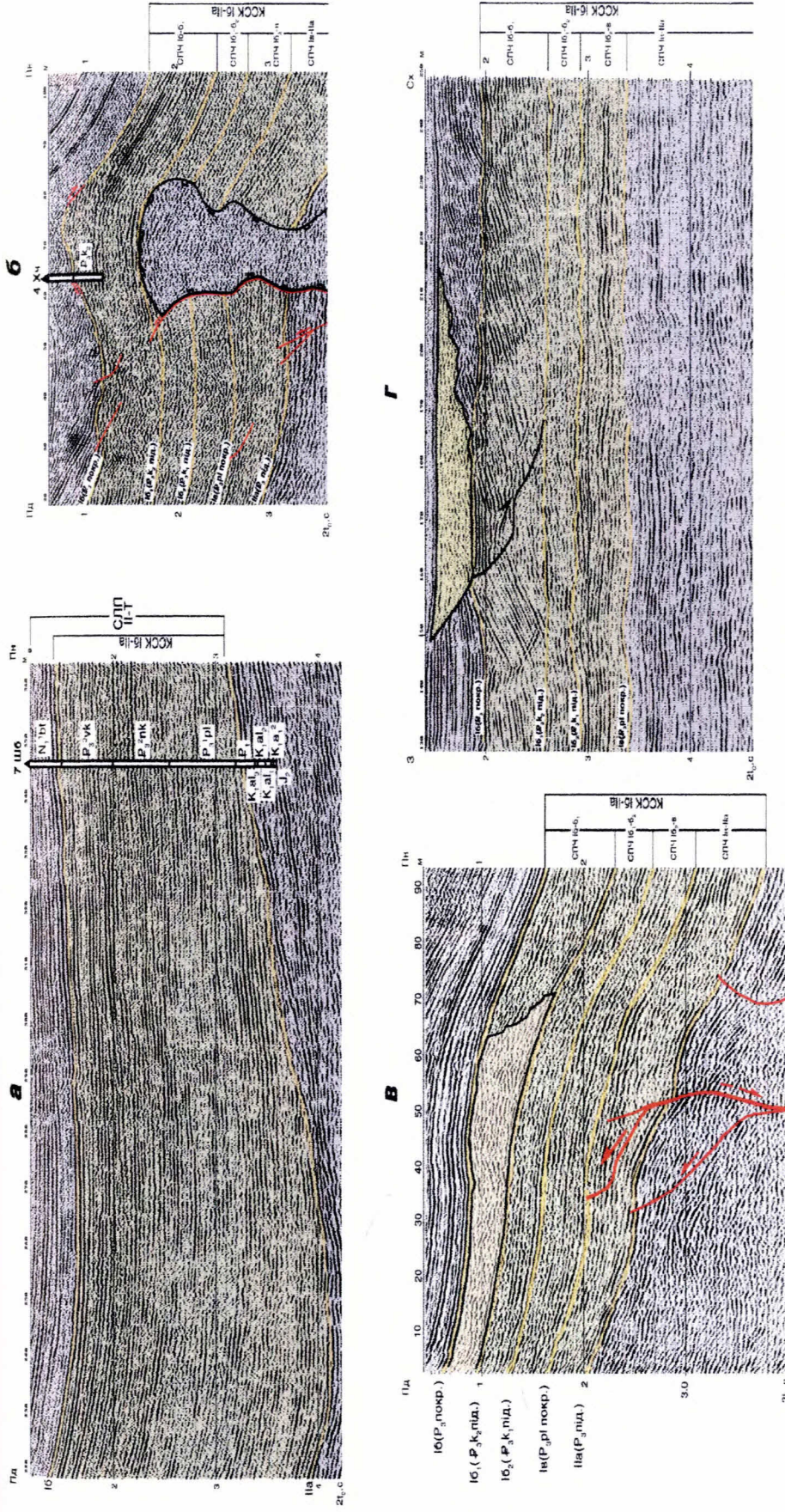


Рис. 2.22. Типи рисунків сейсмічного запису в межах СЛП II-Г (КССК І6-ІІа).
 Склад С. В. Колыцов та А. Й. Івановський з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2004

рисунка сейсмічного запису. Відбиття, як правило, субпаралельні, низькочастотні, невитримані по площі. (Рис. 2.22 а).

В межах окремих частин прогину спостерігається збільшення інтенсивності та зростання амплітуд відбиттів у нижній частині КССК, що пов'язано з розвитком базальних верств дюрменської світи, які представлені чергуванням аргілітів з алевритами та пісковиками (Фонтанівське, Придорожне, Поворотне родовища). Решта частини КССК складена відкладами переважно глинистого складу (чергування глинистих відкладів різної щільності з малопотужними прошарками пісковиків та алевритів) [103].

Просторова форма зовнішніх границь КССК Іб-Іа є покривно-заповнюючою з відносно стабільними товщинами у приосьовій частині прогину та різким скороченням до бортів. Така форма типова для сейсмофацій заповнення крупних від'ємних структурних форм (рифтогенних та крайових прогинів) [85]. Треба вважати, що КССК Іб-Іа відображає будову відкладів, які утворились на синрифтовому етапі розвитку рифтогену в умовах неритової області континентального схилу та зовнішнього шельфу при інтенсивному прогинанні [65, 82].

Над КССК Іб-Іа виділяється КССК Іа-б. В покрівлі і підшві якого спостерігаються інтенсивні високоамплітудні горизонти відбиття Іа($N_1^1mk_3$ покр.) і Іб(P_3k покр), які приурочені до регіональних літолого-стратиграфічних незгідностей в покрівлях нижньоміоценових та верхньокерлеуцьких відкладів. Вони відносно однозначно виділяються на часових розрізах МСГТ, а також на матеріалах ГДС та ВСП.

В межах КССК Іа-б фіксується чергування витриманих по площі пачок відбиттів низької інтенсивності, змінної частоти з пачками високоамплітудних, інтенсивних відбиттів у різних комбінаціях (Рис. 2.23).

Крім основного типу рисунка сейсмічного запису, на профілях МСГТ фіксується зміна хвильової картини на хаотичну (Рис. 2.23 г). Зони з подібною хвильовою картиною лінійно витягнуті та тяготіють до крупних тектонічних розривів [104].

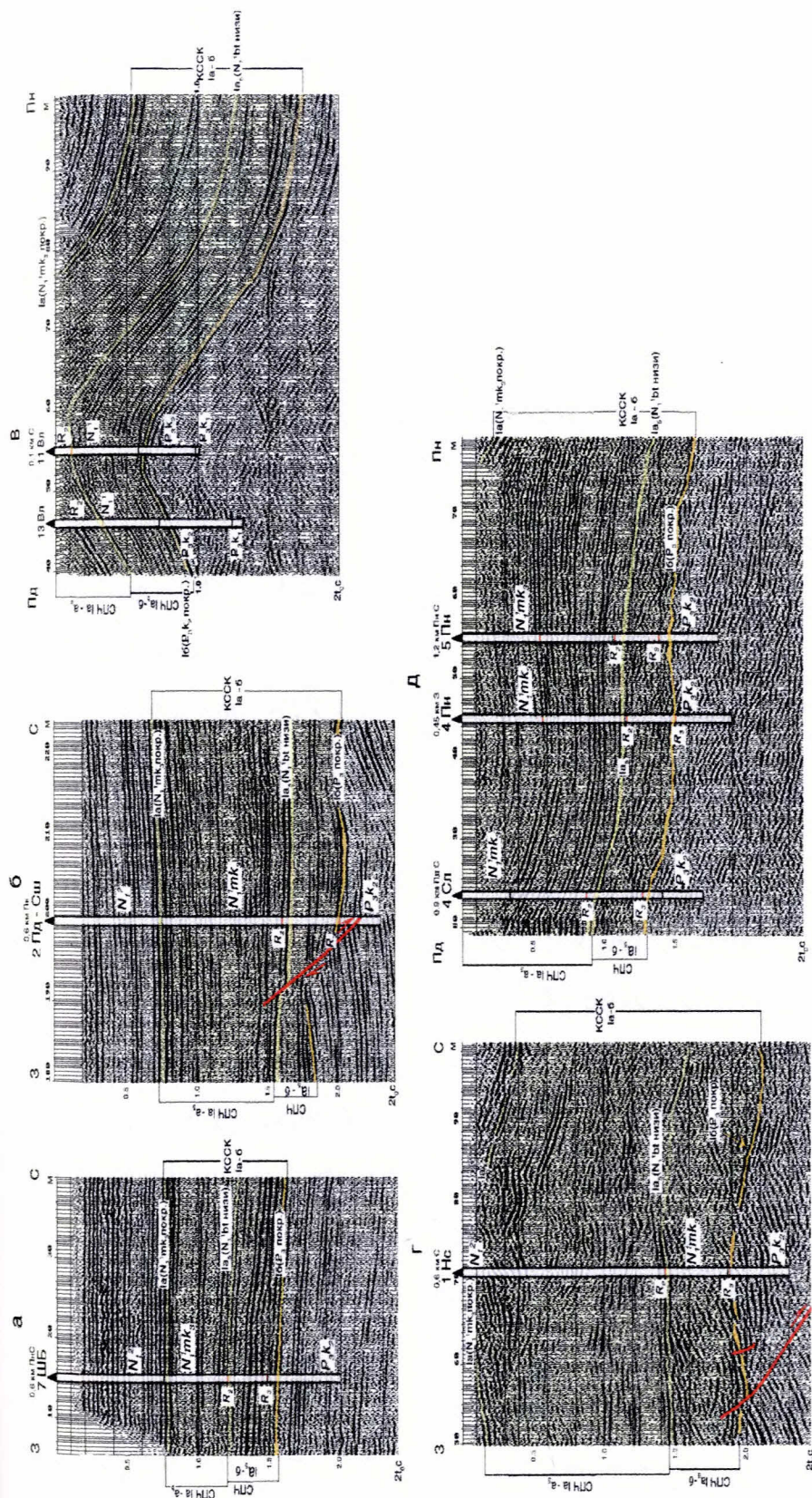


Рис. 2.23. Типи рисунків сейсмічного запису в межах СЛП П-Т (КССК Ia-б).

Склад С. В. Кольцов та А. Й. Івановський з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2004

Просторова форма КССК Іа-б близька до КССК Іа-Іб. Різниця полягає у тому, що КССК Іа-б характеризується менш різким зменшенням товщини поблизу бортів прогину та витриманими товщинами комплексу у приосьовій частині.

Останнім СЛП, що виділяється в межах Індоло-Кубанського прогину, є СЛП І-КТ. В подошві поверху просліджується інтенсивне, багатофазове відбиття (горизонт Іа (N_1^1 mk покр.), яке впевнено розпізнається на часових розрізах (Рис. 2.23 а, б, в). Це пов'язано з тим, що горизонт Іа стратиграфічно приурочений до подошви карбонатно-теригенної товщі тортону, яка залягає на теригенних (глинистих) відкладах батисифону, тобто є “жорсткою” сейсмогеологічною границею [79].

Для СЛП І-КТ характерна наявність великої кількості горизонтів відбиття, якими він поділяється на ряд КССК.

Подошвою КССК Іm під – Іа є горизонт відбиття Іа (N_1^1 mk покр.), а покрівлею горизонт І (N_1^3 m під.), який приурочений до подошви меотичних відкладів. Комплекс має обмежене розповсюдження по площі. Його зафіксовано в межах центрального грабену прогину (північна частина Керченського півострова та акваторія Азовського моря). В інших частинах відклади, які входять до складу КССК, розмиті.

В межах комплексу фіксується відносно проста хвильова картина з чергуванням субпаралельних відбиттів різної протяжності і амплітуд та зон прозорого рисунка сейсмічного запису (Рис. 2.24).

Аналіз кернавого матеріалу та даних ГДС показав, що рисунок сейсмічного запису, який характеризується протяжними і високоамплітудними відбиттями (високоамплітудна сейсмофація), відповідає перешаруванню пластів глин, пісковиків і вапняків невеликої (2-3 м) товщини (св. Мало-Бабчикська 1) (Рис. 2.24 г). Низькоамплітудна сейсмофація (чергування субпаралельних малоамплітудних відбиттів і зон прозорого рисунка) відповідає відкладам переважно глинистого складу (св. Багерівська 2, Сергіївська 1) [101].

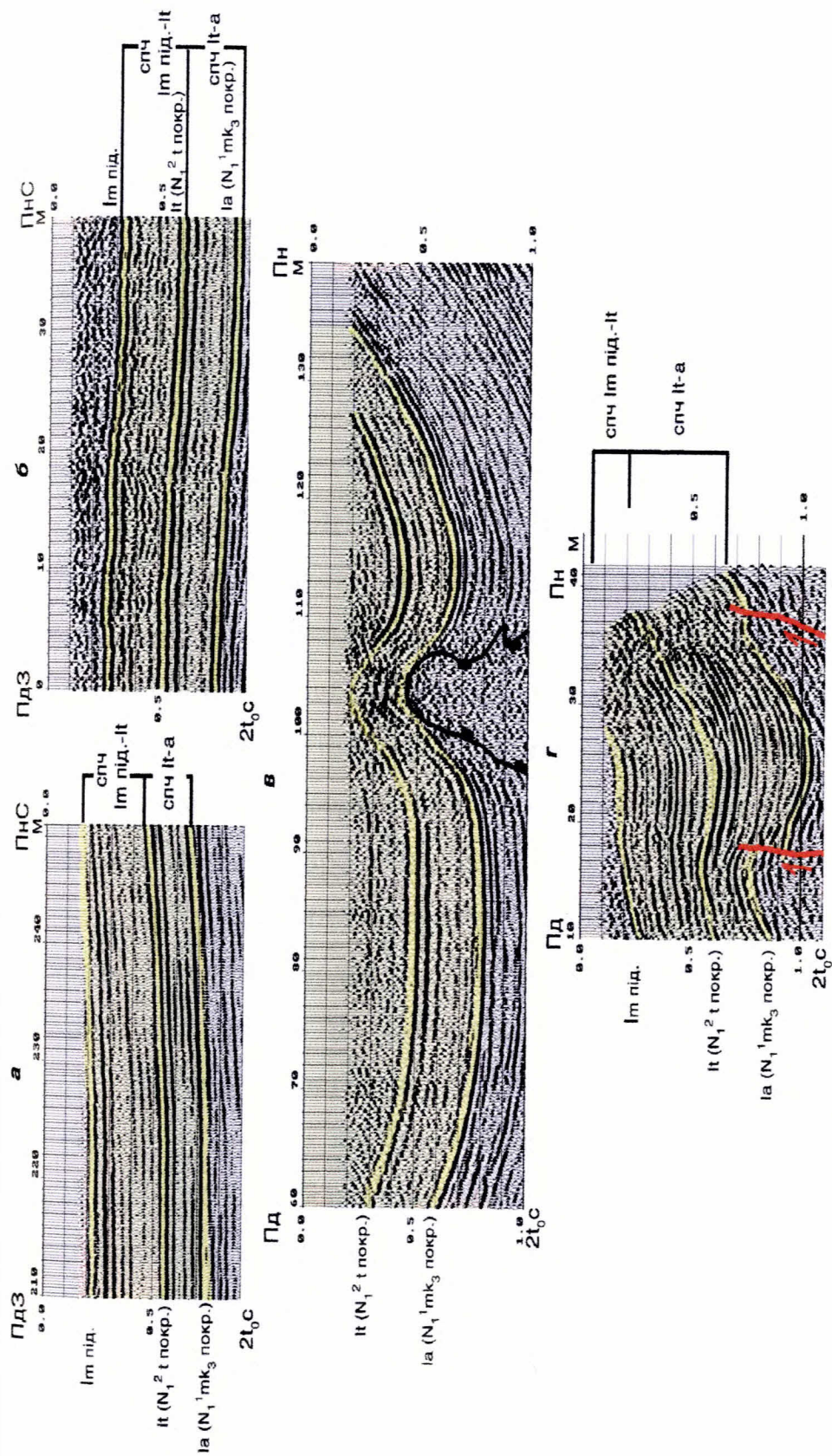


Рис. 2.24. Типи рисунків сейсмічного запису в межах СЛП І-КТ (КССК Ім під. – Іа).
Склад С. В. Кольцов та А. Й. Івановський з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2004

Над КССК Ім під – Іа виділяється КССК Ім покр – Ім під. До покрівлі та подошви КССК приурочені відносно високоамплітудні, інтенсивні горизонти відбиття $I(N_1^3 \text{m покр.})$ та $I(N_1^3 \text{m під.})$. Вони однозначно виділяються на часових розрізах за зміною хвильової картини та припиненням прослідження окремих площадок відбиття на цих горизонтах за різними схемами (“підшовне налягання”, “ерозійний зріз”) (Рис. 2.25).

Вище по розрізу фіксується КССК Іо-Ім покр: до його складу входять відклади пліоцену, які розвинуті лише в межах приосьової частини прогину та окремих синкліналях. Із-за невеликої глибини залягання комплексу, великого фону приповерхневих хвиль-завад про характер хвильових картин, зафіксованих у межах КССК, судити важко.

В цілому, СЛП І-КТ характеризується витриманими товщинами та покривно-просторовою формою, що є типовим для комплексів порід, які утворилися на завершальних (синеклізних) етапах розвитку [100] в умовах мілководного та глибоководного шельфу (КССК Ім під.- Іа) та мілководдя (КССК Ім покр.- Ім під; КССК Іо- Ім покр).

Окрім сейсмостратиграфічних характеристик СЛП та КССК було вперше узагальнено дані про кількісні та якісні параметри сейсмічних відбиттів (частота, неперервність, амплітуда). Дані про кількісні оцінки амплітуд та частот автором зібрано при вивченні виробничих звітів у фондах КГФЕ “Кримгеофізика” та ДП “Кримгеологія” [105-113].

Заради зручності використання сейсмостратиграфічну модель побудовано у вигляді таблиці, з відокремленням по окремих складових регіону (Таблиця 2.2), що дозволяє більш ефективно використовувати ці дані, як при вивченні окремих площ і структур, так і при регіональних дослідженнях.

Аналіз сейсмостратиграфічної моделі СЛП дозволить встановити деякі закономірності у розподілі характеристик.

В покрівлях і подошвах СЛП зафіксовано незгідні границі різного типу.

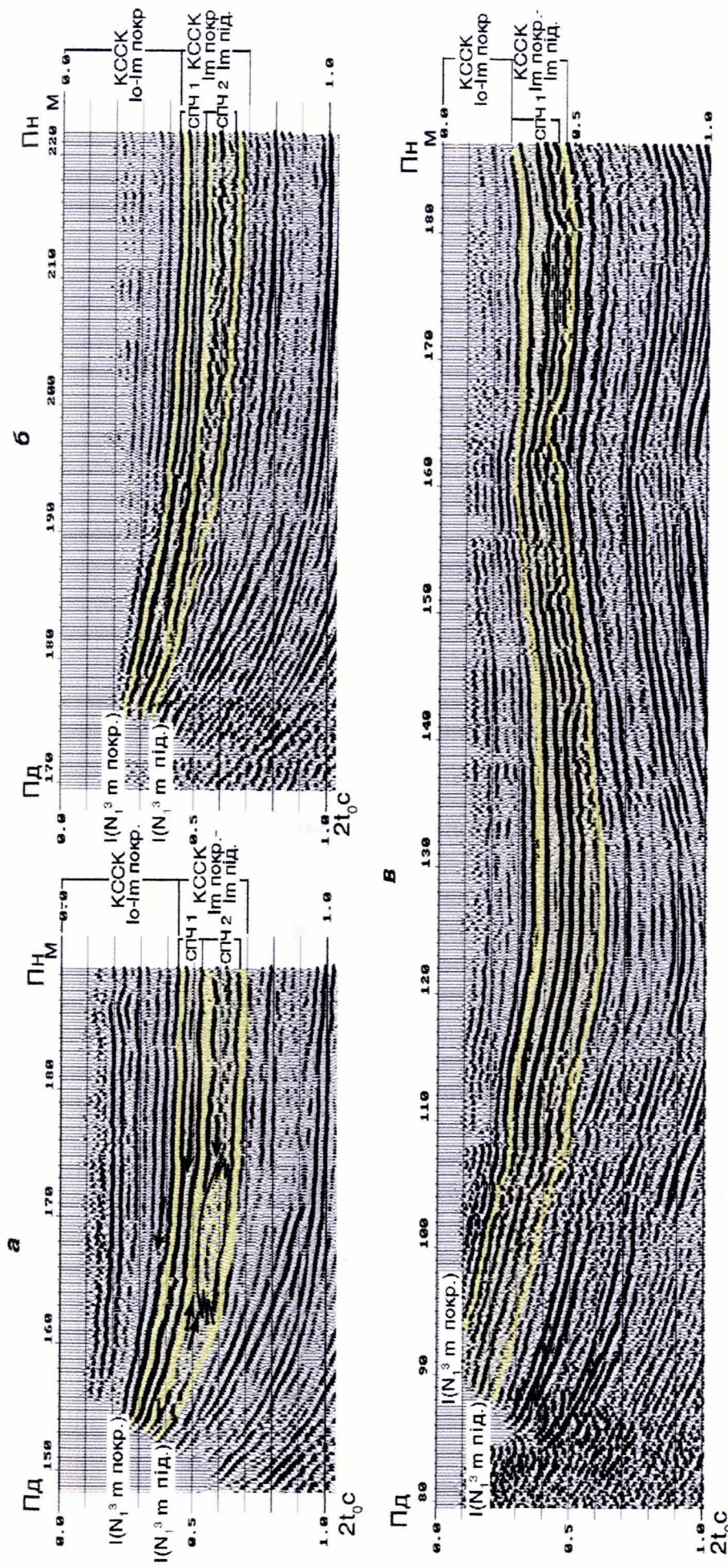


Рис. 2.25. Типи рисунків сейсмічного запису в межах СЛП І-КТ. (КССК Ію покр. - Ію під. та Ію - Ію покр.)
 Склад С. В. Кольцов та А. Й. Івановський з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2004

**СЕЙСМОСТРАТИГРАФІЧНА МОДЕЛЬ СТРУКТУРНО-ЛІТОЛОГІЧНИХ
ПОВЕРХІВ (СЛП) ПІВДЕННОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ**

Таблиця 2.2

| № п/п | Сейсмо- формаційна одиниця | Фація- льний склад | Геомет- рична форма фація- льної одиниці | Граничні горизонти відбиття | | Характер контакту з іншими сейсмоформа- ційними одиницями | Основний тип рисунка сейсмічного запису | Якісні параметри сейсмічних відбиттів | | | Примітки |
|------------------------------------------------------|----------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|--------------------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|----------------------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | | | Підо- шва | Пок- рівля | | | Ампліту- да (у.о) | Непе- рерв- ність | Час- тота | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| П Р И Д О Б Р У Д Ж И Н С Ь К И Й П Р О Г И Н | | | | | | | | | | | |
| 1 | СЛП І-ТК | Фації зовніш- нього та внутрі- шнього шельфу | Покрив | V _o (J ₃ покр.) | Пове- рхня землі | Незгідне у підшві | Відбиття середньої та малої інтенсивності, окремі інтенсивні та зони “прозорого” рисунка | Високі та малі 400-1100 | Від про- тяжних до непро- тяжних | Від низької до високої 18-35 | |
| 2.22 | СЛП V-КТ | Лагунні та контин- енталь- ні фації та фації внутрі- шнього шельфу | Покрив | V _г (J ₃ під. кп) | V _o (J ₃ покр.) | Незгідне у підшві та покрівлі | Різка зміна рисунка, в межах окремих КССК і по латералі | Від низь- ких до високих 300-1100 | Пере- важно протя- жні | Різнома- нітна 16-30 | Виділення окремих КССК можливе в межах Пандак- лійського прогину, загаль- не скорочення товщини СЛП в сторону Південно- української монокліналі та Білоліського блока |

Продовження таблиці 2.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|---------------------------|----------------------------------------|------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|----------------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------------------|
| 2.1 | КССК V ₀ -а | Мілко- водні та континентальні | Імовірно покрив, або заповнення | V _a (J ₃ tt-km) | V ₀ (J ₃ покр.) | Згідне у підшві, зріз у покрівлі | Чергування мало- інтенсивних відбиттів з зонами “прозорого” рисунок | Малі та середні | Непротяжні | Низька 16-22 | Виділяються лише у Придунайській частині |
| 2.2 | КССК V _a -б | Лагунні та мілково- дні фації | Покрив | V _б (J ₃ tt-km під.) | V _a (J ₃ tt-km) | Налягання у підшві і зріз у покрівлі | “Прозорий” та “напівпрозорий” рисунок, поблизу зон тектонічних порушень – “бугристий” | Низькі та дуже низькі 300-500 | Непротяжні | Висока та середня 22-35 | |
| 2.3 | КССК V _б -в | Мілко- водні | Заповнення | V _в (J ₃ покр.кп) | V _б (J ₃ tt-km під.) | Згідне у підшві та покрівлі | Чергування малоінтенсивних відбиттів з зонами “прозорого рисунок” на окремих площах високоамплітудна сейсмофація | Від дуже низьких до високих 300-1100 | Від непротяжних до витриманих | Від високої до низької 20-35 | |
| 2.4 | КССК V _в -г | Фації карбонатного шельфу | Покрив | V _г (J ₃ під.кп) | V _в (J ₃ покр. кп) | Згідне у підшві та незгідне у покрівлі | “Хаотичний” з окремими відбиттями та зонами “прозорого” рисунок | Від високих до низьких 500-1000 | Від непротяжних та умовно протяжних | Низька та середня 18-24 | |

Продовження таблиці 2.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|----------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|------------------------|--------------------------|----------------------------------------------------------------|
| 3 | СІІІ VI-T | Морські переважно зовнішнього шельфу та материкового схилу, мілководні | Покрив | VIв (J ₂ під.) | Vг (J ₃ під.кп) | Незгідне у подошві, зріз у покрівлі | Чергування слабо та середньоінтенсивних відбиттів з зонами “прозорого” рисунка | Низькі, рідко середні 400-700 | Непротяжні | Перемінна по площі 17-25 | Виділення окремих КССК можливе в межах Пандаклійського прогину |
| 3.1 | КССК Vг-IVa | Мілководні (латераль та підводний береговий схил) | —//— | VIa (J ₂ bt покр.) | Vг (J ₃ під.кп) | Зріз у подошві, згідне у покрівлі | “Прозорий” рисунок з одиничними відбиттями у північній частині Пандаклійського прогину | Низькі 400-500 | Непротяжні та протяжні | Середня 17-20 | |
| 3.2 | КССК VIa-б | Морські переважно зовнішнього шельфу та материкового схилу | Вірогідно заповнення | VIб (J ₂ b покр.) | VIa { (J ₂ bt покр.) | Згідне у подошві та зріз у покрівлі | Чергування слабо та середньоінтенсивних відбиттів | Низькі та середні 400-700 | Непротяжні | Збільшення частоти 17-25 | |

Продовження таблиці 2.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|---------------|--------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|
| 3.3 | КССК VIб-в | —//— | —//— | VIв (J ₂ під.) | VIб (J ₂ в покр.) | Незгідна у підшві, згідна у покрівлі | Чергування слабо- інтенсивних відбиттів з зонами “прозорого” та “бугристого” рисуноків. | Низькі 400-500 | Непро- тяжні | Перемінна, переважно низька 17-20 | |
| 4 | СЛП VII-КТ | Морські фації заповнен- ня (шель- фові) | Форми запов- нення, клин на бортах проги- нів | VII (Тпід.) | VIв (J ₂ під.) | Зріз у підшві та покрівлі | Чергування протяжних, високо і середньоінтенсив- них відбиттів з непротяжними. В межах Каменського (Татарбунарського) прогину переважно непротяжні відбиття та зони “прозорого” рисуноків | Високі та середні 700-1000 | Від протяж- них до перерив- частих | Змінна, на окремих ділянках підвищена 16-25 | Збережений у крупному прогині, до бортів різке скорочення товщини |
| 5 | СЛП VIII-Т | Лагунні мілко водні та немор- ські | Віро- гідно покрив | VIII (C ₁ V ₁ покр.) | VII (Тпід.) | Незгідне у підшві та покрівлі | Чергування субгоризонтальних малоінтенсивних відбиттів з зонами “прозорого” і горбистого” рисуноків | Низькі та середні 400-600 | Пере- ривчасті | Змінна 18-28 | Збережений у крупному прогині, до бортів різке скорочення товщини |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|------------------|---------------------------------------------------|--------|---------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------------|
| 6 | СЛП ІХ-СК | Мілковод но- морські та лагунні фації | Покрив | ІХв (D ₂ під.) | VIII (C ₁ V ₁ покр.) | Зріз у подошві та прилягання у покрівлі | Чергування субпаралельних окремих інтенсивних відбиттів з непротяжними та зонами “прозорого рисунка”. | Від висо- ких до низь- ких 400-1000 | Від непере- рвних до пере- ривча- стих | Низька та середня 18-24 | |
| 6.1 | КССК ІХб-в | Мілковод но- морські та лагунні | Покрив | ІХв (D ₂ під.) | ІХб (D ₃ під.) | Зріз у подошві та згідне у покрівлі | Чергування непротяжних середньо та низькоінтенсивних відбиттів з окремими протяжними. | Низькі та середні | Перери- вчасті, рідко непе- рервні | Низька | |
| 6.2 | КССК VIII-ІХб | Лагунні фації | Покрив | ІХб (D ₃ під.) | VIII (C ₁ V ₁ покр.) | Згідне у подошві, прилягання у покрівлі | Збільшення інтенсивності та протяжності відбиттів по зрівнянню з КССК ІХб-в, зони “прозорого” рисунка | Від середніх до висо- ких 800-1000 | Непе- рервні та помірно непе- рервні | Середня та низька 18-24 | Зустрічаються обширні зони інтерференції |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|---------------------|------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|--------------|-----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------|---------------------------------------------------------------------|
| 7 | СЛП Х-КТ | Зовнішнього та внутрішнього шельфу, мілководні | Покривно-облікуюча (Білоліський блок) клин (Південно-українська монокліналь) | Хд (Spід.) | IXв (D ₂ під.) VII (Tпід.) VIв (J ₂ під.) | Згідне у подошві, зріз у покрівлі | Чергування непротижних малоамплітудних відбиттів з зонами “прозорого” та “горбистого” рисунка | Від низьких до дуже низьких 300-500 | Від непротижних до помірно протижних | Змінна 20-25 | Визначення параметрів лише в межах Південно-української монокліналі |
| 7.1 | КССК Хо-в | Морські мілководні та внутрішнього шельфу | Клин | Хв (Sk під.) | Граничний для СЛП | Згідне у подошві, зріз у покрівлі | На відміну від КССК Хв-д зони “прозорого рисунка” менші. У нижньодевонських інтервалах зони “горбистого” запису | Низькі 400-500 | Непротижні та помірно протижні | Змінна 20-25 | |
| 7.2 | КССК Хв-д | Шельфові морські переважно зовнішнього шельфу | Покрив або клин | Хд (Spід.) | IХв (Sk під.) | Згідне у подошві та покрівлі | Чергування непротижних відбиттів з великими зонами “прозорого” рисунка | Дуже низькі | Непротижні | Змінна | |

Продовження таблиці 2.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---------------------|---------------------------------------------------------------|--------|-------------------------------|-----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------|--------------|--------------|-------------------------------------------------------|
| 8 | СЛП ХІ-Т | Шельфові морські і теригенні осадки, фації зовнішнього шельфу | Покрив | XIг (PR ₃ під.) | Xд (Spід.) VII (Tпід.) VIв (J ₂ під.) | Пологе налягання у подошві. Прилягання, зріз у покрівлі та згідне при наявності відкладів силуру | Чергування субпаралельних площадок відбиття (низькоамплітудна сейсмофація) | Від дуже низьких до низьких 300-500 | Переривчасті | Змінна 20-25 | Значення амплітуд та частот взято з одного визначення |

ПІВНІЧНОКРИМСЬКИЙ ПРОГИН

| | | | | | | | | | | | |
|---|---------------------|------------------------------------------|-----------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------|--------------|--|
| 1 | СЛП І-ТК | Мілководні | Імовірно покрив | Ia (N ₁ ² під.) | Повер- хня землі | Незгідне у подошві | Високий фон хвиль- завад, тип рисунка не розпізнається | Неоднозначні характеристики | | | |
| 2 | СЛП II-Т | Фації зовнішнього та внутрішнього шельфу | Покрив клин на бортах | IIa (P _{3mk} під.) | Ia (N ₁ ² під.) | Налягання у подошві, незгідне у покрівлі | Чергування інтенсивних відбиттів з менш інтенсивними та зонами інтерференційного запису і безсистемного припинення у західній частині “прозорий” рисунок | Від високих до низьких 400-1300 | Змінної протяжності | Змінна 22-28 | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|------------------------------|-----------------------------|--------|--------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|
| 3 | СЛП Ш-К | Мілко- водного шельфу | Покрив | IVa (K ₁ покр.) | Па (P _{3mk} під.) | Зріз у подошві, налягання та зріз у покрівлі | Чергування високоінтенсивних відбиттів з зонами “прозорого” рисунка. В межах східної центрикліналі “прозорий” рисунок | Від висо- ких до дуже низь- ких 500-2900 | Від витри- маних до непро- тяжних | Низька та середня 20-24 | |
| 3.1 | КССК Па-Ша | Мілково- дного шельфу | Покрив | Ша (P ₁ ¹ під.) | Па (P _{3mk} під.) | Незгідне у покрівлі і подошві (зріз та налягання) | Інтенсивні субпара- лельні відбиття, рідкі зони інтерференції та припинення просліджування відбиттів. | Високі 1000-2900 | Протяж- ні | Низька 20-22 | Збільшення товщини у межах локальних піднять |
| 3.2 | КССК Ша-а ₃ | --/--/-- | Покрив | Ша ₃ (K _{2km} під.) | Ша (P ₁ ¹ під.) | Незгідне у покрівлі, згідне у подошві | Інтенсивні відбиття у подошві та покрівлі, «напівпрозорий» рисунок в середині комплексу | Низькі 500-700 | Не- протяж ні | Низька 20-22 | Розповсюдження регіональне, товщини стабільні |
| 3.3 | КССК Ша ₃ -IVa | --/--/-- | Покрив | IVa (K ₁ покр.) | Ша ₃ (K _{2km} під.) | Зріз у подошві, згідне у покрівлі | Субпаралельні інтенсивні відбиття, рідкі зони “прозорого” рисунка. В межах східної центрикліналі “прозорий” рисунок | Від високих до дуже низьких 500-1700 | Протяж ні | Підвищеної частоти 22-24 | Розповсюджений у межах рифтогенного прогину. Різде скорочення товщини на бортах |

Продовження таблиці 2.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|-------------------------------------------|------------------------------|---------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------|--------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|---------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 4 | СЛП IV-ВТ | Континентальні та морські | Заповнення | IVб ₂ (K ₁ під.) | IVa (K ₁ покр.) | Зріз та налягання у підшві, зріз у покрівлі | Чергування непряжних, зниженої інтенсивності відбиттів з високоінтенсивними і протяжними. | Від низьких до високих 100-900 | Від непряжних до витриманих по площі | Змінна 18-32 | Розділення на окремі КССК можливе в межах центрального грабену та бортів прогину |
| 4.1 | КССК IV а-б ₁ | Морські, переважно глинисті | Заповнення | IVб ₁ (K ₁ а-пс покр.) | IVa (K ₁ покр.) | Налягання у підшві, зріз у покрівлі | Чергування слабких непряжних відбиттів з високоінтенсивними протяжними. Збільшення протяжності поблизу бортових скидів та на бортах | Від низьких до високих 100-900 | Переважно непряжні | Змінна 18-32 | Різке скорочення товщини у межах бортів. Однакові значення параметрів в межах Центрального грабену та бортів |
| 4.2 | КССК IV б ₁ -б ₂ | Континентальні та мілководні | Покрив | IVб ₂ (K ₁ під.) | IVб ₁ (K ₁ а-пс покр.) | Зріз та налягання у підшві, налягання у покрівлі | Високоінтенсивні субпаралельні відбиття. Відмічаються окремі припинення просліджування. | Високі 700-900 | Протяжні | Низька 18-22 | Стабільні товщини в межах всього прогину |
| 5 | СЛП VI-Т | Шельфові морські | Умовно покрив | VI (I ₂ під?) | IVб ₂ (K ₁ під.) | Налягання у підшві та зріз у покрівлі | Непряжні відбиття та зони напівпрозорого рисунка | Низькі | Непряжні | Низька та середня | Визначення немає |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|
| ІНДОЛО-КУБАНСЬКИЙ ПРОГІН | | | | | | | | | | | |
| 1 | СЛП I-КТ | Мілко- водного та глибоко- водного шельфу | Покрив | Ia ($N_1^1 m k_3$ покр.) | Поверх- ня землі | Згідне у підшві | Низькоамплітудні сейсмофації, зони “прозорого” рисунка. Збільшення інтенсивності відбиттів поблизу підшви та в межах КССК (Im покр.-Im під.) | Від низь- ких до висо- ких 300-2100 300-500 | Прот- тяжні | Перемінна <u>24-40</u> 16-22 | У чисельнику значення у нормальному заляганні, в знаменнику в зоні діапірів |
| 1.1 | КССК I ₀ -m покр. | Мілко- водні | Лінзо- видна | I ($N_1^3 m$ покр.) | Пове- рхня землі | Незгідне у підшві | Високий фон хвиль- завад | Неодноз- начні характери- стики | | | |
| 1.2 | КССК Im покр.- Im під. | Мілко- водні | Лінзо- видна | I ($N_1^3 m$ під.) | I ($N_1^3 m$ покр.) | Незгідне у підшві та покрівлі | Субпаралельні витримані відбиття. В низах бугристі сейсмофації | Високі | Витри- мані | Висока | |
| 2 | СЛП II-Т | Фації неритової області, контин- тального схилу та шельфу | Форми запов- нення та покрову | IIa ($P_3 m k$ під.) | Ia ($N_1^1 m k_3$ покр.) | Налягання у підшві, згідне у покрівлі | Низькоамплітудні сейсмофації з пачкою інтенсивних відбиттів у підшві. Збільшення інтенсивності відбиттів та характеру рисунка | Від висо- ких до низь- ких | Від протяж- них до пере- ривчас- них | Пере- мінна | В зонах розвитку діапірів, хаотичний рисунок |

Продовження таблиці 2.2

| 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---------------|------------------------------------------------------------------------------|--------|--------------------------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| КССК Іа-б | Шельфові фації | Покрив | Іб (Р ₃ покр.) | Іа (N ₁ ¹ mk ₃ покр.) | Зріз та налягання у підшві, згідне у покрівлі | У нижній частині (СПЧ Іа ₅ -Іб) латеральні зміни низькоамплітудних сейсмофацій на хаотичні. У прогнутих частинах “прозорий” та “напівпрозорий” рисунок. У верхній частині (СПЧ Іа-а ₅) чергування інтенсивних та малоамплітудних відбиттів. | Низькі | Від протяж них до невтри маних | Перемінна | Відносно витримані товщини по зрівнянню з КССК Іб-Іа |
| КССК Іб-Іа | Фації неритової області континенталь- ного схилу та шельфу | Покрив | Іа (Р ₃ mk під.) | Іб (Р ₃ покр.) | Налягання у підшві, ерозійний зріз у покрівлі | Непротяжні низькоінтенсивні відбиття, зони “прозорого” та “напівпрозорого” рисунка. У верхній частині (СПЧ Іб-б ₁) від косошаруватих до субпаралельних інтенсивних. | Високі у підш- ві та пок- рівлі, низькі у сере- дині | Від непро- тяжних до втри- маних 300- <u>1000</u> 50-200 | Пере- мінна збіль- шення частот у верхній частині <u>22-28</u> 20-24 | Збільшення кутів нахилу у зонах порушень діапів та на бортах |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----|-------------------|-----------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------|
| 3 | СЛП III-ТК | Мілко- водного шельфу | Покрив на бортах, клино- подібна форма | IVa (K ₁ покр.) | IIa (P ₃ mk під.) | Налягання у підшві та зріз покрівлі | Різка зміна у різних КССК | Від висо- ких до низь- ких 200-900 50-200 | Від протяж- них до непрот- тяжних | Різноманітна <u>20-24</u> 14-20 | |
| 3.1 | КССК IIa-б | —//— | Покрив | IIб (P ₂ ³ під.) | IIa (P ₃ mk під.) | Згідне у підшві, незгідне (зріз та налягання у покрівлі) | Високоінтенсивні відбиття | Високі | Протяж- жні | Низька | На рівні КССК параметри не вивчалися |
| 3.2 | КССК IIб-IIIa | —//— | Покрив- но-облі- каючі | IIIa (P ₁ під.) | IIб (P ₂ ³ під.) | Незгідне у підшві, згідне у покрівлі | “Прозорий” рисунок з окремими відбиттями різної інтенсивності | Низькі <u>200-400</u> 50-200 | Від протяж- них до пере- ривних | Змінна <u>20-24</u> 14-20 | Виділяється в межах південного борту |
| 3.3 | КССК IIIa-IVa | —//— | Клин | IVa (K ₁ покр.) | IIIa (P ₁ під.) | Незгідне у підшві та покрівлі | Інтенсивні відбиття з рідкими зонами “прозорого” рисунок | Високі та середні <u>400-900</u> 50-100 | Протяж ні | Змінна 20-24 | Виділяється в межах південного борту |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | |
|---|---------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------|-----------------|---------------------------------|-------------------------------------------|--|
| 4 | СЛП IV-Т | Глибоково дно та мілко- водного шельфу | Імовірно покрив або запов- нення | IV _{b2} (K ₁ під.) | IV _a (K ₁ покр.) | Незгідне у підшві та покрівлі | Чергування відносно інтенсивних відбиттів з неінтенсивними та зонами “прозорого” рисунка | Від висо- ких до низь- ких | Протяж ні | Низька <u>16-20</u> 14-18 | | |
| 5 | СЛП V-ТК | Імовірно мілково- дно шельфу | Імовір- но пок- рив | V (J ₂ під.) | IV _{b2} (K ₁ під.) | Незгідне у покрівлі та підшві | “Напівпрозорий” та “прозорий” рисунки | Дуже низькі | Непро- тяжні | Низька | Виділяється у західній частині прогину | |
| 6 | СЛП VI-Т | | Виділення за даними сейсмозвідки МСГТ неоднозначне | | | | | | | | | |

До них приурочено горизонти відбиття, які мають регіональне розповсюдження і їм на часових розрізах відповідають витримані середньо- та високоінтенсивні відбиття (горизонти IVa (K₁покр.), IIIa (Рпід.) та ін.).

Горизонти відбиття, що приурочено до границь КССК, які не співпадають з границями СЛП, як правило менш інтенсивні та витримані по площі. Найменшими значеннями амплітуд та частот характеризуються граничні відбиття між КССК, що мають близький фаціальний склад (КССК VIб-в і VIа-б Придобруджинського прогину).

Хвильові картини, зафіксовані в межах окремих СЛП і КССК, не залежать від віку і глибини залягання сеймостратиграфічних одиниць. На рисунок сейсмічного запису головним чином впливає літолого-мінералогічний склад відкладів, що складають сеймоформаційну одиницю. СЛП з переважно теригенним складом відкладів характеризуються на часових розрізах як низькоамплітудні сеймофації. Карбонатним відкладам відповідають інтервали часових розрізів з відносно витриманими по площі відбиттями, або “прозорим” рисунком, який обмежено в покрівлі і підшві інтенсивними відбиттями. Сеймоформаційні одиниці зі змішаним літологічним складом, як правило, відображаються чергуванням відбиттів різної інтенсивності і амплітуд.

Хвильові картини, які зафіксовані в межах різновікових тектонічних елементів, що мають одну природу, близькі за своїми характеристиками (амплітуда, неперервність, частота відбиттів, кути нахилу і т.д.). В межах одного і різновікових елементів, які мають різну природу утворення, ці характеристики суттєво відрізняються. Наприклад СЛП VII-КТ Каменського (Татарбунарського прогину (тріас)), СЛП IV-ВТ Північнокримського прогину (нижня крейда) та СЛП II-Т Індоло-Кубанського прогину (олігоцен-нижній міоцен) характеризуються близькими хвильовими картинами. В той же час, в інтервалах верхньої крейди Північнокримського прогину (СЛП III-К) та Придобруджинського прогину (СЛП I-ТК), зафіксовано принципово різні хвильові картини.

Тектонічні елементи, які утворилися на конвергентних етапах розвитку, характеризуються складними хвильовими картинами та мінливістю параметрів відбиттів (особливо амплітуд).

Для сейсмоформаційних одиниць, які утворилися на етапах дивергенції (рифтогенні прогини), характерна просторово-геометрична форма заповнення з різким, клиноподібним скороченням товщини на бортах. Покривна або покривно-облікаюча форма типова для літодинамічних комплексів періоду стабілізації.

В межах усіх СЛП півдня України зони крупних тектонічних порушень відображаються зміною хвильових картин і наявністю бугристого або хаотичного рисунка сейсмічного запису. Цей критерій виділення тектонічних порушень нарівні з іншими (розриви відбиттів, вузли дифракції та ін.) можна широко використовувати при інтерпретації сейсмозвдувальних матеріалів.

ВИСНОВКИ

1. Ефективне використання при сеймостратиграфічній інтерпретації різних моделей та узагальнень даних вимагає, щоб вони спиралися на принципи сеймостратиграфічного розчленування розрізу. На теперішній час найбільш зручною для використання є система структурно-літологічних поверхів (СЛП) та квазисинхронних комплексів (КССК), яка розроблена Герасимовим М.Є. Ця система покладена до основи розроблених в дисертаційній роботі моделей та узагальнень.

2. Сеймостратиграфічна інтерпретація дозволяє вилучати з сейсмічних даних неструктурну інформацію, тобто виділяти осадові формації єдиного генезису, визначати товщини та умови седиментації комплексів порід, оцінювати глибини палеобасейну, встановлювати палеотектонічні умови, вивчати рельєф поверхонь незгідностей, виявляти палеогеографічні умови та історію розвитку, виділяти геологічні тіла різного генезису та виділяти тектонічні порушення і визначати їх тип.

3. В рамках роботи, вперше, за літературними та фондовими джерелами, проведено детальне вивчення літологічного складу та узагальнено петрофізичні характеристики відкладів осадового чохла півдня України з розподілом за СЛП. Було узагальнено дані про швидкість розповсюдження пружних коливань, щільність, пористість, магнітну сприйнятливість та позірні опори порід та утворень, а також визначено породи, які є колекторами в межах кожного СЛП.

4. За результатами досліджень встановлені закономірності в розподілі та взаємозв'язку між петрофізичними властивостями та науково обгрунтовані рівні основних горизонтів відбиття. До основних закономірностей слід віднести наступне:

- основними причинами збільшення пластових швидкостей є збільшення щільності відкладів і їх літолого-мінералогічний склад;
- вік відкладів не впливає на петрофізичні властивості;
- низькою пористістю відмічаються високошвидкісні відклади;
- на значення позірного опору впливає літологія розрізу;
- найбільш різкі акустичні границі приурочені до границь СЛП;
- ефузивні і вулканогенні утворення, які характеризуються підвищеними значеннями магнітної сприйнятливості, суттєво впливають на спостережене магнітне поле, бо осадовий чохол є практично немагнітним.

5. На базі узагальнених даних про літолого-стратиграфічні та петрофізичні характеристики порід вперше створена геолого-геофізична модель СЛП Південного регіону України.

6. Вперше створено сеймостратиграфічну модель СЛП Південного регіону, в основу якої покладено наступні дослідження:

- аналіз рисунка сейсмічного запису, який зафіксовано в межах СЛП та КССК;
- визначення просторової форми сеймостратиграфічних одиниць та граничних горизонтів відбиття;
- вивченню характеру контакту сеймостратиграфічних одиниць різного рангу;

- визначення фаціального складу СЛП та КССК.

8. Вивчення хвильових картин осадової товщі Південного регіону дозволило встановити умови седиментації, в яких утворилися сеймостратиграфічні одиниці та встановити їх фаціальний склад, виявити причини латеральних змін рисунка сейсмічного запису. Ці дані є базою для подальших досліджень при виявленні палеогеографічних і палеотектонічних умов, а також історії розвитку регіону.

