

## Геотектонічний розвиток Кримсько-Кавказького передового прогину та деякі основні його закономірності

Під Кримсько-Кавказьким передовим прогином ми розуміємо геотектонічну структуру, яка в літературі носить назву Індоло-Кубанської западини [21а, 22], Індоло-Краснодарської западини [21б] і яка близька поняттю Західного Передкавказького крайового прогину [16]. Застосовуючи назву Кримсько-Кавказький, ми намагаємось підкреслити геотектонічну належність прогину, як це звичайно прийнято в найменуваннях передових прогинів (Прикарпатський, Передуральський та ін.), а не його



Рис. 1. Геотектонічне положення Кримсько-Кавказького передового прогину.

1 — мегантиклінорій Криму; 2 — мегантиклінорій Кавказу; 3 — підняття Степового Криму; 4 — Адигейський структурний виступ; 5 — Канівське підняття; 6 — Березанський структурний виступ; 7 — Сивашська западина; ~ — границі основних геоструктурних елементів.  
Населені пункти: С — Сімферополь, К — Краснодар, Мк — Майкоп, Н.М. — Ново-Мінська, Кр — Кримська, Тм — Тимашевська, М — Медведовська, П — Пластуновська, Р — Рязанська, Тв — Тверська.

географічне положення. Останнє до того ж в геологічній історії прогину, як це буде показано, змінювалось досить істотно. Назва, що пропонується, відбиває, крім того, як ми побачимо нижче, важливу своєрідну тектонічну особливість розглядуваного передового прогину, яка полягає в його сумарному характері і однаковій належності як до Кримської, так і до Кавказької геосинкліналей.

Великий фактичний матеріал, накоплений за останні роки, дозволив перейти в процесі пізнання тектоніки Кримсько-Кавказького передового прогину та суміжних територій від стадії гіпотез і припущень та найзагальніших уявлень [3, 8, 9, 10, 15, 17, 19, 20, 23, 24, 28, 29 та багато ін.] до побудов, які мають значно ширшу і досить міцну реальну основу (Є. М. Єгорова та ін., 1954; Г. Х. Дикенштейн та ін., 1955; Ю. О. Косигін та ін., 1955; М. Р. Пустильников, 1955; М. В. Муратов, 1955, 1956; В. Г. Бондарчук, 1955, 1957).

У цих працях висвітлена будова прогину та його взаємовідносини з суміжними геоструктурними елементами. В той же час питання геотектонічної історії всього прогину розв'язані значно слабше. Дуже дрібно-масштабні схеми ізопахіт відкладів неогену для території прогину у складі великих просторів півдня СРСР складені у 1940 р. Б. П. Жижченком [26, стор. 155, 198], і В. П. Колесниковим [26, стор. 314, 315, 369, 401]. Східні

частини прогину частково захоплювалися схематичними картами ізопакіт і літофацій, складеними для території Кавказу (В. В. Білоусов [4], Б. М. Келлер [13], В. Ю. Хаїн і Л. М. Леонт'єв [31] та ін.), а також Російської платформи (Н. Т. Сазонов, А. Б. Ронов, В. Н. Ссболевська та ін., 1952).

В останні роки різні дослідники на підставі нових даних більш детально висвітлювали геологічний розвиток окремих районів прогину за певні відрізки часу. Для Криму це робота Г. Х. Дикенштейна, В. А. Загоруйко, А. М. Моксякової, М. М. Полякової, О. П. Смирнової і В. Г. Хельквіста (1954—1955), якими на підставі карт ізопакіт і літофацій проаналізована геологічна історія Криму і, зокрема, Індольського прогину від нижньокрейдової епохи до майкопського віку. Для північно-західного Передкавказзя це роботи Є. О. Щерік (1956), В. О. Гросгейма (1955), В. В. Банковської (1954) та ін., якими складені карти потужності і літофацій третинної системи і мезозою, однак за деяким винятком лише для вузької передгірної смуги. Залишаються невисвітленими найбільш занурені частини прогину. Відсутній аналіз геологічного розвитку всього Кримсько-Кавказького передового прогину в цілому.

Фактичний матеріал, накоплений в Криму і в північно-західному Передкавказзі головним чином за останнє десятиріччя, дозволяє зробити спробу відтворити на основі послідовного аналізу літофацій і потужності відкладів історію геотектонічного життя Кримсько-Кавказького передового прогину і виявити її основні особливості. На підставі фактичного матеріалу для всього передового прогину у складі Азово-Кубанської западини нами складені карти ізопакіт і літофацій ярусів і горизонтів від нижньої крейди до верхнього пліоцену. Крім того, складені сумарні карти ізопакіт відкладів нижньої і верхньої крейди, палеоцену — еоцену, майкопу, міоцену (без нижнього міоцену) і пліоцену, які додаються (рис. 2—7). Ці карти дозволяють простежити основні етапи розвитку передового прогину. При складанні карт ізопакіт використані існуючі на 1956 р. дані буріння і зйомок, а також максимально використані матеріали сейсмічної розвідки, що дозволило досить точно оцінювати, звичайно в певних межах, потужність відкладів там, де немає бурових свердловин, і провадити обгрунтовану інтерполяцію там, де вони є.