9. Вивчення горизонтів відбиття, що обмежують сеймостратиграфічні одиниці, дало можливість встановити типи границь, яким вони відповідають, їх протяжність по площі. Це дозволило оцінити просторову форму СЛП і КССК та рельєф площини незгідностей.

10. В результаті аналізу моделі встановлено деякі закономірності, які притаманні Південному регіону України. Горизонти відбиття, які мають регіональне розповсюдження і приурочені до границь СЛП відносно інтенсивні, в той же час горизонти відбиття, що є граничними між КССК в межах одного СЛП, менш інтенсивні і мають обмежене розповсюдження. Горизонти відбиття, що обмежують КССК з близьким літологічним складом відкладів, характеризуються найменшими значеннями амплітуд та частот. Рисунок сейсмічного запису залежить від літологічного складу відкладів, а не від віку та глибини залягання сеймостратиграфічних одиниць. Хвильові картини, просторово-геометричні форми подібні у тих СЛП, які утворилися в однакових геодинамічних умовах, а хвильові картини, які зафіксовані в межах зон розвитку глиняних криптодіапірів, близькі до тих, якими характеризуються зони розвитку масивів палеовулканів. Зони бугристого рисунка сейсмічного запису тяготіють до зон крупних тектонічних розривів.

11. Для точного виділення на часових розрізах МСГТ тектонічних порушень, з визначенням їх типу, одного аналізу хвильових картин недостатньо. Необхідні знання про тектонічну будову і геологічну еволюцію регіону та чіткі критерії визначення типу тектонічних порушень на часових розрізах МСГТ.

В розділі 3 наведено дослідження по визначенню сеймостратиграфічних принципів (критеріїв) визначення типу тектонічного порушення.

РОЗДІЛ 3

СЕЙСМОСТРАТИГРАФІЧНІ КРИТЕРІЇ ВИЗНАЧЕННЯ ТИПІВ ТЕКТОНІЧНИХ ПОРУШЕНЬ

3.1 Типові моделі тектонічних порушень

Тектонічні порушення широко розвинуті в межах Південного регіону, простежуються практично у всіх літодинамічних комплексах та характеризуються великим різноманіттям своїх форм.

Найбільш повно вивчено і систематизовано за різними ознаками в рамках структурної геології [114-121].

В загальноприйнятих класифікаціях закладені структурно-морфологічні і структурно-кінематичні параметри. До морфологічних параметрів відносяться: кут падіння поверхні розриву, лінія переміщення близькорозташованих точок, відношення простягання поверхні розриву до напластування і т.д. Згідно кінематичної класифікації виділяються підкиди, скиди, зсуви та насуви. Найбільш докладно ці дислокації і причини їх утворення розглянуті в роботах [114-116].

Згідно цих досліджень до тектонічних порушень, які виникли на дивергентних етапах, слід віднести скиди різних типів (нормальні, конседиментаційні, постседиментаційні, антитетичні та ін.). До розривів конвергентних етапів відносяться підкиди (січні і поверстові) та насуви.

Окремо необхідно розглядати гравігенно-тектонічні переміщення, які виникають як на етапах стиснення, так і розтягання. Найбільш складними для вивчення сейсморозвідкою є інверсійні порушення, які виникають в результаті послідовної зміни різних етапів геодинамічної еволюції.

Для утворення **скидів** необхідна наявність тривалого розтягнення по горизонтальній осі. При цьому, як правило, утворюються крупноамплітудні розриви лістричної кінематики [114]. Виположування площини скидача обумовлено як збільшенням з глибиною середньої щільності і зменшенням пластичності гірських порід [114], так і тривалою дією дотичних напруг [120].

Такі умови в осадочному чохлаї можуть існувати в зонах крупних розломів і границь тектонічних структур розтягнення [121].

В межах Південного регіону України найбільш часто зустрічаються наступні види скидів:

- конседиментаційні;
- постседиментаційні;
- скиди торошення;
- скиди над вдавленими синкліналями

Типові моделі цих порушень за літературними джерелами наведено на рисунку 3.1-3.4.

Іншим типом тектонічних порушень, які широко розвинуті в Південному регіоні України є підкиди та підкидо-насуви як січні (ремпи), так і поверстові (флети).

Основною умовою утворення підкидів, підкидо-насувів є наявність тангенційного стиснення в горизонтальній площині (тектонічне скорочення) [114]. В зв'язку з цим розвиток цих видів тектонічних порушень відбувається в межах тектонічних елементів, зазнавших стиснення або утворених на дивергентних етапах розвитку [120].

Моделі цих тектонічних порушень наведено на рисунку 3.5-3.6.

Насув (шар'яж) представляє собою горизонтальне або слабкопохиле тектонічне порушення, в зоні якого відбулося переміщення маси гірських порід в цілому відносно нижчезалягаючих мас на значну відстань. Для дислокацій цього типу характерна наявність флетової і ремпової складової [114]. Січна складова фіксується в фронтальних частинах насуву або окремих пластинах. В напрямку кореня порушення відбувається виположування площини зміщувача (Рис.3.7).

Одним із видів тектонічних порушень, які широко розвинуті в Південному регіоні України, є **гравігенно-тектонічні зриви** (Рис.3.8). Вони зафіксовані в межах континентального схилу шельфу Чорного моря та на

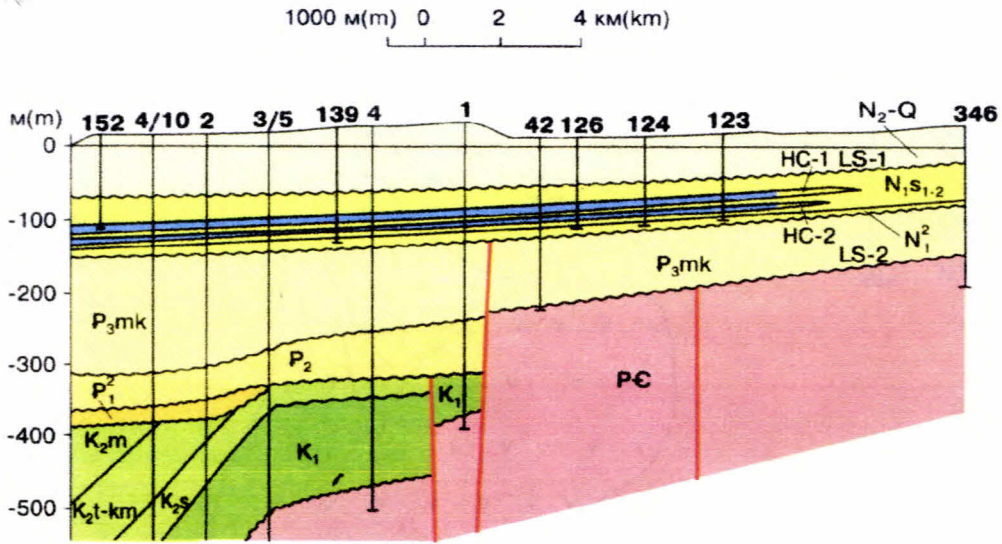


Рис. 3.1. Консидиментаційні скиди північної бортової зони Одесько-Донського авлакогену в районі Приазовського газового родовища за С.М. Захарчуком, 1986

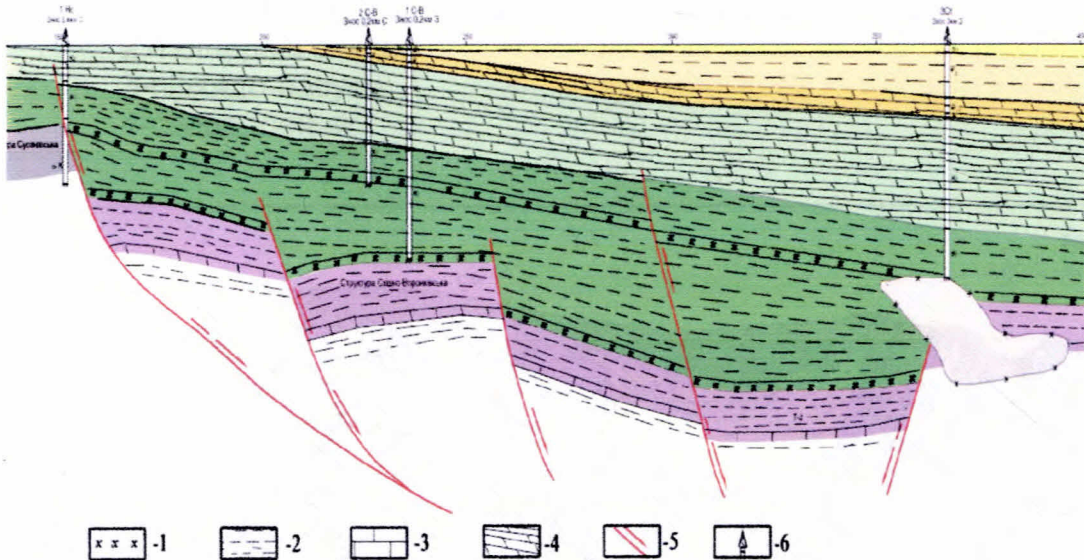


Рис.3.2. Постседиментаційні скиди Північнокримського прогину за М.Є. Герасимовим, 2005

- | | |
|--------------|-------------------|
| 1-песковики; | 4-мергелі; |
| 2-глини; | 5-підкидо-насуви; |
| 3-вапняки; | 6-свердловини |

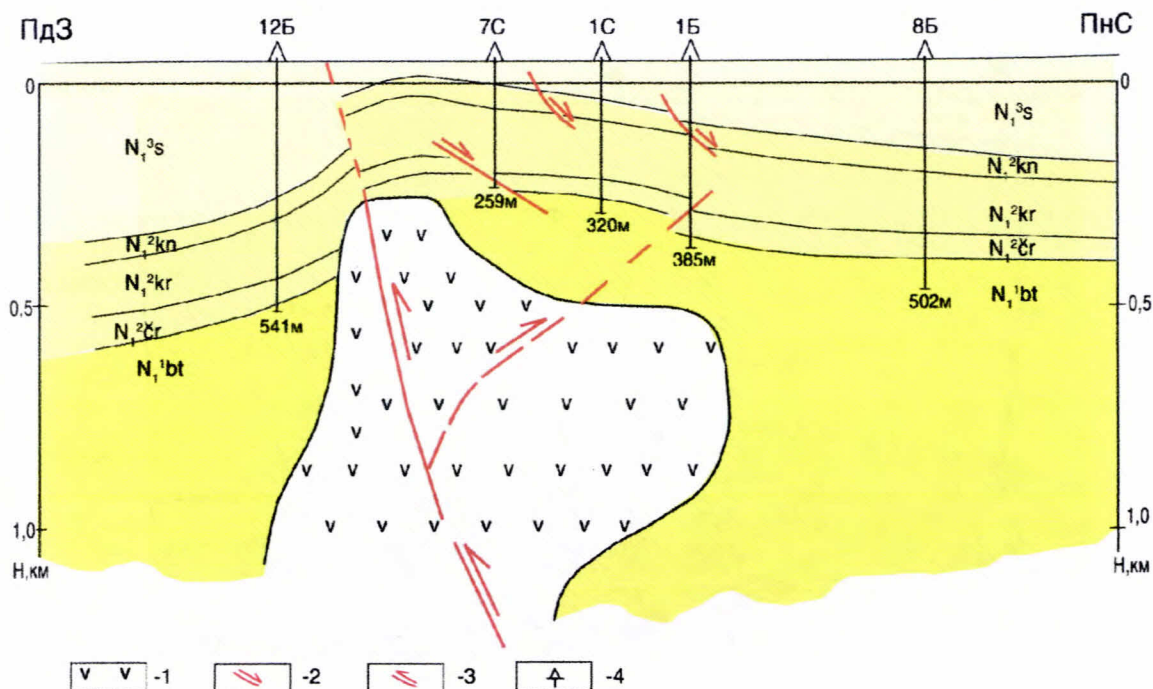


Рис. 3.3. Скиди торшення в склепінні Семенівської структури Індоло-Кубанського прогину за А.Й. Івановським, 2002

- 1- криптодіапір у відкладах майкопської серії олігоцену;
- 2 -пошарові скиди;
- 3-підкидо-насуви;
- 4-свердловини

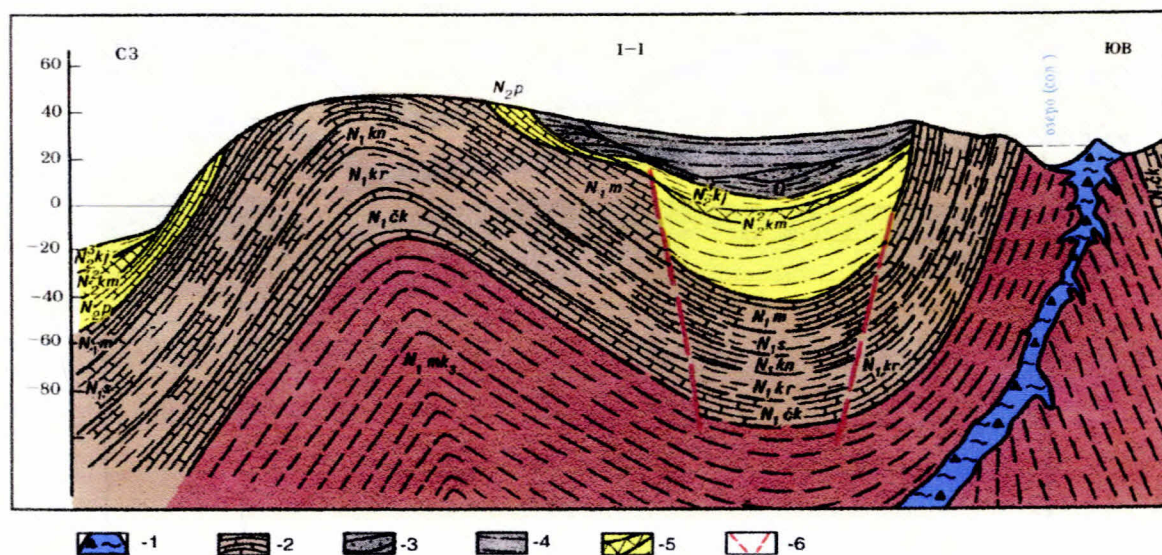


Рис. 3.4. Скиди Каменської вдавненої синкліналі над Насирським діапіром за Є.Ф. Шнюковим, 1986

- 1- сопочні брекчії;
- 2-карбонатні породи;
- 3- піски;
- 4-глини;
- 5-залізні руди;
- 6-скиди

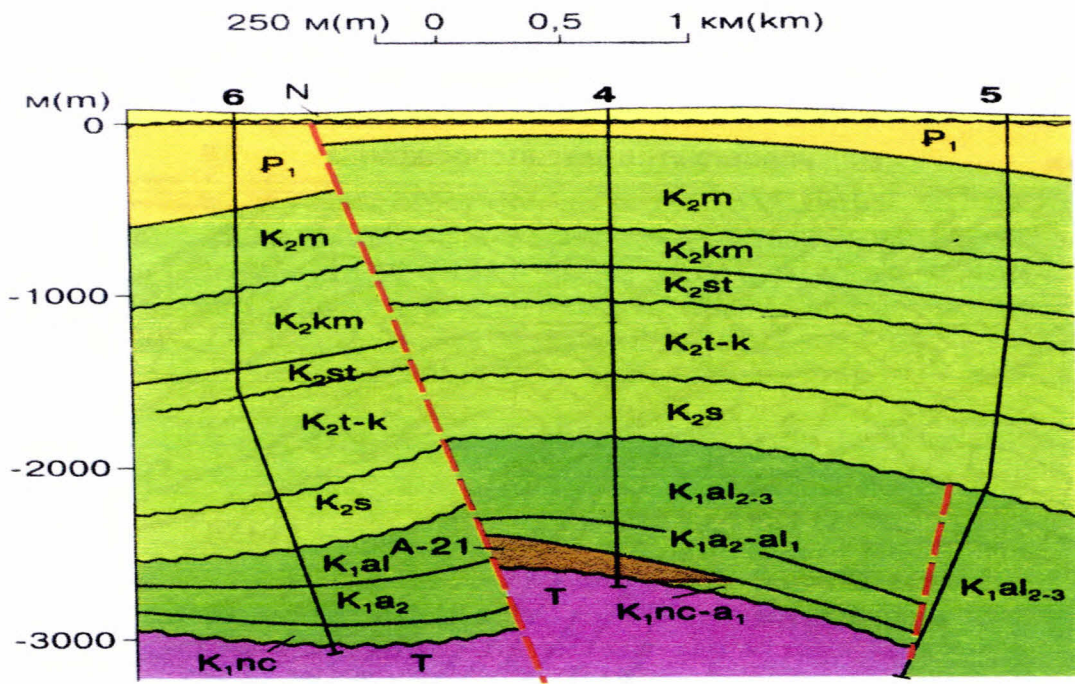


Рис. 3.5. Підкидо-насув в склепінні Октябрської структури (родовища) за А.О. Башкірцевою, 1981

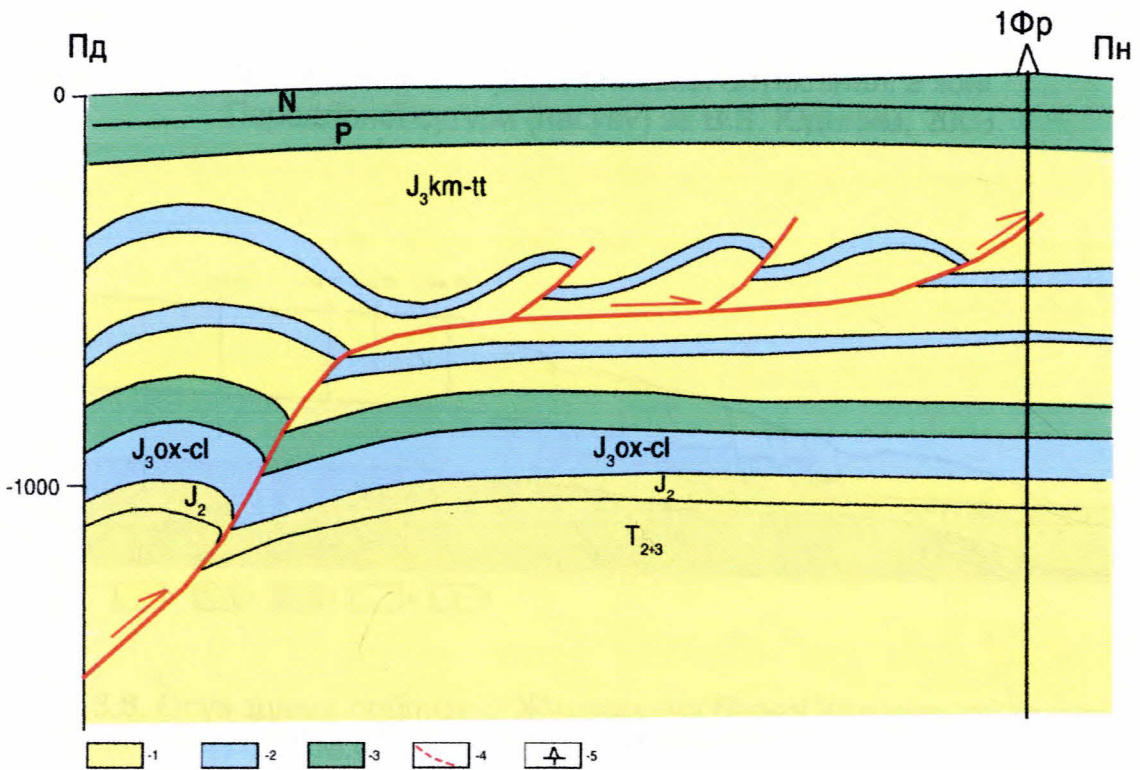


Рис. 3.6. Пошарові підкидо-насуви в зоні Придунайського насуву Придобруджинського прогину за М.Є. Герасимовим, Л.Д. Крамаренко, 2005

- | | |
|-------------------------|-------------------------|
| 1-теригенні; | 4-тектонічне порушення; |
| 2-карбонатні; | 5-свердловина |
| 3-теригенно-карбонатні; | |

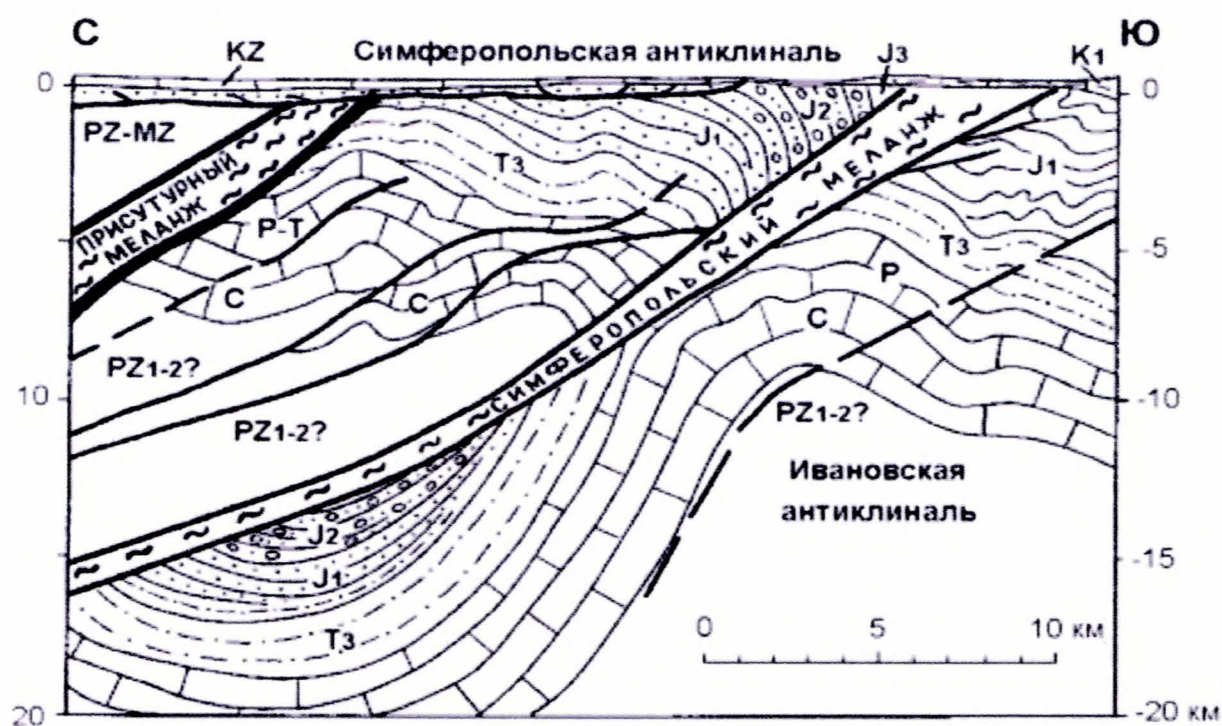


Рис.3.7. Формування Сімферопольської антиклиналі в зоні Передгірної сутури (насуву) за В.В. Юдиним, 2003

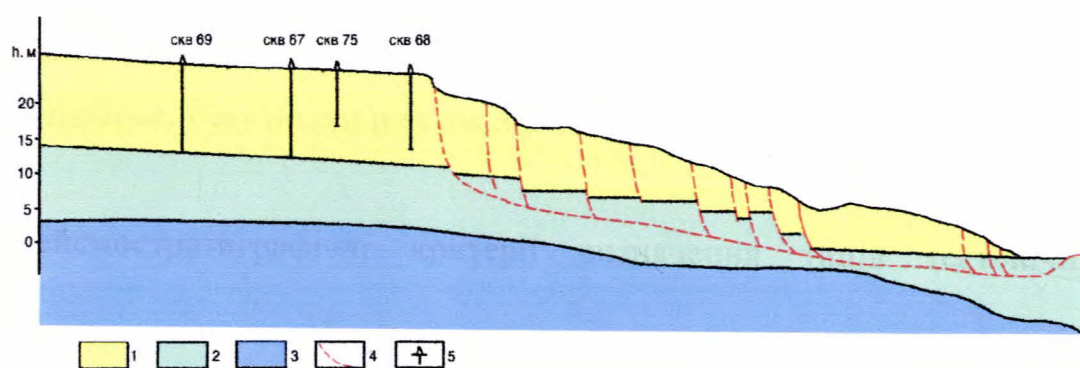


Рис. 3.8. Осув здвигу поблизу с. Жуковка (на березі Керченської протоки) за М.М. Горяїновим, А.М. Боголюбовим, 1987

- | | |
|----------------------|---------------------|
| 1-суглинок; | 4-границі зміщення; |
| 2-глини тріщинуваті; | 5-свердловини |
| 3-глини щільні; | |

бортах крупних синклінальних прогинів (Акмонайська, Чегерчинська синкліналі Індоло-Кубанського прогину та ін.).

Гравігенно-тектонічні порушення утворюються в товщах з глинистим або комбінованим (глинисто-теригенним, глинисто-карбонатним) складом. В компетентних породах вони практично не зустрічаються [104]. Для формування гравігенно-тектонічних порушень необхідна наявність глинистих, соленосних, вугленосних, гіпсоносних пластів або прошарків, по яких відбувається сковлення [100]. В зв'язку з послідовним чергуванням дивергентних і конвергентних етапів розвитку більшість тектонічних порушень півдня України мають інверсійний характер. Для цього типу порушень характерні риси як підкидових, так і скидових дислокацій, що суттєво ускладнює їх вивчення.

За літературними джерелами зафіксована 3-4 разова ремобілізація тектонічних рухів в зоні первинного розриву [120]. На рисунку 3.9 наведено модель тектонічних порушень цього типу.

За допомогою моделей тектонічних порушень, принципів, які використовуються при систематизації порушень за різними ознаками в рамках структурної геології та сеймостратиграфічної моделі СЛП автором вперше було розроблено критерії визначення типів тектонічних порушень за сейсмічними даними. Результати цих досліджень приведено у розділі 3.2.

3.2 Сеймостратиграфічні критерії визначення типів тектонічних порушень

Виділення тектонічних порушень (ТП) за сейсмічними даними є однією з важливих і складних задач інтерпретації. Цьому питанню приділялась велика увага на різних етапах розвитку сейморозвідки як застосування МЗХ, так і МСГТ [122-127]. На теперішній час розроблені критерії виділення ТП на основі прямих і непрямих ознак, які проявляються в динамічних, кінематичних і швидкісних характеристиках. Ці критерії (різкі розриви та зміщення по-

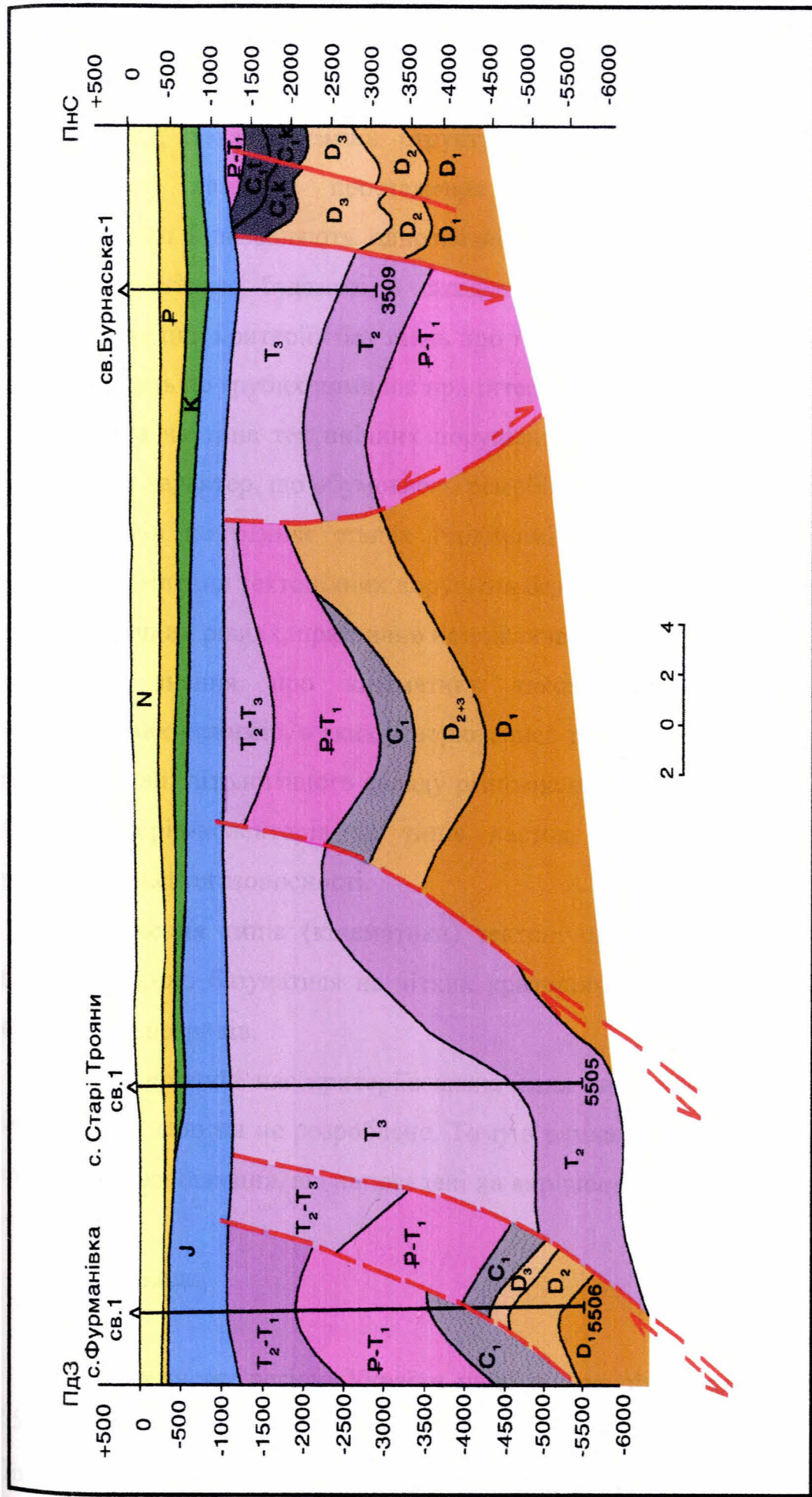


Рис. 3.9. Інверсійні підкидо-насуви в зонах бортових палеоскідів Каменського (Татарбунарського) та Бурнаського рифтогенного прогинів Західного Причорномор'я за Б.М. Полухтовичем, 2001 з доповненнями С.В. Кольцова

горизонтах відбиття, відбиття від площини розриву, наявність хвиль-завад різного типу, локальні зміни структури хвильового поля як зменшення інтенсивності хвиль і простеження, зміна хвильових картин і т.п.) загальновідомі і дозволяють однозначно виділяти ТП в регіонах з відносно простою геологічною будовою. В складнобудованих геологічних середовищах застосування цих критеріїв без знань про типи кінематики і причини утворення ТП призводить до грубих помилок при інтерпретації.

Більша частина тектонічних порушень Південного регіону України має інверсійний характер, що обумовлено ремобілізацією тектонічних рухів в зонах палеорозривів на різних етапах геодинамічної еволюції. В таких умовах коректне виділення тектонічних порушень без визначення кінематики на різних стратиграфічних рівнях, практично неможливе.

Чіткі знання про кінематику також необхідні при визначенні геодинамічних режимів, в яких утворювались тектонічні елементи. Це важливо при визначенні літологічного складу різновікових комплексів, виявленні рівнів розвитку порід-колекторів та типів пасток, а також при прогнозуванні перспектив нафтогазоносності.

Визначення типів (кінематики) тектонічних порушень за сейсмічними даними повинно базуватися на чітких критеріях, які притаманні для того чи іншого типу розривів.

На теперішній час критеріїв визначення типу тектонічних порушень за сейсмічними даними не розроблено. Тому в рамках дисертації автором вперше проведено дослідження, які направлені на вирішення цього питання.

3.2.1 Скиди

В Південному регіоні України найбільш крупні скиди (амплітуди до 2-2,5 км), обмежують рифтогенні прогини, тобто є бортовими (Саратський, Південнобортний, Причорноморський та ін.) [55]. На рисунку 3.10, 3.11 приведено фрагменти часових розрізів по профілях, перетинаючих

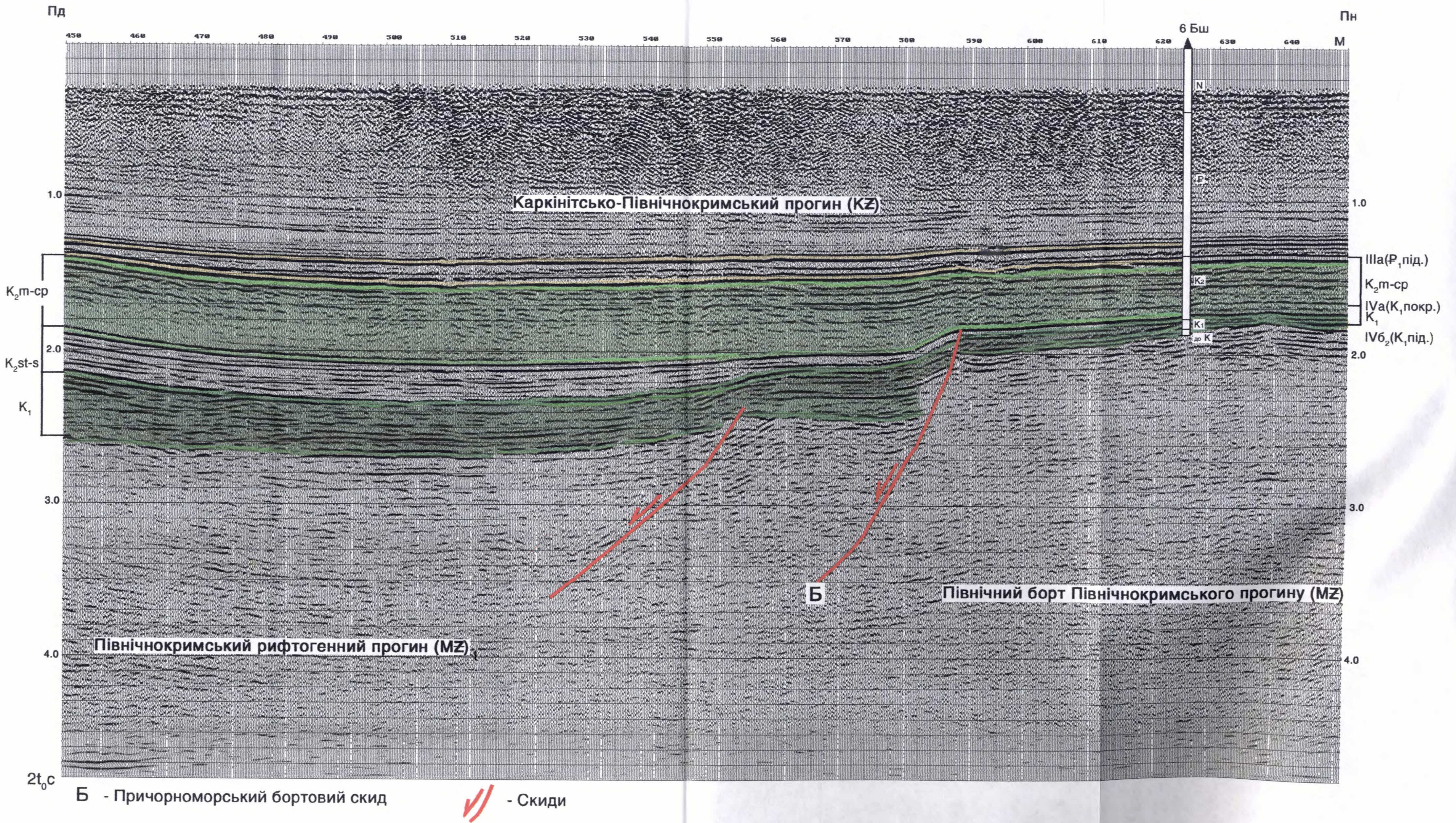


Рис. 3.10. Виділення конседиментаційних лістричних скидів північного борту Північнокримського рифтогенного прогину.

Склав С. В. Кольцов, М.Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2005

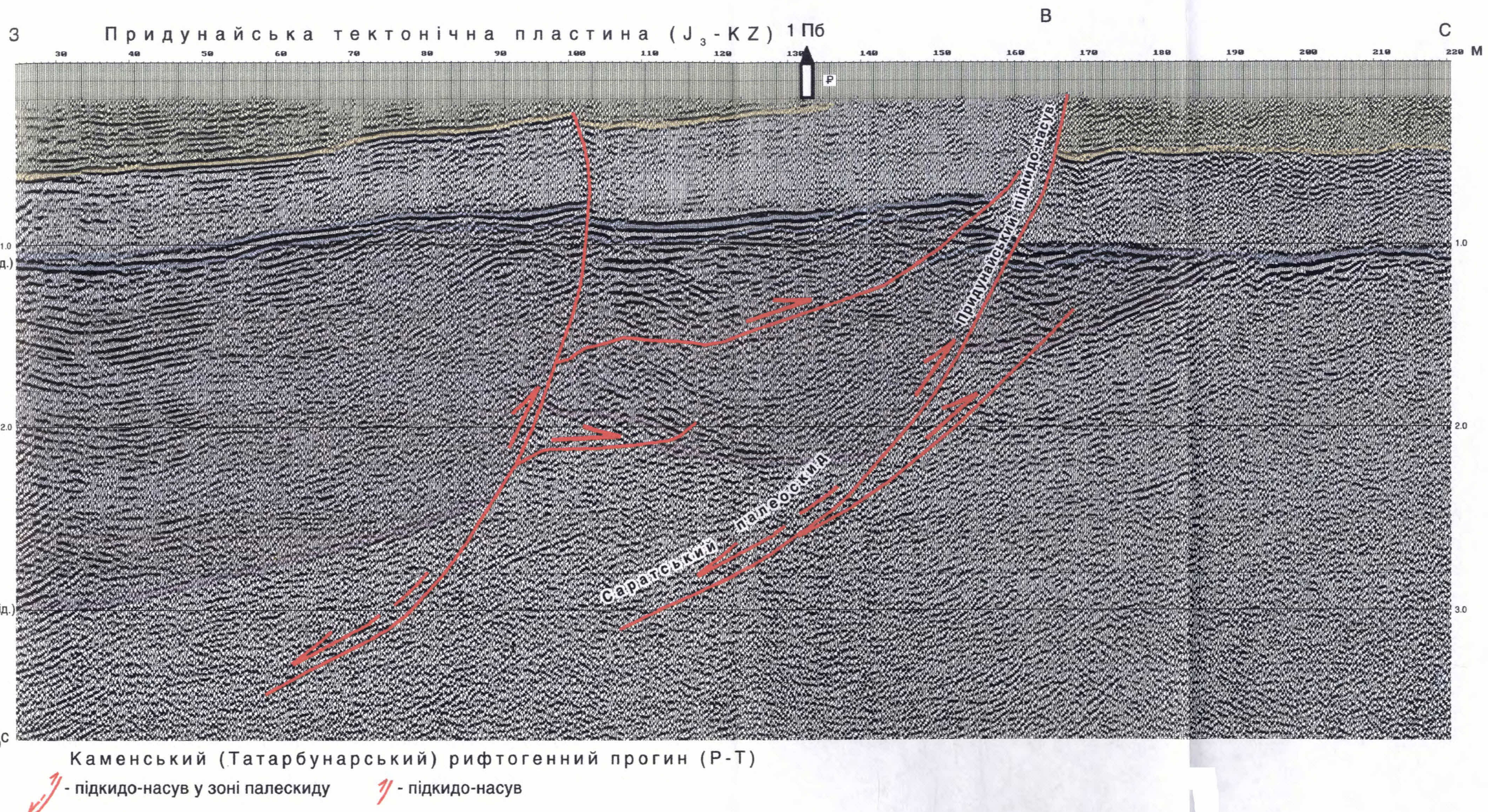


Рис. 3.11. Виділення Придунайського підкиду в зоні Саратського бортового палеоскиду.
Склав С. В. Кольцов, М.Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2004

Причорноморський (бортовий для Північнокримського рифту) і Саратський (бортовий для Каменського (Татарбунарського) рифту) палеоскиди [104].

Зона Причорноморського палеоскиду складається із серії ступінчастих скидів різної амплітуди (Рис. 3.10). В інтервалі пікетів 550-600 можна бачити деякі ознаки скидів. Вздовж слідів розривів відмічено декілька дифрагованих хвиль, які повністю не ліквідовані програмами міграції із-за неортогональності профілю. Важливою ознакою скидів є переривання горизонтів відбиття і зміщення осей синфазності через розрив в південному напрямку. Максимальне вертикальне зміщення по горизонту відбиття IVa (K₁покр.) складає біля 70 мс (110 м), а по підосві крейдових відкладів (горизонт IVб₂) – біля 200 мс (350 м).

Крім наявності дифрагованих хвиль, площини порушень розпізнаються за наявністю зміщення флексуроподібних вигинів горизонтів відбиття в південному напрямку. Визначною рисою скидів від інших видів порушень є практична відсутність випуклої форми в піднесеному крилі і наявність угнутої в опущеному крилі [104].

Зона Саратського бортового скиду характеризується великими амплітудами переміщень, які складають 500-550 мс (біля 800-900 м) на рівні горизонту відбиття VII (Тпід.) і 100-250 мс (150-330 м) на рівні горизонту VIв (J₂під.) (Рис. 3.11).

При цьому, на рівні підосви тріасових відкладів висяче крило опущено, а на рівні підосви юри – піднесено, порівняно з лежачим. Подібне взаємоположення крил пояснюється інверсією тектонічних рухів на пізньомезозойському конвергентному етапі та насуванні Придунайської тектонічної пластини по насуву в зоні Саратського палеоскиду [100].

Не дивлячись на ці різниці, обидві зони бортових скидів розпізнаються на часових розрізах за наявністю однакових ознак, які є типовими для всіх подібних порушень півдня України.

Для бортових скидів рифтогенних прогинів характерно різке збільшення товщини відкладів, які утворилися на синрифтовому етапі, в опущених крилах порівняно з піднесеними (в 3 рази для Причорноморського і в 2,7 рази для

Саратського скидів) [89]. В піднесених крилах фіксується клиноподібне зменшення цих відкладів (тріасу для Саратського і нижньої крейди для Причорноморського), аж до повного виклинювання (Рис. 3.11). В опущених крилах розріз відкладів перехідних етапів розвитку рифтів більш повний. В піднесених крилах ці відклади відсутні, або товщина їх різко скорочена [104]. Так, південніше Причорноморського палеоскиду відклади верхньої крейди (СЛП III-K) представлені усіма відділами, а північніше нього – тільки кампан-маастрихтом. В зоні Саратського порушення відбувається різке зменшення товщини низів юрських та верхів тріасових відкладів.

Характерною рисою порушень в зоні бортових скидів є затухання їх в вертикальному напрямку. Затухання пов'язано з розсіюванням енергії розривного зміщення в результаті розсосередження на низку дрібних посувань. На прикладі Причорноморського порушення видно, що малоамплітудні посування фіксуються на рівні відкладів палеоцену (горизонт відбиття Ша₁(Р₁під.)). По вищезалягаючих горизонтах відбиття розриву осей синфазності не зафіксовано.

Згідно класифікації порушень В. Ярошевського [114] усі вищеперераховані ознаки характерні для конседиментаційних скидів, які активні в період осадконакопичення.

Другим типом нормальних скидів є **постседиментаційні скиди**. Цей тип порушень розвинутий в межах півдня України, але виділення постседиментаційних скидів в “чистому вигляді” в більшості випадків важко із-за їх ремобілізації на наступних етапах еволюції і повного або часткового перетворення в інший тип порушення. Древні постседиментаційні скиди уверх по розрізу переходять в конседиментаційні. В багатьох випадках в результаті стиснення в зоні скидів відбувається насування, і вони набувають ознак підкидів або підкидо-насувів. На рисунку 3.12 представлено приклад відображення на сейсмічних даних МСГТ постседиментаційного скиду, який незаторкнутий подальшими тектонічними рухами.

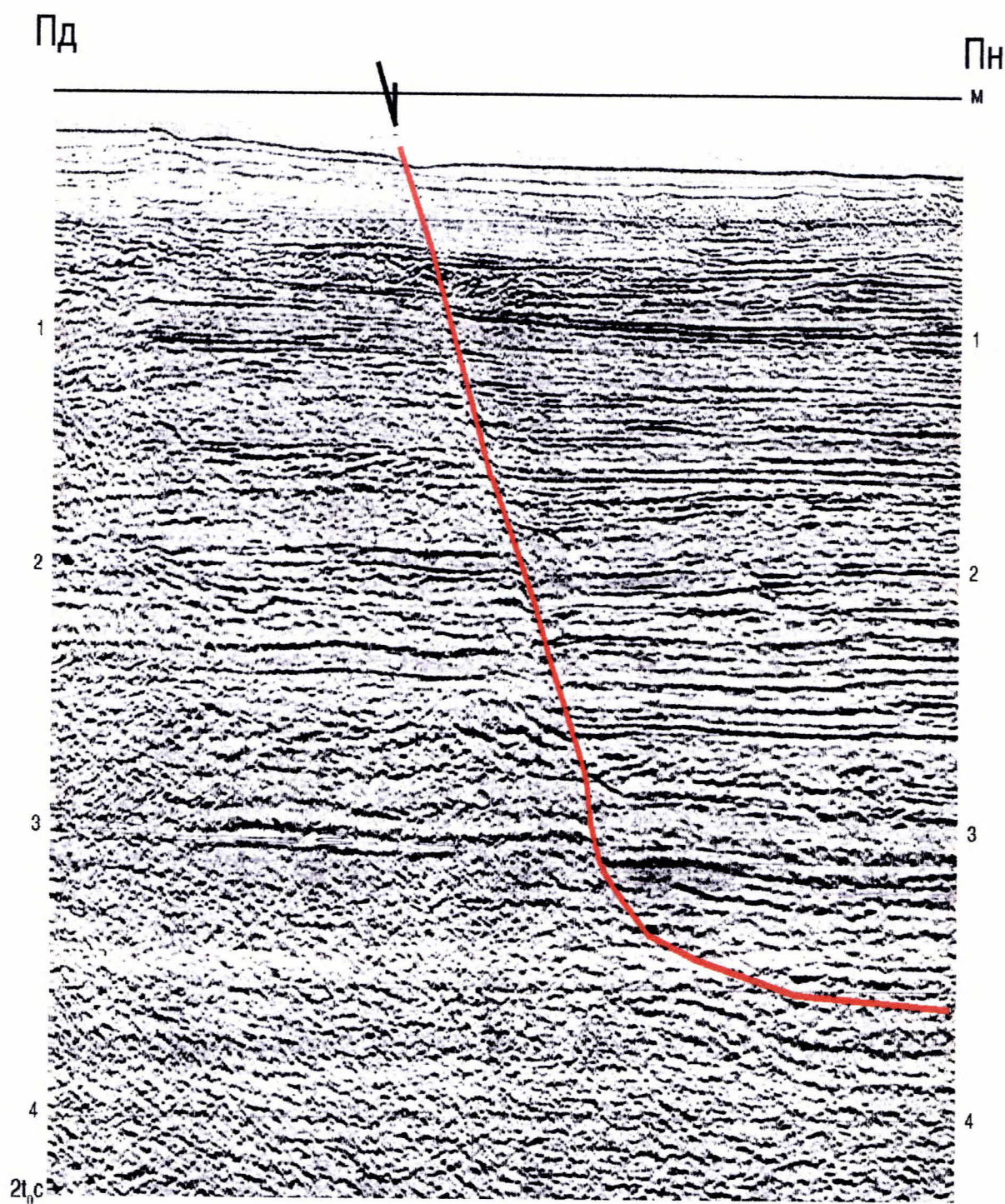


Рис. 3.12. Виділення постседиментаційного скиду на часовому розрізі МСГТ. Західночорноморський рифт.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів "Вестерн Джеофізика", 2005

Порушення цього типу виділяються за тими ж діагностичними ознаками, що і конседиментаційні скиди (наявність дифрагованих хвиль, переривання горизонтів відбиття), але на відміну від останніх, товщини відкладів, які заторкнуто порушенням, в лежачому і висячому крилах однакові. Амплітуди переміщення в зоні скидів різноманітні. В даному випадку вони відносно незначні і складають біля 100 мс (110-150 м). Слід відмітити, що з глибиною амплітуда скиду зменшується, а його площина виположується. В часовому інтервалі 3.0-3.5 с ознак тектонічного порушення практично не фіксується. Це пов'язано з тим, що цей постседиментаційний скид переходить в **поверстовий скид (розрив)**.

Виділити ці типи порушень за сейсмічними даними важко із-за відсутності видимих ознак (розривів відбиттів, видимого зміщення горизонтів і т.д.).

Розпізнавати поверстові скиди на часових розрізах можна за зміною характеру хвильової картини. Так, на рисунку 3.12 в зоні виположування площини відмічаються припинення простеження окремих площадок відбиття, а нижче відбиття на часі біля 3,5 с фіксується зона інтерференційного запису, яка відповідає площині сковзання, і по якій слід проводити порушення.

Тектонічні порушення цього типу широко розвинуті і в інших регіонах України.

Приклад виділення такого тектонічного порушення над соляним криптодіапіром, який розвинутий у відкладах палеозою та мезозою ДДЗ, наведено на рисунку 3.13. На ПК 45-50 ($t=0,8$ с) відмічається виположування площини скиду і послідовне зміщення припинення простеження відбиттів в південному напрямку. При цьому відбувається погіршення простеження відбиттів, і фіксується вузька зона інтерференційного запису. Площина скиду проводиться вище цієї зони по граничних точках припинення простеження площадок відбиття.

Скидові дислокації можуть виникати і на етапах стиснення в результаті активного розтягання у вершинах антиклінальних складок (скиди торощення), а

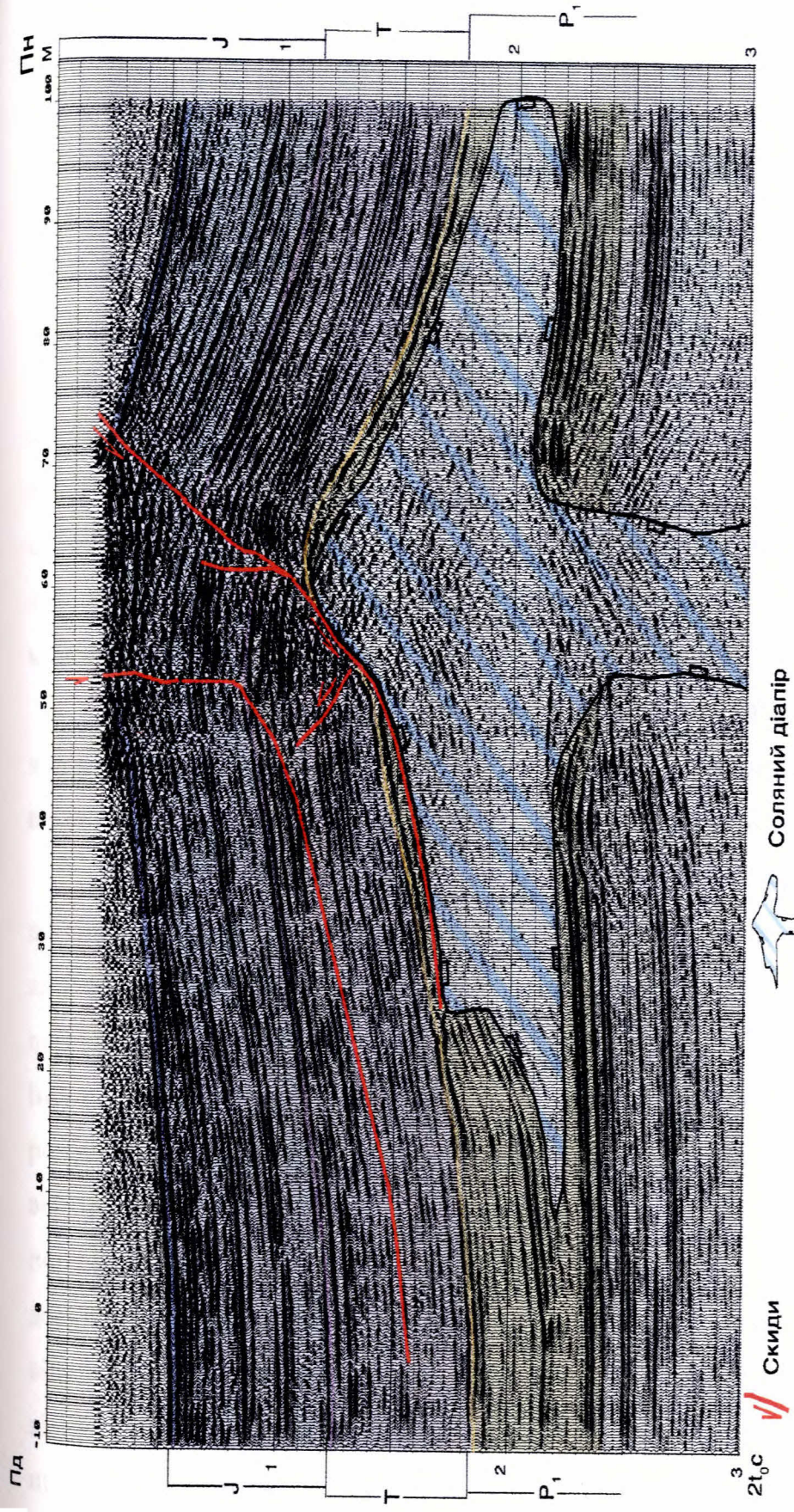


Рис. 3.13. Виділення скидів торощення та поверстових скидів над соляним діяпіром. ДДЗ.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів СУГРЕ ДП "Укргеофізика", 2004

також в зонах просідання над глиняними кріптодіапірами (скиди вдавлених синкліналей).

На рис. 3.14 представлено фрагмент часового розрізу по профілю МСГТ, перетинаючому антиклінальну складку, яка утворилася в результаті насування на південь. В склепінні структури зафіксовано декілька малоамплітудних тектонічних порушень, які ускладнюють її геологічну будову. Слід відмітити, що поряд з тектонічним порушенням з яскраво вираженою підкидовою кінематикою (ПК 40), яке можна інтерпретувати як підкид торошення, відмічаються і скидові дислокації (**скиди торошення**). Вони відмічаються по перериванню відбиттів та зміні кривизни границь. Опущені крила, як правило, характеризуються від'ємною кривизною границь, які в окремих випадках можуть бути деформовані (хвильоподібні відбиття).

Скиди торошення, як правило, малоамплітудні, інтервали відкладів, які заторкнуті цими порушеннями, незначні. З глибиною площини порушень виположуються, і вони (порушення) стають поверстовими скидами.

Більш значними амплітудами переміщень характеризуються скидові дислокації, які виникли в результаті розвитку соляних діапірів. На рисунку 3.13 добре видно найбільш відомі ознаки скидів. Вздовж сліду основного порушення в інтервалі 0,7 с - 1,4 с відмічено декілька дифрагованих хвиль. Іншою ознакою є переривання осей синфазності і зміщення відбиттів через розрив і відносно глибоке "проникнення" скиду по розрізу. Амплітуда вертикального зміщення по скиду складає 200-250 мс (320-400 м). Решта порушень менш амплітудна, переміщення по них складають перші метри або десятки метрів, розповсюдження їх на глибину незначне (затухання на рівні відкладів тріасу). Основним порушенням повністю заторкнуті мезозойські відклади і верхи нижньопермських. Тіло соляного діапіру скидом не розбито, про це свідчить відсутність слідів порушення нижче діапіру. Можна припустити, що на рівні контакту соляного діапіру з вміщувачими відкладами скид із січного перетворився в субповерхтовий.

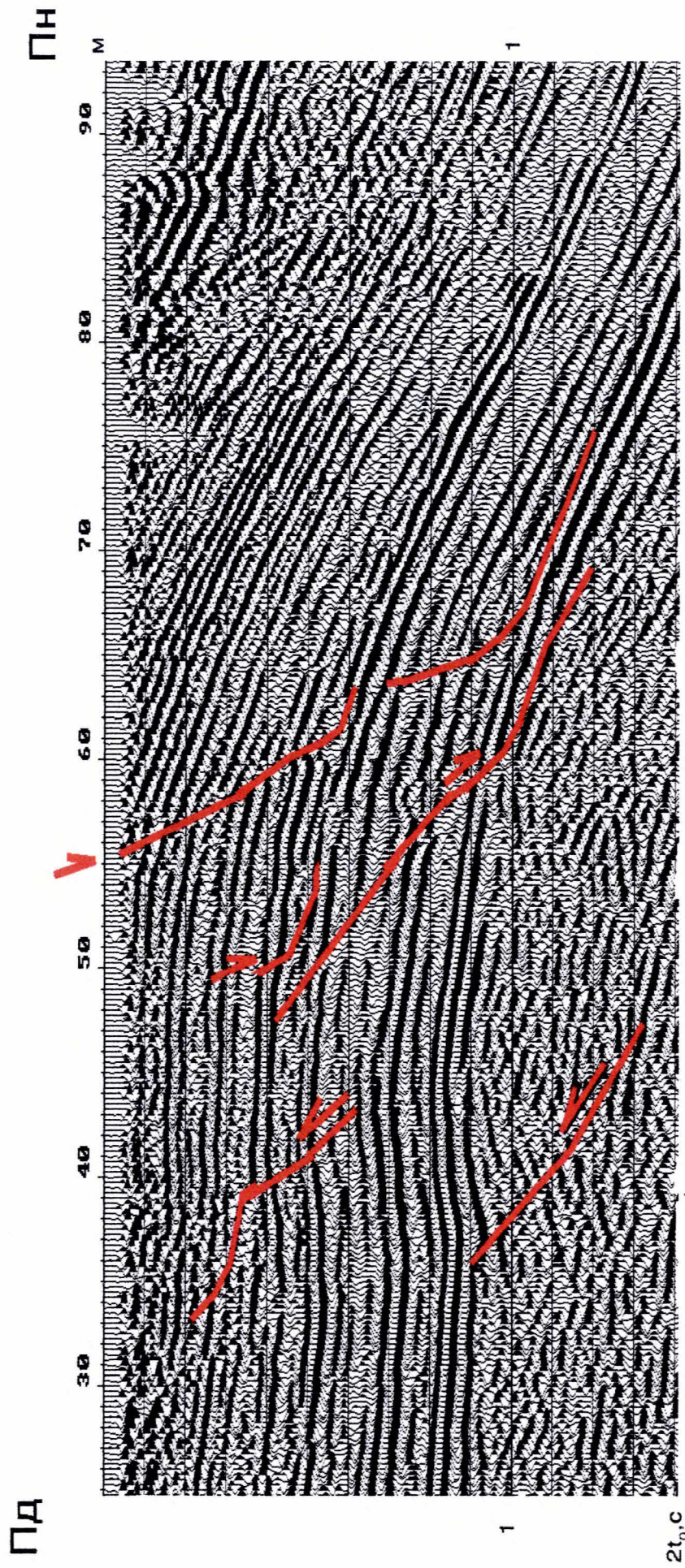


Рис. 3.14. Скидові дислокації в склепінні антиклінальної складки.
 Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2006

Деяке скривлення осей в лежачому крилі пов'язано з рефракцією сейсмічних променів при проходженні через площину розриву, оскільки в зоні порушення спостерігаються локальні зміни швидкості.

Значно більшими амплітудами розривів характеризуються скидові дислокації, які виникають в результаті утворення вдавлених синкліналей.

На рис. 3.15 представлений фрагмент часового розрізу по профілю МСГТ, який перетинає Владиславівську антиклінальну складку у відкладах нижнього міоцену і олігоцену, що утворилася в результаті насування на південь по серії підкидо-насувів та глиняної діапїризації нижчезалягаючих відкладів олігоцену. Південне крило структури ускладнено скидами амплітудою біля 150 мс (160 м). Тектонічне порушення виділяється по перериванню відбиттів і зміні рисунка сейсмічного запису (ПК 48-52), наявності окремих дифрагованих хвиль.

Інтервал відкладів, заторкнутих скидами, складає біля 1250 м (1,05 с). На глибині біля 1800 м (1,7 с) однозначно виділити порушення неможливо із-за складності хвильової картини, яка обумовлена наявністю глиняного криптодіапїру.

На часі менше 0,6 с розриву осей синфазності не зафіксовано, що свідчить про те, що порушенням відклади неогену не заторкнуті. Як правило, подібні тектонічні порушення мають перемінні амплітуди і відносно невеликі глибини розповсюдження. Вони виникають в результаті просідання при утворенні вдавлених синкліналей над глиняними діапїрами.

3.2.2 Підкиди та підкидо-насуви

На рисунку 3.16 представлено часовий розріз по профілю, який відпрацьований через Карлавську структуру (родовище) Північнокримського рифтогенного прогину. Антиклінальна складка утворилась в результаті насування відкладів палеогену і крейди в південному напрямку по розривах, які мають січні (ремпи) і поверстові (флети) складові. Січні підкиди виділяються по перериванню відбиттів в зоні розривів та зміні додатньої кривизни границь

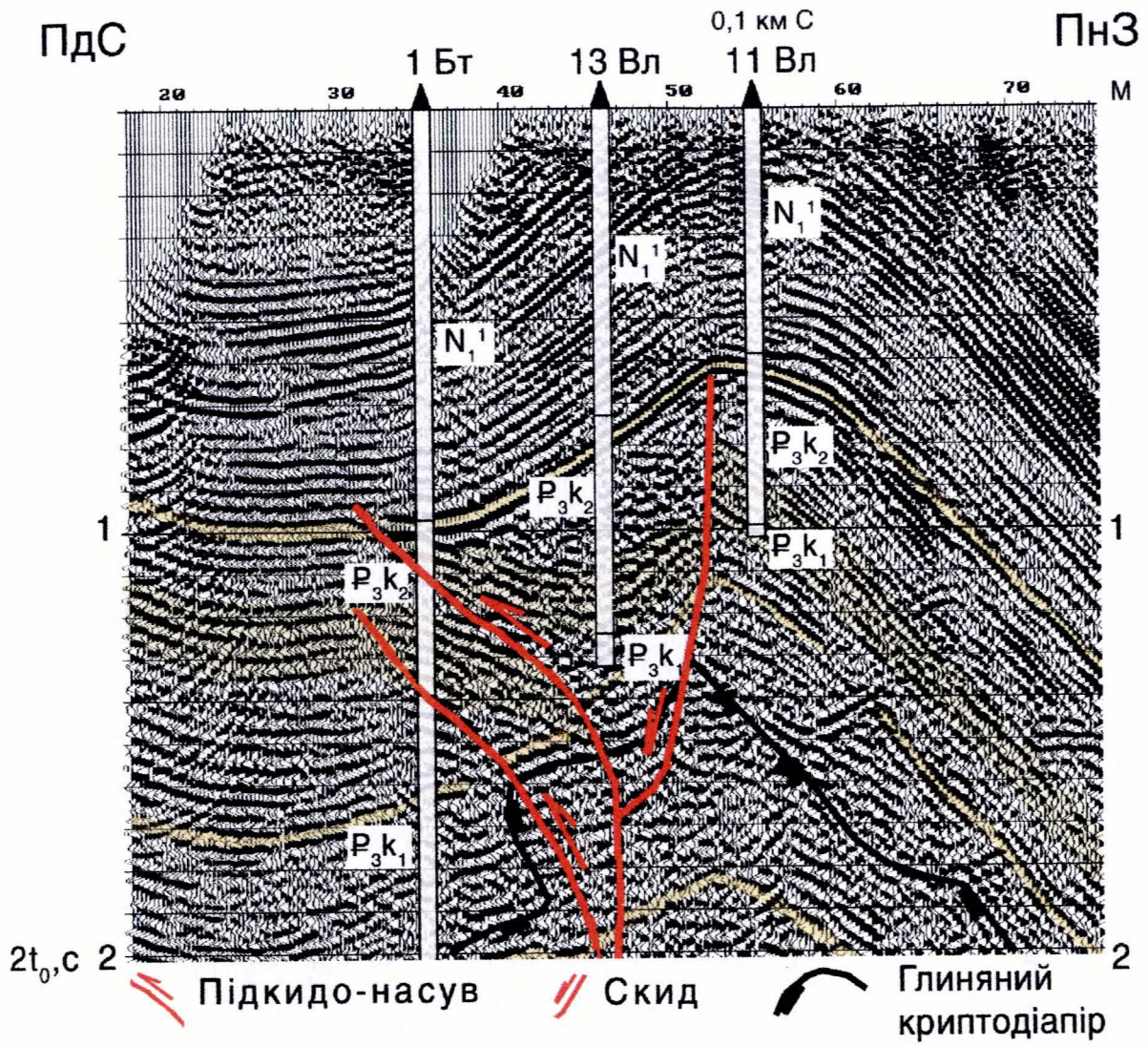


Рис. 3.15. Скидові дислокації по бортах вдавненої синкліналі.

Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2005

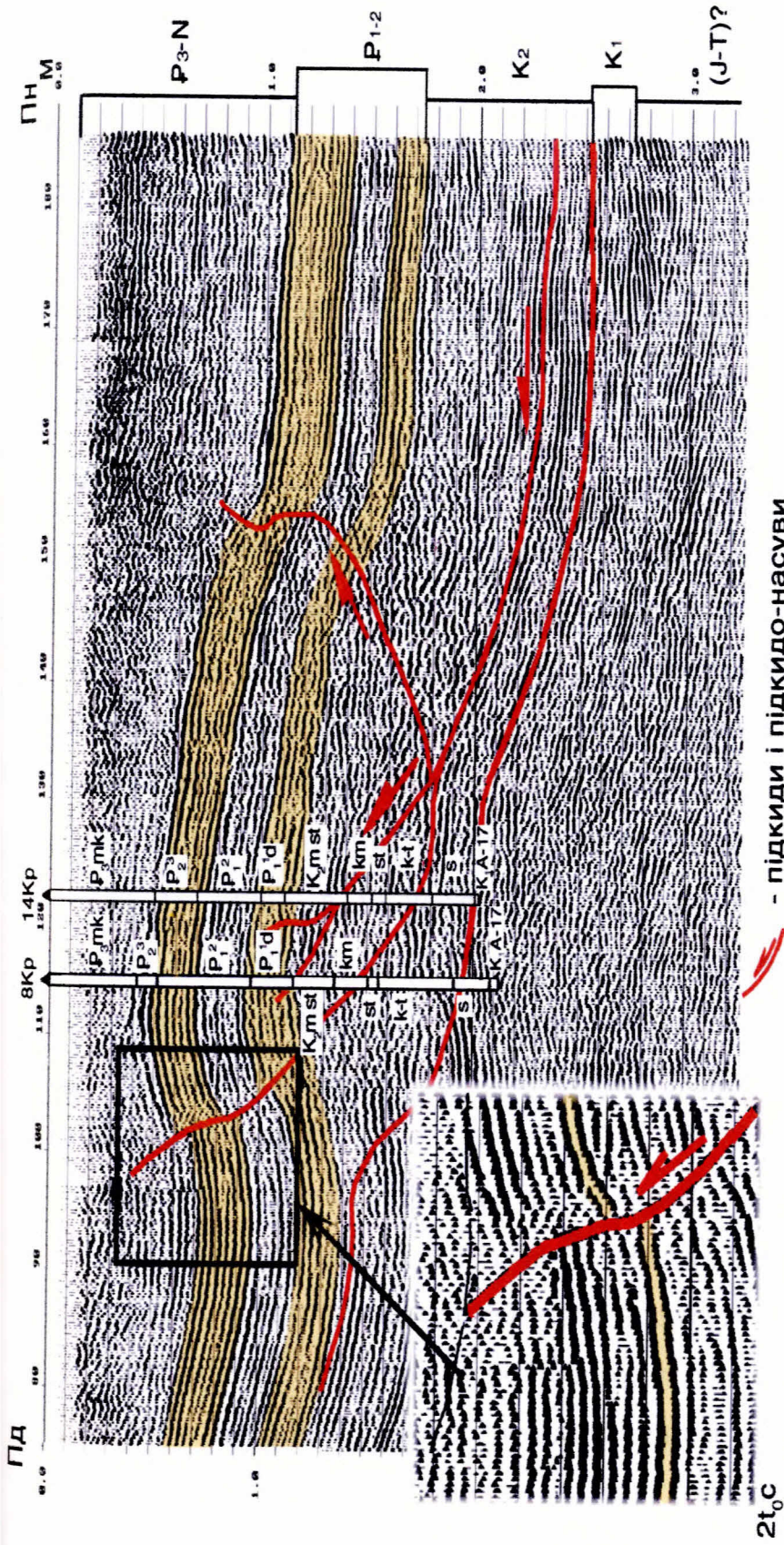


Рис. 3.16. Виділення підкидових дислокацій за сейсмічними даними. Карлавська площа.

Північнокримський рифтогенний прогин (MZ).

Склав С. В. Кольцов, М.С. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2002

на від'ємну і нахилу площини зміщувача в сторону піднесеного крила під кутами 60-80°.

В опущених крилах фіксуються відбиття з від'ємною кривизною границь, а в піднесених з додатньою. При цьому антикліналі мають яскравовиражену асиметричну будову з крутими крилами, які притиснуто до порушення, і більш пологими протилежними.

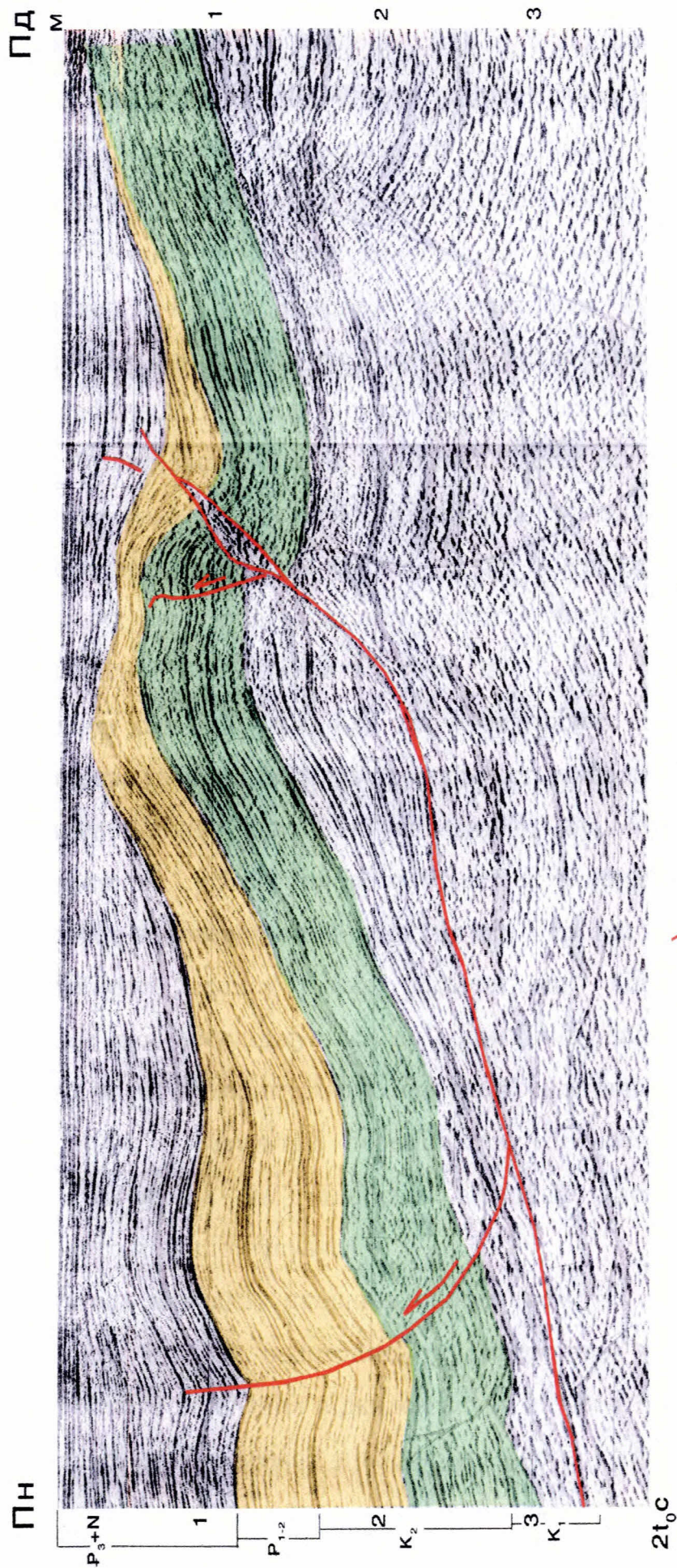
За вергентністю складок і зміщенню склепінь на різних стратиграфічних рівнях можна судити про напрямок насування; в даному випадку - в південному напрямку, про що свідчать більш круті південні крила і пологі північні (південна вергентність).

На відміну від скидів, піднесені крила підкидових дислокацій характеризуються більш складною геологічною будовою, обумовленою тектонічною роздробленістю. На часових розрізах в межах склепіння складок, як правило, фіксується хаотичний або бугристий рисунок сейсмічного запису, чергування протяжних відбиттів з зонами відсутності, припинення простеження окремих площадок і горизонтів, зміна амплітуд і частот відбиттів. В шаруватих товщах, складених глинистими та більш компетентними відкладами (пісковики, вапняки та інш.), в піднесених крилах відмічається збільшення товщини відкладів в результаті розшарування по поверстових зривах або утворення відносно малоамплітудних дисгармонічних складок (Рис. 3.17).

Опущені крила характеризуються більш простою і витриманою хвильовою картиною.

Для більшості підкидів Південного регіону України характерно виположування площини зміщувача з глибиною і перехід підкидової дислокації в підкидо-насув (кут нахилу 30-60°), або насув (10-30°) (Рис.3.17).

Тектонічне порушення підкидового, підкидо-насувного і насувного типів в більшості випадків супроводжується одним або декількома порушеннями того ж типу, але зустрічного падіння (ретронасув) (Рис.3.16). Критерії виділення цих розривів аналогічні вищезазначеним, за виключенням того, що їх розповсюдження обмежується площиною основного порушення.



- підкиди і підкидо-насуви
 Північнокримський рифтогенний прогин (MZ)

Рис. 3.17. Виділення підкидо-насуву за сейсмічними даними. Західно-Тарханкутська площа.
 Склад М. Є. Герасимов, С. В. Кольцов з використанням матеріалів "Вестерн Джеофізика", 2002

В деяких випадках як скидові, так і насувні дислокації переходять в поперстові зриви (флети) [50]. **Флети** відрізняються від січних тектонічних порушень відсутністю видимих розривів сейсмічних границь, що утрудняє виділення їх за сейсмічними даними. Основним критерієм виділення поперстових зривів на часових розрізах є характер поведінки горизонтів відбиття вище і нижче розриву та наявність ліній витягнутої зони інтерференційного запису. На рисунку 3.18 представлено фрагмент часового розрізу по профілю МСГТ, відпрацьованого в межах Західного Причорномор'я. На ПК 95-110 виділяється зона Придунайського підкидо-насуву. Опущене крило характеризується наявністю витриманих субгоризонтальних горизонтів без видимих розривів осей синфазності. На ПК 140-170 фіксується ряд розривів і антиклінальних перегинів горизонту відбиття $V_a(J_3tt-km)$, приуроченого до покрівлі соленосної товщі кімериджу-титону.

При цьому характер поведінки нижчезалягаючих відбиттів не змінюється. Подібна хвильова картина свідчить про наявність малоамплітудних тектонічних порушень типу "підкидо-насув", які ускладнюють будову соленосних відкладів. Площини розривів різко виположуються з глибиною, і січні розриви перетворюються в поперстовий зрив (флет). Площині флету відповідає зона інтерференційного запису між горизонтами відбиття $V_a(J_3tt-km)$ і $V_b(J_3покp.кп.)$, яка просліджується до зони Придунайського підкидо-насуву. Цей факт дає підставу припустити, що флет генетично пов'язаний з підкидо-насувом і виник в результаті переміщення соленосної товщі по поверхні карбонатів оксфорду на відносно великій відстані перед фронтом Придунайського підкидо-насуву.

В багатьох випадках площини січних (ремпів) дислокацій з глибиною виположуються, і вони переходять у поперстові (флети). На рис. 3.17 приведено приклад виділення підкидо-насуву на часовому розрізі по профілю, який відпрацьований в межах північно-західного шельфу Чорного моря. На часовому розрізі чітко видно, що відносно високоамплітудна Західно-Тарханкутська складка у відкладах палеогену та верхньої крейди виникла в

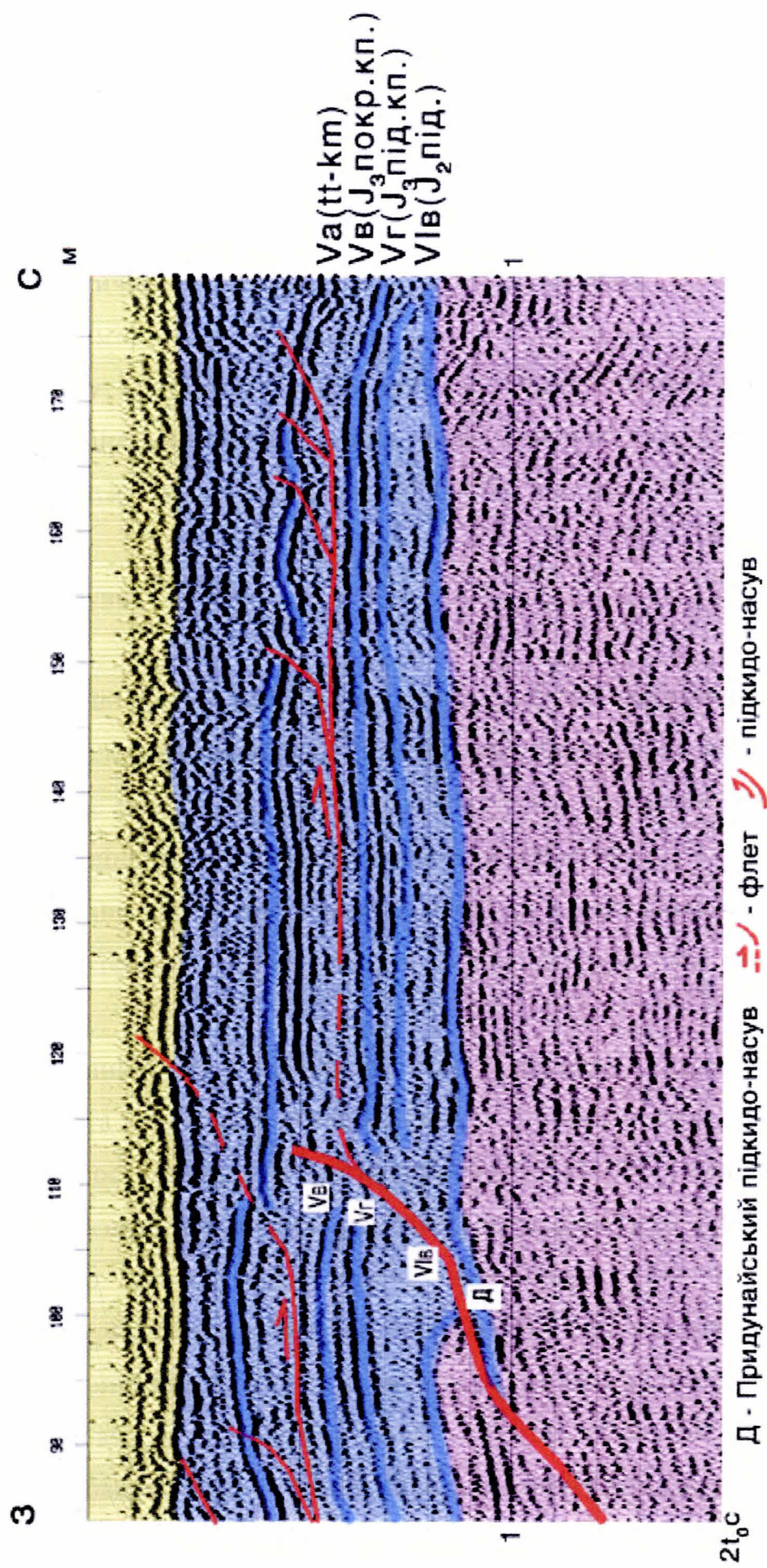


Рис. 3.18. Виділення поверхстового зриву (флет).

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

результаті насування в південному напрямку по підкидо-насуву. При цьому з глибиною амплітуда складки зменшується, і у відкладах нижньої крейди вона практично не фіксується.

В центральній частині профілю відмічається виположування площини розриву і практична відсутність ознак виділення підкиду. Це свідчить про те, що відбулася зміна січної складової даного підкидо-насуву на поверстову. Площині флету відповідає вузька зона інтерференційного запису, до якої приурочена зміна хвильової картини вище і нижче неї. При цьому вище площини переважають випуклі форми відбиттів, а нижче – угнуті.

3.2.3 Насуви

Критерії виділення насувів на часових розрізах аналогічні тим, за якими виділяються підкиди як січні, так і поверстові. Фронтальна частина алохтонів, як правило, має складну будову і характеризується наявністю одного перегину або серії антиклінальних перегинів горизонтів відбиття.

Погіршення якості простеження відбиттів в голові насувів, як правило, пов'язано з інтенсивним руйнуванням в процесі руху або ерозії (Рис.3.19, ПК 10-40).

В серединній зоні (панцир насувного покриву і алохтону) фіксується відносно проста хвильова картина (ПК 0-15). В окремих випадках відмічається погіршення простеження горизонтів відбиття (“зона тіні”), пов'язане із зміною кривизни траєкторії сейсмічних променів (рефракцією) в зоні розриву.

Відносно значні горизонтальні переміщення можуть виникати при гравігенно-тектонічному сковзанні. (Рис.3.20). При цьому в фронтальній частині алохтонів антиклінальні перегини горизонтів відбиття не фіксуються, або вони малоамплітудні. Це пов'язано з тим, що алохтонна частина складена однорідною товщею компетентних порід, (у даному випадку – вапняками), які переміщуються на “глибинних” відкладах і відбувається “протикання” глин вапняками.

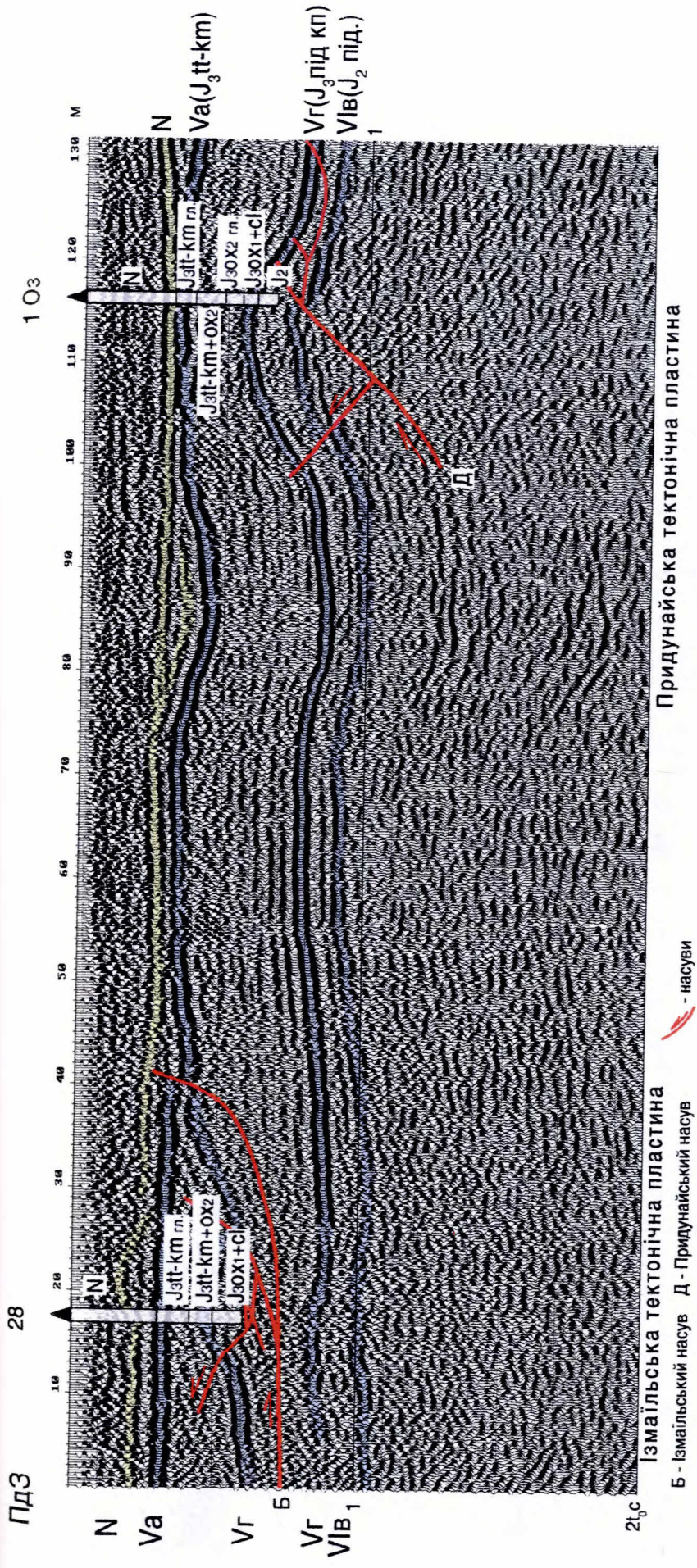


Рис. 3.19. Виділення насувів за сейсмічними даними.

Склав С. В. Кольцов, М.С. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2002

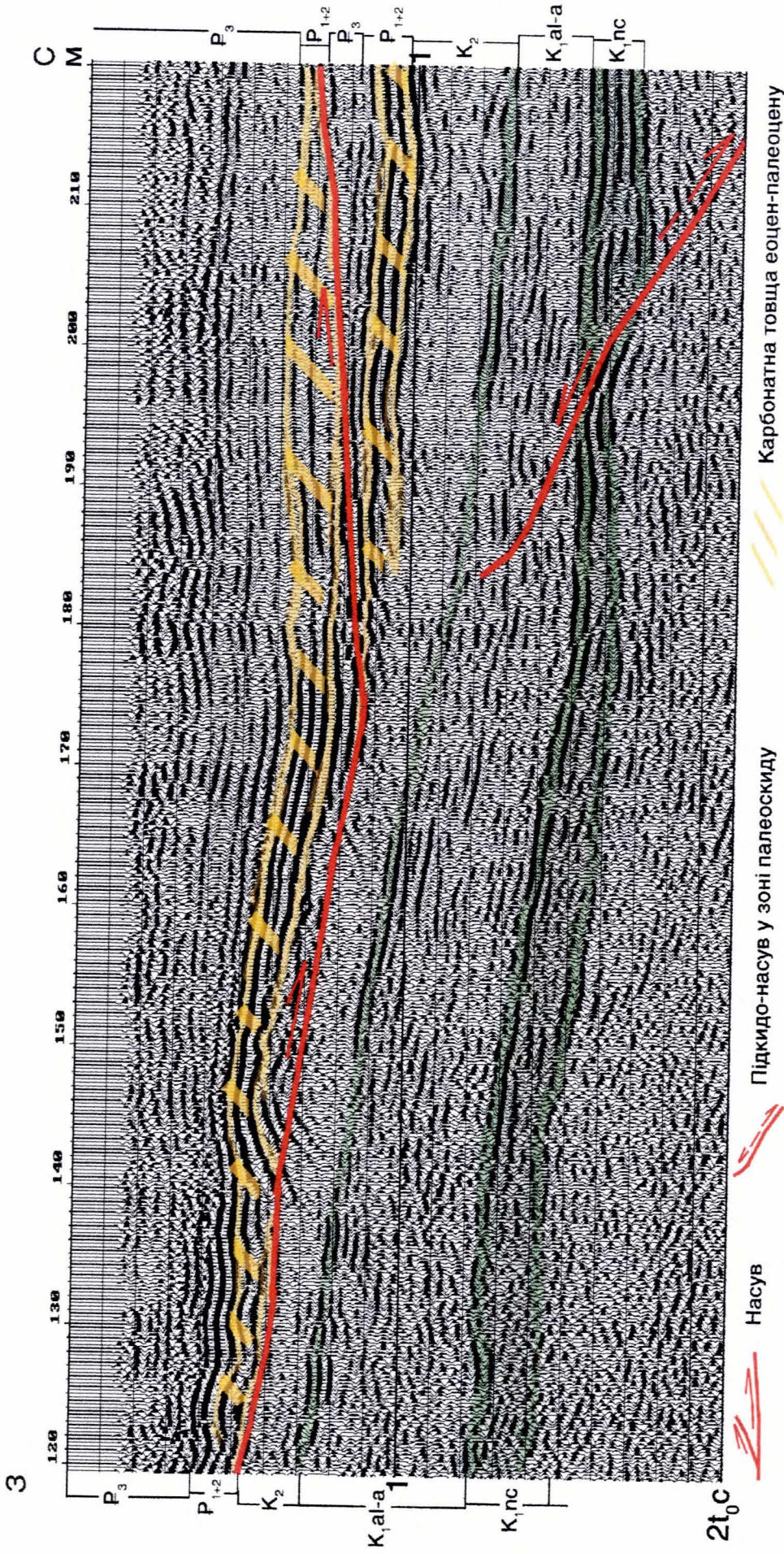


Рис. 3.20. Гравігенно-тектонічний зсув з насуванням у фронтальній частині тектонічної пластини.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2005

3.2.4 Гравігенно-тектонічні зриви

На рисунку 3.21 наведено приклад виділення порушень гравігенно-тектонічної природи. Площина зриву, по якій відбулося зсування в сторону регіонального занурення, виділяється за різкою зміною хвильової картини. В незаторкнутих зсуваннях товщах фіксується бугристий рисунок сейсмічного запису, що свідчить про умови седиментації верхньокерлеуцьких відкладів та наявність тектонічних порушень іншої природи (переважно зсувів або підкидно-насувів).

При значних переміщеннях в межах гравігенно-тектонічних пластин відмічається різка зміна рисунка сейсмічного запису з "регулярного" на бугристий, а у багатьох випадках на хаотичний.

В зірваних товщах при відносно незначних амплітудах переміщень рисунок сейсмічного запису залишається "недеформованим" та характеризується наявністю горизонтів відбиття без видимих розривів осей синфазності. У таких випадках виділення подібних зон ускладнюється. Вони виділяються за наявністю зони інтерференційного запису та за зміною кривизни відбиттів.

Як правило, при гравігенних переміщеннях утворюються декілька окремих пластин (пластини торощення), які обмежені скидовими дислокаціями. Площини, по яких відбулося переміщення окремих блоків (пластин), різко виположуються на рівні площини дестачменту (покрівлі верхньокерлеуцьких відкладів – горизонт відбиття Іб(Р₃³vk покр.). В багатьох випадках при переміщеннях утворюються антитетичні блоки, а по фронту пластин зсування формуються антиклінальні складки різних розмірів і амплітуд. З цими об'єктами можуть бути пов'язані певні перспективи пошуків вуглеводнів.

Горизонтальні розміри, товщини і амплітуди переміщення пластин змінюються в широкому діапазоні - від перших десятків і сотень метрів до десятків кілометрів. На рисунку 3.22 представлено фрагмент часового розрізу по профілю, який перетинає Ломоносівський підводний масив (акваторія

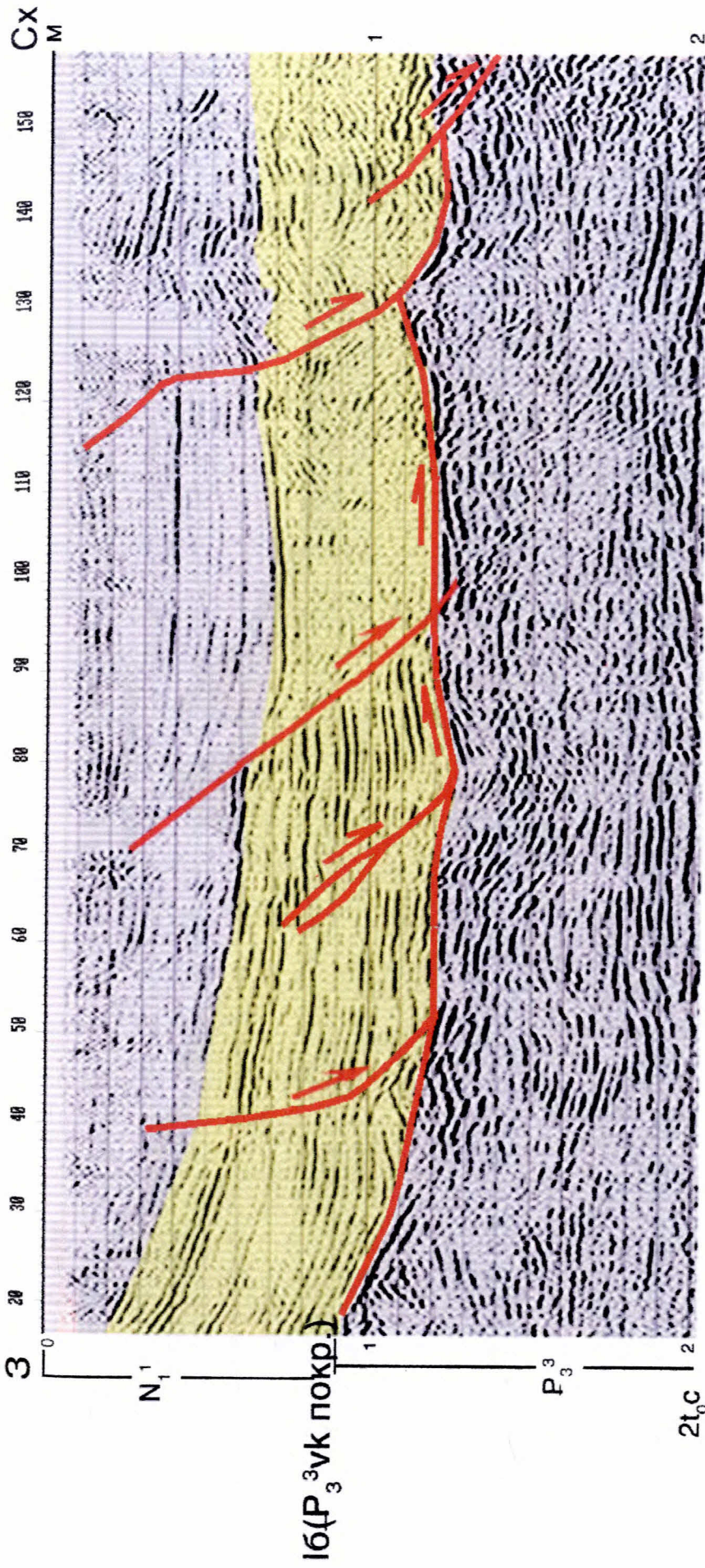


Рис. 3.21. Формування блоків торощення при гравітенно-тектонічному сковзанні.

Склав С. В. Кольцов, А. Й. Івановський з використанням матеріалів КГФЕ «Кримгеофізика», 2004



Рис. 3.22. Південно-Кримська олістодрома.

Склав М.С. Герасимов з використанням матеріалів “Вестерн Джоєфізика”, 2003р.