Перш ніж перейти до викладу деяких результатів проведеного аналізу, відмітимо, що тектонічне життя і особливості передових прогинів не можуть бути правильно уявлені у відриві від подій, що відбувалися у геосинкліналях, які їх породили, тому в дальшому ця обставина буде врахована [4, 13, 20, 25, 30—32 та ін.].

Виникнення передового прогину в Криму за альпійського етапу, очевидно, можна віднести до середньоюрської епохи (Г. О. Личагін, В. М. Александрова, 1954), про що свідчать численні обломки порід таврійської світи в потужній товщі бітакських конгломератів (В. М. Александрова), а також наявність відкладів середньої юри (умовно) у Степовому Криму. Ці факти вказують на те, що область зносу знаходилася на півдні і мала характер гірської споруди, що інтенсивно підіймалася.

Виникнення в кінці лузитану на місці Східнокримської інтрагеосинкліналі Судаксько-Карадагської складчастої зони, що наростила на північний схід Туаську інтрагеоантикліналь, та їх інтенсивне підняття в кімеридж — титоні [20] приводять до формування на півночі передового прогину (Б. Є. Архінос та ін.), що заповнюється в південній частині потужною товщею конгломератів (800 м), в осьовій — карбонатним флішем (до 2500 м) і на півночі — вапняками, які намічають платформений борт прогину.

В неокмі передовий прогин мігрує на північ, наступаючи на своє кімеридж-титонське платформене крило, і тим самим кладе початок існуванню Індольського прогину в сучасному розумінні (рис. 2). В той же час

територія, яку передовий прогин займав в кімеридж — титоні, втягується в загальне підняття складчастої зони Криму і формується до верхнього альбу [20] у Східнокримський синклінорій.

На протязі всієї нижньокрейдової епохи прогин заповнюється головним чином кластичним матеріалом іноді з великою кількістю конгломератів, особливо в баремі. Геотектонічний режим на протязі епохи істотно не змінюється.

В верхньокрейдову епоху Індольський прогин продовжує занурюватись.

На північно-західному Кавказі передовий прогин в цей час ще не існує. На протязі верхньосюрської епохи — крейдового періоду в Кавказькій геосинклінальній області переважають занурення, відбуваються процеси геотектонічної диференціації, виникнення і формування флішевих прогинів [31, 32]. Тільки в кінці верхньокрейдової епохи — на початку палеогену у зв'язку з значною перебудовою тектонічного плану флішевий прогин північно-західного Кавказу мігрує на північ, поглинаючи західну частину крайового підняття, названого Б. М. Келлером Кубанським [13], і перетворюється у нижньому палеоцені в передовий прогин. В той же час на південь від нього виникає підняття [рис. 4], яке, очевидно, приєднується до внутрішньої інтрагеоантикліналі, що намітилася в Головній Кавказькій геосинкліналі ще у верхньому лейасі [25]. Згадаємо, що подібні події в Східному Криму мали місце в кінці лужитану — на початку кімериджу і, можливо, відбувалися ще раніше.

З усього наведеного видно, що геосинкліналі Криму і Кавказу у межах альпійського етапу розвивалися індивідуально і основні стадії геосинклінального розвитку проходили асинхронно, причому Кримська геосинкліналь випереджувала Кавказьку.

Ми не випадково підкреслюємо цю важливу у розвитку геосинкліналей Криму і Кавказу відзнаку, тому що вона відіграє далеко не останню роль у геотектонічному житті Кримсько-Кавказького передового прогину. Вказані особливості розвитку геосинкліналей Криму і Кавказу давно відомі дослідникам, і саме вони спонукали їх відносити Кримську гірську споруду до мезозойської (кімерійської, тихоокеанської) складчастості [3, 18, 35 та ін.] і розглядати її окремо від Кавказу [3, стор. 226]. Тектонічні відміни Криму і Кавказу відмічались також і іншими геологами [5, 14, 17, 23, 24 та ін.].