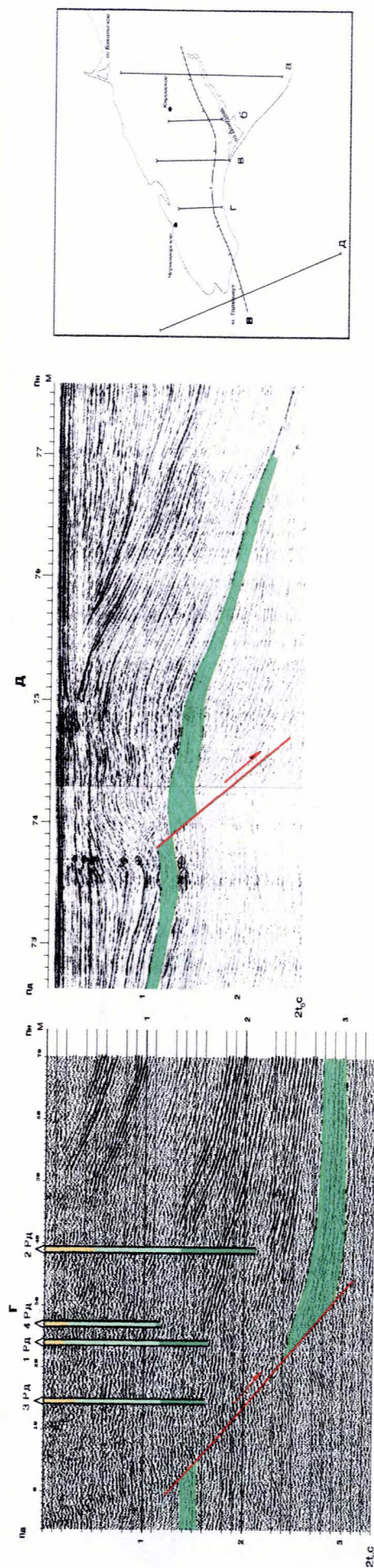
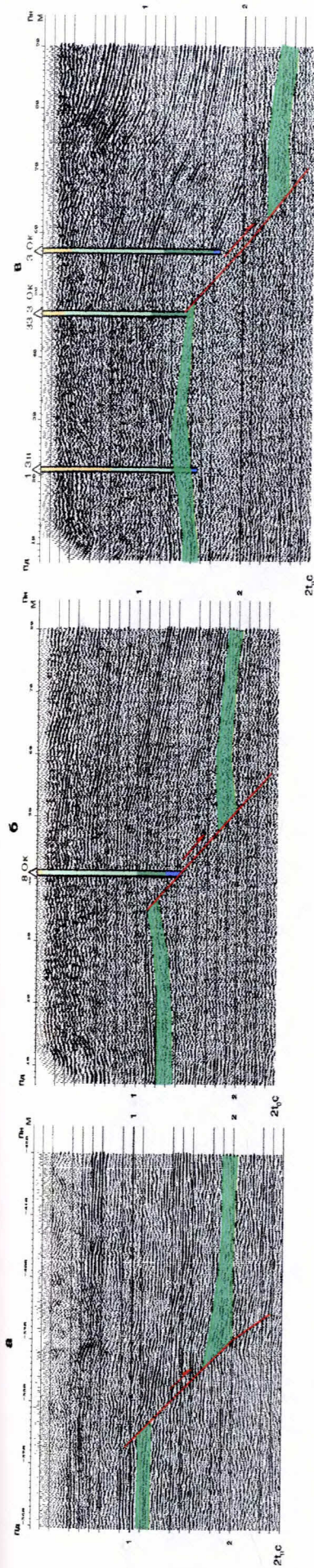
Чорного моря). Цей крупний елемент представляє собою олістострому, що утворилася в результаті зсування великих мас гірських порід в сторону глибоководної частини басейну. В межах олістостроми за сейсмічними даними виділяються окремі пластини зсування, які переміщені по площинах зриву в південному напрямку. Критерії їх виділення аналогічні вищезазначеним.

3.2.5 Інверсійні розриви

При вивченні порушення інверсійного типу необхідно виділяти ділянки субповерхтових і січних розривів, визначати форми і асиметрію структур, які контролюють ці розриви, аналізувати рисунки сейсмічного запису і поведінки товщини відкладів в різних крилах [89].

До категорії інверсійних тектонічних розривів відноситься Південнобортовий скид, який обмежує з півдня Північнокримський рифтогенний прогин; на різних ділянках простеження цьому порушенню притаманні риси скидової і підкидової дислокацій.

На рисунках 3.23, 3.24 приведено монтаж часових розрізів по профілях від оз. Донузлав до м. Тарханкут, які перетинають палеоскид. На цьому монтажі по відкладах неокому нижньої крейди Південнобортовий розрив характеризується як скид з північним падінням площини зміщувача і амплітудою до 1500-2000 м (Рис. 3.23). В скинутій частині, за даними сейсморозвідки, зафіксовані підвищені товщини нижньої крейди (до 1800-2000 м), порівняно з 500-600 м в припіднятій частині. Це підтверджується і даними буріння. Так, товщина відкладів нижньої крейди в піднесеній частині коливається від 544 м (св. Октябрська 2) до 827 м (св. Октябрська 1), в скинутій частині товщини пачок А-17, 18 і, частково, А-19 складають 1206 м (св. Октябрська 26) і 1312 м (св. Октябрська 37) [89]. Північніше порушення на часових розрізах відмічається рисунок сейсмічного запису, характерний для рифтогенних прогинів.





 Лістричний скид
 Відклади низів нижньої крейди (пачки А-20, А-21)
 свердловини: Ок - Октябрські, Зн - Знаменська, РД - Родніковські

Рис. 3.23. Простеження Південнобортового палеоскиду (В).

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика” (а-г) та “Вестерн Джоєфізика” (д), 2005

У вищезалягаючих комплексах верхньої крейди і кайнозою це порушення характеризується як підкидо-насув з північним падінням площини зміщувача (Рис. 3.24). При цьому були сформовані структури південної вергентності, з якими на даній території пов'язані родовища нафти і газу (Октябрське, Західно-Октябрське, Оленівське та ін.) [97]. Рисунок сейсмічного запису, зафіксований в межах цих структур, в цілому, характерний для елементів, які утворилися при тангенціальному стисненні. Певну, якщо не основну, роль у формуванні цих структур відіграє субповерхстовий розрив (флет) в подошві карбонатних відкладів верхньої крейди, який переходить в січний (ремп) у вищезалягаючих відкладах по фронту складки.

На цьому прикладі однозначно видно, що Південнобортовий палеоскид перетерпів однократну ремобілізацію на етапі стиснення в кайнозої. В ряді робіт висунуто припущення про те, що Південнобортовий розрив частково успадкував площину більш древнього розриву тектонічного порушення, який є границею Сивасько-Каркінітського рифтогенного прогину ранньомезозойського віку [43, 50].

В межах Південного регіону України зафіксовані розриви, ремобілізація яких відбувалася на декількох етапах розвитку. Найбільш яскравим прикладом таких тектонічних порушень є Кримсько-Кавказська сутура мезозойського віку [80].

На рисунку 3.25 представлено фрагмент часового розрізу по профілю, який перетинає цей розрив в районі свердловин Тамбовські 1 і 3. Інтерпретація хвильової картини, зафіксованої на профілі, без притягнення інформації про історію розвитку регіону і товщини різновікових відкладів, буде помилковою.

На перший погляд, в зоні сутури на усіх стратиграфічних рівнях присутні ознаки підкидо-насувної дислокації, без видимих ознак скидів. Можна припустити, що в зоні сутури відбулося "однократне" стиснення в неогеновий час. Більш детальний аналіз хвильової картини з притягненням іншої геолого-геофізичної інформації свідчить про багатократну ремобілізацію тектонічних рухів.

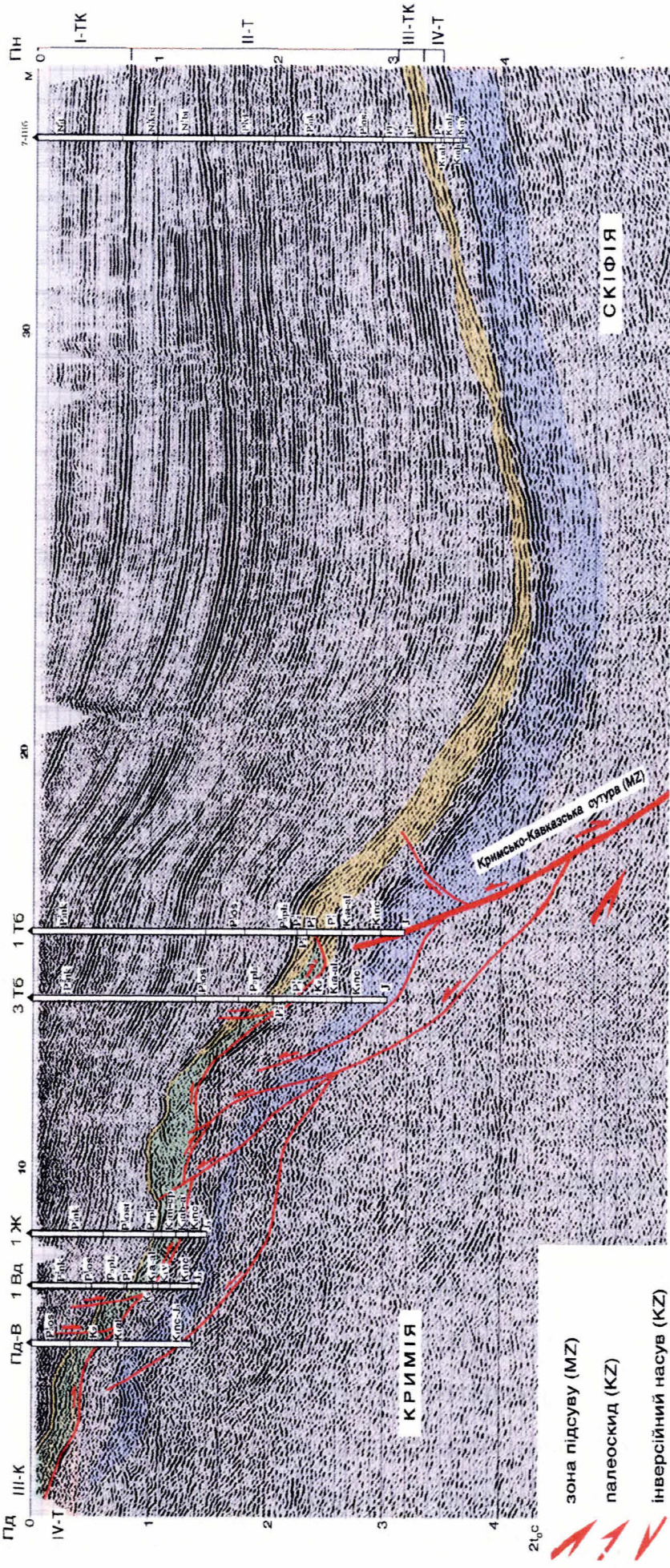


Рис. 3.25. Часовий сейсмічний розріз МСГТ через південний борт Індоло-Кубанського рифтогенного прогину (MZ).

Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2005

Мезозойська кінематика Кримсько-Кавказської сутури в районі, який розглядається, ще чітко виражена на рівні верхньокрейдових відкладів. В алохтонній частині (північному крилі) верхньокрейдові відклади відсутні, а в автохтоні (південніше сутури) в розрізі присутні як юрські, так і нижньо-верхньокрейдові відклади.

Ці факти встановлені бурінням, а зона розриву і область розвитку верхньокрейдових відкладів чітко визначаються на часових розрізах МСГТ. Відсутність відкладів верхньої крейди в алохтонному крилі свідчить про те, що у верхньокрейдовий час Кримсько-Кавказська сутура в районі, що розглядається, кінематично виражалась ще як підкидо-насув. З цього випливає, що, можливо, на більшій частині території Акмонайської синкліналі Індоло-Кубанського прогину верхньокрейдові відклади також відсутні як і на більшій частині Середньоазовського підняття. Це підтверджується за даними буріння свердловини Шубинська 7 [101]. Про це свідчить і відсутність динамічно виражених відбиттів на рівні докайнозойської частини розрізу північніше свердловини Тамбовська 1.

У випадку наявності відкладів верхньої крейди, представлених карбонатною товщею, ними би були обумовлені достатньо інтенсивні динамічно виражені відбиття. Західніше Тамбовської площі це підтверджується даними буріння і сейсморозвідки. Південніше Кримсько-Кавказської сутури наявність відкладів верхньої крейди в розрізі також відображається саме цими ознаками, що підтверджується свердловиною Феодосійська 1 та ін. Можна зробити висновок, що аж до рівня верхньокрейдових відкладів ще проявляється Бітакський крайовий прогин південніше Кримсько-Кавказської (в межах Криму, по В. В. Юдину, Передгірної) сутури, але він не може бути успадкований Індоло-Кубанським прогином [128].

Дані сейсморозвідки, підтвержені глибоким бурінням, показують, що у палеоцен-олігоценових відкладах тектонічний розрив в зоні Кримсько-Кавказської сутури зазнав інверсію і має кінематику крупноамплітудного скиду з північним падінням, який є, за своєю суттю, північною границею південного

(Приморського) моноклінального борту Індоло-Кубанського прогину кайнозойського віку (Рис.3.25). Південніше виділяється ще серія розривів подібної кінематики, але вони розвинуті східніше і південно-східніше Владиславівсько-Харченківської антиклінальної зони, ускладнюючи будову Приморської монокліналі. З цими розривами пов'язані складнобудовані в основному південновергентні антиклінальні структури, утворені при їх інверсійній трансформації в підкидо-насуви вже в пліоцен-четвертинний час [101].

В результаті проведених досліджень було вперше визначено критерії, за допомогою яких можна виділяти типи тектонічних порушень за сейсмічними даними.

Конседиментаційні скиди виділяються за наступними критеріями:

- переривання горизонтів відбиття і зміщення осей синфазностей та флексуроподібні вигини в сторону скинутого крила;
- від'ємна кривизна границь в скинутому крилі і відсутність антиклінального перегину в піднесеному;
- збільшення часової товщини сейсмостратиграфічних одиниць в скинутому крилі та клиноподібне зменшення в піднесеному;
- в скинутому крилі розріз більш повний порівняно з піднесеним;
- затухання розриву в вертикальному напрямку та виположування площини переміщення з глибиною;
- нахил площини порушення в сторону скинутого крила.

Постседиментаційні скиди виділяються за наступними ознаками:

- переривання горизонтів відбиття і зміщення осей синфазності та флексуроподібні вигини в сторону скинутого крила;
- від'ємна кривизна границь в скинутому крилі і відсутність антиклінального перегину в піднесеному;
- однакова часова товщина сейсмостратиграфічних одиниць в обох крилах;
- зменшення амплітуди розриву вгору по розрізу та виположування площини розриву з глибиною.

До критеріїв виділення поверстових скидів відносяться:

- послідовне припинення простеження відбиттів вище площини зриву;
- лінійно витягнута зона інтерференційного запису;
- погіршення простеження відбиттів нижче порушення (рефракція)

Скиди торощення виділяються за такими ознаками:

- переривання відбиттів в зоні порушень;
- від'ємна кривизна границь в скинутому крилі та відсутність антиклінального перегину в піднесеному;
- «деформація» відбиттів в скинутому крилі;
- наявність рефракції в зоні порушення;
- швидке затухання і невеликі амплітуди.

Січні підкиди (ремпи) виділяються за такими ознаками:

- перериванням відбиттів;
- зміна додатньої кривизни границь на від'ємну;
- наявність у піднесеному крилі антиклінальних складок асиметричної форми та від'ємна кривизна границь у скинутому крилі;
- складна хвильова картина в склепіневих частинах складок;
- нахил площини розриву в сторону піднесеного крила і виположування з глибиною.

Поверстові зриви (флети) виділяються за наступними ознаками:

- наявність лінійно витягнутої зони інтерференційного запису;
- розриви і антиклінальні перегини горизонтів, що залягають вище розриву;
- незмінність хвильових картин нижче розриву, в окремих випадках деяке погіршення (рефракція).

Насуви виділяються за наступними критеріями:

- наявність січної та поверстової складових, які виділяються за критеріями виділення ремпів та флетів;
- виположування площини розривів в сторону кореня насуву;
- складна хвильова картина в головних частинах алохтонів і відносно проста в панцирі покриву та автохтоні;

- наявність тилкових складок;
- рефракція в зоні розриву.

Гравігенно-тектонічні розриви виділяються за наступними критеріями:

- зміна рисунка сейсмічного запису в зоні порушення;
- наявність бугристого або хаотичного рисунка запису в межах пластин та незмінний рисунок в незаторкнених товщах;
- зміна кривизни границь в зоні порушення та наявність інтерференційного запису;
- різке виположування площин розриву на рівні дестачменту;
- наявність антиклінальних складок в головних частинах пластин.

Висновки

1. Тектонічні порушення півдня України мають інверсійний характер, для вивчення яких необхідна наявність критеріїв виділення їх на часових розрізах МСГТ з визначенням кінематики. Широкий розвиток в межах регіону тектонічних порушень різних типів дозволив вперше отримати критерії виділення конседиментаційних і постседиментаційних скидів, поверстових скидів, скидів торошення та вдавнених синкліналей, січних підкидів та підкидо-насувів (ремпи), поверстових зривів (флети), насувів, гравігенно-тектонічних зривів, інверсійних тектонічних порушень.

2. Критерії виділення на часових розрізах МСГТ тектонічних порушень, з визначенням їх кінематики різноманітні, але усі вони базуються на аналізі сейсмостратиграфічних характеристик та часової товщини сейсмостратиграфічних одиниць, а також даних буріння.

3. До головних критеріїв виділення скидових дислокацій слід віднести:

- переривання горизонтів відбиття і зміщення осей синфазностей та флексуроподібних вигинів через розрив в сторону скинутого крила;
- від'ємна кривизна границь в скинутому крилі і відсутність антиклінального перегину в піднесеному;
- затухання розриву уверх по розрізу;

- виположування площини скидача з глибиною;
- для конседиментаційних скидів – різке збільшення товщини і повний розріз відкладів, що складають сеймостратиграфічні одиниці в опущених крилах та клиноподібне зменшення і “випадання” окремих стратиграфічних рівнів у піднесеному, збільшення кількості горизонтів відбиття в опущеному крилі, порівняно з піднесеним;
- для постседиментаційних скидів – однакова часова товщина сеймостратиграфічних одиниць в обох крилах;
- для поверстових скидів – послідовне припинення простеження відбиттів вище площини зриву, лінійновитягнута зона інтерпретаційного запису, погіршення простеження відбиттів нижче порушення.

4. До головних критеріїв виділення підкидів та насувів відносяться:

- для січних (ремпи) підкидів – переривання відбиттів та зміна додатньої кривизни границь на від’ємну; наявність у піднесеному крилі асиметричних антиклінальних складок та складної хвильової картини; від’ємна кривизна границь у скинутому крилі, нахил площини розриву в сторону піднесеного крила і виположування його з глибиною;
- для поверстових (флети) – наявність лінійновитягнутої зони інтерференційного запису; розриви і антиклінальні перегини горизонтів вище та незмінна хвильова картина нижче розриву;
- для насувів – наявність січної та поверстової складових, виположування площини розриву в сторону кореню насуву, складна хвильова картина в головних частинах алохтонів і відносно проста в панцирі покриву та автохтоні, рефракція в зоні розриву, наявність тилкових складок;

5. До головних критеріїв виділення гравігенно-тектонічних розривів слід віднести:

- зміну рисунка сейсмічного запису в зоні порушення з незмінного у незаторкнених товщах на бугристий або хаотичний;
- зміна кривизни границь в зоні порушення та наявність інтерференційного запису;

- різке виположування площини розриву на рівні дестачменту;
- наявність антиклінальних складок в головних частинах пластин.

6. При вивченні порушень інверсійного типу необхідно виділяти ділянки субповерхтових і січних розривів, вивчати форми і асиметрію структур, аналізувати рисунок сейсмічного запису і товщини в різних крилах.

На думку автора використання розроблених в рамках дисертаційної роботи критеріїв визначення типів тектонічних порушень, геолого-геофізичної та сейсостратиграфічної моделі СЛП Південного регіону України підвищить якість інтерпретаційних робіт. Тому в главі 4 наведено приклад використання результатів досліджень при уточненні геологічної будови відкладів нижньої крейди Північнокримського рифтогенного прогину, виділенні бортових палеоскидів, блоків рифту.

РОЗДІЛ 4

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ПІВНІЧНОКРИМСЬКОГО РИФТОГЕННОГО ПРОГИНУ

В роботах багатьох авторів [9, 67, 43, 47, 80 та ін.] розглянуто деякі аспекти геологічної і тектонічної будови Північнокримського рифтогенного прогину. Проте інтерпретації сейсмічних матеріалів з побудовою структурних карт по різних рівнях в межах усього прогину з точки зору його рифтогенної природи зроблено не було. З таких позицій сейсморозвідувальні матеріали в межах суходолу Кримського півострова розглянуто в виробничих звітах КГФЕ «Кримгеофізика» [53, 100, 129] і практично відсутні по морській частині рифту. Тому в межах дисертації вперше розглянуто сейсморозвідувальну інформацію, яка отримана в межах всього прогину, з позицій його рифтогенної будови.

Згідно [75], рифтогенні прогини обмежені бортовими палеоскидами лістричної кінематики та складаються з декількох блоків різної тетичності, горстів та грабенів. В складі осадових відкладів рифтів необхідно виділяти дорифтові, синрифтові та пострифтові комплекси.

Розгляд сейсмогеологічної інформації з таких позицій дозволить більш однозначно визначити перспективи нафтогазоносності Північнокримського рифту.

Північнокримський рифт займає центральну частину північно-західного шельфу Чорного моря і північну частину Кримського півострова (Рис.1.1). Лінійні розміри прогину близько 300x75 км. На південному заході грабен виклинюється в зоні Одеської структури, на північному сході через Чингульську сідловину з'єднується з Північноазовським прогином.

Судячи з стрибкоподібного росту товщини, а також вулканогенно-осадового складу розрізу, рифт утворився в середньо-пізньоальбському віці внаслідок задугового спредингу в тилу піддвигу під Євразію Кримського терейну і Дзірульської плити. Швидкість нагромадження осадків в цей час

порівнювала 530-660 м/млн. років [54]. За межами рифту на залишкових підняттях ці відклади мають товщину на порядок меншу, або відсутні взагалі.

Треба відмітити, що більша частина інформації про геологічну будову мезо-кайнозойських відкладів отримана в результаті проведення бурових робіт і сейсмозвідувальних досліджень МВХ, МСГТ та КМЗХ в межах суходольної частини рифту. Морська частина прогину вивчена менш детально (особливо це стосується відкладів мезозою центрального грабену). Тому основні закономірності геолого-тектонічної будови Північнокримського рифтогенного прогину виявлено за матеріалами, отриманими в межах суходолу та розповсюджено на його морську частину.

При вивченні геологічної будови рифту та визначенні перспектив нафтогазоносності використовувались узагальнені сейсмостратиграфічні характеристики СЛП, критерії виділення типів тектонічних порушень, а також структурні карти горизонтів відбиття $IVb_2(K_1 \text{ під.})$, $IVa(K_1 \text{ покр.})$ та $IIIa(P \text{ під.})$ масштабу 1:500000, що базуються на позиціях актуалістичної геодинаміки і які вперше побудовані автором в межах морської та суходольної частини рифту (Рис. 4.1, 4.2, 4.3)

4.1. Тектонічна будова

В результаті інтерпретації геолого-геофізичної інформації в 90-х роках минулого сторіччя створена перша тектонічна схема Північнокримського прогину на основі геодинамічних уявлень [58]. Наступними дослідженнями ця схема уточнювалась і видозмінювалась [43, 50, 53].

Порівняльний аналіз першого варіанту з наступними показує, що уявлення про тектонічну будову Північнокримського прогину не перетерпіли суттєвих змін. Винятком є східна центрикліналь рифту. З часу створення першого варіанту схеми геологічна будова цієї частини рифту і характер його зчленування з Північноазовським прогином і Середньоазовським підняттям була дискусійною. З метою рішення цього питання в 2001-2002 р.р. були

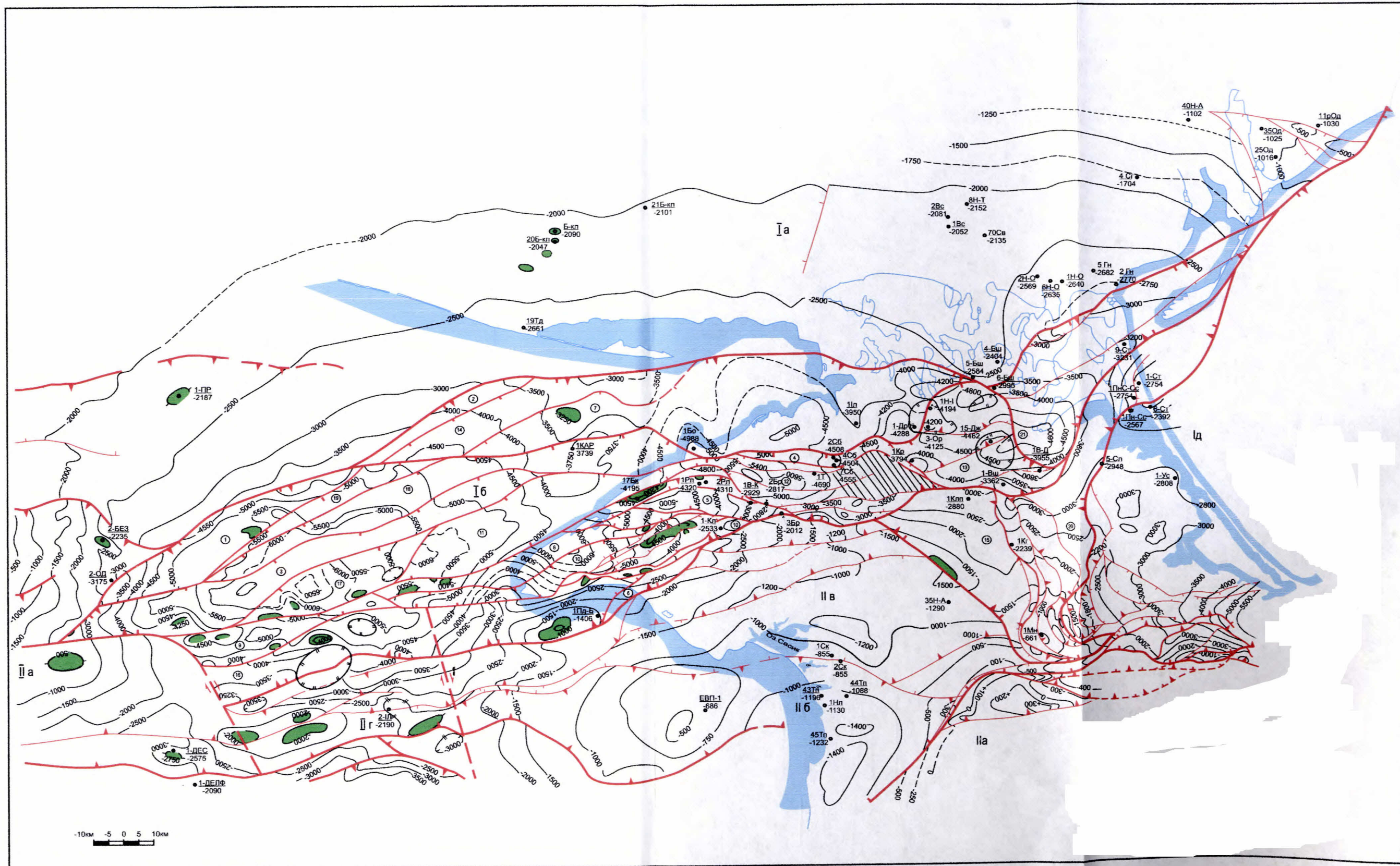


Рис. 4.1. Структурна карта горизонту відбиття IVb₂ (К₁ під.). Північнокримський рифтогенний прогин. Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів ДАТ

“Чорноморнафтогаз” та ДГП “Укргеофізика”, КГФЕ “Кримгеофізика”, 2007

(Умовні позначення див. на дод. А).

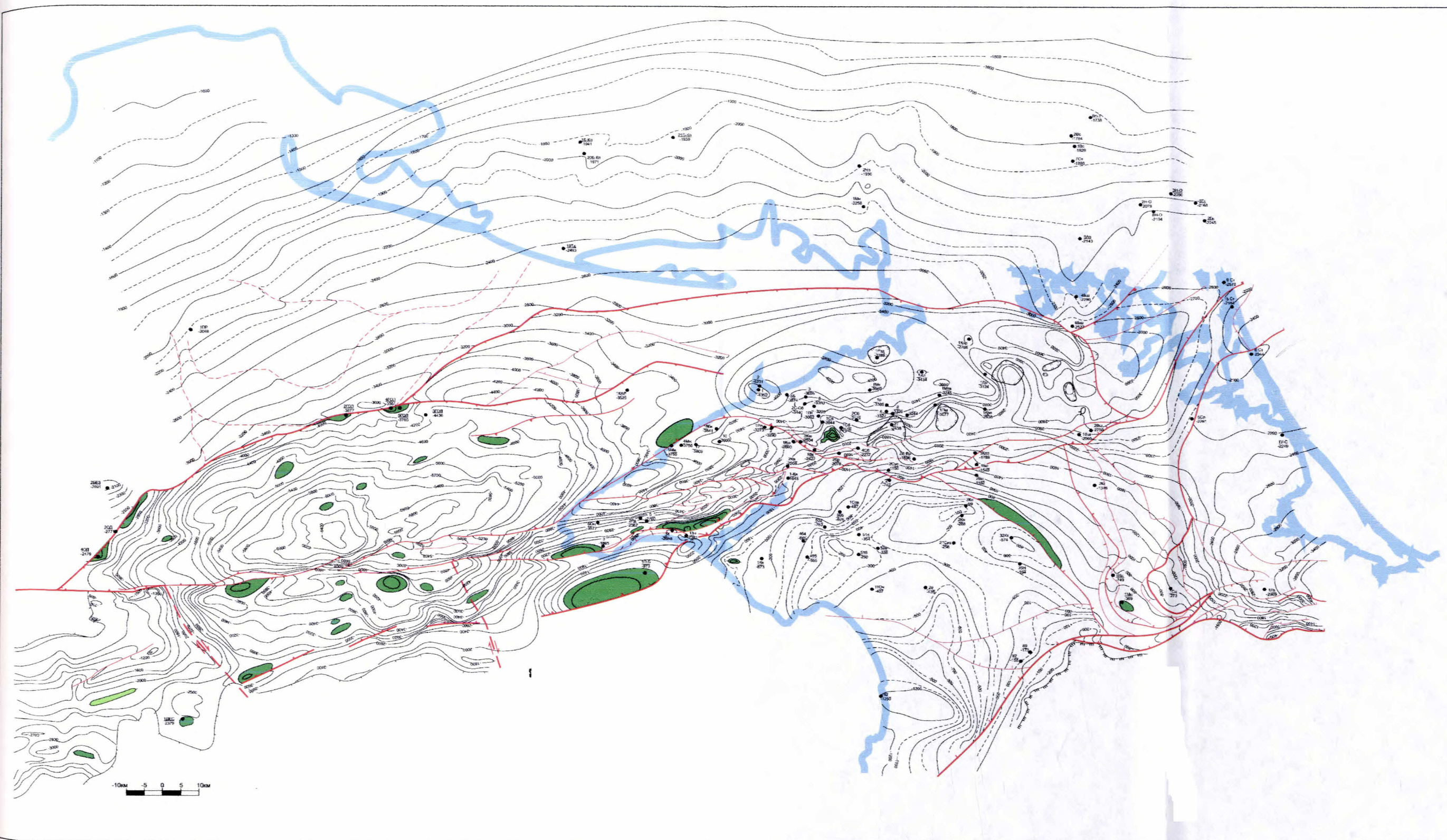


Рис. 4.2. Структурна карта горизонту відбиття IVa (K₁покр.). Північнокримський рифтогенний прогин.
 Склад С. В. Кольцов з використанням матеріалів ДАТ "Чорноморнафтогаз" та ДГП "Укргеофізика", КГФЕ "Кримгеофізика", 2007
 (Умовні позначення див. на дод. А).

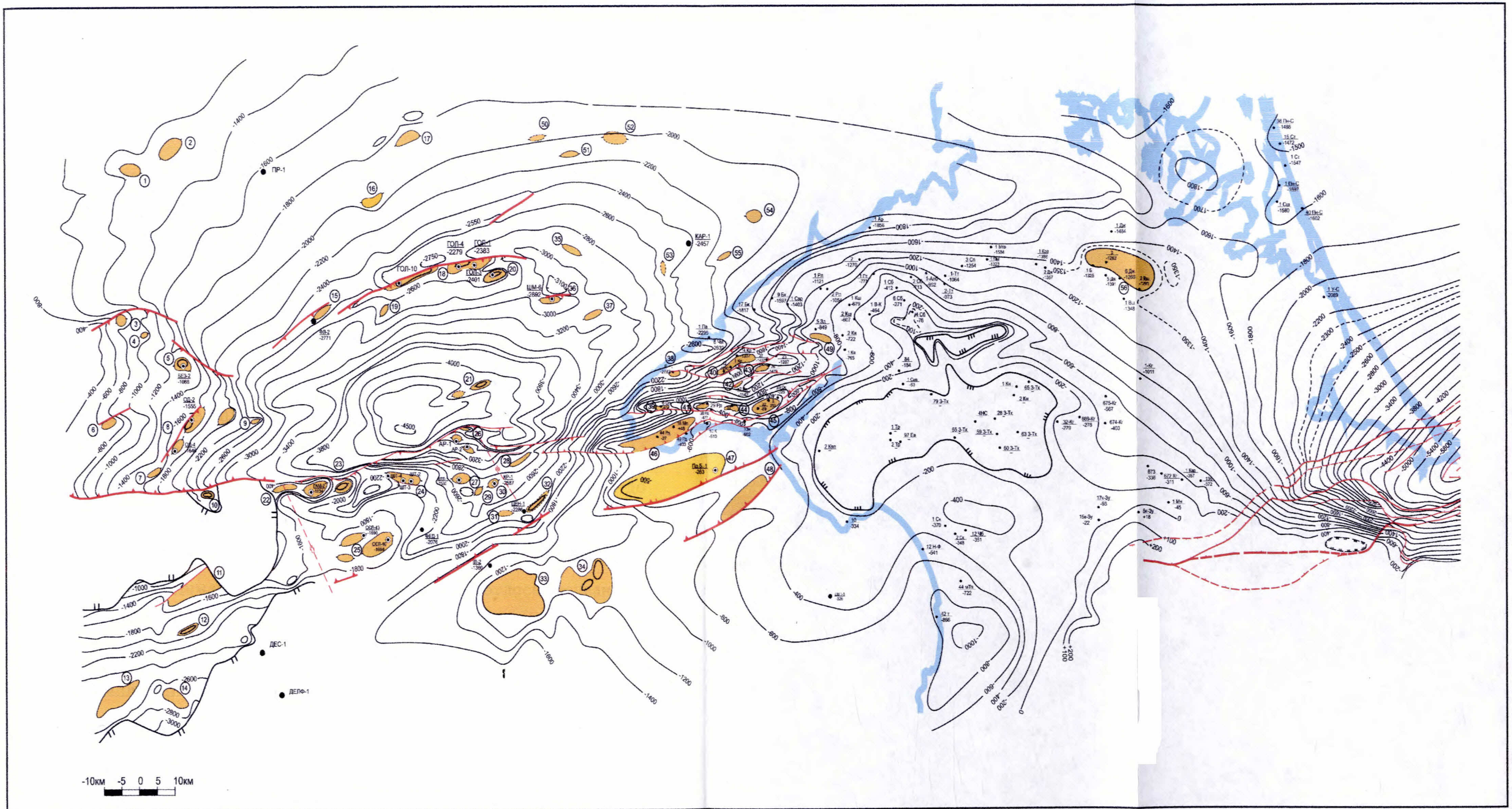


Рис. 4.3. Структурна карта горизонту відбиття IIIa (P₁ під.). Північнокримський рифтогенний прогин.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів ДАТ "Чорноморнафтогаз" та ДГП "Укргеофізика", КГФЕ "Кримгеофізика", 2007

(Умовні позначення див. на дод. А).

проведені польові регіональні роботи МСГТ та перегляд геолого-геофізичної інформації, отриманої раніше [53]. Треба відмітити, що при цих дослідженнях для вирішення поставленого геологічного завдання при інтерпретації сейсмічних матеріалів використовувались сеймостратиграфічні підходи, в тому числі аналіз хвильових картин та виділення тектонічних порушень за критеріями, які розроблені автором.

На думку автора, для правильного розуміння тектонічної будови Північнокримського прогину необхідно виділити та описати його складові, що характеризують його, як рифт.

4.1.1 Бортові палеоскиди

Північною границею рифту є Причорноморський інверсійний палеоскид південного падіння (Рис.3.10), який впевнено простежується на часових розрізах МСГТ від району Одеської структури на північно-західному шельфі Чорного моря, через Голицинське родовище та Каркінітську затоку до Балашовського виступу в Присивасі (Рис.4.1).

Згідно розроблених критеріїв Причорноморський палеоскид класифікується, як конседиментаційний скид в зоні якого відбулося насування в північному напрямку. При цьому, в західному секторі амплітуда скиду дуже значна і досягає максимальних значень більше 2000 м в районі площі Голицина. Також значні амплітуди (200-250м) має підкидо-насув, який виник в зоні палеоскиду в результаті насування в кайнозойський час. В східному секторі амплітуда палеоскиду значно менша (до 350м), а насування на північ мінімальні (Рис. 3.10).

Від східної перикліналі Голицинської площі відгалужується на південний схід Голицинський скид південного падіння [97], який простежується до зчленування з Причорноморським розривом на південній границі Балашовського виступу. Треба відмітити, що в межах суходолу його амплітуда

значно перевищує амплітуду Причорноморського, тобто Голицинський розрив відіграє роль головного (600-700м та 350м, відповідно).

Південною границею рифту є крупноамплітудний інверсійний палеоскид північного падіння – Південнобортовий [89]. Він простежується від перетину з Причорноморським скидом в районі Одеської площі, по північному схилу Ільїчівського підняття і південніше півострова Тарханкут, до перетину з Причорноморським скидом в районі м. Джанкой [130].

Згідно розроблених критеріїв, на часових розрізах МСГТ цей розрив визначається як палеоскид з північним нахилом площини зміщувача амплітудою 1500-2000м (Рис. 3.23, 4.4) та різким збільшенням товщини нижньої крейди північніше палеоскиду. У відкладах верхньої крейди та палеогену цей розрив класифікується як підкидо-насув амплітудою біля 200-300м (Рис. 3.24, 4.4).

Причорноморський та Південнобортовий палеоскиди успадкували площини більш древніх тектонічних розривів [100]. Це пов'язано з накладенням рифтогенної структури Північнокримського прогину на зону Передскіфійського крайового прогину і Каркінітсько-Сиваського рифтогенного прогину тріасового віку [65].

На рисунку 4.5 наведено зіставлення часових сейсмічних розрізів МСГТ (2 профілі) з глибинними розрізами КМЗХ (3 профілі), виконаних трестом “Дніпрогеофізика” та Інститутом геофізики імені С.І.Субботіна НАН України в 60-х роках минулого сторіччя [131].

Усі лінії профілів проходять майже паралельно та перетинають Рівнинний Крим і Присивассе, приблизно поєднані по зоні Причорноморського інверсійного розриву, який є південною границею Південноукраїнської монокліналі з дорифейським кристалічним фундаментом та осадовим чохлам не древніше неоком-аптського віку.

Із зіставлення розрізів МСГТ і КМЗХ добре видно, що в зоні вказаного розлому отримано близькі результати. Якщо на розрізах МСГТ видно, що Причорноморський розрив є північним бортовим скидом Північнокримського

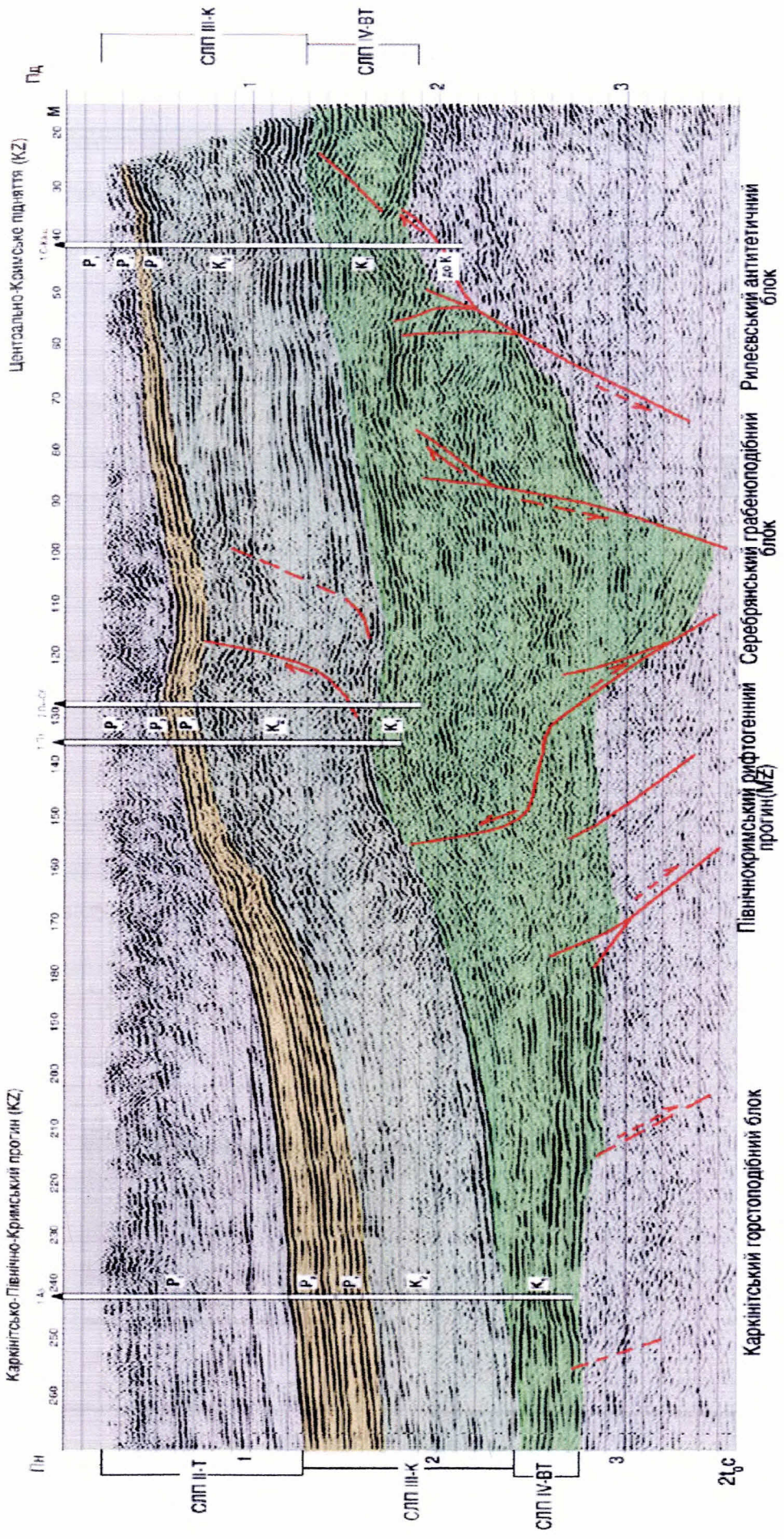


Рис. 4.4. Характер зчленування блоків Північнокримського рифту за М. С. Герасимовим, 2002

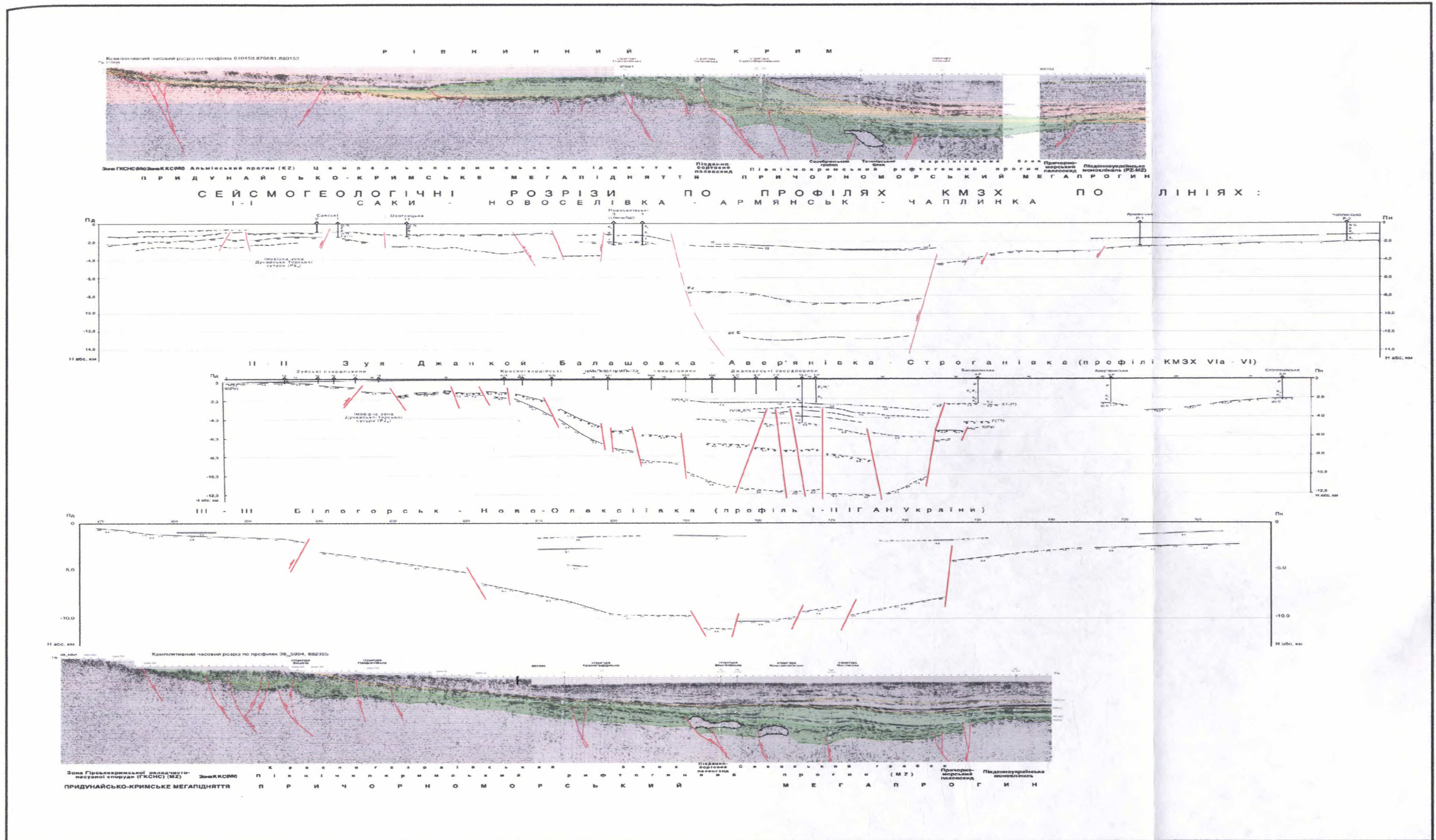


Рис.4.5. Співставлення часових розрізів МСГТ та сейсмогеологічних розрізів КМЗХ. Північнокримський рифтогенний прогін.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів тресту "Дніпрогеофізика" (1968) та КГФЕ "Кримгеофізика", 2005

(Умовні позначення див. на дод. А)

рифту, то за розрізами КМЗХ його треба вважати бортовим палеоскидом і Каркінітсько-Сиваського рифтогенного прогину (грабену) тріас-юрського віку.

Найглибшій границі, яка залягає на глибинах більше 10-12 км, різними авторами приписувався різний вік – палеозойський або докембрійський [131].

Оскільки така ж відмінність припускалась і до Південноукраїнської монокліналі, де бурінням доведений дорифейський вік фундаменту, то найглибшу заломлюючу границю необхідно вважати як границю від поверхні кристалічного фундаменту, а границю на глибинах біля 8 км – покрівлею палеозойського комплексу. Високі граничні швидкості на цій границі (5700-6200 м/с) треба вважати наслідком тектоно-магматичної переробки комплексу при формуванні рифтогенних прогинів у тріас-юрський та крейдовий час.

При цьому допущенні товщина докрейдових утворень тріас-юрського віку в прогині може досягати 400-600м, а граничні швидкості в проміжних комплексах високі (до 6000 м/с), як наслідок подальшої тектоно-магматичної переробки. Зони головних палеоскидів також чітко виділяються за різкою зміною товщини нижньокрейдових відкладів [100].

Так, в зоні Південнобортowego палеоскиду відбувається сходиноподібне збільшення товщини відкладів нижньої крейди в північному напрямку з 600-1000 м до 1800-2600 м. Причорноморський палеоскид характеризується зміною товщини від 100-200 м північніше нього до 800-1000 м південніше. В східному напрямку амплітуди палеоскидів зменшуються, зміни товщини стають менш помітними (100-200 м).

4.1.2. Складові тектонічні елементи рифту

Згідно [75] в межах рифтогенних прогинів треба виділяти центральний грабен та бортові блоки, які, у свою чергу, можуть поділятися на більш дрібні горстоподібні, грабеноподібні, антитетичні та гомотетичні блоки.

Виходячи з аналізу товщини СЛП IV-ВТ (відклади нижньої крейди), як **південний борт** Північнокримського прогину треба розглядати північні та

центральні частини Центральнокримського та Ілльчівського піднять, де розвинуті відклади цього віку товщиною до 600-1200 м, а як **північний борт** – південну частину Південноукраїнської монокліналі з товщинами нижньої крейди до 250 м [100]. Треба відмітити, що вищеназвані тектонічні елементи відносяться до бортів рифту лише по СЛП IV-ВТ. За більш древніми літодинамічними комплексами їх необхідно вважати частинами Передскіфійського крайового прогину (північний борт) та активної окраїни Скіфії (південний борт) [55].

На користь достовірності виділення бортів свідчать результати аналізу хвильових картин в межах СЛП IV-ВТ Центральнокримського і Ілльчівського піднять [97], а також Південноукраїнської монокліналі [68]. Згідно цього аналізу інтервали нижньокрейдових відкладів в межах цих тектонічних елементів мають близькі рисунки сейсмічного запису (Рис. 2.12; 2.13) та інші сеймостратиграфічні характеристики (Таблиця 2.2).

Як **приосьовий грабен** рифту слід розглядати Серебрянський грабеноподібний блок, в межах якого зафіксовано максимальні глибини залягання подошви (Рис.4.1) та максимальні товщини СЛП-IVBT (більше 6000 м та 3500 м, відповідно) [129], а також зафіксована хвильова картина, яка є типовою для усіх рифтогенних прогинів півдня України (Рис.3.12) (Таблиця 3.1).

Осьова зона рифту з максимальними значеннями глибини залягання горизонту відбиття IVб₂(К₁під.) проходить південніше Штормової площі (північно-західний шельф Чорного моря), південніше свердловин Борисівська 1, 2, через свердловину Серебрянська 8, яка при глибині вибою 5105 м не вийшла з відкладів альбу, а приосьовий грабен замикається на сході в районі свердловин Вишняківські 1, 2 (Рис.4.1).

Про дійсні значення глибини залягання подошви відкладів крейди в межах центрального грабену судити важко із-за невпевненості або відсутності інтерпретуючого матеріалу між двома зустрічнопадаючими палеоскидами (Рис. 4.1, 4.4, 4.5). Це пов'язано як з великими глибинами залягання горизонту відбиття IVб₂(К₁під.), так і наявністю високошвидкісних ефузивних утворень

палеовулканів, в межах яких відбувається суттєве погіршення якості сейсмічної інформації.

По більш молодому СЛП III-K спостерігається зміщення освової зони прогину з півдня на північ (Рис. 4.2, 4.3) що пояснюється, з одного боку, “відкатом” осі прогину на північ із-за здіймання півдня регіону по мірі підсування під південну окраїну мезозойської Євразії спочатку палеотерейну Кримія, а потім палеомікроконтиненту Дзірулія з південного сходу на північний захід, а, з іншого боку, більш пізнім охолодженням найбільш зануреної північної окраїни слєбу (або коро-мантійної суміші), що занурився під окраїну палеоконтиненту при субдукційно-колізійних процесах в середньоюрсько-нижньокрейдвий час [43].

Крім бортових скидів, за сейсморовідувальними даними МСГТ упевнено виділяється і трасується ряд тектонічних порушень різного падіння, що ускладнюють будову як самого рифту, так і його бортів, та розбивають його на ряд блоків. Найбільш складною будовою, яка обумовлена тектонічною роздробленістю, характеризується зона Південнобортвого палеоскиду та південний борт рифту. Північний борт має більш просту будову зі слабким моноклінальним здійманням горизонтів відбиття на північ в сторону Сивашей (Рис. 4.4, 4.5).

Блоки, на які розбито рифт, характеризуються великим діапазоном товщини СЛП IV-ВТ (від 100 м до 3400 м і більше). Найбільші товщини зафіксовані в межах **грабеноподібних блоків** – Михайлівського, Тарханкутського, Північнотарханкутського, Серебрянського, Сиваського, Каркінітського та Середньосиваського. Ці блоки обмежені тектонічними порушеннями зустрічного падіння скидового типу лістричної кінематики і характеризуються на часових розрізах МСГТ наявністю відносно витриманих по площі відбиттів на великих часах (більше 3 с) (Рис.4.4) та підвищеними товщинами IV-ВТ по відношенню до блоків іншого типу (Тарханкутський – 2000÷3000 м, Серебрянський – 1400÷3400 м, Сиваський–1400÷2000 м і т.п.) [100,129].

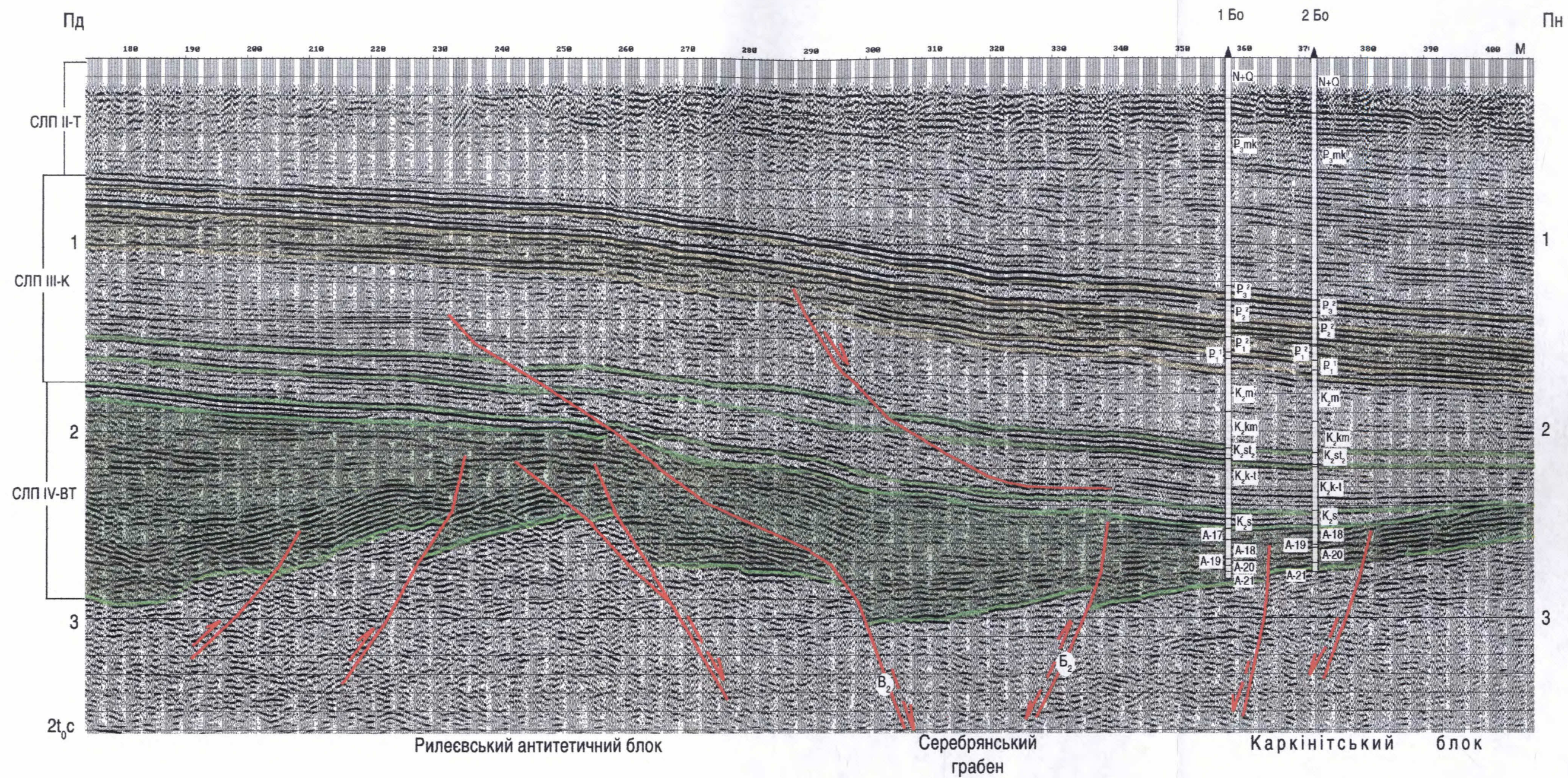


Рис. 4.6. Рилевський антитетичний блок. (Фрагмент часового розрізу по профілю 931527).

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2005

В межах грабеноподібних блоків відмічаються антиклінальні перегини по горизонтах відбиття в СЛП III-К та II-Т. Ці перегини тяготіють до зон палеоскидів, які обмежують окремі блоки, що пов'язано з ремобілізацією практично усіх тектонічних розривів Північнокримського прогину (як підкидо-насуви) на етапах стиснення.

Горстоподібні блоки – Каркінітський і Глібівський, характеризуються скороченими товщинами СЛП IV-ВТ (Глібівський 600-1000 м) порівняно з грабеноподібними. Границями цих блоків є інверсійні палеоскиди з протилежнопадаючими площинами скидачей.

Інші блоки в межах рифту є тетичними. Серед них виділяється шість **антитетичних** – Голицинський, Гендрівський, Шмідтівський, Тетянівський, Рилеевський та Октябрський, а також сім **гомтетичних** – Красногвардійський, Південнобортовий, Приосьовий, Південношмідтівський, Південноголицинський, Славненський та Стрілковський. Для тетичних блоків характерно клиноподібне зменшення товщини СЛП IV-ВТ. При цьому в межах антитетичних блоків зменшення товщини відбувається в сторону загального занурення (зменшення гіпсометричного ефекту нахилу верств). Так, в межах Рилеевського блока товщини нижньокрейдових відкладів зменшуються від 1600 м - 2000 м на півдні, до 400-800 м на півночі, в межах Тетянівського від 2400 м до 100 м. На рисунку 4.6 наведено часовий розріз по профілю МСГТ, який відпрацьований в межах Рилеевського антитетичного блока. Підкидо-насуви утворились в зонах палеоскидів, як тих, що обмежують блок, так і тих, що розбивають його на ряд більш дрібних, різко виположуються з глибиною, перетворюючись, в окремих випадках, в поверстові зриви (Рис. 4.6, 4.7). При цьому товщини відкладів синрифтового комплексу збільшуються в південному напрямку, в сторону падіння скидів [97]. Для гомтетичних блоків характерно збільшення товщини в сторону загального занурення (збільшення гіпсометричного ефекту). Так, в межах Красногвардійського блока зафіксовано зменшення товщини у південному напрямку від 1200 м до 600 м, а в Слав'янському від 1000 м до 400 м. Розвинуті ці блоки в південно-східній частині рифту [53].

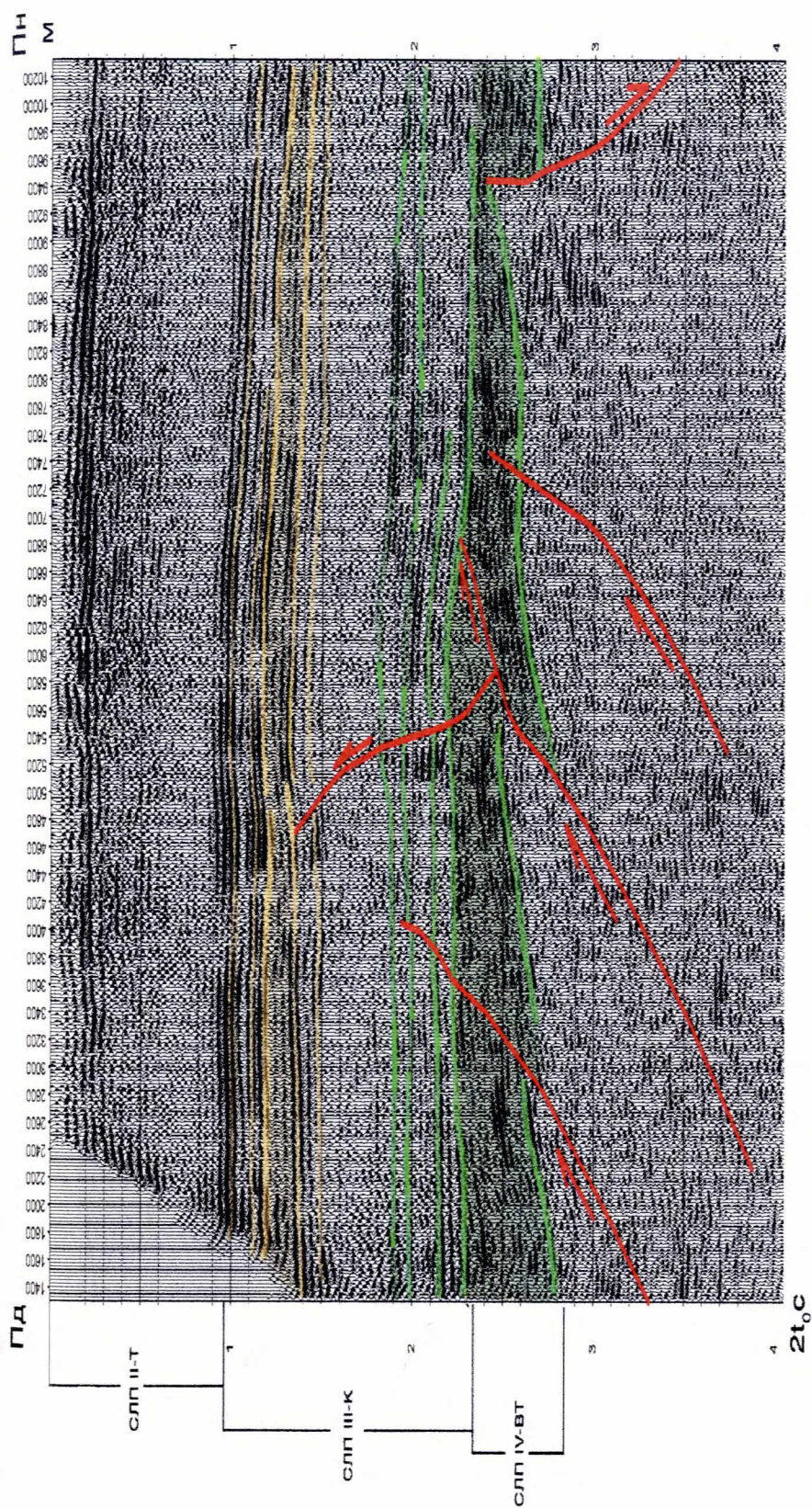


Рис. 4.7. Антитетичні пластини Рилевського блока.

(Часовий розріз по профілю 010156. Бакальська площа).

Склав С. В. Кольцов та М. Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ

“Кримгеофізика”, 2003

Тетичність блоків залежить від нахилу поверхні тектонічних порушень, які їх обрамляють. Згідно [120] плоскі або круті до низу поверхні сприяють повороту, згідному з направленням зміщення. Коли нахил поверхні виположується з глибиною, то відбувається поворот в протилежному напрямку відносно зміщення по скиду (антитетичний блок).

Приклад виділення гомотетичних блоків за сейсмозвідувальними даними наведено на рисунку 4.8. На часовому розрізі по профілю МСГТ 882395, відпрацьованому в межах Красногвардійської тераси, в районі свердловин 1 і 2 Красногвардійських виділяється ряд тектонічних порушень скидового типу. Площини розривів виположуються вверх по розрізу, що характерно для гомотетичних скидів [120]. Цими тектонічними порушеннями обмежені окремі гомотетичні блоки, що входять до складу Красногвардійського блока.

Спираючись на вищеназвані принципи виділення тектонічних порушень і блоків, а також аналіз хвильових картин, за сучасними сейсмозвідувальними матеріалами вдається виділити і впевнено просліджувати по площі тектонічні елементи різної ієрархії та їх складові частини.

4.2 Особливості геологічної будови східної центрикліналі

Східна перикліналь рифту характеризується відносно простою геологічною будовою порівняно з іншими частинами центрального грабену.

На рисунку 4.9 представлено фрагмент часового розрізу по профілю 882395, який характеризує східну перикліналь центрального грабену Північнокримського рифтогену. Північніше скиду В, в інтервалах СЛП IV-ВТ, фіксується хвильова картина, яка характерна для синрифтових товщ рифтогену - чергування різних по інтенсивності і протяжності субпаралельних відбиттів різної амплітуди і частоти. Згідно досліджень багатьох авторів [58, 62, 96, 100] підвищення інтенсивності і протяжності відбиттів на деяких ділянках свідчить про зростання піскуватості відкладів (пачки А-17, А-18 та ін.). Інтенсивні

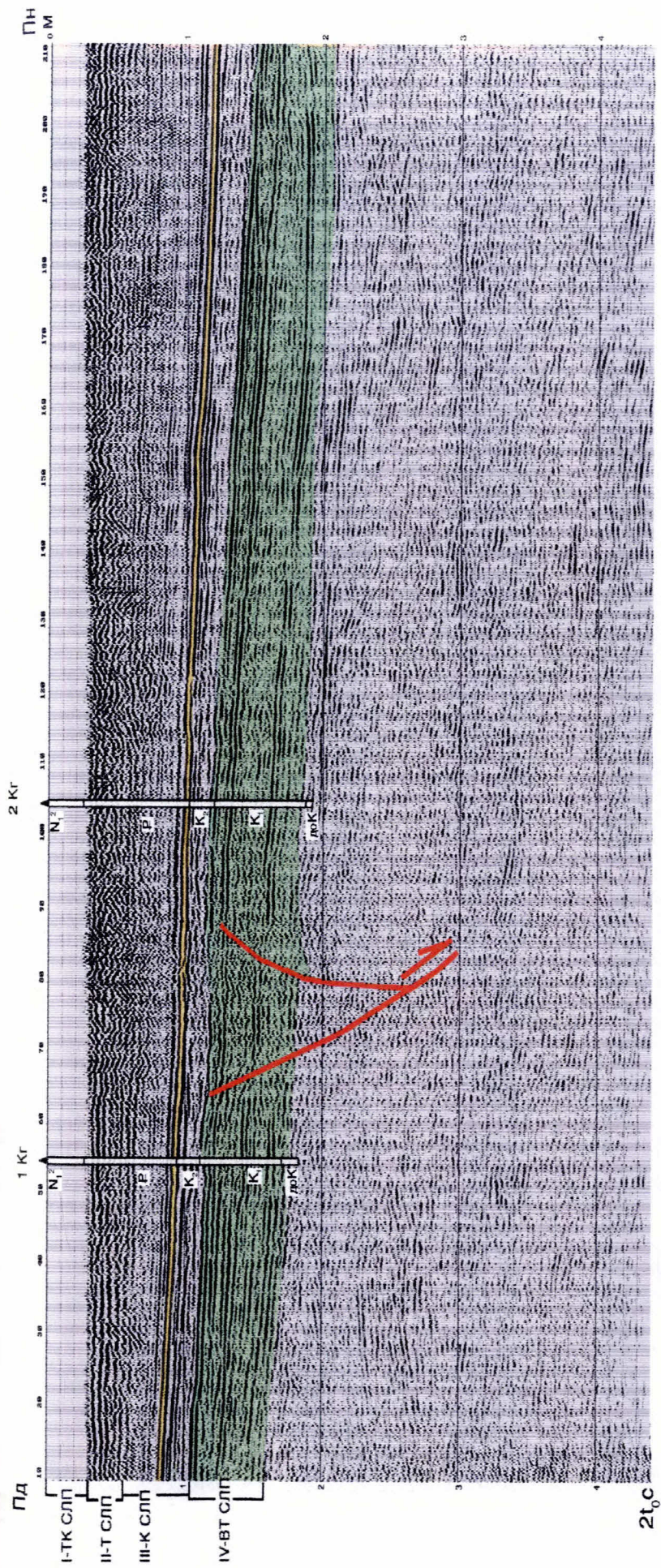
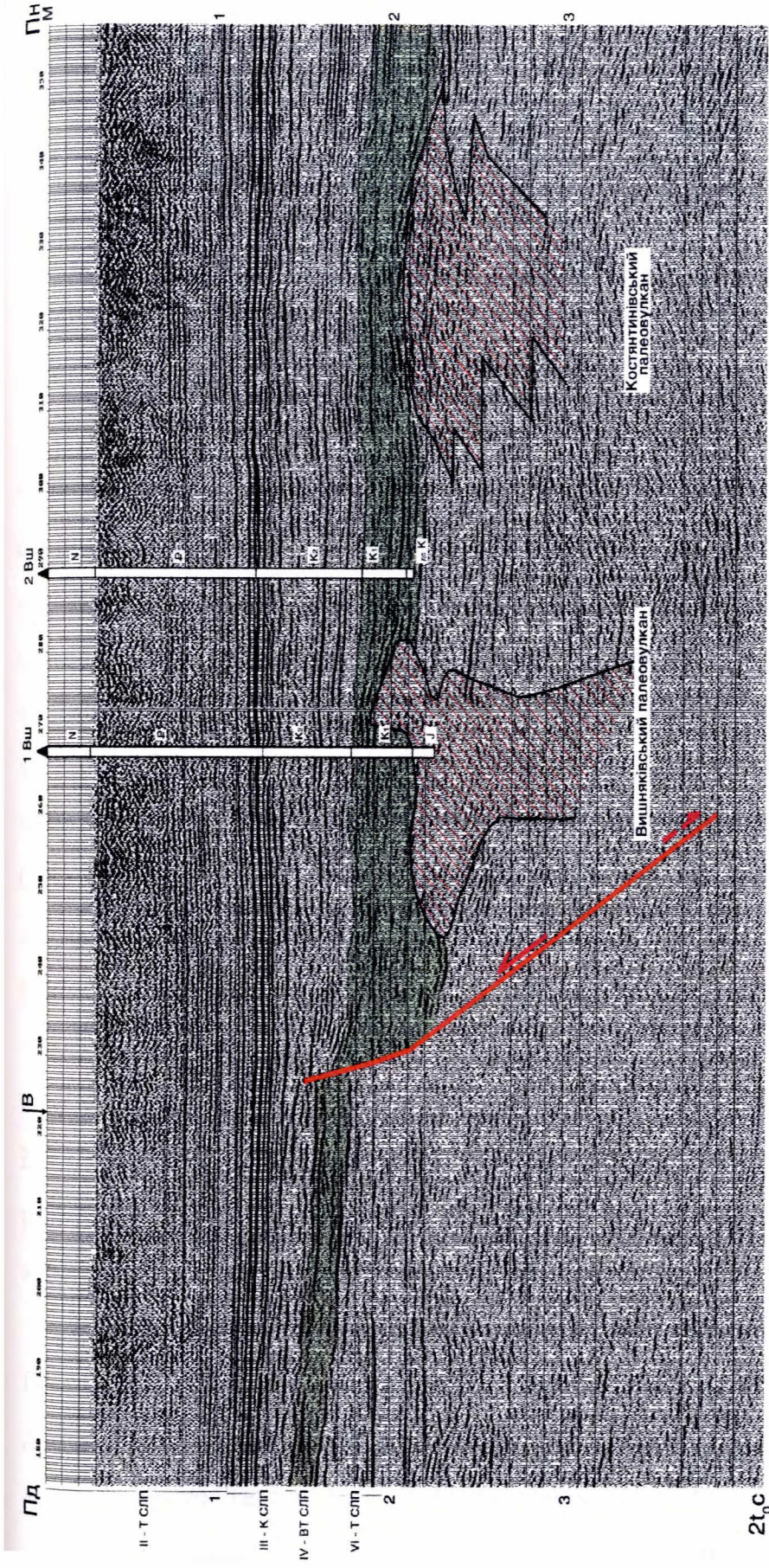


Рис. 4.8. Фрагмент часового розрізу по профілю 882395.
 Склад С. В. Кольцов та М. Є. Герасимов з використанням матеріалів
 КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003



В - Південнобортовий скид

Рис. 4.9. Східна перикліналь центрального грабену Північнокримського рифту.

(Фрагмент часового розрізу по профілю 882395).

Склав С. В. Кольцов та М. Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

відбиття, що зафіксовані в межах СЛП IV-ВТ (Рис.4.9 ПК 280-300), пов'язані з пісковиками неокомського віку, які розвинуті на цій території та розкриті свердловиною Вишняківська 2.

Південніше скиду В (ПК 180-220) в інтервалі СЛП IV-ВТ рисунок запису близький за своїми характеристиками до рисунка, який фіксується в межах суходольної частини південного борту рифту, на всій його протяжності від свердловини Знаменської 1 (Тарханкутський півострів) на заході до Східно-Джанкойських 1 та 2 на сході.

Геологічну будову східної центрикліналі ускладнюють масиви палеовулканів, які виділяються за даними сейсмозв'язки. В районі свердловини Вишняківська 1 у відкладах юри та частково нижньої крейди відмічається зона з «німим рисунком» запису, що свідчить про відносну однорідність літологічного складу. За даними свердловин Вишняківська 1 та Джанкойська 15 в цій зоні розвинений магматизм ранньокрейдового (а, можливо, і юрського) віку. Про це свідчить і налягання горизонтів відбиття на покрівлю тіла (ПК 273-280) та наявність облікання вищезалягаючих горизонтів (ПК 270-275). Таке сполучення сеймостратиграфічних характеристик близьке до зафіксованих в межах більшості палеовулканів Північнокримського прогину [96].

Головний північний бортовий скид Б (Причорноморський) в районі свердловин Східно-Джанкойські 1 та 2 змикається з Південнобортовим скидом В, утворюючи східну центрикліналь осьової частини Північнокримського рифтогену. Далі на північний схід просліджуються менш значні бортові скиди, які відносяться як до північного борту, так і до південного (Рис. 4.1, 4.2).

Таким чином, знайдена відповідь на питання про східне закінчення Північнокримського рифту, яке довго дискутувалось на різних етапах досліджень. Південніше палеоскиду В розвинутий південний борт прогину, який розбито тектонічними порушеннями на ряд блоків і характеризується меншими товщинами СЛП IV-ВТ порівняно з центральним грабенном.

Сейсмічний розріз по профілю 930428 (Рис.4.10) доводить сходинкову будову південного борту і вказує на відносно різкі скорочення потужності СЛП IV-ВТ і зміну рисунка сейсмічного запису порівняно з районом свердловин Вишняківська 2 та Джанкойська 15, тобто з зоною центрального грабену Північнокримського рифтогену.

На рисунку 4.11 зображено місцеположення палеоскиду, який ускладнює геологічну будову південного борту рифту північніше свердловини Стрілковська 6 і показує, що Стрілковське газове родовище в майкопських відкладах приурочено до локальної малоамплітудної структури південного борту рифтогену, яка утворилась на етапі тангенціального стиснення в зоні інверсійного підкидо-насуву.

Виділення скиду підтверджується збільшенням часової товщини СЛП IV-ВТ північніше Стрілковська 6 свердловини і різними рисунками сейсмічного запису по обидві сторони від порушень. Південніше скиду, в інтервалі СЛП IV-ВТ, фіксуються протяжні, середньої інтенсивності і амплітуди субпаралельні відбиття (ПК 30-70); північніше них інтенсивність, протяжність та амплітуда значно нижчі.

Слід відмітити, що в скинутому блоці поблизу подошви крейди на часі 2,0-2,1 с виділяється товща з хаотичним, місцями прозорим рисунком запису (ПК 70-180). Південніше порушення такого рисунка не зафіксовано. На думку автора, за рахунок товщі, яка характеризується таким рисунком запису, відбувається збільшення товщини СЛП IV-ВТ в межах скинутого блока.

Дуже цікавими є результати в районі свердловини Стрілковська 9, в якій за даними буріння встановлено збільшення товщини верхньокрейдових відкладів порівняно з свердловинами північніше та південніше. Свердловина 9 приурочена до приосьової частини східного продовження Північнокримського прогину і розташована в зоні між зустрічнопадаючими скидами B_1 та V_1 (Рис.4.1, Рис. 4.12). На користь цього свідчить і угнута кривизна горизонтів відбиття, які зафіксовані північніше скиду V_1 , не дивлячись на те, що

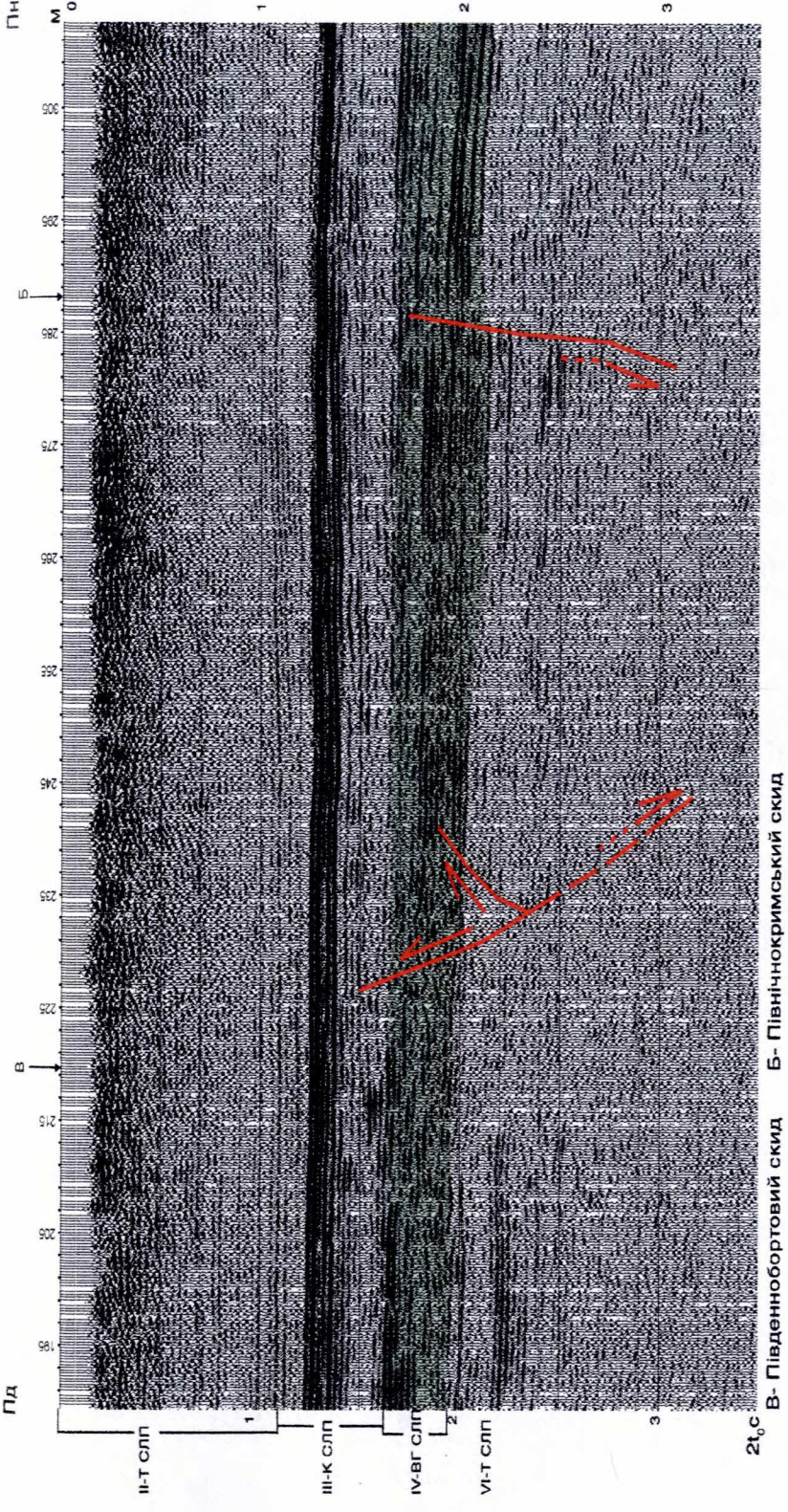


Рис. 4.10. Східне закінчення Північнокримського рифту.
 (Фрагмент часового розрізу по профілю 930428).

Склав С. В. Кольцов та М. Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

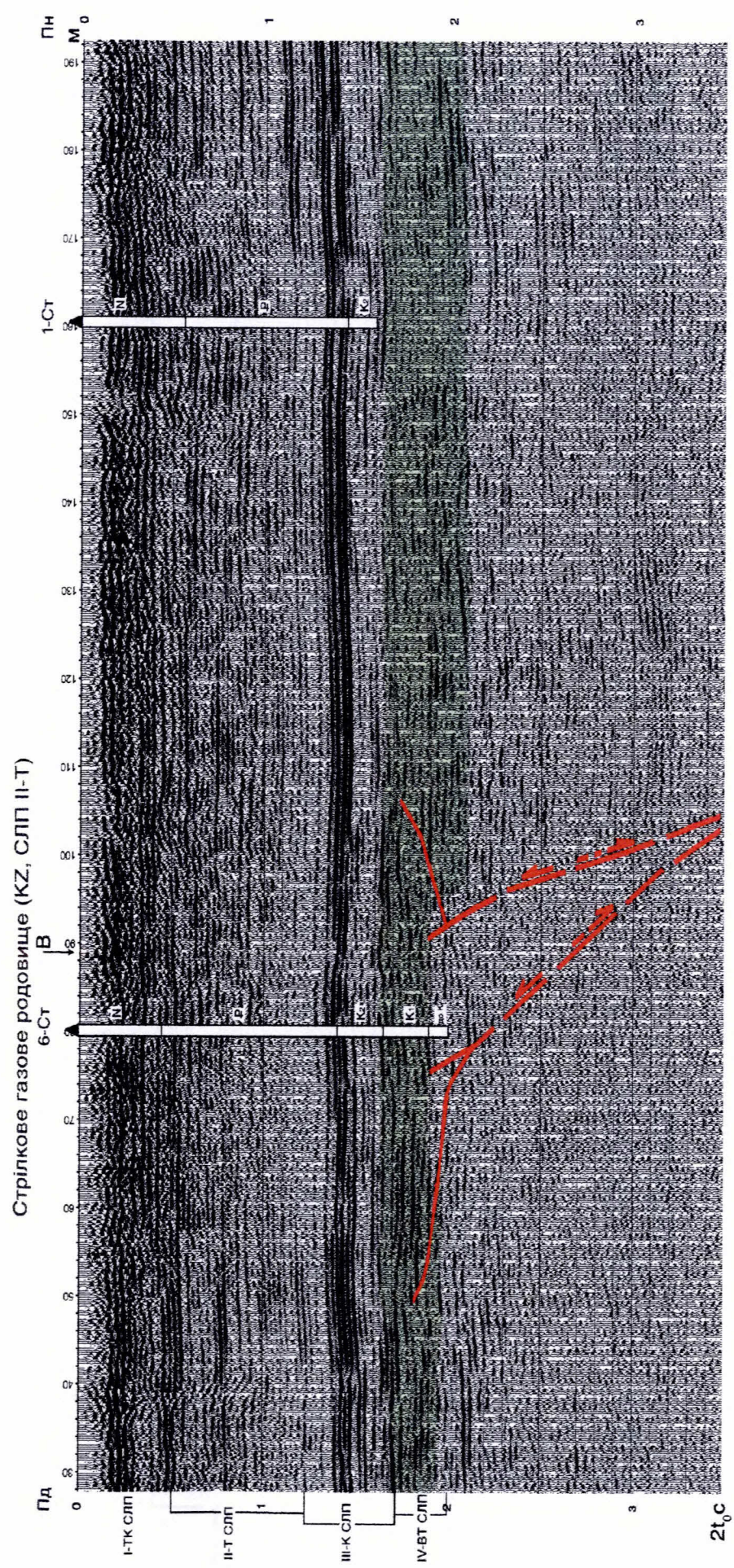
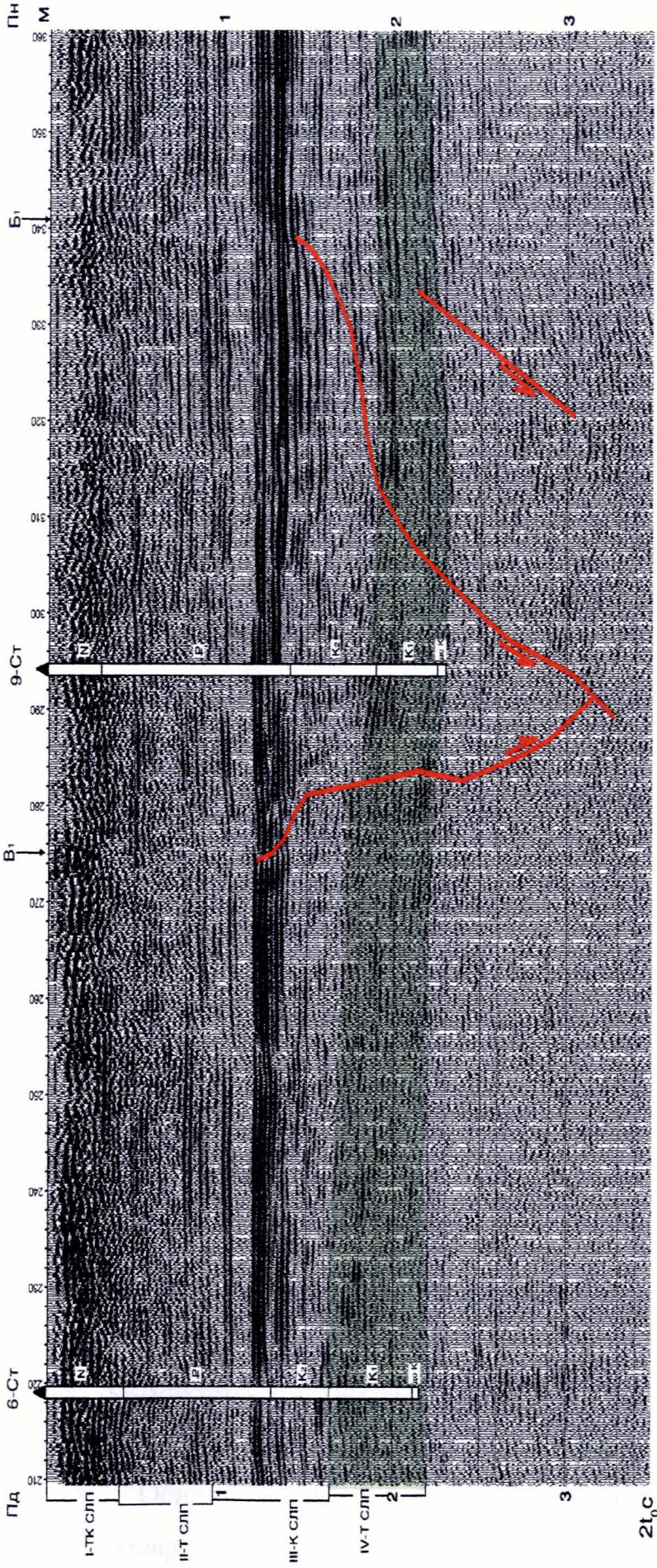


Рис. 4.11. Виділення Південнобортового палеоскиду.

(Фрагмент часового розрізу 000457).

Склав С. В. Кольцов та М. Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003



В₁, В₁ – Бортові скиди Північнокримського рифтогенного прогину.

Рис. 4.12. Приосьова зона східного продовження Північнокримського рифту.
(Фрагмент часового розрізу 000457).

Склав С. В. Кольцов та М. С. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

відмінності в хвильовій картині, які відносяться до нижньокрейдових відкладів, не помічаються.

Крім головних тектонічних розривів, за сейсмічними даними виділяється низка малоамплітудних палеоскидів, які було ремобілізовано як інверсійні підкидо-насуви, що контролюють зони ускладненого рисунка сейсмічного запису та зони опуклої форми у відкладах крейди, а іноді і палеогену (Рис. 4.13, ПК 80). В результаті проведених досліджень встановлено існування скидів на північному борту Північнокримського рифту в Приазов'ї та в північно-західній частині Азовського моря, що підтверджується результатами робіт по профілю МСГТ 010557, який відпрацьований на схід від свердловини Генічеська 10 до Приазовського газового родовища [67].

Привертає увагу ділянка профілю між ПК 660-750 наявністю антиклінальних перегинів в нижній частині осадового чохла (Рис.4.14). Перегини просліджуються в часовому інтервалі від 0,9 до 1,1 с, що відповідає осадовим докрейдовим відкладам. На користь осадового походження цієї товщі свідчить різка різниця рисунка сейсмічного запису, яка зафіксована в утвореннях фундаменту (AR) та осадового чохла. Для перших характерний "німий" рисунок, без відбиттів (t_0 більше 1,1 с), для інших - інтенсивні, низькочастотні, високоамплітудні відбиття. Покрівлею пачки цих відбиттів є горизонт IVб₂(K₁під.). Вік відкладів, до яких приурочені ці відбиття, визначити складно із-за невивченості їх бурінням. Можна передбачити, що антиклінальні перегини могли виникнути на етапі стиснення в пізньопалеозойський або верхньоюрсько-крейдовий час.

4.3 Геологічна будова літодинамічних комплексів крейдового віку

Крім тектонічних порушень та блоків, за сейсмічними даними МСГТ Упевнено виділяються комплекси відкладів, що утворилися на різних етапах рифтогенезу. Основним критерієм виділення цих комплексів є аналіз сейсмостратиграфічних характеристик, який спирається на результати

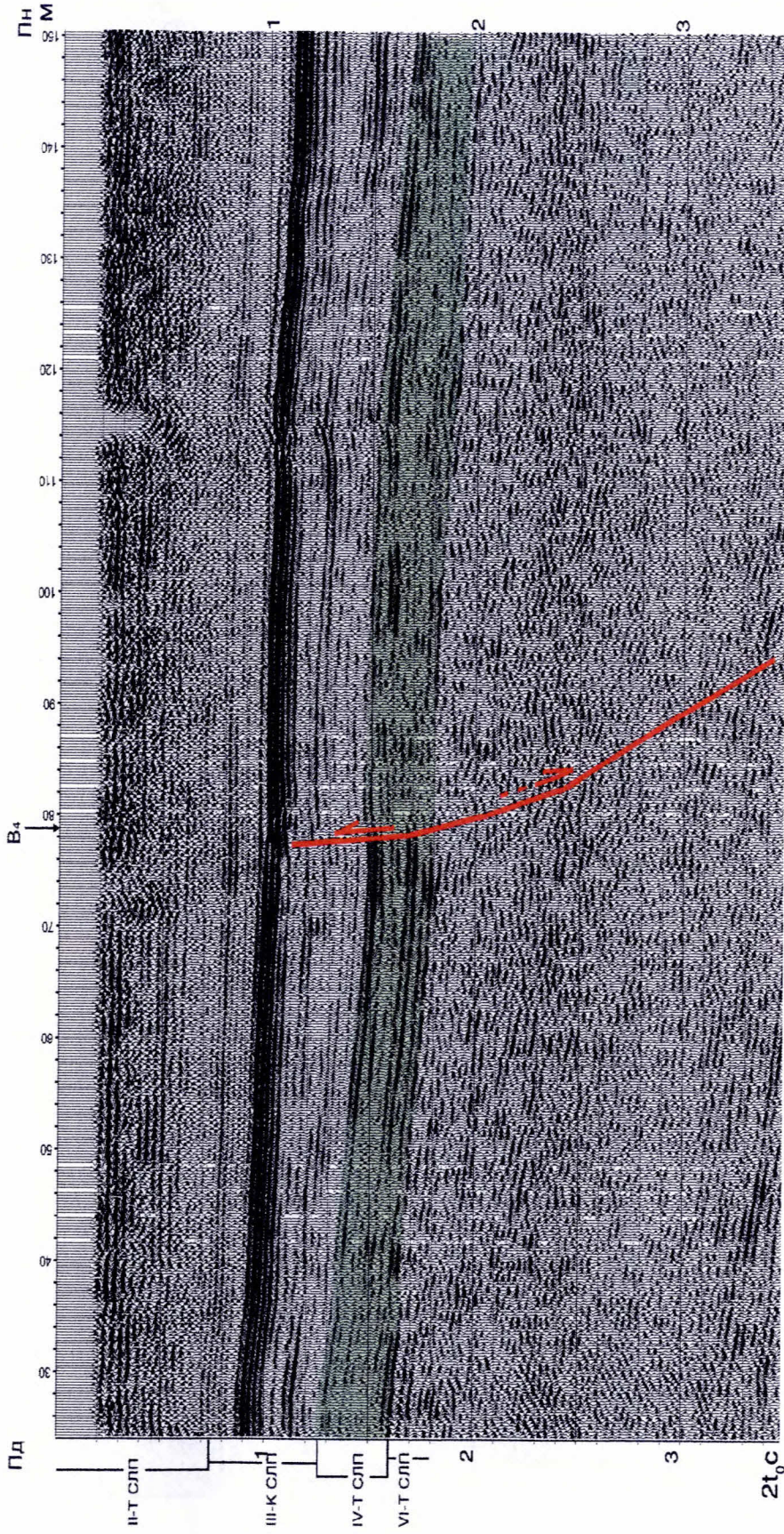


Рис. 4.13. Малоамплітудний палеоскид Південного борту Північнокримського рифту.

(Фрагмент часового розрізк по профілю 920228).

Склав С. В. Кольцов та М. Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ "Кримгеофізика", 2003

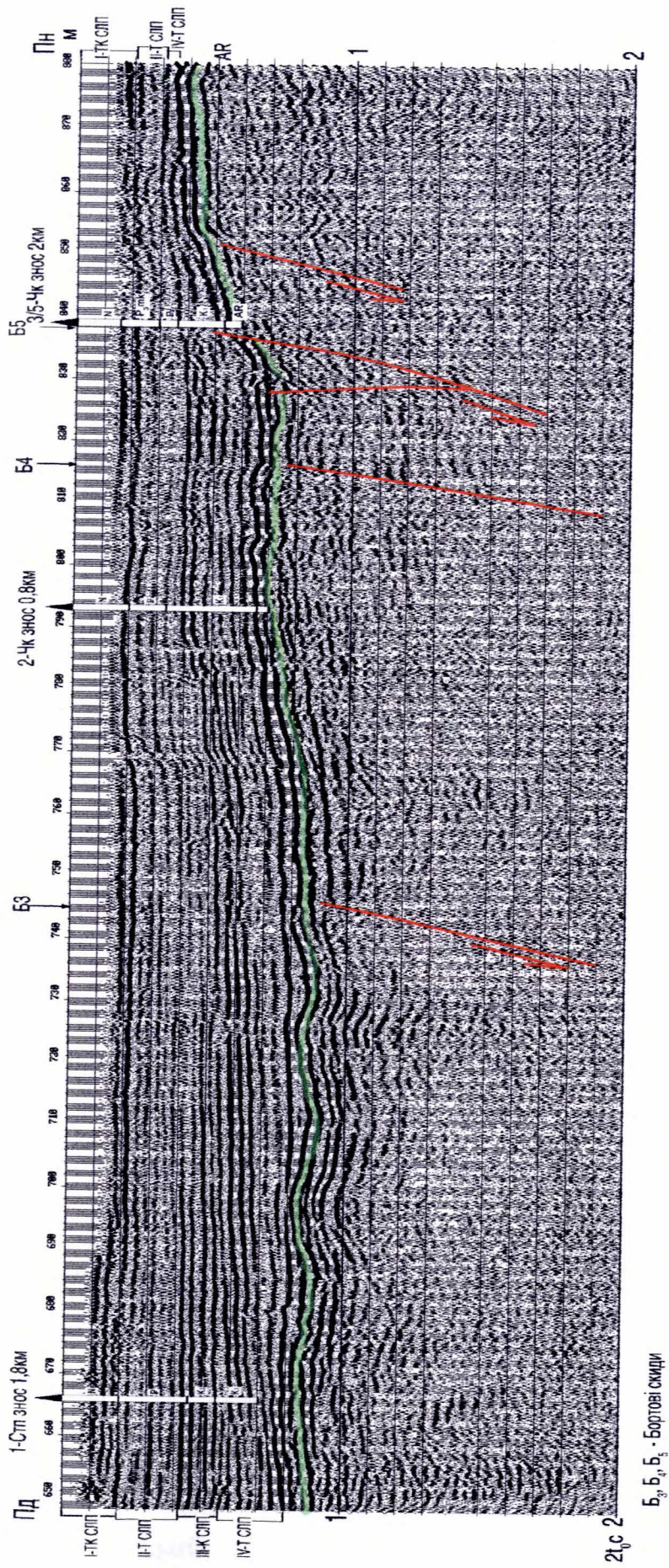


Рис. 4.14. Палеоскиди північного борту Північнокримського рифту.