Однак повернемося до передового прогину, що виник у Передкавказзі в нижньому палеоцені. Тут у цей час найбільш інтенсивно опускалася зона, розташована в районі ст. Кримська — ст. Азовська (рис. 1 і 4) (цим підтверджуються уявлення В. О. Гросгейма, 1955). В передовому прогині відбувалося флішеутворення, яке змінювалося на платформеному борту накопиченням нефлішевих глинисто-алевролітових відкладів з провертками вапняків.

У верхньому палеоцені геотектонічний режим не змінюється. Область максимального прогинання зберегла своє місцеположення. Флішеутворення тривало вздовж всієї смуги від ст. Кримської до м. Хадиженська. З півдня прогин одержував велику кількість теригенового матеріалу, в значній мірі грубоуламкового.

В той же час в Індольському прогині геотектонічний режим змінюється. Накоплення нижньопалеоценових карбонатів змінюється наприкінці нижнього палеоцену підняттям, внаслідок чого відклади верхнього палеоцену або зовсім відсутні, або мають надто невелику потужність. Максимум тектонічної активності, таким чином, перемістився в Передкавказзя в область передового прогину, що там виник (рис. 4).

В нижньому еоцені в передовому прогині відбуваються істотні зміни. Флішеутворення припиняється і починається накопичення теригеново-карбонатних відкладів, які не мають флішевого характеру. Область

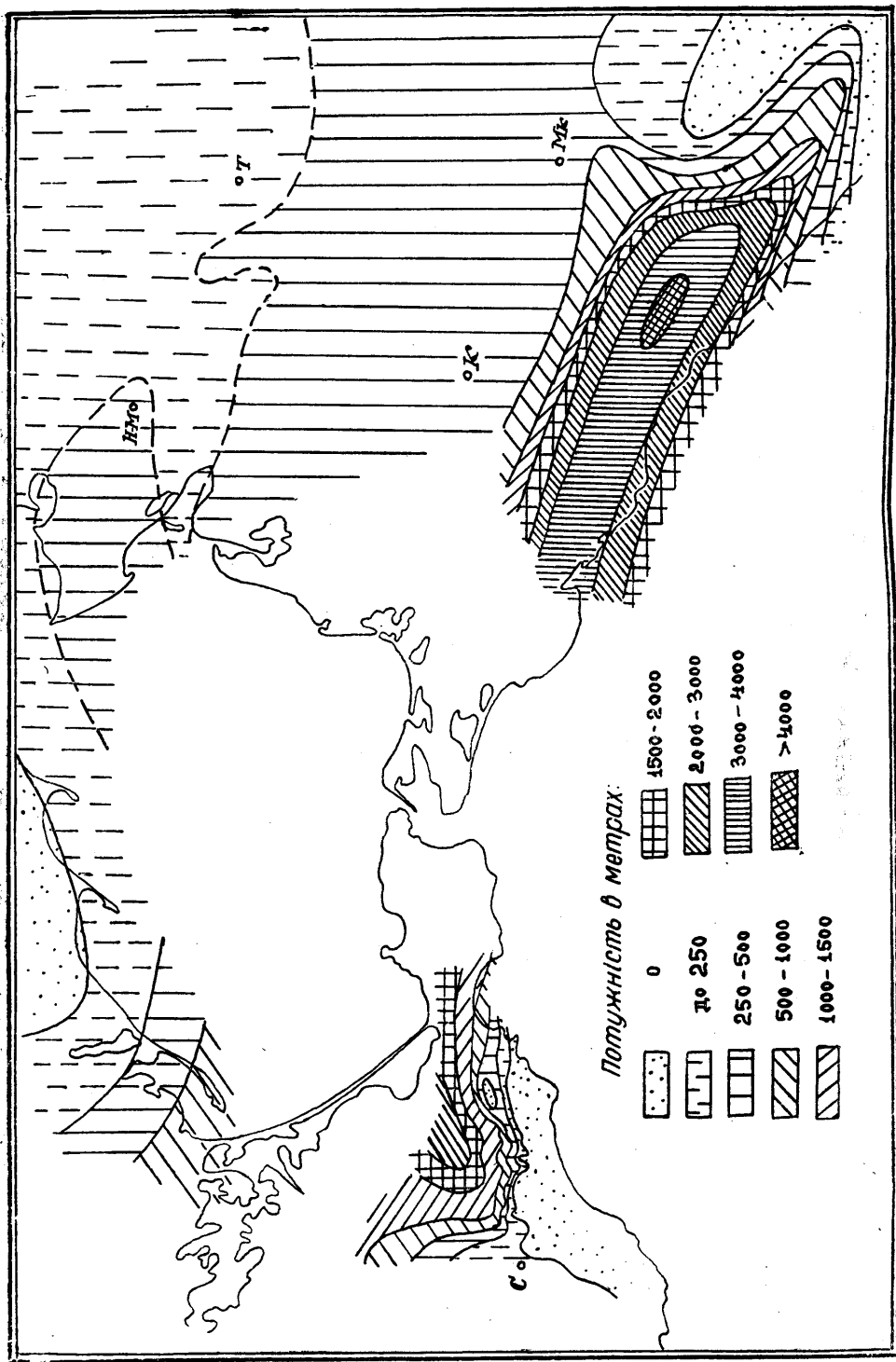


Рис. 2. Схематична карта потужності відкладів нижньої крейди.  
 Т — Тихорецьк (угі і на рис. 3—7 позначення населених пунктів ті самі, що і на рис. 1).