(Фрагмент часового розрізу по профілю 010557).

Склав С. В. Кольцов та С. В. Москальська з використанням матеріалів КГФЕ «Кримгеофізика», 2005

глибокого буріння. В складі порід мезозой-кайнозойського віку треба виділити відклади дорифтового, синрифтового і пострифтового комплексів, тобто комплекси рифтогенів.

В дорифтовому комплексі достовірно встановлені середньоюрські (СЛП VI-T) та неоком-аптські (КССК IV_{b1}-b₂ СЛП IV-BT) відклади, розкриті свердловинами як в межах рифту, так і на його бортах і представлені шельфовими (СЛП VI-T), континентальними та мілководними (КССК IV_{b1}-b₂) фаціями. Літологічно ці відклади представлені вуглисто-глинистими сланцями з проверстками алевролітів, пісковиків, діабазів і туфітів, які переходять вверх по розрізу в субконтинентальні уламкові відклади конусів виносу дельт і озер неоком - аптського віку [43]. Ця товща відповідає початку формування з передрифтового підняття задугового басейну.

Комплекс відкладів синрифтового етапу розвитку (КССК IV_a-b₁) представлений морськими фаціями заповнення. Літологічно це переважно темнокольорові глини з проверстками алевролітів, вулканоміктових пісковиків, туфів і туфітів. Загальна товщина цього комплексу складає більше 3200 м. За межами рифту на залишкових підняттях ці відклади мають товщини значно менші (до 400-500 м), або вони відсутні [97].

Вище синрифтової товщі залягає комплекс порід пострифтового етапу. В його складі виділяється перехідний і синеклізний комплекси.

До перехідного комплексу відносяться фації мілководного шельфу сеноман-сантонського віку (КССК III_b-г СЛП III-K). За межами рифту ці відклади мають незначну товщину або відсутні повністю. Сумарна товщина комплексу досягає 1000 м.

Субплатформні карбонатні відклади кампан-маастрихту (КССК III_a-в; СЛП III-K) складають синеклізний комплекс. Ця товща суцільним чохлам перекиває рифт і його бортові блоки. Товщина комплексу в зоні рифту досягає 600 м [43, 100].

Дорифтовий, синрифтовий і проміжний комплекси несуть на собі, в основному, сліди розтягнення. Основними тектонічними елементами є горсто -

і грабеноподібні та гомо - і антитетичні блоки, обмежені палеоскидами. Антиклінальні складки в цих комплексах зафіксовані в зонах інверсійних підкидо-насувних дислокацій, що виникли в результаті тангенціального стиснення.

Синеклізний комплекс несе на собі сліди як плікативних, так і диз'юнктивних дислокацій. Останні утворилися на етапах тангенціального стиснення олігоцен-неогенового віку [43, 44].

Основним джерелом тангенціальної напруги тут були гравігенні сили, котрі, в свою чергу, є похідними дивергентної і конвергентної взаємодії літосферних плит. Чим контрастніше відбуваються ці явища, тим інтенсивніше діють гравігенні сили на схилах піднять і бортах рифтогенних прогинів [128]. В перекриваючому комплексі Північнокримського рифту всі гравігенні структури мають північну вергентність, тобто гірська маса порід під дією гравігенних сил поперечно переміщалась з північного схилу Каламітського підняття через південний борт і до обмежуючого скиду північного борту рифту. Основні пошарові переміщення відбувались по подошві карбонатної товщі верхньої крейди. Якщо на шляху руху маси гірських порід в субстраті зустрічались тектонічні або магматогенні виступи чи уступи, то в алохтоні утворювались субвертикальні підкиди і косі складки. Останні мають завжди більш круті північні крила. Прикладом таких дислокацій можуть служити пасма структур: Гамбурцева – Архангельського, Флангова – Голицина, Осетрова – Партизанська [43].

Крім осадових порід, в межах Північнокримського прогину бурінням встановлена наявність ефузивних і вулканогенно-кластичних утворень масивів палеовулканів.

Масиви палеовулканів, в більшості випадків, упевнено виділяються на часових розрізах МСГТ (Рис.4.15) і оконтурюються в плані. Їм, як правило, відповідають локальні аномалії магнітного поля. Виняток складають масиви палеовулканів центральної частини рифту (Приосьовий, Північнотарханкутський та ін. блоки). В магнітному полі їм відповідають слабкоградієнтні аномалії, або

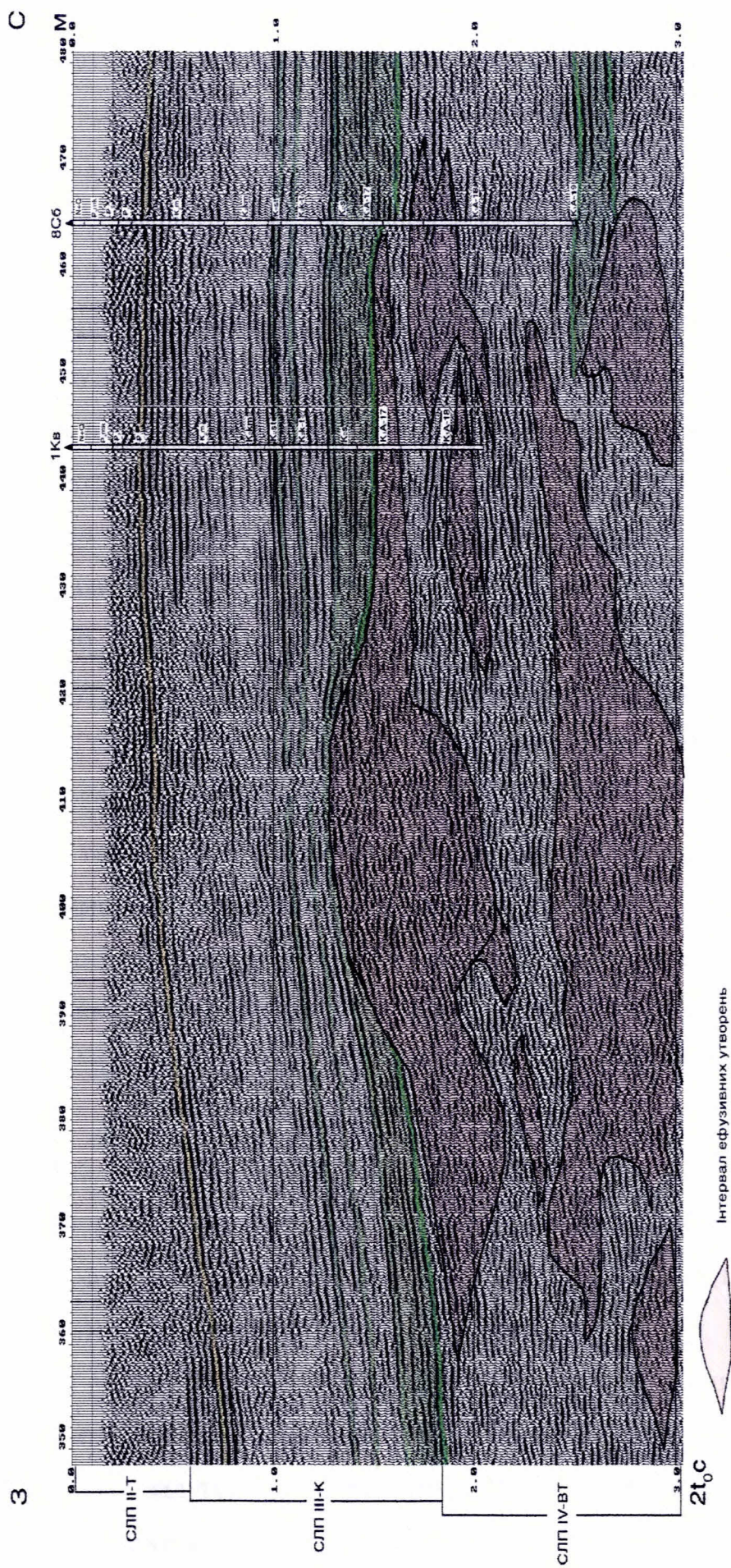


Рис. 4.15. Характер хвильової картини у межах масиву Соколинського палеовулкану Серебрянського грабену.
(Часовий розріз по профілю 921927. Серебрянська площа).

Склад С. В. Кольцов та М. Є. Герасимов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2003

они взагалі не відображаються [58]. Палеовулкани західної і центральної частин рифту заторкують відклади нижньої крейди, в окремих випадках досягаючи відкладів кампану (Олексіївський, Красноярський та ін.). В східній частині вулкани більш древні та перекриті відкладами альбу (Красноперекопський, Північно-Джанкойський та ін.). Різний вік і літологічний склад вулканічних утворень свідчить про різні джерела їх генерації. На користь того, що Північнокримський рифтогенний прогин утворився на різних етапах рифтогенезу, свідчить і його форма (Рис. 3.29). Східна частина рифту (Каркінітський, Сиваський, Серебрянський, Славненський і Красногвардійський блоки) мають північно-західне простягання. На меридіані Бакальської коси рифт звужується, а простягання центральної і західної частин змінюється на південно-західне.

Згідно [58] східна частина Північнокримського прогину відображає процес задугового рифтингу при причленуванні Гірськокримського терейну до Євразії. Решта частина прогину відповідає етапу причленування палеомікроконтиненту Дзирулія шляхом підсування між мікроконтинентом Мьозія і терейном Криму (як краєм Євразії) [44]. При цьому в зоні Гірськокримського терейну формувалась невулканічна острівна дуга, а в зоні Центрально-Кримського підняття міждуговий прогин. Вулканічна дуга формувалась в зоні Каламітського валу, про що свідчать магматити, зустрінуті в свердловинах 2 Ільїчевська, 1 Федорівська та ін. [54].

Висновки

1. В рамках роботи вперше побудовано структурні карти масштабу 1:500000 по основних горизонтах відбиття (IIIa(P₁під.), IVa(K₁покр.), IVб₂(K₁під.)), які характеризують геологічну будову Північнокримського прогину з точки зору його рифтогенної природи. На цих картах знайшли відображення елементи, які характерні для рифтогенних прогинів, що виникли в результаті задугового спредингу. Це бортові палеоскиди лістричної кінематики; приосьовий грабен; бортові блоки; дорифтовий, синрифтовий та

пострифтовий літодинамічний комплекс; ефузивні і вулканогенні утворення масивів палеовулканів.

2. Спираючись на розроблені критерії визначення типу тектонічних порушень на часових розрізах МСГТ, геолого-геофізичну і сейсмостратиграфічну моделі виділено:

- Південнобортовий та Причорноморський бортові палеоскиди;
- Серебрянський приосьовий грабен;
- як північний борт – північну та центральну частини Центральнокримського і Іллічівського підняття;
- як південний борт – південну частину Південноукраїнської монокліналі;
- сім грабеноподібних, два горстоподібних, шість антитетичних та сім гомотетичних блоків;
- відклади дорифтового (СЛП VI-Т, КССК IVб₁-б₂ СЛП IV-ВТ), синрифтового (КССК IV а-б), перехідного (КССК IIIв-г СЛП III-К) та синеклізного (КССК Па-IIIа) етапів розвитку прогину;
- масиви палеовулканів.

3. В результаті вивчення геолого-геофізичної інформації, яка отримана в межах східної центрикліналі прогину, визначено зону східного закінчення центрального грабену, а також західного продовження рифту. Доведена наявність палеоскидів, які ускладнюють геологічну будову північного та південного бортів і утворюють їх сходинкову будову.

Встановлено існування скидів на північному борту прогину в Приазов'ї та в північно-західній частині Азовського моря і виявлено зону розвитку антиклінальних прегинів у відкладах осадового чохла, які представляють певний пошуковий інтерес на цій території.

4. В складі порід мезо-кайнозойського віку за сейсмічними даними впевнено виділяються інтервали відкладів дорифтового, синрифтового і пострифтового комплексів, а також масиви палеовулканів. Дорифтовий, синрифтовий і проміжний літодинамічний комплекс, несуть на собі в основному сліди розтягнення. Основними тектонічними елементами є блоки

різної тетичності. Антиклінальні складки зафіксовано лише в зонах інверсійних підкидо-насувних дислокацій. Синеклізний комплекс несе на собі сліди як плікативних, так і диз'юнктивних дислокацій. Основним джерелом утворень антиклінальних складок є тангенційні напруги, що виникли в результаті гравігенного сповзання гірських порід з північного схилу Каламітського підняття у північному напрямку.

5. Різні геодинамічні режими на яких утворювалися та перетворювалися відклади крейдового віку Північнокримського рифту, вплинули на розподіл нафтогазоперспективних структур у розрізі та по площі, і як наслідок на їх нафтогазоперспективність.

На теперішній час не існує чіткої класифікації нафтогазоперспективних структур з розподілом за літодинамічними комплексами та площі прогину. Тому у розділі 5 наведено дослідження з розробки цієї класифікації і приклади її використання при визначенні першочергових напрямків геофізичних робіт.

РОЗДІЛ 5

ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ВІДКЛАДІВ
КРЕЙДОВОГО ВІКУ ТА НАПРЯМКИ ГЕОФІЗИЧНИХ РОБІТ

Прогноз нафтогазоносності полягає у доведенні наявності у надрах сприятливих умов для формування та збереження покладів вуглеводнів [132]. Він базується на аналізі певних критеріїв оцінки нафтогазоносності надр (Таблиця 5.1). Повний аналіз критеріїв у рамках дисертації не проводився, тому у главі розглянуто лише ті чинники для визначення яких використано авторські розробки: сеймостратиграфічна та геолого-геофізична характеристики для визначення наявності сприятливих структур, порід-колекторів, флюїдонепроникних товщ та сеймостратиграфічної приуроченості пасток нафти і газу та нафтогазоперспективних структур.

5.1 Сеймостратиграфічна класифікація нафтогазоперспективних структур

Наявність і тип сприятливих структур (пасток) вуглеводнів є основою для локальної оцінки нафтогазоносності [132]. Світова статистика свідчить, що більше 85% відкритих родовищ пов'язана з пастками структурного (антиклінального) типу [133]. Дуже часто найкрупніші поклади зустрічаються у комплексах горстів та блоків рифтогенних прогинів [134], або окремих блоків у яких скупчення ВВ заповнюють не лише склепіневі частини, а й мульди [132].

На теперішній час, в межах Північнокримського прогину комплексом геолого-геофізичних досліджень виявлено низку нафтогазоперспективних структур (НГПС). Виділяються два головних типи НГПС – антиклінальний (структурний) та неантиклінальний.

Критерії оцінки нафтогазоносності надр за Б. Й. Масєвським [132]

Таблиця 5.1

| Критерії | Чинники |
|------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1 | 2 |
| Опосередковані ознаки | |
| Структурно-тектонічні | <p>Тип геотектонічного елемента.</p> <p>Розмір басейну седиментації і товщина осадового чохла.</p> <p>Режим тектонічних рухів.</p> <p>Плитотектонічний розвиток території.</p> <p>Ступінь тектонічного розчленування та дислокованості порід.</p> <p>Геоструктурна зональність розміщення скупчень нафти та газу.</p> <p>Амплітуда неотектонічних рухів.</p> <p>Наявність сприятливих структур.</p> <p>Регіональне положення структур.</p> <p>Історія розвитку структур.</p> <p>Співвідношення структурних планів.</p> <p>Наявність перерв і незгідностей</p> <p>Осадконагромадження</p> |
| Літолого-фаціальні | <p>Наявність сприятливих формацій.</p> <p>Наявність порід-колекторів.</p> <p>Наявність флюїдонепроникних товщ.</p> <p>Стратиграфічна приуроченість скупчень нафти та газу</p> |

Продовження таблиці 5.1.

| 1 | 2 |
|--------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Геохімічні | <p>Наявність органічної речовини.</p> <p>Наявність епігенетичних бітумоїдів.</p> <p>Вміст і склад вуглеводневих і неуглеводневих газів.</p> <p>Наявність рН-<i>Eh</i>-аномалій.</p> <p>Присутність сірки, закисних форм заліза і вторинних карбонатів кальцію</p> |
| Гідрогеологічні | <p>Гідродинамічні</p> <p>Гідрогеохімічні</p> <p>Водогазові</p> |
| Геотермічні | Розподіл теплового поля |
| Мікробіологічні | Розвиток бактерій |
| Прямі ознаки | |
| Наявність природних нафтогазопроявів | <p>Макропрояви нафти і газу.</p> <p>Мікропрояви нафти та газу.</p> |

Аналіз сейсмічної інформації показав, що в межах прогину серед антиклінальних НГПС найбільш поширені склепіневі брахіантиклінальні, структури облікання масивів палеовулканів та лінійновитягнуті. Цей тип НГПС впевнено виділяється за сучасними сейсмічними матеріалами за допомогою сейсмостратиграфічних моделей СЛП та прийомів сейсмостратиграфічної інтерпретації.

Серед НГПС неантиклінального типу найбільш часто зустрічаються прискидові, припідкидові, піднасувні, літологічно-екрановані (налягання на

масиви палеовулканів), пастки у корі вивітрювання палеовулканів та зони підвищеної тріщинуватості вапняків ефузивних утворень палеовулканів та кристалічного фундаменту. Цей тип пасток характеризується складною будовою та сейсмостратиграфічними характеристиками. Для їх вивчення, окрім стандартних прийомів інтерпретації, було використано увесь комплекс геолого-геофізичної інформації та сейсмостратиграфічних моделей СЛП, а також критерії визначення типів тектонічних порушень.

В результаті проведеного аналізу була вперше розроблена сейсмостратиграфічна класифікація НГПС (Рис. 5.1), а також визначено принципи їх розміщення у розрізі та по площі Північнокримського рифтогенного прогину.

5.2 Принципи розміщення нафтогазоперспективних структур

На теперішній час, на території рифту відкрито 20 родовищ (2 нафтових та 18 газових і газоконденсатних), в яких міститься 40 покладів. За запасами тільки 3 з них відносяться до категорії середніх, решта – до малих. За комплексами поклади розподіляються наступним чином: дорифтовий комплекс – 3 поклади, синрифтовий комплекс – 2 поклади, проміжний комплекс – 4 поклади і 31 поклад в перекриваючому комплексі (13 покладів в палеоцені, 16 – в олігоцені та 1 в маастрихті і 1 в еоцені). Промисловий видобуток газу ведеться тільки з відкладів олігоцену та палеоцену, промислова газоносність доведена і для еоценових та нижньокрейдових відкладів. Незначні припливи газу отримані у відкладах міоцену на структурах Архангельського, Сельського, Одеській, Кримській.

Як видно з наведених вище даних, більшість відкритих на сьогоднішній день газових та газоконденсатних родовищ (Штормове, Голицинське, Шмідта, Одеське, Архангельського, Оленівське, Чорноморське, Глібівське, Карлавське, Краснополянське, Кіровське та Задорненське) в прогині пов'язані з еоцен-палеоценовими відкладами (КССК ІІа-ІІІа СЛП ІІІ-К). Всі вони приурочені до

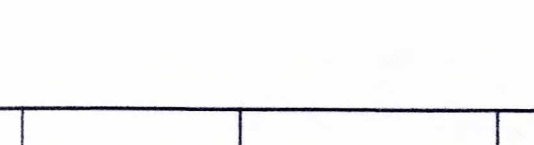
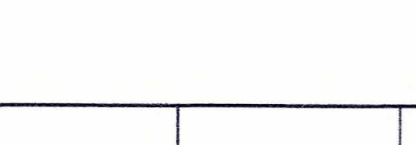
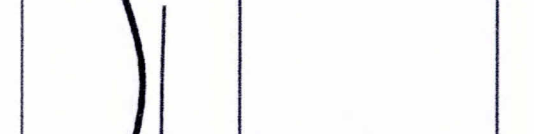
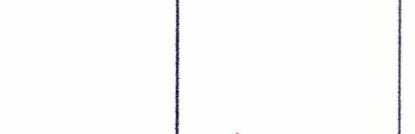



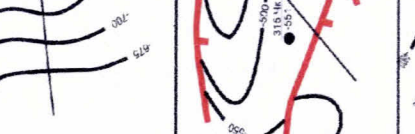
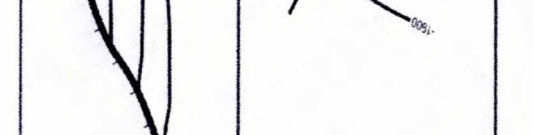
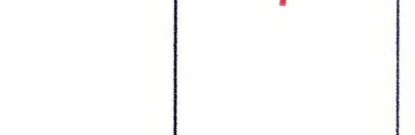
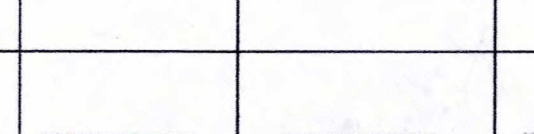
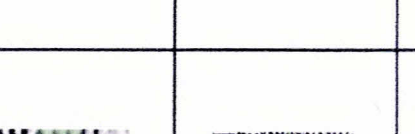



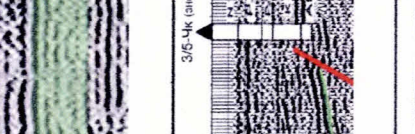
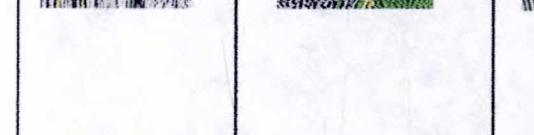
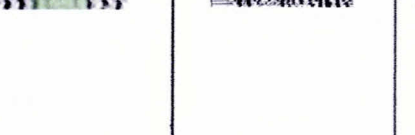
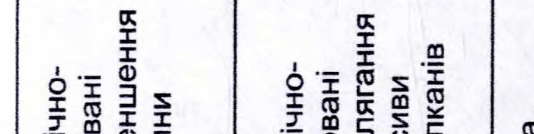
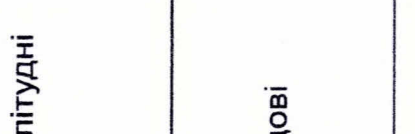
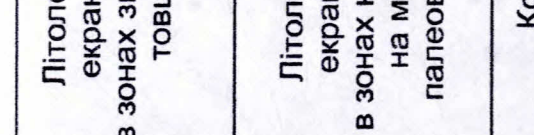
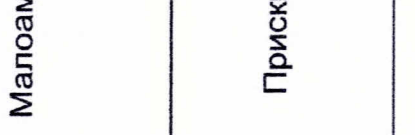
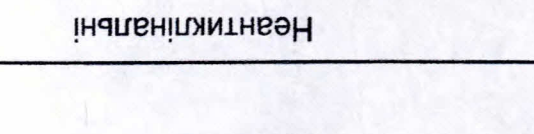
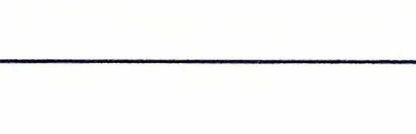


| | | | | |
|-------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>Антиклінальні</p> | <p>Брахи-антиклінальні структури</p> |  |  | |
| <p>Лінійно-витагнуті</p> |  |  |  |  |
| <p>Малоамплітудні</p> |  |  |  |  |
| <p>Прискидові</p> |  |  |  |  |
| <p>Припідкидові</p> |  |  |  |  |
| <p>Піднасувні</p> |  |  |  |  |
| <p>Літологічно-екрановані в зонах зменшення товщини</p> |  |  |  |  |
| <p>Літологічно-екрановані в зонах налягання на масиви палеовулканів</p> | | | | |
| <p>Кора вивітрювання ефузивних утворень палеовулканів</p> | | | | |
| <p>Зони підвищеної тріщинуватості вапняків</p> | | | | |

Рис. 5.1. Сейсмостратиграфічна класифікація нафтогазоперспективних структур

Північнокримського рифтогенного прогину.

Склав С. В. Кольцов з використанням матеріалів КГФЕ “Кримгеофізика”, 2007

антиклінальних складок, що виникли біля ремпової складової третинних підкидів, площина розриву яких часто досягає морського дна чи денної поверхні. Колекторами тут є тріщинуваті органогенні та органогенно-детритові вапняки нижньопалеоценового відділу. Глинисті вапняки та мергелі верхнього палеоцену відносяться до проміжної товщі (псевдопокришки) і в значній мірі впливають на розміри покладів, тому що від їх потужності залежить коефіцієнт заповнення пастки вуглеводнями.

Олігоценова товща майкопу (СЛП II-T) порівняно з палеоценом в прогині має менший потенціал нафтогазоносності, який на сьогодні можна вважати майже повністю вичерпаним. Тут виявлені невеликі поклади на структурах Голицина, Південно-Голицинській, Архангельського, Шмідта, Кримській, Джанкойській, Стрілковій та Ярилгацькій. Більшість із них пов'язана з пізньотретинними косими складками стиснення, обумовленими підкидами. Колекторами тут являються шари пісковиків і алевритів, котрі залягають серед пластичних глин з відмінними екрануючими властивостями. Майкопські відклади, котрі традиційно відносяться до нафтогазоматеринських, на даний час досягли “нафтового вікна” тільки в центральній частині Причорноморського мегапрогину [54].

В глинисто-карбонатних відкладах кампану-маастрихту верхньої крейди, що входять до складу перекриваючого комплексу (КССК IIIa-a₃), відкриті поклади промислового значення: газу – на родовищі Шмідта, нафти – на Серебрянській структурі. Значні припливи в окремих свердловинах були одержані: нафти – на Першотравневій, Бакальській; газу – на Фланговій та Штильовій структурах. Інтенсивні нафтогазопрояви в свердловинах із відкладів перехідного комплексу (КССК IIIa₃-IVa) встановлені на Октябрській, Бакальській, Карлавській, Крейдовій, Чорноморській, Родніковській, Міжводненській структурах. Промислові припливи вуглеводнів та нафтогазопрояви різної інтенсивності із відкладів перекриваючого та перехідного комплексу приурочено переважно до структур облікання масивів палеовулканів та лінійновитягнутих складок стиснення, що розвинуті в зонах

крупних тектонічних порушень. Нафтогазопрояви із синрифтового комплексу (КССК IVa-б₁) – на Серебрянській, Північно-Серебрянській, Карлавській, Родніковській, Задорненській, Борисівській та інших площах приурочено до структур тектонічно-екранованого типу (блоки різної тетичності), кори вивітрювання масивів палеовулканів та пасток літологічно-екранованого типу (налягання порід-колекторів на масиви палеовулканів).

Із відкладів дорифтового комплексу (КССК IVб₁-б₂) припливи вуглеводнів отримано на Октябрській, Глібівській, Рилеєвській, Бакальській площах у свердловинах пробурених в межах антитетичних та горстоподібних блоків (тектонічно-екрановані пастки).

На даний час практично усі антиклінальні складки, що виявлені по горизонтах відбиття у перекриваючому комплексі, вивчено глибоким бурінням. Вірогідність відкриття нових родовищ у відкладах олігоцену та палеоцену дуже низька, тому надалі наведено дані лише про типи НГПС, породи-колектори та нафтогазонепроникливі товщі у відкладах крейдового віку. Значні припливи нафти і газу, які отримано в межах окремих блоків суходольної частини рифту із відкладів синрифтового та дорифтового комплексів (Октябрська, Рилеєвська та ін. площі), а також в межах антиклінальних структур із відкладів перехідного комплексу (Бакальська, Західно-Октябрська) свідчить про їх високий нафтогазоносний потенціал.

Таким чином, у межах Північнокримського рифтогенного прогину поклади вуглеводнів та найбільш значні нафтогазопрояви приурочено до різновікових відкладів і пов'язано з об'єктами, що мають принципово різну геологічну будову. До різних літодинамічних комплексів приурочено різні типи НГПС, тому їх слід розглядати окремо.

У відкладах **дорифтового** етапу розвитку найбільш поширені пастки, які приурочено до антитетичних і горстоподібних блоків, що обмежені скидовими та підкидо-насувними дислокаціями (прискидові, підкидові та піднасувні пастки) [44].

За результатами узагальнення літолого-стратиграфічного складу відкладів осадового чохла та петрофізичних властивостей встановлено розвиток колекторів та покришок на різних стратиграфічних рівнях. В дорифтовому комплексі достовірно встановлені відклади неокомського та нижньоаптського віків, в інтервалах яких розвинені породи-колектори та покришки (Додаток В). Породи-колектори цього етапу представлені пісковиками, алевролітами, конгломератами, що залягають в основі неокомських відкладів (базальна пачка) і які впевнено виділяються на часових розрізах наявністю відносно протяжних високоамплітудних відбиттів (Таблиця 2.2). Як покришки слід розглядати аргіліти верхньої частини пачки А-21 та глинисто-алевролітову товщу пачки А-20 [129].

В синрифтовому комплексі (КССК IVа-б₁) треба виділяти відклади, які утворилися на довулканогенному етапі від тих, що утворилися на вулканогенному, бо вони мають принципово різну геологічну будову та типи порід – колекторів.

До відкладів, що утворилися на протязі довулканогенної частини синрифтового етапу (СПЧ IVб_{1-а3}) відноситься теригенна товща верхньоаптського-нижньоальбського віку [129]. В межах цієї товщі певний пошуковий інтерес представляють пісковики і алевроліти пачки А-20, перекриті відносно потужною глинисто-аргілітовою товщею середнього альбу (пачка А-19). Їм на часових розрізах відповідають відносно протяжні відбиття, які в окремих випадках групуються в пачки відбиттів (Рис. 2.12в, 2.13г, Таблиця 2.2).

У відкладах верхньоаптського та нижньоальбського віку найбільш поширені пастки неантиклінального типу, які розташовані в межах антитетичних та горстоподібних блоків [129] (прискидові, припідкидові та піднасувні пастки).

До відкладів, що утворилися протягом вулканогенної фази синрифтового етапу розвитку, відносяться вулканогенно-теригенна товща середньо-

верхньоальбського віку та вулканогенно-теригенно-карбонатна товща сеноману (СПЧ IVa-a₃ та СПЧ IIIг-IVa) [129].

Колектори у відкладах **середнього альбу** приурочені до верхньої частини розрізу і представлені переважно туфами, туфітами, вулканомітковими пісковиками і гравелітами, рідше зміненими або тріщинуватими лавами.

Породи-колектори **верхнього альбу** представлені вулканомітковими пісковиками, туфітами, туфами та туфопісковиками, які залягають на трьох стратиграфічних рівнях. Перший рівень розповсюдження колекторів зафіксовано в низах відкладів верхнього альбу (базальні верстви пачки А-18), покриттями до яких є аргіліти і глини пачки А-18. Головним типом пасток для цього рівня слід вважати тектонічно-екранований тип (прискидові, припідкидові) (Додаток Д).

Другий рівень – вулканогенні і вулканокластичні пачки всередині горизонту А-18, що розташовані в межах окремих тектонічно-екранованих блоків, переважно антитетичного типу. Обидва рівні розвитку колекторів виділяються на часових розрізах МСГТ за наявністю інтенсивних відбиттів різної протяжності та амплітуд (високо та середньоамплітудні сейсмофації) на фоні напівпрозорого рисунка запису або низькоамплітудної сейсмофації (Рис. 2.12а, 2.13б).

Третій рівень розповсюдження колекторів зафіксований у верхній частині верхньоальбських відкладів (пачка А-17). Колектори представлені туфітами, туфопісковиками та вулканомітковими пісковиками, які перекрито товщею аргілітів та мергелів. На часових розрізах МСГТ ці інтервали виділяються за ознаками, які аналогічні вищеназваним, але інтенсивність відбиттів декілька нижча. На цьому рівні головний тип пасток – антиклінальний (структура облікання палеовулканів) або літологічно-екранований (налягання теригенно-вулканогенних відкладів на ефузивні утворення). Певний інтерес представляє кора вивітрювання ефузивних утворень палеовулканів, з якими можуть бути пов'язані поклади нафти. В межах рифту ці типи пасток розповсюджені в зонах

розвитку масивів палеовулканів (Соколинського, Джанкойського, Костянтинівського та інш.) (Додаток Е).

Крім того, певний пошуковий інтерес представляють туфопісковики та туфіти, що залягають в товщі ефузивних утворень. Але однозначно виділити інтервали їх розповсюдження за сейсмічними даними важко із-за близькості хвильових картин, що зафіксовані в їх межах.

В теригенно-карбонатних відкладах **сеноману** колектори представлені вулканогенними і вулканокластичними породами, а також тріщинуватими органогенно-детритовими вапняками. На часових розрізах колектори цього віку практично не виділяються, що обумовлено близькістю сейсмостратиграфічних характеристик, які зафіксовані в інтервалах колекторів та покришок (Рис. 2.15а, б). Виключення складають інтервали розвитку підвищеної тріщинуватості, які належать до зон тектонічних порушень і виділяються як зони хаотичного або бугристого рисунка сейсмічного запису (Рис. 2.15а). Але такий рисунок може бути пов'язаний з іншими факторами. Тому, для їх виділення і картування зон тріщинуватості необхідно використовувати комплексування з іншими геофізичними методами. Найбільш ефективний в даних умовах є метод електророзвідки ЗСБ [135].

Покришками можуть бути вапнисті аргіліти та глинисті мергелі. Припливи ВВ із сеноманських колекторів отримано в свердловинах, що пробурено в межах структур облікання палеовулканів (Серебрянська та Північно-Серебрянська площі) та зон тектонічних порушень, що обмежують окремі блоки у відкладах нижньої крейди (Бакальська площа).

Головним типом пасток у відкладах сеноманського віку є брахіантиклінальні складки облікання палеовулканів (Додаток Ж), літологічно-екрановані пастки, які приурочено до зон налягання теригенно-вулканогенних відкладів на ефузивні утворення, а також лінійновитягнуті антиклінальні складки та зони підвищеної тріщинуватості, що приурочені до крупних тектонічних порушень (Додаток З). До відкладів крейдового віку, які утворилися на **перехідному** та **синеклізному** етапах розвитку, відносяться

карбонатні відклади турону-маастрихту. Не дивлячись на відносно великий стратиграфічний діапазон, перспективи пошуків ВВ пов'язані з колекторами приблизно однакового літологічного складу (тріщинуваті вапняки), які перекрито мергелями та глинистими вапняками. Відклади цього віку впевнено виділяються на часових розрізах за хвильовими картинами (Таблиця 2.2).

В межах рифту можна виділити три групи структур у відкладах турон-маастрихту, перспективних для пошуків ВВ. До першої групи слід віднести брахіантиклінальні складки, які виникли в результаті облікання масивів палеовулканів. Друга група – це лінійновитягнуті антиклінальні структури, що виникли в результаті стиснення. До третьої групи відносяться лінійновитягнуті вздовж тектонічних зон структурні носи, в межах яких зафіксовано підвищення тріщинуватості вапняків верхньої крейди.

В результаті аналізу розподілу НГПС та структурних карт по горизонтах відбиття IIIa, IVa та IVb₂ встановлено, що найбільш перспективними у відношенні пошуків ВВ у відкладах дорифтового та довулканогенної фази синрифтового етапу слід вважати Каркінітський, Глібівський, Голицинський, Тендрівський, Шмідтівський, Тетянівський, Рилеєвський, Октябрський, Каркінітсько-Сиваський, та Південні частини Тарханкутського та Південноголицинського блоків, в межах яких розвинуто тектонічно-екрановані пастки різного типу.

Певний пошуковий інтерес мають зони розвитку руслових фацій неокомського віку, пов'язаних з річками палео-Карасу, палео-Бурульча та палео-Салгір, розвиток яких прогнозується в межах Красногвардійського та Слав'янського блоків.

Основні перспективи пошуків нафти та газу у відкладах, що утворилися протягом вулканогенної фази синрифтового етапу пов'язано з Тетянівським, Серебрянським, Сиваським, Михайлівським, Тарханкутським, Приосьовим, Південношмідтівським, Південнобортовим та Північнотарханкутським блоками. В межах цих блоків розвинуто прискидові, припідкидові пастки

літологічно-екранованого типу, брахіантиклінальні структури облікання масивів палеовулканів, а також кори вивітрювання еффузивних утворень.

В межах Каркінітського, а можливо і Південношмідтівського блоків прогнозується розвиток руслових фацій пізньоальбських палеорічок, пов'язаних з Каркінітсько-Сиваським палеопідняттям. [97]

Перспективи пошуків ВВ у відкладх перехідного та синеклізного етапів пов'язані з Серебрянським, Сиваським, Михайлівським, Шмідтівським, Тетянівським, Північно-Тарханкутським, Тарханкутським, Приосьовим та Південнобортовим (брахіантиклінальні складки облікання палеовулканів). Південношмідтівським (брахіантиклінальні складки та зони підвищеної тріщинуватості), Шмідтівським, Глібівським Михайлівським, південні частини Тарханкутського, Сиваського, та Серебрянського блоків (лінійновитягнуті структури стиснення та зони підвищеної тріщинуватості), Голицинський, Каркінітсько-Сиваський, Тендеровський, Каркінітський, Східносиваський, Красногвардійський, Октябрський (лінійновитягнуті структури), Рилеевським (зони тріщинуватості).

На думку автора, особливу увагу слід звернути на НГПС північного та південного бортів рифту. В межах цих частин практично відсутні типи об'єктів, які характерні для центрального грабену. Виключення складають структури південного борту: Тарасівська прискидова, Григорівська припідкидова та Красновська структура облікання одноіменного палеовулкану. Інші НГПС південного борту мають принципово іншу будову і пов'язані з зонами розвитку руслових фацій неокомського віку (річка палео-Салгір з притоками), а також з зонами виклинювань відкладів нижньокрейдного віку.

В межах північного борту (Південноукраїнська монокліналь) основними типами НГПС є літологічно-екрановані пастки, малоамплітудні складки стиснення в осадовому чохлі, зони підвищеної тріщинуватості карбонатів верхньої крейди.

На дорифтогенному етапі монокліналь була фрагментом пасивної окраїни Східно-Європейського кратону, тому тут могли зберегтися як клиноподібне

скорочення на північ відкладів венду-карбону (комплекс пасивної окраїни), так і нижнього карбону-пермі (комплекс Передскіфійського крайового прогину). На структурному плані цих комплексів знайдуть відображення як субмеридіональна зональність кристалічного фундаменту дорифейського етапу формування кратону, так і субширотна зональність структур, які визначаються уже особливостями будови північних бортів Каркінітсько-Сиваського ($T - J_1$) і Північнокримського (K_1) рифтогенів.

Уявляється, що в цьому районі розвинені і малоамплітудні структури тангенційного стиснення внаслідок розвитку як інверсійних підкидо-насувів по палеоскидах північного борту рифтогенів, так і формування складок по субпошарових розривах (флетах) на різних рівнях розрізу, а також пов'язаних з рельєфом фундаменту.

Заради зручності використання отриману інформацію про розповсюдження НГПС в межах прогину зведено у таблицю (Таблиця 5.2) і показано на схемі розподілу нафтогазоперспективних структур у відкладах крейдового віку Північнокримського прогину (Рис. 5.2).

Розділ 5.3 Першочергові напрямки геофізичних робіт

Першочерговою територією для постановки геофізичних робіт (комплекс сейсмозвідки та електророзвідки) є райони відкритих родовищ, або площ, на яких отримано значні припливи вуглеводнів.

В межах суходольної частини рифту, це **зона Південнобортового палеоскиду** де відкрито Октябрське нафтове і Західно-Октябрське газоконденсатне родовища та отримано припливи на ряді площ (Сусанінська, Родніковська, Мелова).

В межах цієї зони на першому етапі пропонується виконати деталізаційні сейсмозвідувальні роботи МСГТ на Клепіненській прискидовій, Родніковській, Сусанінській та Красноярській припідкидових, Знам'янській піднасувній структурах, а також в межах блоків №4 та №5 Октябрського родовища, де бурові роботи не виконувались. (Рис 5.3). Слід відмітити, що

Розподіл НГПС крейдового віку за сеймостратиграфічними одиницями
Північнокримського рифтогенного прогину

Таблиця 5.2

| Етап розвитку рифтогену | Сеймостратиграфічна одиниця | Вік відкладів | Основні типи пасток | Розповсюдження НГПС за блоками |
|-------------------------|-------------------------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Дорифтовий | СЛП IV-ВТ КССК IVб ₁ -б ₂ | К ₁ nc-ар ₁ | Прискидові Припідкидові Піднасувні | Каркінітський, Глібівський, Каркінітсько-Сиваський, Голицинський, Південно-Голицинський Тендеровський, Тарханкутський, Шмідтівський, Тетянівський, Рилеєвський, Октябрський |
| | | | Літологічно-екрановані, малоамплітудні складки стиснення, палеорусла | Південний та північний борти Красно-гвардійський, Слав'янський |

Продовження таблиці 5.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Синрифтовий довулканогенна фаза | СЛП IV-ВТ КССК IVa-б ₁ СПЧ IVa ₃ -б ₁ | K ₁ ap ₁ -al ₁ | Прискидові Припідкидові Піднасувні | Каркінітський, Глібівський, Каркінітсько- Сиваський, Голицинський, Південноголицин- ський, Тарханкутський, Тендеровський, |
| | | | | Шмідтівський, Тетянівський, Рилеєвський, Октябрський |
| Синрифтовий вулканогенна фаза | СЛП IV-ВТ, КССК IVa-б ₁ , СПЧ IVa-a ₃ , СЛП III-К, КССК IIIa ₃ - IVa, СПЧ IIIг-IVa | K ₁ al ₂ - K ₂ S | Прискидові, припідкидові, брахіанти- клінальні складки, літологічно- екранований, кора вивітрувань ефузивів, лінійнови- тягнуті антиклінальні складки та структурні носи | Серебрянський, Сиваський, Михайлівський, Тарханкутський, Приосьовий, Південношмід- тівський, Південнобортовий, Тетянівський, |

Продовження таблиці 5.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|------------|-------------------------------------------------------------------------|---------------------|--------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | | палеорула | Північнотарханкутський, Каркінітський |
| Перехідний | СЛП III-K, КССК III ₃ -IVa, СПЧ III ₃ -Г | K ₂ t-st | Брахіантик-лінальні складки, лінійно-втягнуті структури стиснення, | Серебрянський, Сиваський, Михайлівський, Тарханкутський, Приосьовий, Південношмідтський, Тетянівський, Північнотарханкутський, Сиваський, Каркінітський, Тендеровський, Каркінітсько-Сиваський, Східно-Сиваський, Красногвардійський |
| | | | структурні носи | Шмідтський, Глібівський, Голицинський, Октябрський, Рилєєвський, Південнобортовий |

Продовження таблиці 5.2

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------|-------------------------------------------|---------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Синеклізний | СЛП IV-ВТ, КССК Ша-а ₃ , | K ₂ km-m | Брахіантик- лінальні складки, лінійно- витагнуті структури стиснення, структурні носи | Серебрянський, Сиваський, Михайлівський, Тарханкутський, Приосьовий, Південношмід- тівський, Шмідтівський, Глібівський, Голицинський, Октябрський, Рилєєвський, Південно- бортовий, Східно- Сиваський, Красно- гвардійський, Тетянівський, Північнотархан- кутський, Каркінітський, Тендеровський, Каркінітсько- Сиваський |

у зв'язку з тим, що частина Знам'янської та Родніковської структури знаходиться під озером Донузлав, для її вивчення необхідно провести спеціальні дослідження за методикою робіт у "перехідних зонах" (зони в межах яких неможливо виконувати стандартні морські та суходольні роботи МСГТ).

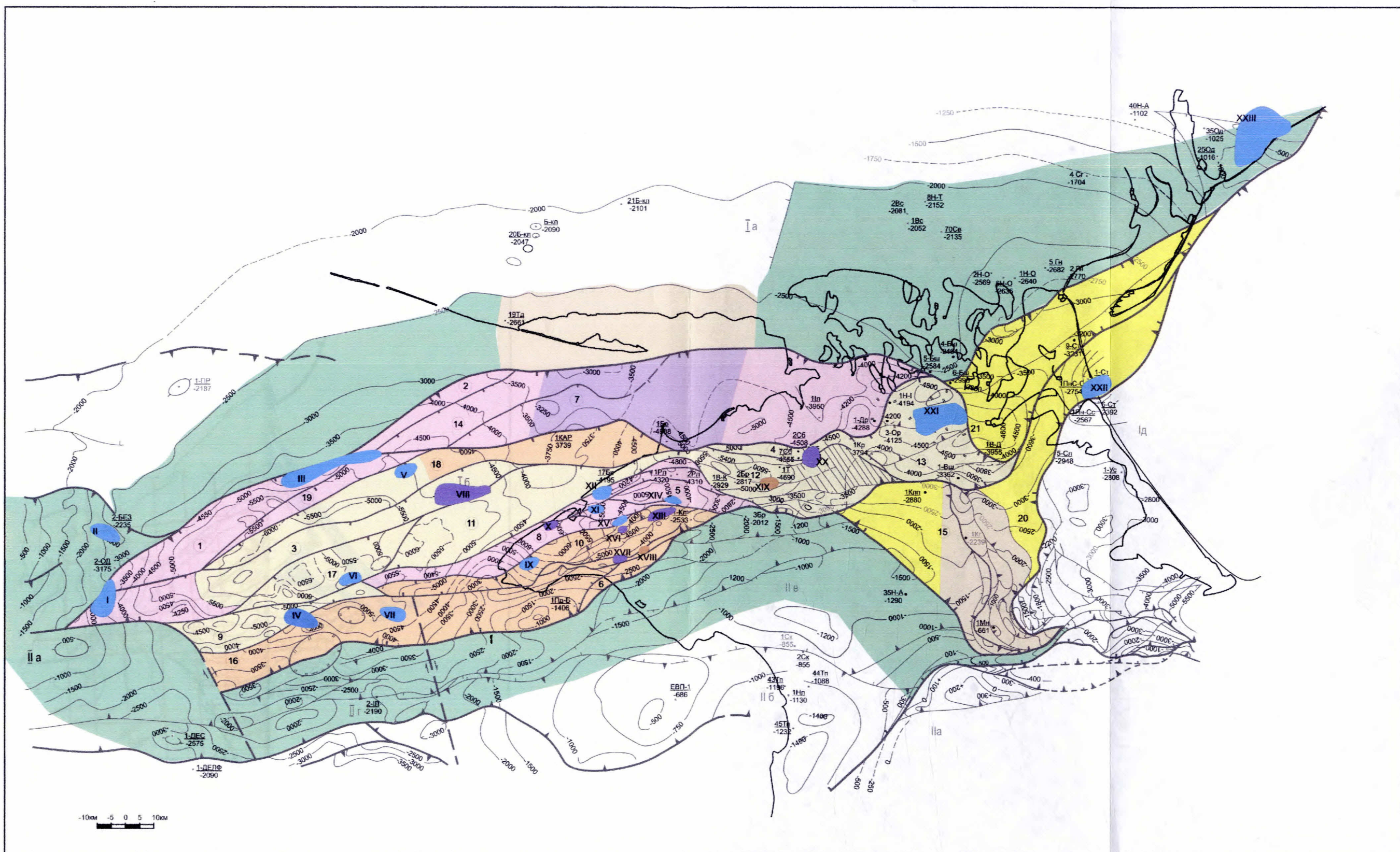


Рис. 5.2. Районування Північнокримського рифтогенного прогину за переважними типами нафтогазоперспективних структур. Склав С.В. Кольцов, 2007

(Умовні позначення див. на дод. А, Б)

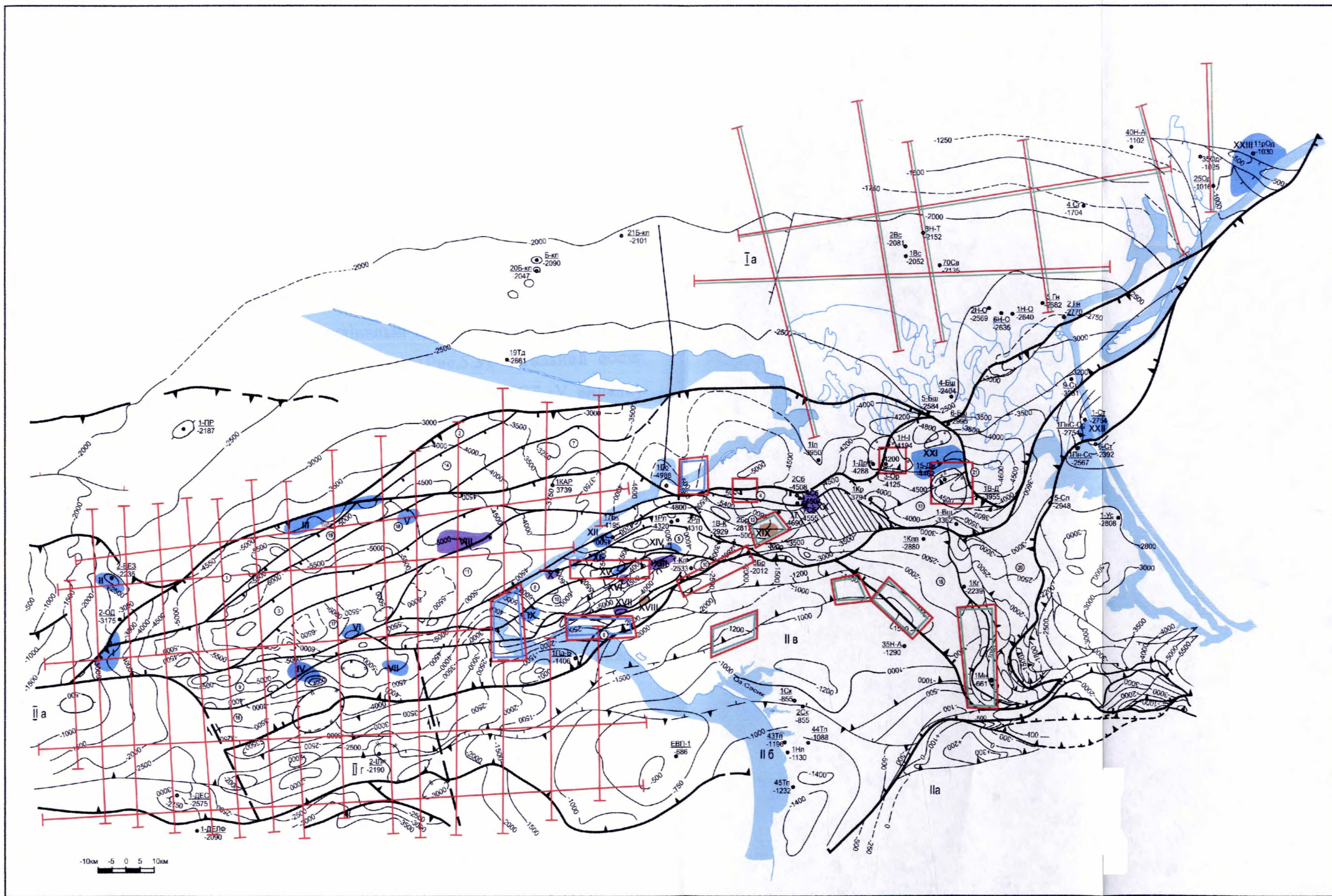


Рис.5.3. Картограма ділянок геофізичних досліджень, направлених на пошуки нафтогазоперспективних структур. Склад С.В. Кольцов, 2007

(Умовні позначення див. на дод. А, Б)

Загальний обсяг сейсмічних досліджень складає 600 пог. км профілів МСГТ. Із них 500 пог. км необхідно відпрацювати за методикою суходольної сейсморозвідки, а 100 пог. км за методикою робіт у “перехідних зонах”.

Заслуговує першочергової уваги територія Глібівського та Рилеевського блоків (Рис.4.1) в межах яких виявлено НГПО різного типу та відкрито низку родовищ у відкладах палеогену (Карлавське, Глібівське, Задорненське та інші) і отримано значні припливи з інтервалів крейди (Карлавська, Глібівська, Рилеевська та інші площі).

Геологічна будова **Глібівського блока** до кінця не вивчена. Тому на першому етапі пропонується провести додаткові сейсмічні дослідження з метою підготовки до глибокого буріння припідкидові пастки у відкладах нижньої крейди та лінійновитягнуті антиклінальні пастки у верхній крейді на Глібівській, Кіровській та Задорненській площах (Рис.5.3). Загальний обсяг сейсмічних досліджень складає біля 300 пог.км профілів МСГТ. У випадку отримання позитивних результатів деталізаційних досліджень відкривається фронт для проведення бурових робіт в межах блока.

Рилеевський блок більш повно вивчений сейсмічними дослідженнями. Практично усі НГПС на різних стратиграфічних рівнях підготовлено до глибокого буріння (Рилеевська, Західно-Ромашкінська, Північно-Ромашкінська, Каштанівська принасувні; Західно-Котовська та Котовська прискидові; Ромашкінський, Козачий, Міжводненський структурні носи з підвищеною тріщинуватістю вапняків верхньої крейди та принасувні пастки у нижній крейді.

В межах Тетянівського, Каркінітського, Сиваського та Серебрянського блоків у відкладах крейди відкрито Серебрянське, Тетянівське родовища, отримано припливи на Соколинській, Орловській площах. Комплексом геофізичних досліджень виявлено та закартовано низку НГПО.

На першому етапі в межах **Тетянівського блока** необхідно провести додаткові сейсмічні дослідження МСГТ на Матвіївській площі в обсязі 100 пог.км профілів і повторну комплексну інтерпретацію сейсмічних матеріалів та

даних ГДС, отриманих на Тетянівській площі, з метою створення геолого-геофізичної моделі родовища, якої на теперішній час не існує.

В межах суходольної частини **Каркінітського блока** виявлено Борисівську антиклінальну пастку, але її будова до кінця не вивчена із-за того, що вона частково розташована в акваторії Каркінітської затоки (Рис. 4.1, 4.2).

З метою підготовки Борисівської структури до глибокого буріння необхідно провести додаткові роботи МСГТ у “перехідних зонах” затоки в обсязі 200 пог.км профілів (Рис.5.3).

У **Серебрянському** грабеноподібному блоці для вирішення проблеми нафтогазонасності крейдового віку необхідно провести в межах Серебрянської площі повторну інтерпретацію сейсмічних матеріалів МСГТ та даних ГДС, а також додаткових робіт МСГТ та ЗСБ з метою уточнення площі нафтонасиченості та створення геолого-геофізичної моделі родовища. Загальний обсяг польових робіт складає біля 150 пог.км.

В **Сиваському** грабені найбільш перспективні є пастки, які пов'язані з розвитком ефузивних утворень палеовулканів. На теперішній час виявлено: Орловський антиклінальний об'єкт облікання палеовулкану та Орловську літолого-екрановану пастку; Костянтинівську та Північно-Джанкойську структури облікання палеовулканів; Маслівську структури облікання та Маслівську пастку літолого-екранованого типу. Усі об'єкти, за виключенням Маслівських, потребують проведення додаткових сейсмічних досліджень з метою підготовки їх до глибокого буріння. Обсяг робіт біля 500пог.км.

Південний та північний борт є територіями, які слабо вивчені сейсмічними дослідженнями МСГТ та глибоким бурінням. На теперішній час в їх межах доведено розвиток порід-колекторів, флюїдонепроникних товщ та прогнозується розвиток НГПС різних типів.

Для вирішення проблеми пошуків НГПС у відкладах крейдового віку в межах бортів рифту, на першому етапі рекомендується починати з проведення регіональних сейсмічних (МСГТ) та електророзвідувальних (КМТЗ) досліджень в обсязі 600пог.км профілів в межах північного борту, а також пошукових

геофізичних (МСГТ, ЗСБ) в межах південного борту загальним обсягом 700 пог.км профілів.

Додаткові геофізичні дослідження в межах **північного борту** дозволяють:

- визначити зони різкого скорочення товщини різновікових літодинамічних комплексів з якими може бути пов'язаний розвиток літолого-екранованих пасток;
- протрасувати тектонічні порушення в кристалічному фундаменті та осадовому чохлі, з якими вірогідно пов'язані малоамплітудні складки стиснення та зони підвищеної тріщинуватості утворень фундаменту;
- вивчити рельєф поверхні фундаменту і спрогнозувати зони розвитку кори вивітрювання кристалічних утворень.

У разі отримання позитивних результатів буде визначено фронт пошукових геофізичних досліджень та параметричного буріння.

В межах **південного борту** пошукові геофізичні дослідження слід провести на Григорівській принасувній, Тарасівській прискидовій та Красновській антиклінальній структурах, що дозволить вивчити їх геологічну будову та підготувати їх до глибокого буріння .

Іншою першочерговою ділянкою південного борту треба вважати Мельничну, Найдьонівську та Красногвардійську площі, в межах яких прогнозується розвиток руслових фацій неоконського віку (палео-Карасу, палео-Бурульча). Вивчення палеорусел дозволить закартувати НГПС та підготувати їх до глибокого буріння.

Відклади крейдового віку **морської частини** рифту геолого-геофізичними дослідженнями вивчено недостатньо.

На теперішній час відклади нижньої крейди повністю розкрито лише в п'яти свердловинах: Десантна 1, Іллічівська 2, Євпаторійська 2, Прадніпровська 2, Каркінітська 2 та частково в Голицинській 3. Верхня крейда вивчена більшою кількістю свердловин, але їх недостатньо для повної уяви про перспективність цієї частини розрізу.

На теперішній час, лише на Штильовій площі отримано промислові припливи газу і конденсату з відкладів кампан-маастрихту.

В цілому територія північно-західного шельфу Чорного моря віднесена до території з низькою ступеню розбуреності (менше 10м проходки 1км²) [136].

Згідно [137] крейдові відклади північно-західного шельфу містять 46.4% нерозвіданих запасів Чорного моря. Тому, визначення напрямків пошуків НГПО в цій частині рифту є дуже важливою задачею.

Визначені три пріоритентних ділянки для постановки першочергових геолого-геофізичних досліджень, це:

- зона Південнобортового палеоскиду (Південнобортовий блок);
- приосьова зона рифту, у складі Михайлівського Глібівського, Приосьового та Шмідтівського блоків;
- зона Причорноморського бортового палеоскиду (Південношмідтівський, Голицинський та Каркінітський блоки).

На першому етапі вивчення рекомендується проведення регіональних досліджень в обсязі 3 тис. пог.км профілів МСГТ. В результаті проведення робіт буде отримана інформація про геолого-тектонічну будову рифту та відкрито фронт для буріння параметричних свердловин та пошукових геофізичних досліджень.

Окрім регіональних робіт МСГТ на першому етапі пропонується проведення пошукових сейсмічних досліджень МСГТ в межах прибережної частини Михайлівського та Глібівського блоків, де попередніми роботами виявлено низку НГПС у відкладах палеогену та крейди (Тарханкутська, Західно-Мелова) (Рис.4.2, 4.3). Враховуючи, що ці об'єкти мають продовження на суходолі Тарханкутського півострова, дослідження необхідно виконувати за методикою мілководної сейсморозвідки. Загальний обсяг робіт складає біля 1 тис. пог.км профілів.

Висновки

1. В межах Північнокримського прогину комплексом геолого-геофізичних досліджень виявлено у відкладах крейдового віку низку нафтогазоперспективних структур (НГПС) різного типу.

В рамках дисертації вперше розроблено сеймостратиграфічну класифікацію НГПС, у якій узагальнено дані про типи і різновиди пасток, та наведено для кожного типу об'єктів характерний часовий розріз і структурна карта-схема покрівлі пастки.

Найбільш поширеним серед НГПО антиклінального типу є склепіневі брахіантиклінальні структури облікання масивів палеовулканів та лінійновитягнуті структури стиснення.

Серед НГПС неантиклінального типу найбільш поширені прискидові, припідкидові, піднасувні, літолого-екрановані, зони підвищеної тріщинуватості вапняків.

2. Спираючись на розроблені в дисертації сеймостратиграфічні та геолого-геофізичні моделі, структурні побудови по горизонтах відбиття IIIa, IVa, IVб₂ та літературні джерела визначено основні принципи розміщення порід-колекторів, флюїдонепроникливих товщ та НГПС у розрізі рифту:

- у відкладах дорифтового та довулканогенної фази синрифтового етапу (КССК IVб₁-б₂, КССК IVa-б₁, СПЧ IVa₃-б₁) колектори представлено пісковиками, алевролітами і конгломератами неоком-нижньоальбського віку. Перспективи пов'язано з припідкидовими, прискидовими, піднасувними пастками, які обмежені тектонічними порушеннями різної кінематики;
- у відкладах вулканогенної фази синрифтового етапу (КССК IVa-б₁, СПЧ IVa₃-a₃, КССК IIIa₃-IVa, СПЧ IIIг-IVa) колекторами є туфи, туфіти, вулканоміктові пісковики і гравеліти альбу і сеноману, а також тріщинуваті вапняки сеноману. Головні перспективи пошуків ВВ пов'язано з антиклінальними структурами облікання та зонами налягання порід-

колекторів на масиви палеовулканів. Також, певні перспективи пов'язано з прискидовими і припідкидовими структурами та лінійновитягнутими зонами підвищеної тріщинуватості вапняків сеноману, які тяготіють до тектонічних розривів;

- у відкладах перехідного та синеклізного етапів (КССК Ша₃-IVa, КССК Ша₃) головні перспективи пов'язано з антиклінальними структурами облікання палеовулканів, структурами стиснення та зонами підвищеної тріщинуватості вапняків.

3. В результаті проведених досліджень встановлено головні принципи розміщення НГПС по території рифту:

- пастки тектонічно-екранованого типу у відкладах дорифтового та довулканогенної фази синрифтового етапу розвинуто переважно в межах антитетичних та горстоподібних (Каркінітський, Глібівський, Голицинський, Тендрівський, Рилеевський, Октябрський, Шмідтівський, Тетянівський) та деяких грабеноподібних блоків (Каркінітсько-Сиваський, Тарханкутський), та Південноголицинського гомотетичного;
- пастки, які пов'язані з ефузивними утвореннями палеовулканів у відкладах вулканогенної фази синрифтового, перехідного та синеклізного етапів є головними об'єктами пошуків в грабеноподібних та гомотетичних блоках (Серебрянський, Північнотарханкутський, Сиваський, Михайлівський, Тарханкутський, Південнобортовий, Південношмідтівський, Приосьовий). Певні перспективи має Тетянівський та Шмідтівський антитетичний блоки;
- антиклінальні лінійновитягнуті НГПС та зони підвищеної тріщинуватості у відкладах перехідного та синеклізного етапів розвинуті в блоках, які обмежені бортовими палеоскидами та тектонічними порушеннями в зонах яких відбулося ремобілізація посувань на етапах стиснення (Глібівський, Голицинський, Шмідтівський, Михайлівський, Рилеевський, Тарханкутський, Октябрський, Сиваський, Серебрянський, Південношмідтівський, Каркінітський, Каркінітсько-Сиваський, Тендеровський, Східносиваський, Красногвардійський).

пастки пов'язані з русловими фаціями річок Каркінітсько-Сиваського палеопідняття розвинуто в межах Каркінітського, а палео-Салгір, палео-Бурульча, палео-Карасу в межах Красногвардійського, Слав'янського блоків;

в межах бортів прогину розвинуті переважно неантиклінальні НГПС, пов'язані з зонами розвитку руслових фацій палео-річки Салгір, зонами скорочення товщин нижньої крейди (південний борт) та виклинювань різновікових комплексів, малоамплітудних складок стиснення, зонами підвищеної тріщинуватості в осадовому чохлі.

4. Спираючись на розробки та структурні побудови, які виконано в рамках дисертаційної роботи визначено першочергові напрямки пошуків НГПС в різних частинах прогину:

- в межах суходольної частини центрального грабену пропонується виконати деталізаційні сейсмічні (МСГТ) та електророзвідувальні (ЗСБ) дослідження в межах 24 площ Глібівського, Рилеєвського, Тетянівського, Каркінітського, Сиваського та Серебрянського блоків, а також в зоні Південнобортового палеоскиду. Загальний обсяг складає біля 1550 пог. км профілів МСГТ та 150 пог. км профілів ЗСБ;
- провести додаткові комплексні регіональні сейсморозвідувальні (МСГТ) та електророзвідувальні (КМТЗ) дослідження в межах північного борту рифту, загальним обсягом 600 пог.км;
- в межах південного борту виконати додаткові пошукові сейсморозвідувальні (МСГТ) та електророзвідувальні (ЗСБ) дослідження в обсязі 700пог.км;
- першочерговими дослідженнями в морській частині треба вважати регіональні сейсморозвідувальні роботи МСГТ. Загальний обсяг робіт складає 3000 пог.км профілей МСГТ;
- провести сейсмічні дослідження за методикою мілководної сейсморозвідки в межах “перехідних зон” Тарханкутського півострова. Загальний обсяг складає 1300 пог.км. профілів.

ВИСНОВКИ

В дисертаційній роботі на основі наукових розробок та практичних досліджень визначено сеймостратиграфічні критерії вивчення глибинної будови нафтогазоперспективних літодинамічних комплексів і локальних об'єктів крейдового віку Північнокримського рифтогенного прогину та прилеглих територій. Ці критерії є дуже важливим фактором, який підвищує якість інтерпретаційних робіт, так як дозволяє: однозначно визначати за матеріалами МСГТ кінематику тектонічних порушень; вивчати геологічну будову літодинамічних комплексів, які утворилися на різних етапах розвитку регіону, науково обґрунтувати рівні горизонтів відбиття, оконтурювати зони розвитку глиняних та соляних діапирів та криптодіапирів, масивів палеовулканів; визначати латеральні зміни літології відкладів; прогнозувати і вивчати інтервали розвитку порід-колекторів та покришок.

Висока ефективність дисертаційних розробок підтверджена на практиці, при інтерпретації геофізичної інформації, яка отримана в межах Північнокримського прогину. За сейсмічними матеріалами МСГТ, спираючись на дані глибокого буріння, було виділено та вивчено головні складові прогину, які характеризують його як рифт (бортові палеоскиди, приосьовий грабен, північний та південний борти, масиви палеовулканів, літодинамічні комплекси, що утворилися на дорифтовому, синрифтовому, перехідному та синеклізному етапах). Ці складові знайшли своє відображення на побудованих структурних картах по горизонтах відбиття, які простежуються в межах всього прогину та характеризують геологічну будову відкладів крейдового віку IIIa (P₁під.), IVa (K₁покр.), IVб₂ (K₂під.).

За допомогою розроблених сеймостратиграфічної та геолого-геофізичної моделей визначено в межах усіх літодинамічних комплексів крейди рівні розвитку порід-колекторів і нафтогазонепроникливих товщ, типи нафтогазоперспективних об'єктів і їх розповсюдженість по площі рифту. Це

дозволило визначити першочергові напрямки пошуків вуглеводнів в межах Північнокримського рифтогенного прогину.

Найголовніші наукові і практичні результати дисертаційної роботи наступні:

1. Зроблено аналіз стану забезпечення сеймостратиграфічної інтерпретації параметричною інформацією. В результаті встановлено, що вивчення геологічної будови Південного регіону України має давню історію, протягом якої отримано значні обсяги інформації про літолого-стратиграфічний склад і петрофізичні характеристики відкладів осадового чохла. В результаті наукових досліджень та узагальнень минулих років встановлено деякі закономірності геологічної і тектонічної будови, історії розвитку, зроблено численні узагальнення даних і створено геолого-геофізичні моделі з розподілом на еонотеми, ератеми і т.д., що суттєво ускладнює їх використання при сеймостратиграфічній інтерпретації. Більш зручним є відокремлення за сеймостратиграфічними одиницями різного рівня.

На теперішній час відомо лише одне узагальнення окремих сеймостратиграфічних характеристик (пластові швидкості, коефіцієнти відбиття, головні горизонти відбиття) та даних про літологічний склад (у тезисному вигляді) з розподілом за структурно-літологічними поверхами (СЛП) та квазисинхронними сейсмічними комплексами (КССК). Це узагальнення було зроблено Герасимовим М.Є. у 80-х роках минулого сторіччя і має велике наукове та прикладне значення. Однак, обсягу даних, що містяться у ньому, не вистачає для виконання якісної інтерпретації сейсмічних даних. Для цього необхідно мати:

- повні дані про літолого-стратиграфічні та петрофізичні характеристики відкладів (геолого-геофізична модель СЛП);
- інформацію про характер хвильових картин, фаціальний склад, геометричні форми та характер граничних горизонтів відбиття, контакти одиниць, якісні та кількісні параметри відбиттів (амплітуда, частота, протяжність);

- чіткі сейсмостратиграфічні критерії визначення типів тектонічних порушень, літодинамічних комплексів, що утворились на різних етапах розвитку, а також геологічних тіл різного генезису (масиви палеовулканів, соляні та глиняні діапіри і криптодіапіри, зони літологічних заміщень);

2. В рамках дисертаційної роботи вперше вивчено та узагальнено дані про літологічний склад та петрофізичні характеристики (інтервальні швидкості розповсюдження пружних коливань, щільність, пористість, магнітну сприйнятливості та позірний опір) відкладів осадового чохла з розподілом за СЛП на базі яких створено геолого-геофізичну модель СЛП Південного регіону України.

3. Вивчено хвильові картини, які зафіксовано в межах сейсмостратиграфічних одиниць Південного регіону України.

На часових розрізах виділено та вивчено горизонти відбиття, що обмежують СЛП та КССК, встановлено характер контакту різновікових сейсмостратиграфічних одиниць, а також визначено їх просторові форми та фаціальний склад. Проведені дослідження слугували базою для створення сейсмостратиграфічної моделі СЛП Південного регіону України.

В результаті аналізу отриманих даних було встановлено деякі закономірності, які притаманні регіону;

- до границь СЛП приурочено протяжні високоінтенсивні горизонти відбиття, які мають регіональне розповсюдження;
- горизонти відбиття, що є граничними між КССК з близьким літологічним складом відкладів характеризуються низькими амплітудами та обмеженим розповсюдженням по площі;
- хвильові картини залежать від літологічного складу, а не віку та глибини залягання відкладів;
- хвильові картини та просторові форми подібні в межах СЛП, які утворились в однакових геодинамічних умовах;
- в межах інтервалів розвитку глиняних або соляних діапірів та масивів палеовулканів зафіксовано близькі хвильові картини;

- до зон тектонічних порушень приурочено зони бугристого рисунка сейсмічного запису.

4. Вперше визначено сейсмостратиграфічні критерії, за якими на часових розрізах виділяються тектонічні порушення різного типу (скиди, підкиди, насуви, гравігенно-тектонічні зриви).

До головних критеріїв виділення скидових дислокацій відносяться:

- переривання горизонтів відбиття, зміщення осей синфазності та флексуроподібних вигинів через розрив в сторону скинутого крила, від'ємна кривизна границь у скинутому крилі, відсутність перегину у піднесеному, затухання розриву уверх по розрізу, виположування площини скидача з глибиною;
- для конседиментаційних скидів – різке збільшення часової товщини і повний розріз відкладів в опущених крилах та клиноподібне зменшення у піднесеному, збільшення кількості горизонтів відбиття в опущеному крилі порівняно з піднесеним;
- для постседиментаційних скидів – однакова часова товщина сейсмостратиграфічних одиниць в обох крилах;
- для поверстових скидів – послідовне припинення простеження відбиттів вище площини зриву, лінійновитягнута зона інтерпретаційного запису, погіршення простеження відбиттів нижче порушення.

До головних критеріїв виділення підкидів та насувів відносяться:

- для січних (ремпи) підкидів – переривання відбиттів та зміна додатної кривизни границь на від'ємну; наявність у піднесеному крилі асиметричних антиклінальних складок та складної хвильової картини; від'ємна кривизна границь у скинутому крилі, нахил площини розриву в сторону піднесеного крила і виположування його з глибиною;
- для поверстових (флети) – наявність лінійновитягнутої зони інтерференційного запису; розриви і антиклінальні перегини горизонтів вище та незмінна хвильова картина нижче розриву;

- для насувів – наявність січної та поперстової складових, виположування площини розриву в сторону кореню насуву, складна хвильова картина в головних частинах алохтонів і відносно проста в панцирі покриву та автохтоні, рефракція в зоні розриву, наявність тилкових складок;

До головних критеріїв виділення гравігенно-тектонічних розривів слід віднести:

- зміну рисунка сейсмічного запису в зоні порушення з незмінного у незаторкнених товщах на бугристий або хаотичний;
- зміна кривизни границь в зоні порушення та наявність інтерференційного запису;
- різке виположування площини розриву на рівні дестачменту;
- наявність антиклінальних складок в головних частинах пластин.

При вивченні порушень інверсійного типу необхідно виділяти ділянки субповерхстових і січних розривів, вивчати форми і асиметрію структур, аналізувати рисунок сейсмічного запису і товщини в різних крилах.

5. Уточнено геологічну будову східної центрикліналі Північнокримського рифтогенного прогину. Вперше побудовано структурні карти масштабу 1:500000 по горизонтах відбиття IIIa (P₁під.), IVa (K₁покр.), IVб₂ (K₁під.) в межах усього прогину на яких знайшли своє відображення елементи, що характеризують його як рифт:

- бортові палеоскиди (Південнобортний і Причорноморський);
- блоки різної тетичності центрального грабену;
- південний і північний борти;
- масиви палеовулканів.

Виділено відклади різних етапів розвитку рифту - дорифтові (СЛП VI-T, КССК IVб₁-б₂ СЛП IV-ВТ), синрифтові (КССК IV а-б), перехідні (КССК IIIв-г) та синеклізні (КССК IIа-IIIа).

6. Встановлено, що дорифтовий, синрифтовий та перехідний комплекси несуть на собі переважно сліди розтягнення, синеклізний – як плікативних, так і

диз'юнктивних дислокацій, що суттєво впливає на розподіл нафтогазоперспективних об'єктів у розрізі та по площі прогину.

7. Вперше розроблено сейсмостратиграфічну класифікацію нафтогазоперспективних структур (НГПС) у відкладах крейдового віку Північнокримського прогину з розподілом за етапами розвитку прогину (дорифтовий, довулканогенна фаза синрифтового, вулканогенна фаза синрифтового, перехідний, синеклізний).

Визначено основні принципи розміщення НГПС у розрізі та по площі рифту:

- у відкладах дорифтового та довулканогенної фази синрифтового етапів головними НГПС є тектонічно-екрановані пастки різного типу, які розвинуто в межах Каркінітського, Глібівського, Голицинського, Тендрівського, Рилеєвського, Октябрського, Шмідтівського, Тетянівського, Каркінітсько-Сиваського, Тарханкутського та Південноголицінського блоків;
- у відкладах вулканогенної фази головні перспективи пов'язано з антиклінальними структурами облікання та зонами налягання порід-колекторів на масиви палеовулканів в межах Серебрянського, Сиваського, Михайлівського, Тарханкутського, Приосьового, Південношмідтівського, Південнобортового, Тетянівського, Північнотарханкутського блоків;
- антиклінальні лінійновитягнуті НГПС та зони підвищеної тріщинуватості вапняків розвинуто у відкладах вулканогенної фази синрифтового (сеноман), перехідного та синеклізного етапів. Основні перспективи пов'язано з Глібівським, Голицинським, Шмідтівським, Михайлівським, Рилеєвським, Тарханкутським, Октябрським, Сиваським, Південношмідтівським, Каркінітським, Каркінітсько-Сиваським, Тендеровським, Східносиваським, Красногвардійським блоками;
- пастки, пов'язані з русловими фаціями палеорічок, розвинуто в межах Красногвардійського, Слав'янського (неоком) та Каркінітського (верхній альб) блоків;

- в межах бортів розвинуті малоамплітудні, літологічно-екрановані та пастки, пов'язані з розвитком руслових фацій.

8. В зв'язку з різною ступеню вивченості та нерівномірністю розповсюдження НГПС по площі рифту, напрямки їх пошуків в різних частинах прогину різні:

- в межах суходольної частини центрального грабену пропонується виконати деталізаційні сейсмічні (МСГТ) та електророзвідувальні (ЗСБ) дослідження на 24 площах, загальним обсягом 1550пог.км профілів МСГТ та 150 пог.км профілів ЗСБ;
- в межах північного борту пропонується провести комплексні регіональні геофізичні роботи (МСГТ та КМТЗ) загальним обсягом 600 пог.км;
- в межах південного борту необхідно виконати пошукові геофізичні дослідження (МСГТ та ЗСБ) в обсязі 700 пог.км;
- в межах морської частини пропонується провести регіональні роботи МСГТ (3000 пог.км);
- в межах “перехідних зон” Тарханкутського півострова виконати 1300пог.км. профілів за методикою мілководної сейсмозвідки;

9. Практичне впровадження результатів проведених досліджень, надає змогу виявити та підготувати до буріння нафтогазоперспективні структури у відкладах нижньої крейди Північнокримського прогину, а також наростити вуглеводневу ресурсну базу за рахунок відкриття покладів, пов'язаних з пастками різного типу. Це забезпечить стабільний видобуток вуглеводнів на території суходолу Кримського півострова, Північного Причорномор'я та північно-західного шельфу Чорного моря.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

| Вид видання | Бібліографічний опис джерела |
|---------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1 | 2 |
| Складова частина збірника | 1. Соколов Д.В. Некоторые данные по геологии восточной части горного Крыма. Крым № 1 (3),- 1927. |
| Складова частина збірника | 2. Моисеев А.С. Основные черты строения Горного Крыма. Тр. Ленинградского общества естествоиспытателей, 1935, Т.14, Вып.1, - С. 15-29. |
| Складова частина збірника | 3. Моисеев А.С. К геологии юго-западной части главной гряды Крымских гор. Материалы по общей и прикладной геологии. Геолком, Вып.39, Л., - 1930 |
| Складова частина журналу | 4. Герасимов М.Е., Кривченков Б.С. О структурно-литологических этажах (СЛЭ) осадочного чехла юга Украины. Геофизический журнал, Научная мысль, 1986, №2, - С. 93-99. |
| Складова частина журналу | 5. Пивоваров В.Л. Качественная геологическая интерпретация новой гравитационной карты Горного Крыма. Сборник "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей". Воронеж, изд-во Воронежского университета, - 1998, - С. 202-211. |
| Монографія, два автори | 6. Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. Киев, - 1969, - 200 с. |

| 1 | 2 |
|-------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Монографія, п'ять та більше авторів | 7. Петрофизическая характеристика осадочного покрова нефтегазоносных провинций СССР, Справочник под редакцией Авчаряна Г.М., Озёрской М.Л. М., Недра, - 1985, - 192 с. |
| Складова частина журналу | 8. Голиздра Г.Я., Попович В.С., Татарина Т.А. Методика комплексной интерпретации сейсмических наблюдений и гравитационных аномалий при изучении осадочной толщи Причерноморской впадины. Геофизический журнал №2, 1995,- С. 23-30. |
| Збірник наукових праць | 9. Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях. Под редакцией чл.-кор. АН УССР, проф. Глушко В.В. и проф. Максимова С.П. М., Недра,- 1981, - 240 с. (УкрНИГРИ, Труды, Вып. XXX) |
| Складова частина збірника | 10. Фохт К.К. Средняя юра юго-западной части Крыма. Отчет Геологического комитета за 1909г. Известия Геолкома 1910, Т.24, №1, -74 с. |
| Складова частина журналу | 11. Герасимов М.Е., Кривченков Б.С. О структурно-литологических этажах (СЛЭ) осадочного чехла юга Украины. Геофизический журнал, Научная мысль, 1989, №2, - С. 93-99. |
| Монографія, один автор | 12. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, - 1960,- 207 с. |
| Монографія, один автор | 13. Муратов М.В. Скифская плита. Объяснительная записка к Международной карте Евразии м-ба 1:250 000. М.,- 1964, - 112 с. |

| 1 | 2 |
|---------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Багатотомні видання | 14. Муратов М.В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, Т.11, - 1949 |
| Багатотомні видання | 15. Муратов М.В. Возраст и происхождение складок Керченского полуострова. Геология СССР. Т.8, Крым, Часть 1, Геологическое описание. М., Недра, - 1969,- С. 392-397. |
| Складова частина журналу | 16. Муратов М.В. Тектоническая структура и история развития областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Советская геология, - 1955, №48,- С. 33-65. |
| Складова частина журналу | 17. Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г., Черняк Н.И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма. Геотектоника,- 1968, №4, - С. 54-69. |
| Складова частина збірника | 18. Лычагин Г.А. Геологическое строение и история развития Керченского полуострова. АН УССР. Инст.минер.ресурсов, Вып. I, Симферополь, - 1957, - С. 11-34. |
| Складова частина збірника | 19. Лычагин Г.А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Тр ВНИГРИ, - 1958, №12, - С. 166-191. |
| Монографія, один автор | 20. Бурштар М.С. "Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма". Л., - 1960, - 215 с. |
| Складова частина журналу | 21. Дикенштейн Г.Е. Тектоника Степного и Предгорного Крыма. Сов.геолог, - 1957, №59, - С. 116-129. |

| 1 | 2 |
|-------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Монографія, один автор | 22. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", - 1972, - 236 с. |
| Монографія, один автор | 23. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. К., Наукова думка, - 1976, - 161 с. |
| Монографія, п'ять та більше авторів | 24. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований (Отв.ред. Чекунов А.В.). Киев, Наукова думка, - 1993, - 258 с. |
| Складова частина збірника | 25. Соллогуб В.Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской области и сопредельных районов Европейской части СССР. Киев, изд. АН УССР, - 1960, - С. 3-92. |
| Складова частина журналу | 26. Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В. Строение земной коры Крымского полуострова. Сов.геология, - 1977, №3, - С. 85-93. |
| Складова частина журналу | 27. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев, Наук.думка, - 1986, - 184 с. |
| Складова частина журналу | 28. Борисенко Л.С. Геолого-тектонические условия генерации землетрясений Азово-Черноморского региона. Геофизический журнал, - 1990, Т.12, №3 |
| Монографія, один автор | 29. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М., Наука, - 1982,- 111 с. |
| Монографія, п'ять та більше авторів | 30. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю., Аржавитин П.В., Бехер Н.И., Терехов А.А., Попович С.В. Структурная геология Крыма. Уфа, БНЦ УрО АН СССР,- 1989, - 152 с. |

| 1 | 2 |
|--------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина журналу | 31. Герасимов М.Е. Надвиговой характер мегаантиклинория Горного Крыма и сейсмичность Керченского полуострова. Геофизический журнал, Т.13, - 1991, - С. 34-41. |
| Монографія, один автор | 32. Хаин В.Е., Ломидзе М.Е. Геотектоника с основами геодинамики. М., изд.МГУ,- 1995, - 480 с. |
| Монографія, один автор | 33. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. Учебник, М., Изд. МГУ, - 1997, - 448 с. |
| Багатотомні видання | 34. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР в двух томах. М., Недра, - 1990,- С. 328, 334. |
| Складова частина журналу | 35. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных. Геотектоника, - 1993, №1,- С. 96-105. |
| Тези доповідей | 36. Тихоненков С.П. Геодинамика и сеймотектоника Крыма. Тезисы докл. XIV конгр. КБГА, София, - 1989, - С. 998-1000. |
| Складова частина журналу | 37. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма. Геологічний журнал, - 1995, №3-4, - С. 56-61. |
| Складова частина журналу | 38. Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий. Геологічний журнал, - 1996, №3-4, - С. 115-119. |
| Складова частина журналу | 39. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма. Природа, - 1994, №6, - С. 28-31. |

| 1 | 2 |
|---------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина збірника | 40. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Критика тектонических концепций Крыма. Геодинамика Крымско-Черноморского региона (Сб. м-лов конф.). Симферополь, - 1997, - С. 4-11. |
| Складова частина збірника | 41. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского региона (сб. м-лов конф.). Симферополь, - 1997, - С. 16-23. |
| Складова частина збірника | 42. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Новейшая геодинамика и сейсмогенные зоны Крыма. Известия Крымской Академии наук, 1998, №6. Специальный выпуск. АРК, - С. 10-12. |
| Складова частина збірника | 43. Бондарчук Г.К., Герасимов М.Є. Рифтогенні прогини Азово-Чорноморського регіону: геологічна будова і перспективи нафтогазоносності. Проблеми геодинамики и нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Сборник докладов на V Международной конференции "Крым-2003". Симферополь, 2004, - С. 40-48. |
| Тези доповідей | 44. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Кольцов С. В., А. І. Терешкун. Разновозрастный рифтогенез и формирование структур тангенциального сжатия как главный фактор высоких перспектив нефтегазоносности южного региона Украины. Матеріали міжнародної науково-технічної конференції «Прикладна геологічна наука сьогодні: здобутки та проблеми» Київ, 5-6 липня 2007р. – К., 2007 – С. 20-22. |

| 1 | 2 |
|---------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина збірника | 45. Юдин В.В. Конвергентные структуры Азово-Черноморского региона. В сб. Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології. Наукове видання в 2-х томах, Київ, ИГННАНУ, - 2000, Т.ІІ, - С. 98-102 . |
| Складова частина збірника | 46. Юдин В.В. Предскифийский краевой прогиб в геодинамической интерпретации. В сб.: Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона Сборник докладов III Международной конференции "Крым-2001". Симферополь, "Таврия-Плюс", - 2001, - С.177-183. |
| Складова частина збірника | 47. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В. О новых подходах к нефтегазогеологическому районированию Азово-Черноморья с геодинамических позиций. Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). Материалы конференции "Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов". Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику "Вопросы развития Крыма". Симферополь "Таврия-Плюс", - 2001, - С. 5-18. |
| Складова частина журналу | 48. Герасимов М.Е. О геодинамике и нефтегазоносности Черноморского региона. Геология нефти и газа, - 1995, - С. 4-11. |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина збірника | 49. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Скорик А.Н. Закономерности образования, пространственного размещения структур и перспективы нефтегазоносности Южного региона Украины. Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Сборник докладов IV Международной конференции "Крым-2002". Симферополь, - 2003, - С. 61-70. |
| Складова частина збірника | 50. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Федорук В.Ф., Кольцов С.В. Основные закономерности глубинного строения южного региона Украины и перспективы нефтегазоносности Черноморско-Каспийского региона. Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморо-Каспийского региона Сборник докладов V Международной конференции "Крым-2003". Симферополь, - 2004, - С. 68-80. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 51. Бондарчук Г.К. Звіт по темі "Вивчення і переінтерпретація геофізичних матеріалів півдня України і виявлення особливостей геологічної будови суші і континентального шельфу". КП "Південькогеоцентр", Симферополь, - 2004, - 154 с. |
| Складова частина збірника | 52. Юдин В.В. Симферопольский меланж. Доклад Росс. АН, 1993, Т.333, №2, - С. 250-252. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 53. Кольцов С.В. та ін. Регіональні сейсморозвідувальні роботи в межах Причорномор'я і Криму. Новоолексіївська с/п 257/99, Кн.І – Текст звіту, Кн.ІІ – Графічні додатки, КГФЕ "Кримгеофізика", Симферополь, - 2002, - 114 с. |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Звіт про науково-дослідну роботу | 54. Бондарчук Г.К., Герасимов М.Є. та ін.. Звіт за темою "Деталізація геологічної будови півдня України до рівня локальної складчастості виявлення ділянок зміни літології, виклинювання регіональних комплексів з виділенням зон розповсюдження та окремих пасток неантиклінального типу". Сімферополь, 2002, - 121 с. |
| Складова частина збірника | 55. Герасимов М.Є., Бондарчук Г.К., Скорик А.М., Кольцов С.В., Федорук В.Ф., Дякович П.І. Тектонічна карта півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки. "Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона". Сборник докладов на VI Международной конференции "Крым-2005". Симферополь, Доля, - 2006, - С.11-40. |
| Тези доповідей | 56. Герасимов М. Є., Бондарчук Г.К, Кольцов С. В., Скорик А. П. Особенности интерпретации данных сейсморазведки МОГТ при сочетании разновозрастных структур растяжения, сдвига и тангенциального сжатия. Нефть и газ юга России, Черного, Азовского и Каспийского морей – 2007/ Тезисы докладов. IV Международная конференция по проблеме нефтегазоносности черного, Азовского и Каспийского морей – Геленджик, ГНУ ФГУГП (Южморгеология), 2007, стр. 125-129. |
| Багатотомні видання | 57. Геология СССР, Т.8. Крым. Часть 1. Геологическое описание, ред. Муратов М.В. М., Недра,- 1969, - 575 с. |

| 1 | 2 |
|---------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина збірника | 58. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В. и др. Дивергентные структуры Азово-Черноморского региона. Сборник "Актуальні проблеми нафтогазової геології". Київ,- 2000, - С. 100-107. |
| Складові частини збірника | 59. Герасимов М.Е., Очеретин В.И., Керусов Э.Н., Мех Т.И. Состояние сейсмостратиграфических исследований в ПГО "Крымгеология". Сборник "Сейсмостратиграфические исследования при поисках месторождений нефти и газа". Кн.1, Москва, - 1990, - С. 62-75. |
| Складові частини журналу | 60. Герасимов М.Е., Алиев О.Г., Щеголихин А.Ю. Роль скоростной характеристики осадочного чехла в определении положения очаговых зон землетрясений. Геофизический журнал, - 1992, Т.14, №1, - С. 87-93. |
| Монографія, один автор | 61. Авербух А.Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. М., Недра, - 1982, - 232 с. |
| Збірник наукових праць | 62. Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа, "Месторождения горючих полезных ископаемых" (Итоги науки и техники ВИНИГИ АН СССР). 1984, Т.13, -198 с. |
| Складова частина журналу | 63. Бондаренко В.Г., Скорик А.М., Кольцов С.В. Органогенні побудови у верхньокрейдових відкладах Рівнинного Криму. Геологія і геохімія горючих копалин, № 6, - 2002 |
| Монографії, два автори | 64. Dunbar C.O., Rodgers U. Principles of stratigraphy. New York. Yohn Wiley and Sons, - 1957, - 356 с. |

| 1 | 2 |
|-------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Перекладні видання | 65. Вейл П.Р., Митчем Р.М. и др. Использование морфологии отражающих волн при стратиграфической интерпретации сейсмических материалов (пер.с англ.). Москва, Недра, - 1979, - 280 с. |
| Перекладні видання | 66. Митчем Р.М., Вейл П.Р., Томпсон С. Осадочный комплекс как основная единица при стратиграфическом анализе. "Сейсмическая стратиграфия" (пер.с англ.). Т.1, М., Мир,- 1982 |
| Монографія, п'ять та більше авторів | 67. Богаец А.Т., Дейнега Б.И., Саменецкий А.Е. и др. Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях. М., Недра, 1981, - 237 с. |
| Монографія, п'ять та більше авторів | 69. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (под ред. Тесленко Ю.В.). Киев, Наукова думка, - 1984, - 183 с. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 70. Полухтович Б.М. Анализ и обобщение результатов геологоразведочных работ на мезозойско-палеозойские отложения Преддобруджинского прогиба и выдача рекомендаций по направлениям дальнейших работ. Львов, - 1992, - 215 с. |
| Монографія, чотири автора | 71. Гнідець В.Т., Григоров Г.К., Полухтович Б.М., Федисин В.О. Літогенез девонських відкладів Придобруджинського прогину (палеоокеанографія седиментаційно-циклічність, формування порідколекторів). К., УкрДГРІ, - 2003, - 96 с. |
| Монографія, один автор | 72. Бондаренко В.Г. Петрография и строение складчатого основания Равнинного Крыма, Харьков, - 1972, - 118 с. |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Монографія, один автор | 73. Слюсарь Б.С. Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев, "ИТИИНЦА", - 1971, - 238 с. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 74. Полухтович Б.М., Самарский Л.Д. и др. Отчет по теме "Зональный прогноз нефтегазоносности юрских отложений Преддобруджинского прогиба. Львов, - 1987, - 77 с. |
| Монографія, один автор | 75. Грачёв А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, - 1977, - 246 с. |
| Складова частина збірника | 76. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1, Бюлл. МОИП, 1990, Т.65, Вып. 4, 119-132 с; статья 2, Бюлл. МОИП, 1990, Т.65, Вып.6, - С. 102-113. |
| Монографія, один автор | 77. Юдин В.В. Геология Крыма на основе геодинамики. Научно-методическое пособие для учебной практики. Сыктывкар, РАН, Коми НЦ УрО, СГУ, - 2000, - 43 с. |
| Складова частина журналу | 78. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Скорик А.Н., Цёха О.Г., Федорук В.Ф. Современные региональные структуры юга Украины: эволюция их формирования и нефтегазоносный потенциал. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона Сборник докладов III Международной конференции "Крым-2001". Симферополь "Таврия-Плюс",- 2001, -С. 40-41. |

| 1 | 2 |
|---------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина журналу | 79. Кольцов С.В. Узагальнена характеристика фізичних властивостей гірських порід і обґрунтування стратиграфічного рівня основних відбиваючих границь в осадовому чохла Півдня України. Івано-Франківськ. Вища школа. Видавництво при Івано-Франківському університеті, - 2006 - №2(14) – С.26-31. Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу. |
| Складова частина збірника | 80. Герасимов М.Е., Кольцов С.В., Омельченко В.Я., Москальская С.В., Ивановский А.И. Задачи и возможности сейсморазведки в южном регионе Украины. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сборник докладов III Международной конференции "Крым-2001". Симферополь "Таврия-Плюс", -2001, - С. 32-35. |
| Монографія, два автора | 81. Павлюк М.І., Богаєць О.Т. Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити. Київ, Наукова думка, -1978,- 147 с. |
| Монографія, один автор | 82. Логвиненко Н.В. Морская геология. Л., Недра, - 1980, - 343 с. |
| Складова частина збірника | 83. Слюсарь Б.С., Ларченко Е.П. Формационная зональность палеозоя Преддобруджья. Тектоника и стратиграфия, - 1986, Вып.27,- С. 59-63. |
| Складова частина збірника | 84. Герасимов М.Е., Кольцов С.В., Федорук В.Ф., Стасула В.Н., Бондарчук Г.К. Новые данные сейсморазведки МОГТ – основа современных представлений о глубинном строении юга Украины. |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | <p>Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ): Материалы конференции "Тектоника и нефтеназоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов. Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику "Вопросы развития Крыма". Симферополь, "Таврия-Плюс", - 2001,- С. 19-25.</p> |
| Перекладні видання | <p>85. Кеннет Дж.П. Морская геология, в 2-х т. (пер.с англ.). М., Мир, - 1987, Т.1-397 с., Т.2, - 383 с.</p> |
| Складова частина журналу | <p>86. Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Дригант Д.М. и др. Новые данные о триасовых отложениях Предобруджинского прогиба. Геологический журнал, - 1982, №6, - С. 97-102.</p> |
| Звіт про науково-дослідну роботу | <p>87. Москальський О.Т. та ін. Пошуково-детальні і регіональні сейсмороботи в межах Білоліського припіднятого блока і Нижньо-Дністровської площі (роботи Нижньо-Дністровської сейсмопартії 219/91), КГФЕ, Сімферополь, - 1992</p> |
| Складова частина збірника | <p>88. Дулуб В.Г., Иванова В.Р., Полухтович Б.М., Туркевич Є.В. Про розвиток тріасових утворень в межах рік Прут-Дністер. Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ): Материалы конференции "Тектоника и нефтегазоносность Азово-, Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов".</p> |

| 1 | 2 |
|-------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику "Вопросы развития Крыма". Симферополь, "Таврия-Плюс», - 2001, - С.35-40. |
| Складова частина журналу | 89. Кольцов С.В., Герасимов М.Є., Москальська С.В., Євстегнеєва Ю.В. Відображення на сейсмічних даних структур розтягу та стиснення. Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ, - 2002, № 4(5), - С.38-44. |
| Складова частина збірника | 90. Тополіук В.В., Победаш М.С., Стовба С.М., Самойлюк А.П., Радул Р.К. Особливості будови поверхні підсольових девонських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині за даними сейсмічних досліджень. Прикладні проблеми нафтогазової геології. Київ,- 2000, Том II, - С. 84-90. |
| Перекладні видання | 91. Хеллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность (пер. С англ.). М., Мир, - 1983, - 297 с. |
| Монографія, п'ять та більше авторів | 92. Геология шельфа УССР. Киев, Наукова думка, - 1985,- 192 с. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 93. Москальська С.В. та ін. Звіт по виконанню аналізу та зонального узагальнення геолого-геофізичних даних в межах Гривіцейської, Каланчакської та Придунайської тектонічних пластин Придобруджинського прогину, Кн.І – Текст звіту, Кн. II – Графічні додатки, КГФЕ "Кримгеофізика", Симферополь, - 2004, - 105 с. |

| 1 | 2 |
|---------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина збірника | 94. Орловская-Турчина Г.А., Плахотный Л.Г., Савицина А.А., Черняк Н.И. О возрасте нижних горизонтов осадочного чехла Присивашья в районе Геническа - Ново-Алексеевки, Бюлл. МОИП, отд.геол., - 1968, Т.XLIII, (5),- С. 52-57. |
| Складова частина журналу | 95. Соллогуб В.Б. Некоторые данные о глубинном строении земной коры Степного Крыма. Геофизический сб., - 1975, Вып.68, - С. 15-55 . |
| Складова частина журналу | 96. Кольцов С.В. Степанюк В.П. Відображення літодинамічних комплексів Північнокримського прогину на матеріалах сейсмозв'язки МСГТ. Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ – 2006 - №4 (21) – С. 54-61. |
| Складова частина журналу | 97. Плахотный Л.Г., Бондарчук Г.К., Павлюк М.І., Скорик А.М., Кольцов С.В., Палінська Ю.А. Каркінітсько-Сиваське палеопідняття, його генеза та роль в пізньоальбській седиментації Півдня України. Геологія і геохімія горючих копалин №3, - 2004,- С. 55-74. |
| Складова частина збірника | 98. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Скорик А.Н., Федорук В.Ф., Омельченко В.Я., Кольцов С.В. Особенности геодинамической эволюции Южного и Западного нефтегазоносных регионов Украины. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сборник докладов III Международной конференции "Крым-2001". Симферополь, "Таврия-Плюс", -2001, -С. 29-32. |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина збірника | 99. Кольцов С.В., Герасимов М.Е., Тесленко В.П. Неантиклинальные ловушки в отложениях олигоцена и эоцена в районе Днепровско-Бугского лимана в связи с их возможной нефтегазоносностью. "Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона". Сборник докладов на VI Международной конференции "Крым-2005". Симферополь, Доля, - 2006, - С. 61-66. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 100. Герасимов М.Є. та ін. Звіт по темі "Аналіз та узагальнення геолого-геофізичних даних по Причорноморсько-Кримській НГО". КГФЕ "Кримгеофізика", Сімферополь,- 2005, - 195 с. |
| Складова частина збірника | 101. Герасимов М.Е., Кольцов С.В., Ивановский А.И., Дивак Т.М., Дрягина Т.В., Кузьмина О.И. Закономерности формирования нефтегазоперспективных структур Индоло-Кубанского прогиба на примере Владиславовско-Харченковской антиклинальной зоны. Проблемы геодинамики и нефтегазоносности Черноморо - Каспийского региона. Сборник докладов V Международной конференции "Крым-2003". Симферополь, - 2004, - С. 80-90. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 102. Ивановський А.І. та ін. Звіт про пошуково-детальні роботи в межах Владиславівсько-Харченківської антиклінальної зони (Приморська монокліналь). Кн. I – Текст звіту, Кн. II – Графічні додатки, КГФЕ "Кримгеофізика", Сімферополь, - 2003, - 185 с. |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Звіт про науково-дослідну роботу | 103. Ивановський А.Й. Звіт про виконання повторної обробки і інтерпретації сейсморозвідувальних даних в межах Насирсько-Актаської зони Індоло-Кубанського прогину. Кн.І – Текст звіту, КГФЕ "Кримгеофізика", Сімферополь, - 2003, - 114 с. |
| Складова частина журналу | 104. Кольцов С.В. Виділення тектонічних розривів скидової кінематики за сейсмічними даними. Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ – 2007 - №1 (22) – С. 95-103. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 105. Кротенко Ю. С., Беляева А.И и др. Отчет о результатах сейсморазведки (МОВ, МРНП и др.) на Королевской, Булганакской, Тамбовской и Карлавской площадях (работы Королевской 206/71 и Булганакской 207/71 сейсмопартий и Крымской тематической партии 214/70-72), КГФЭ, Симферополь, - 1973, - 286с |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 106. Мень А. А., Черкашин В. В и др. Отчет о сейсморазведке в северо-западной части Тарханкутского полуострова (Работы Черноморской 201/71, Межводненской 202/71 и Каштановская 203/71 сейсморазведочных партий), КГФЭ, Симферополь, - 1972, - 310с |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 107. Амиров А.Н., Ивановский А.И. и др. Отчет о результатах изучения скоростной характеристики среды в Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции и опытно-методических работах на территории Крымского полуострова (Работы Крымской сейсмокаротажной партии 207/77, КГФЭ, Симферополь, - 1978, - 202с. |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Звіт про науково-дослідну роботу | 108. Черкашин В.В., Островский В. И и др. Отчет о поисковых и детальных исследованиях МОГТ в Равнинном Крыму и Северном Причерноморье (работы Воронковской 213/82, Орловской 214/82 и Новифедоровской 220/82 сейсмопартий) КГФЭ, Симферополь, - 1983, - 241с |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 109. Москальский А. Т., Тулинский Н. И., Кривошей В. И., Перич М. Я. Отчет о поисковых и детальных сейсмических исследованиях СОГТ на Калчевской, Червоноармейской, Валя-Пержейской и Западно-Новоселовской площадях Придобруджинского прогиба (работы Червоноармейской сейсморазведочной партии 234/83). КГФЭ, Симферополь, - 1984, - 125с |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 110. Москальский А. Т., Крамаренко Л. Д., Тулинский Н. И., Кривошей В. И. и др. Отчет о результатах поисковых и детальных сейсмических исследований СОГТ на Болградской, Банновской, Лоциновской и Килийской площадях Придобруджинского прогиба (работы Суворовской сейсморазведочной партии 233/83), КГФЭ, Симферополь, - 1984, - 121с |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 111. Тулинский Н. И., Москальский А. Т., Перич М. Я., Кривошей В.И., Кудаева В.П. и др. Отчет о результатах поисковых и детальных сейсмических исследований МОГТ на Сарыярской, Розовской, Ярославской, Восточно-Саратской, |

| 1 | 2 |
|----------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | Долинской, Кантемировской, Белолесской и Желтоярской площадях Придобруджинского прогиба (работы Долинской сейсморазведочной партии 260/85). КГФЭ, Симферополь, - 1986, - 98с. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 112. Москальский А. Т., Керусова Т. Н., Кривошей В. И., и др. Отчет о результатах опытно-производственных поисковых сейсмических исследований МОГТ на Светлодолинской и Джаларской площадях южного склона Восточно-Европейской платформы и Придобруджинского прогиба (работы Светлодолинской сейсморазведочной партии 270/86). КГФЭ, Симферополь, - 1987, - 119с |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 113. Москальский А. Т., Кудаева В. П., Романенко Т.А., Боровская А. И. и др. Поисково-детальные и регионально-детализационные сейсмоработы на Павловской, Адамовской, Балабановской, Приморской, Новоселовской, Курортной, Бурнаской, Широковской и Рыбальской площадях. Отчет Павловской сейсмопартии 293/88 о результатах сейсморазведки МОГТ масштаба 1:50000, проведенных в 1988-1989г.г. КГФЭ, Симферополь, - 1989г, - 124с |
| Монографія, один автор | 114. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. Перевод с польского. М., Недра, - 1981, - 245 с. |
| Складова частина журналу | 115. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, - 1967, №5, - С. 8-24. |

| 1 | 2 |
|-------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина іноземного журналу | 116. Harding T.P. Lowell J.D. Structural Styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces AA PG Bull, 63, - С. 1016-1058, - 1979 |
| Монографія, один автор | 117. Буянов Н.И. Структурная и полевая геология. М., Гостоптехиздат, - 1958, - 194 с. |
| Монографія, один автор | 118. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., Наука, - 1965, - 283 с. |
| Монографія, один автор | 119. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, - 1984, - 254 с. |
| Монографія, один автор | 120. Кузин А.М. О роли разрывных напряжений как механизма поддержания геодинамической стабильности. М., - 2003, - 342 с |
| Складова частина збірника | 121. Клушин С.В. Отображение периодов активизации тектонической деятельности в динамике сейсмических волн. Доклад АН БССР, Т. XXIX, №10, - 1985, - С. 931-933. |
| Монографія, один автор | 122. Пузырёв Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, - 1959 |
| Монографія, два автори | 123. Гурвич И.И., Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка, Учебник для ВУЗов – 3-е изд., перераб. М., Недра, - 1980, - 551 с. |
| Монографія, п'ять та більше авторів | 124. Интерпретация данных сейсморазведки. Справочник, п.73, под редакцией Потапова О.А. М., Недра, - 1990, - 448 с. |

| 1 | 2 |
|-------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Монографія, три автори | 125. Вольвовский Б.С., Кунин Н.Я., Терехин Б.Н. Краткий справочник по полевой геофизике. М., Недра,- 1977, - 391 с. |
| Перекладні видання | 126. Шерифт Р., Гелдарт В. Сейсморазведка. В 2-х томах, Т.2, Перевод с англ. М., Мир,- 1987,- 400 с. |
| Монографія, один автор | 127. Campbell F.F. Fault criteria geophysics, 30, - 1965, - 976 с. |
| Складова частина збірника | 128. Герасимов М.Е., Юдин В.В. и др. К вопросу тектонического районирования Южного региона с геодинамических позиций. Материалы конференции "Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона". Симферополь,- 1999, - С. 17-21. |
| Звіт про науково-дослідну роботу | 129. Москальская С.В. та ін. "Сейсморозвідувальні роботи МСГТ на Рилеевській, Борисівській, Північній, Бакальській і Масловській площах Причорноморсько-Кримської НГО. С/п 256/01. Кн.І – Текст звіту, Кн.ІІ – Графічні додатки, КГФЕ "Кримгеофізика", Симферополь,- 2005, - 178 с. |
| Складова частина збірника | 130. Соллогуб В.б., Чекунов А.В., Павленкова Н.Н., Хупинский А.Р. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море- Воронежский массив. Геологический сборник, Вып. 10, - 1966, - С. 46-58. |
| Монографії, п'ять та більше авторів | 131. Гаркаленко И.А., Пустыльников М.Р., Славин В.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, Наукова думка, - 1969, - 247 с. |

| 1 | 2 |
|------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Монографія чотири автори | 132. Маєвський Б.Й., Лозинський О.Є., Гладун В.В., Чепіль П.М. Прогнозування, пошуки та розвідка нафтових і газових родовищ. Київ "Наукова думка" - 2004, - 446с. |
| Монографія три автори | Маєвський Б.Й., Євдошук М.І., Лозинський О.Є. Нафтогазоносні провінції світу. Київ «Наукова думка» 2002, - 403с. |
| Складова частина журналу | 134. Шахновский И.М. Стрoение и нефтегазоносность рифтогенных структур. Геология нефти и газа №4, - 1996, - С.19-25. |
| Складова частина збірника | 135. Кольцов С.В. Герасимов М.Е., Сайганов А.Э. Комплексирование сейсморазведки МОГТ и электроразведки ЗСБ при изучении литодинамически разных нефтегазоперспективных комплексов Западного, Восточного и Южного регионов Украины//Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона/Международная научная конференция-Симферополь, 2006,-С. 150-159. |
| Складова частина збірника | 136. Захарчук Степан, Мельничук Петро, Полухтович Богдан, Федисин Володимир, Федун Олег. Нафтогазовий потенціал морських акваторій України і стратегія його освоєння. "Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона". Сборник докладов на VI Международной конференции «Крым 2005», Симферополь, Доля, 2006, - С. 49-56. |

| 1 | 2 |
|---------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Складова частина збірника | 137. Мельничук Петро, Полухтович Богдан, Федішин Володимир. Пріоритети геологорозвідувальних робіт в акваторії Чорного моря. «Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона». Сборник докладов IV Международной конференции Крым – 2002. Симферополь 2003, - С. 197-202. |
| Автореферат дисертації | 138. Мельничук П.М. Особливості геологічної будови і перспективи нафтогазоносності нижньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. Івано-Франківськ 2005, - 22с. |


Умовні позначення до рисунків 4.1 - 4.3, 4.5, 5.2, 5.3


ДОДАТОК А



 Ізогіпси горизонту відбиття IV₆₂(К, під.)


 Ізогіпси горизонту відбиття IV_a(К, покр.)



 Ізогіпси горизонту відбиття III_a(Р, під.)


 Інверсійні тектонічні порушення підкидової кінематики в зоні палеоскидів, які обмежують крупні тектонічні елементи



 Тектонічні порушення підкидо-насувної кінематики в зонах палеоскидів


 Тектонічні порушення підкидо-насувної кінематики



 Імовірна зона зсуву


 Тектонічні порушення скидової кінематики


 Контури палеовулканів на рівні підосви крейди (Рис.4.1)


 Контури палеовулканів на рівні покрівлі крейди (Рис. 4.2)


 Зона відсутності відкладів еоцен-палеоцену


 Зона виходу на денну поверхню відкладів крейди

● 42 Г
-866

Номер свердловини, площа
Абсолютна відмітка підосви крейди

● 2Бн
-1162

Номер свердловини, площа
Абсолютна відмітка покрівлі крейди

● 1 Дж
-1484

Номер свердловини, площа
Абсолютна відмітка підосви палеоцену

I Причорноморський мегапрогин

Ia Південноукраїнська монокліналь
Iб Північнокримський рифтогенний прогин

Блоки антитетичного типу:

1-Голицинський, 2-Тендерівський, 3-Шмідтівський,
4-Тетянівський, 5- Рилеєвський, 6-Октябрський

Блоки горстового типу:

7-Каркінітський, 8-Глібівський

Грabenи:

9-Михайлівський, 10-Тарханкутський, 11-Північно-Тарханкутський,
12-Серебрянський, 13-Сиваський, 14-Каркінітський,
21-Східносиваський

Блоки гомотетичного типу:

15-Красногвардійський, 16-Південнобортовий, 17-Приосьовий,
18-Південношмідтівський, 19-Південноголицинський,
20-Слав'янський

Iг Середньоазовське підняття

II Нижньопрутсько-(Придунайсько-Кримське) мегапідняття:

IIa Гірськокримська складчасто-насувна споруда (за В.В. Юдиним)
IIв Центральнокримське підняття
IIг Іллічівське підняття

Заломлюючі границі, які приурочені до відкладів верхньої крейди:


 V_г=3.6-5.2км/с


 V_г=4.0-4.2км/с


 V_г=5.6км/с


I, II, III V_г=3.2-5.8км/с (верхня крейда)


Заломлюючі границі за даними КМЗХ:



 V_г=5.3-6.0км/с (юрські відклади)

I(T) в триасових відкладах


 в покрівлі проміжного комплексу


 V_г=5.7-6.2км/с (палеозойський фундамент)


 V_г=5.9-6.5км/с (палеозойський фундамент?)


 V_г=5.8-6.4км/с (докембрійський фундамент)

Перелік структур до рис. 4.3

- | | |
|-------------------|--------------------|
| ① Зх-Дністровська | ③① Центральна |
| ② Дністровська | ③② Сх-Центральна |
| ③ Сундучна | ③③ Зх-Каламитська |
| ④ Мала | ③④ Каламитська |
| ⑤ Безіменна | ③⑤ Пн-Шмідта |
| ⑥ Ювілейна | ③⑥ Шмідта |
| ⑦ Світла | ③⑦ Сх-Шмідта |
| ⑧ Одеська | ③⑧ Чорноморська |
| ⑨ Осетрова | ③⑨ Оленьовська |
| ⑩ Кулісна | ④⑩ Карлавська |
| ⑪ Зональна | ④⑪ Родніковська |
| ⑫ Маріїнська | ④⑫ Краснополянська |
| ⑬ Крайова | ④⑬ Глібівська |
| ⑭ Комсомольська | ④⑭ Зх-Октябрська |
| ⑮ Флангова | ④⑮ Октябрська |
| ⑯ Північна | ④⑯ Мелова |
| ⑰ Біостромна | ④⑰ Пд-Бортова |
| ⑱ Голицина | ④⑱ Мирновська |
| ⑲ Пд-зх Голицина | ④⑲ Задорненська |
| ⑲ Пд-Голицина | ④⑲ Тендерівська 2 |
| ⑲ Осіння | ④⑲ Тендрівська 1 |
| ⑲ Зх-Гамбурцева | ④⑲ Тендрівська |
| ⑲ Гамбурцева | ④⑲ Якірна |
| ⑲ Штормова | ④⑲ Сх-Каркінітська |
| ⑲ Сельського | ④⑲ Пд-Каркінітська |
| ⑲ Архангельського | ④⑲ Джанкойська |
| ⑲ Штильова | |
| ⑲ Прибійна | |
| ⑲ Зх-Кримська | |
| ⑲ Кримська | |

Умовні позначення до рисунків 5.2 - 5.3

ДОДАТОК Б

Зони розвитку переважаючих типів нафтогазоперспективних структур

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  | антиклінальні та зони підвищеної тріщинуватості вапняків |
|  | НГПС, пов'язані з масивами палеовулканів |
|  | тектонічно-екрановані, літологічні та літолого-стратиграфічні |
|  | тектонічно-екрановані, літологічні, літолого-стратиграфічні та НГПС, пов'язані з палеоруслими |
|  | антиклінальні, зони підвищеної тріщинуватості та НГПС, пов'язані з масивами палеовулканів |
|  | тектонічно-екрановані, антиклінальні зони підвищеної тріщинуватості |
|  | тектонічно-екрановані, антиклінальні зони підвищеної тріщинуватості, НГПС, пов'язані з палеоруслими |

I Причорноморський мегапрогин

Ia Південноукраїнська монокліналь
Iб Північнокримський рифтогенний прогин

Блоки антитетичного типу:

1-Голицинський, 2-Тендерівський, 3-Шмідтівський,
4-Тетянівський, 5- Рилевський, 6-Октябрський

Блоки горстового типу:

7-Каркінітський, 8-Глібівський

Грабени:

9-Михайлівський, 10-Тарханкутський, 11-Північно-Тарханкутський,
12-Серебрянський, 13-Сиваський, 14-Каркінітський,
21-Східносиваський

Блоки гомотетичного типу:

15-Красногвардійський, 16-Південнобортовий, 17-Приосьовий,
18-Південношмідтівський, 19-Південноголицинський,
20-Слав'янський

Iг Середньоазовське підняття


II Нижньопрутсько-(Придунайсько-Кримське) мегапідняття:


IIa Гірськокримська складчасто-насувна споруда (за В.В. Юдиним)
IIв Центральнокримське підняття
IIг Іллічівське підняття


Перелік родовищ:


- I - Одеське (Kz)
- II - Безіменне (Kz)
- III - Голицинське (Kz)
- IV - Штормове (Kz)
- V - Південноголицинське (Kz)
- VI - Архангельське (Kz)
- VII - Кримське (Kz)
- VIII - Шмідтівське (Kz)
- IX - Оленівське (Mz-Kz)
- X - Чорноморське (Kz)
- XI - Міжводненське (Kz)
- XII - Ярлгацьке (Kz)
- XIII - Глібівське (Kz)
- XIV - Задорненське (Kz)
- XV - Карлавське (Kz- Mz)
- XVI - Краснополянське (Kz)
- XVII- Західно-Октябрське (Mz)
- XVIII - Октябрське (Mz)
- XIX - Серебрянське (Mz)
- XX - Тетянівське (Mz)
- XXI - Джанкойське (Kz)
- XXII - Стрілкове (Kz)
- XXIII - Приазовське (Kz)

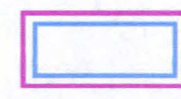
Проектні ділянки геофізичних досліджень

 регіональні профілі МСГТ

 регіональні профілі МСГТ та КМТЗ

 пошукові роботи МСГТ

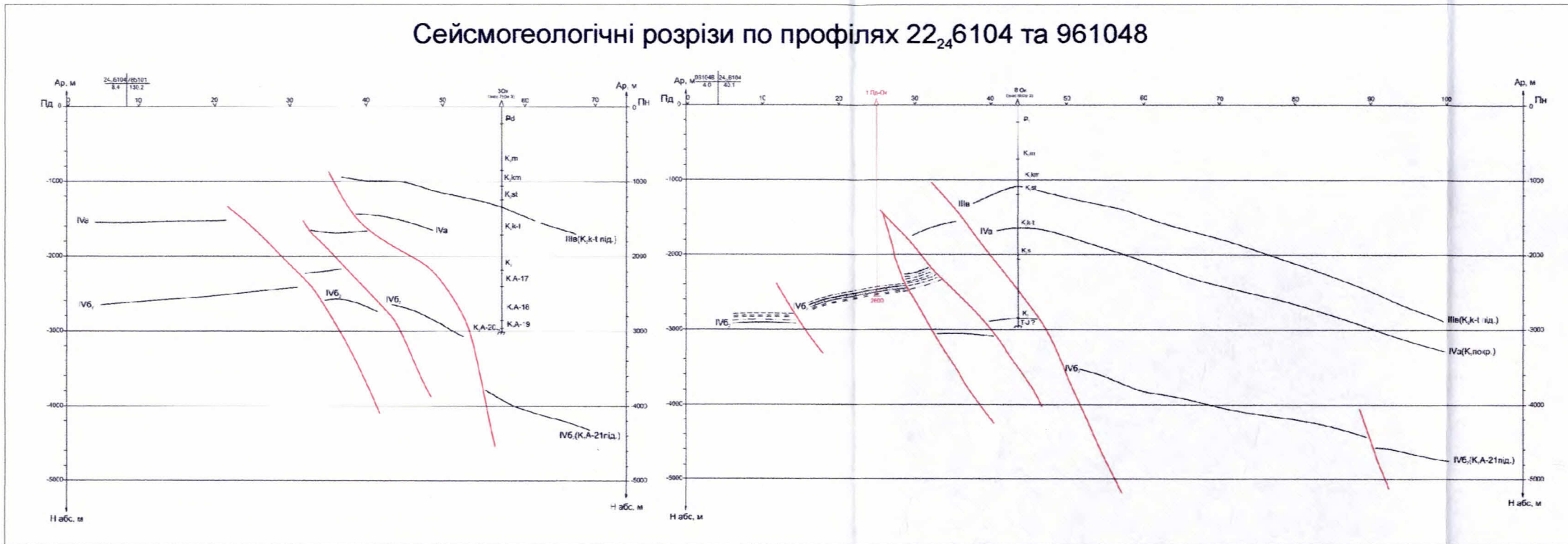
 пошукові роботи МСГТ та ЗСБ

 пошукові роботи МСГТ в "перехідних" зонах

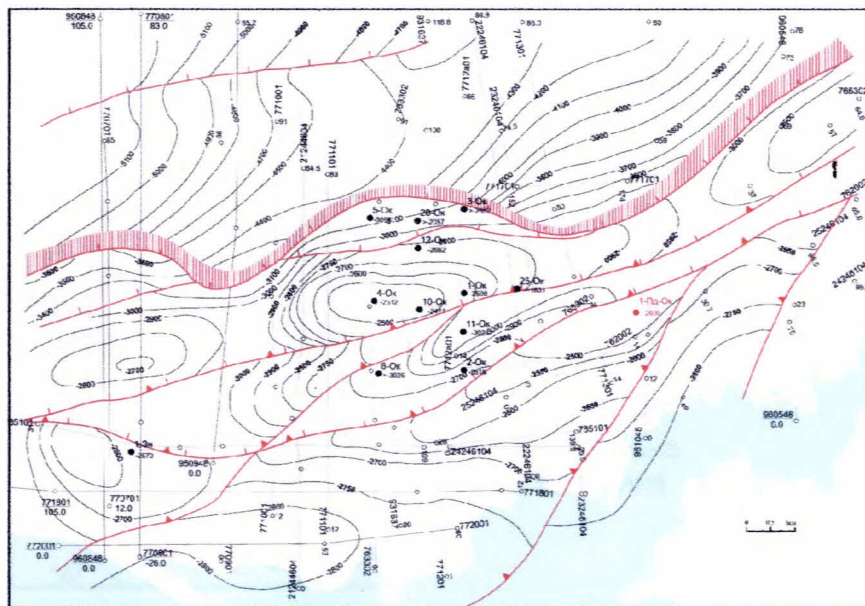
Сейсмогеологічна модель Південно-Октябрської нафтогазоперспективної структури

Склав С.В. Кольцов, С.В. Москальська, за матеріалами КГФЕ "Кримгеофізика", 2006

Сейсмогеологічні розрізи по профілях 22_6104 та 961048



Структурна карта горизонту відбиття IVб₂(К,під.) поблизу підосви крейди



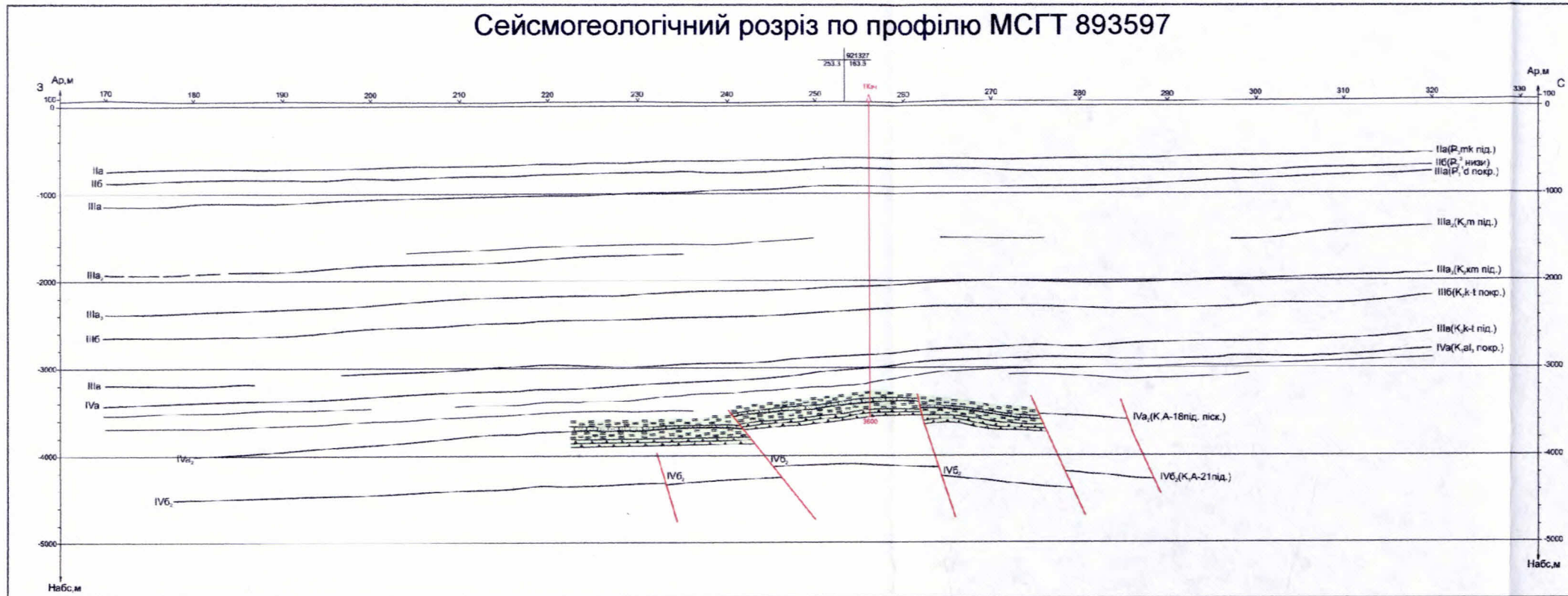
Умовні позначення:

- | | | | |
|--|---------------------------------------------------------------------------------|--|-------------------------------|
| | Профілі сейсмозв'язки МСГТ: | | Горизонти відбиття |
| | Ізогипси горизонту відбиття IVб ₂ (К,під.) | | Перетин профілів |
| | Тектонічні порушення: | | Тектонічні порушення |
| | Скид | | Аргіліти |
| | Насув в зоні палеоскиду | | Пісковики |
| | Насув | | Глини |
| | 1 Пд-Ок 2600 | | Алеволіти |
| | 1 Ок -2590 | | Рекомендована свердловина |
| | 1 Ок -2590 | | Свердловина глибокого буріння |
| | Номер свердловини, площа Абсолютна відмітка підосви відкладів нижньої крейди | | |

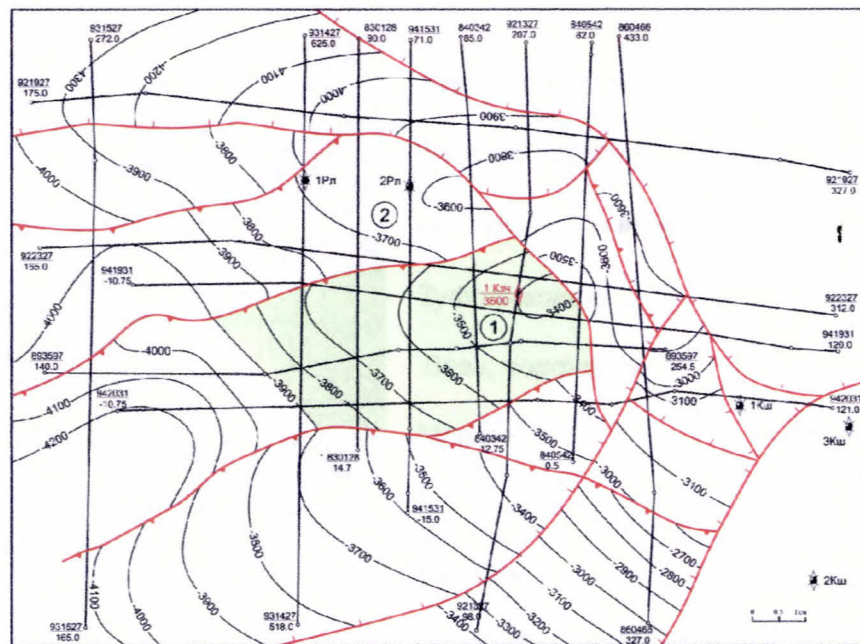
Сейсмогеологічна модель Козачої нафтогазоперспективної структури

Склав С.В. Кольцов, С.В. Москальська за матеріалами КГФЕ "Кримгеофізика", 2005

Сейсмогеологічний розріз по профілю МСГТ 893597



Структурна карта горизонту відбиття IVa₂(K₁ A-18 під.піск.) у відкладах верхнього альбу



Умовні позначення:

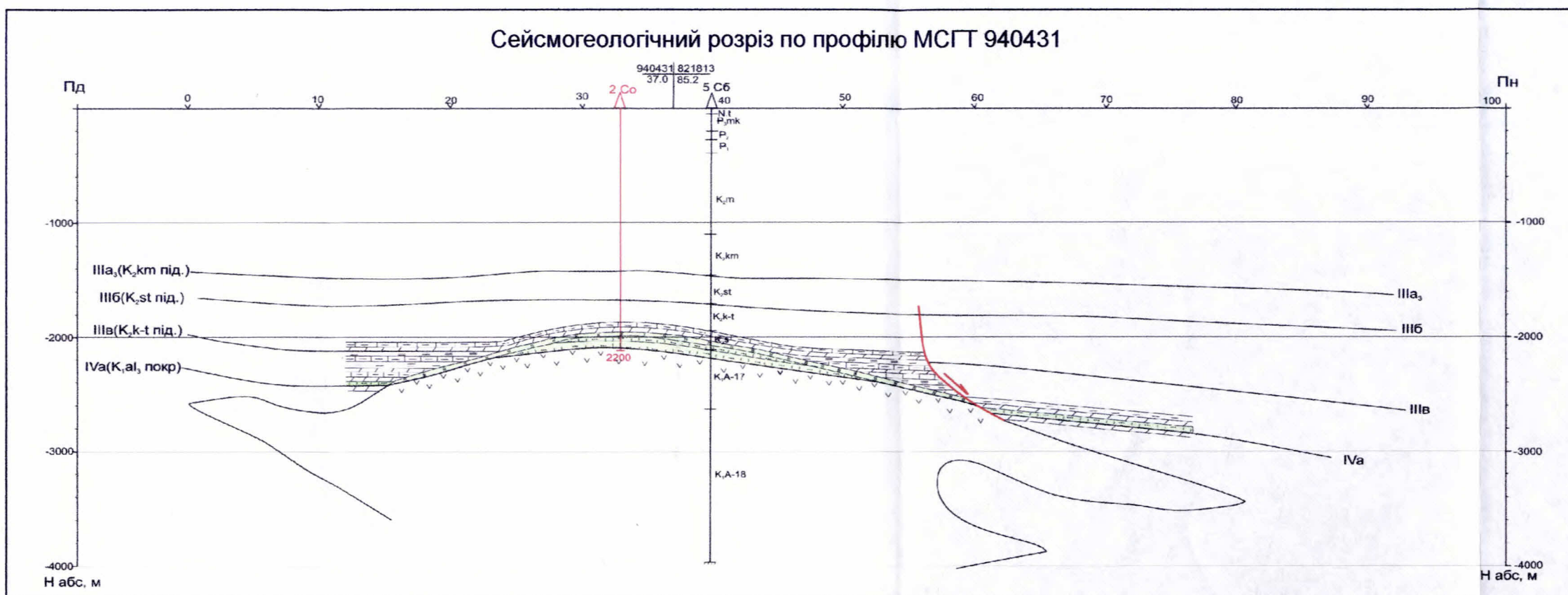
- | | | | |
|---------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|--|---------------------------|
| | Профілі сейсмозв'язки МСГТ | | Горизонти відбиття |
| | Ізогіпси горизонту відбиття IVa ₂ (K ₁ A-18 під. піск.) | | Перетин профілів |
| Імовірні тектонічні порушення: | | | |
| | Насуви | | Тектонічні порушення |
| | Скиди | | Аргіліти |
| | Насув в зоні палеоскиду | | Пісковики |
| | 1Кш Свердловини пошукового буріння | | Туфопісковики |
| | Рекомендована свердловина | | Рекомендована свердловина |
| | Номер рекомендованої свердловини, площа Рекомендована глибина | | |
| Перелік структур: | | | |
| | 1 Козача | | |
| | 2 Рилєвська | | |

Сейсмогеологічна модель Соколинської нафтогазоперспективної структури

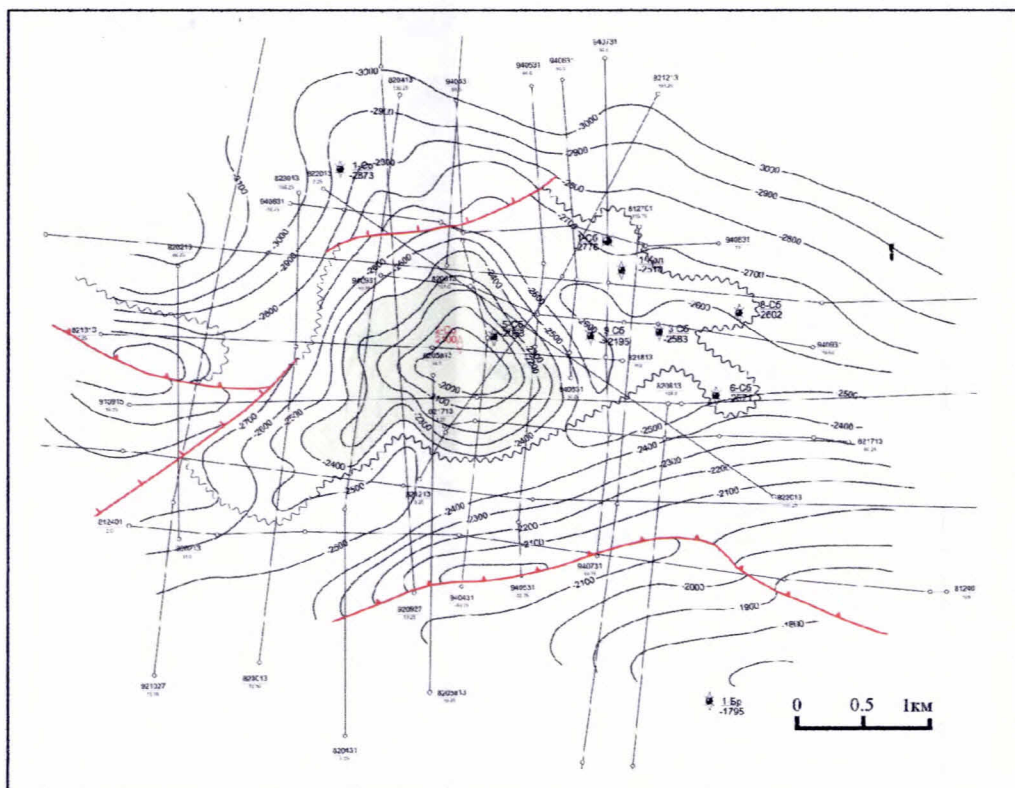
Склав С.В. Кольцов, С.В. Москальська за матеріалами КГФЕ "Кримгеофізика", 2006

ДОДАТОК Е

Сейсмогеологічний розріз по профілю МСГТ 940431



Структурна карта горизонту відбиття IVa (K1 al, покр.) у відкладах нижньої крейди

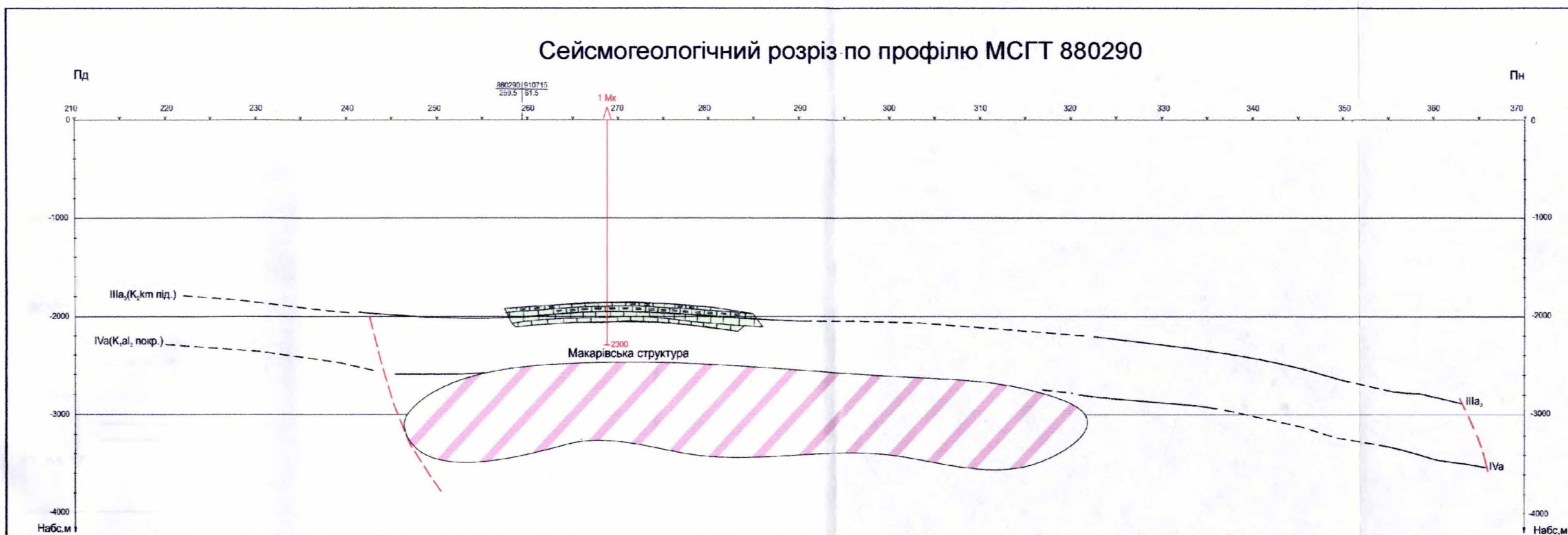


Умовні позначення:

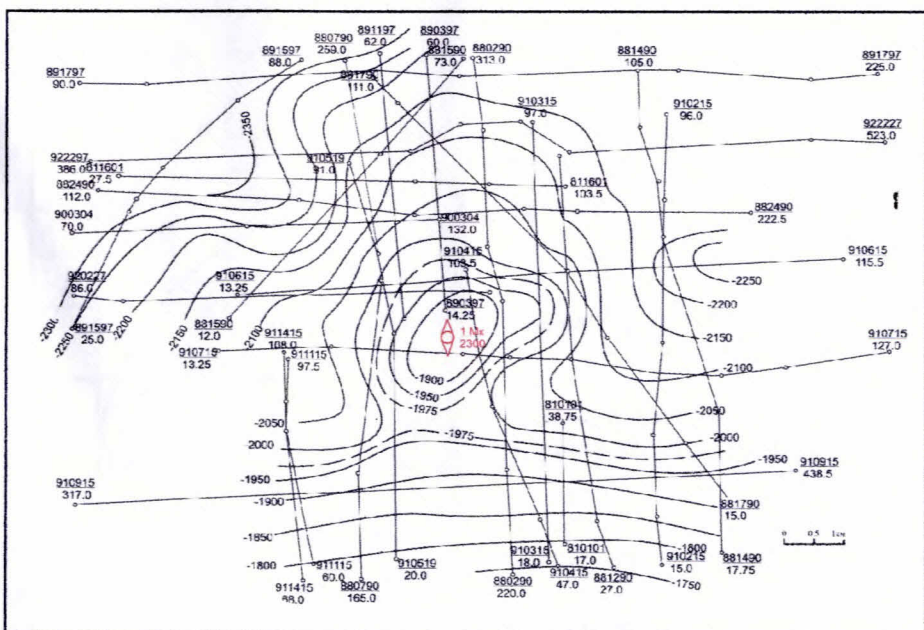
- | | | | |
|--|---------------------------------------------------------------------------|--|---------------------------|
| | Профілі сейсмозв'язки МСГТ | | Горизонти відбиття |
| | Ізогіпси горизонту відбиття IVa (K1 al, покр.) | | Перетин профілів |
| | Границі ефузивних утворень на рівні горизонту відбиття IVa (K1 al, покр.) | | Кора вивітрювання |
| | Скиди | | Туфопісковики |
| | Підкидо-насуви | | Лава, порфірити |
| | Свердловини: 1-параметричного 2-пошукового буріння | | Мергелі |
| | Номер свердловини, площа Абсолютна відмітка покрівлі відкладів альбу | | Аргіліти |
| | Номер рекомендованої свердловини, площа Рекомендована глибина | | Вапняки |
| | | | Вапняки глинисті |
| | | | Тектонічне порушення |
| | | | Рекомендована свердловина |

Сейсмогеологічна модель Макарівської нафтогазоперспективної структури

Склав В.В. Черкашин, О.Т. Москальський за матеріалами КГФЕ "Кримгеофізика", 1996



Структурна карта горизонту відбиття IIIa₃(K₂, km під.) у відкладах верхньої крейди



Умовні позначення:

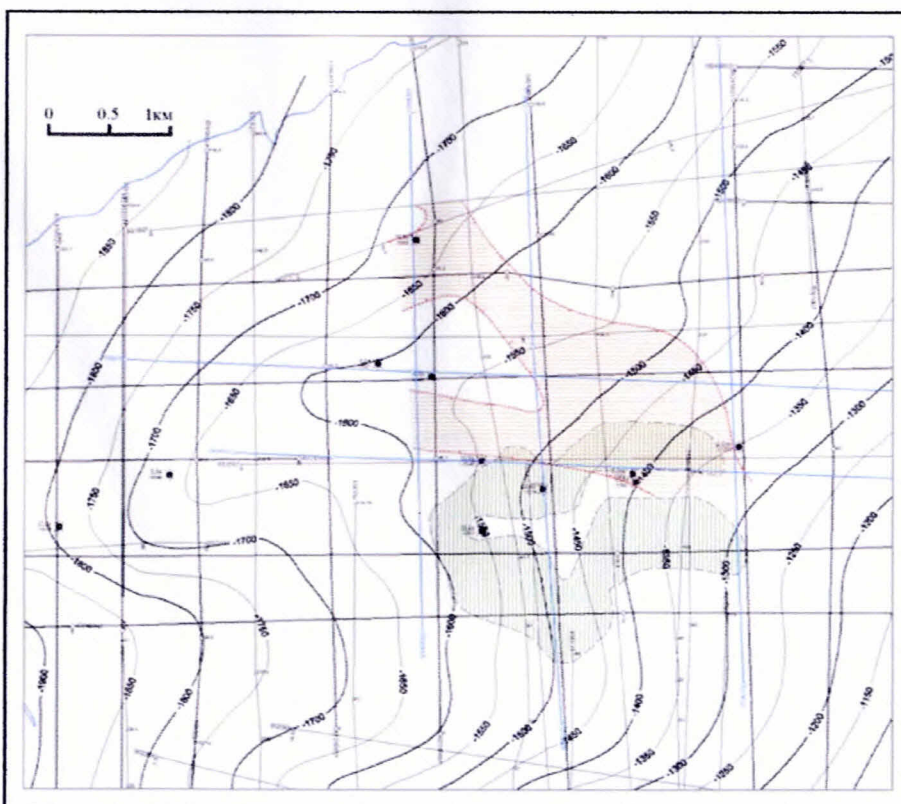
- Профілі сейсмозв'язки МСГТ
- Ізогіпси горизонту відбиття IIIa₃(K₂, km під.)
- IVa — Горизонти відбиття
- Імовірне тектонічне порушення
- Первомайський палеовулкан
- Вапняки
- Глинисті вапняки
- Рекомендована свердловина
- 1 Mk 2300 — Номер рекомендованої свердловини, площа Рекомендована глибина

Сейсмогеологічна модель Бакальської площі

Склав С.В. Москальська та В.В. Левченко за матеріалами КГФЕ "Кримгеофізика", 2006



Структурна карта горизонту відбиття IIIa₁(P_1^1d під.)



Умовні позначення:



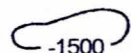
Профілі сейсморозвідки МСГТ 2001-2002 р.



Профілі сейсморозвідки МСГТ минулих років



Профілі електророзвідувальних спостережень ЗСБ



Ізогіпси горизонту відбиття IIIa₁(P_1^1d під.)



Контур АХП "тьмяна пляма" у відкладах маастрихту (K_{2m} -верхи), імовірно, пов'язаної з розповсюдженням тріщинуватих вапняків



Контур зони підвищеної тріщинуватості відкладів верхньої крейди за даними ЗСБ



Свердловини:
1-пошукового
2-розвідувального буріння

10 Бк
-1546

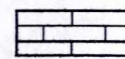
Номер свердловини, площа
Абсолютна відмітка підосви відкладів палеоцен-дату



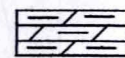
Тектонічне порушення



IIIa
Горизонти відбиття



Вапняки



Глинисті мергелі



Зона підвищеної тріщинуватості вапняків



Свердловина глибокого буріння



Припливи:
- нафти



-нафти та газу



- газу