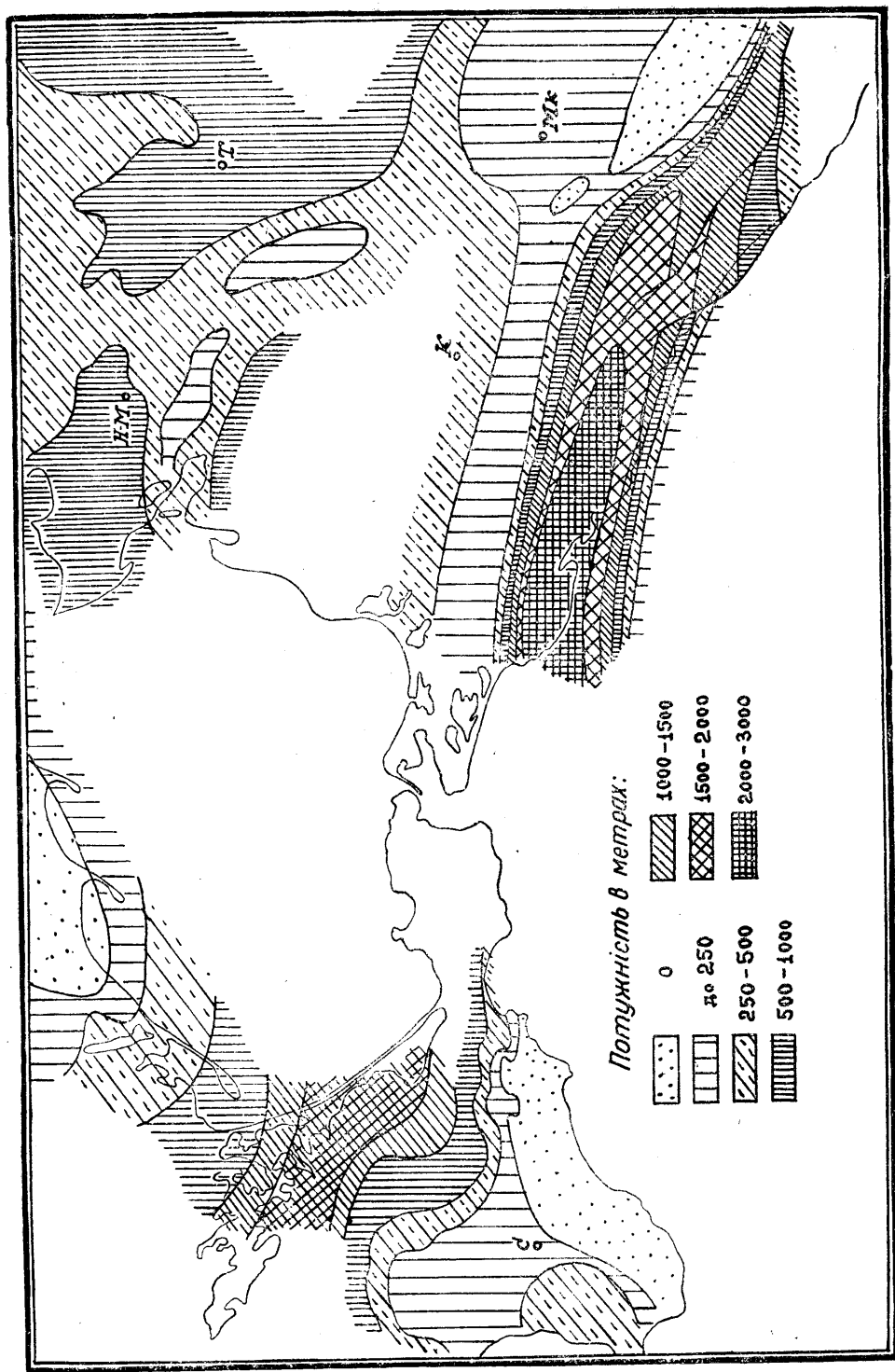


Рис. 3. Схематична карта погужностей відкладів верхньої крейди.

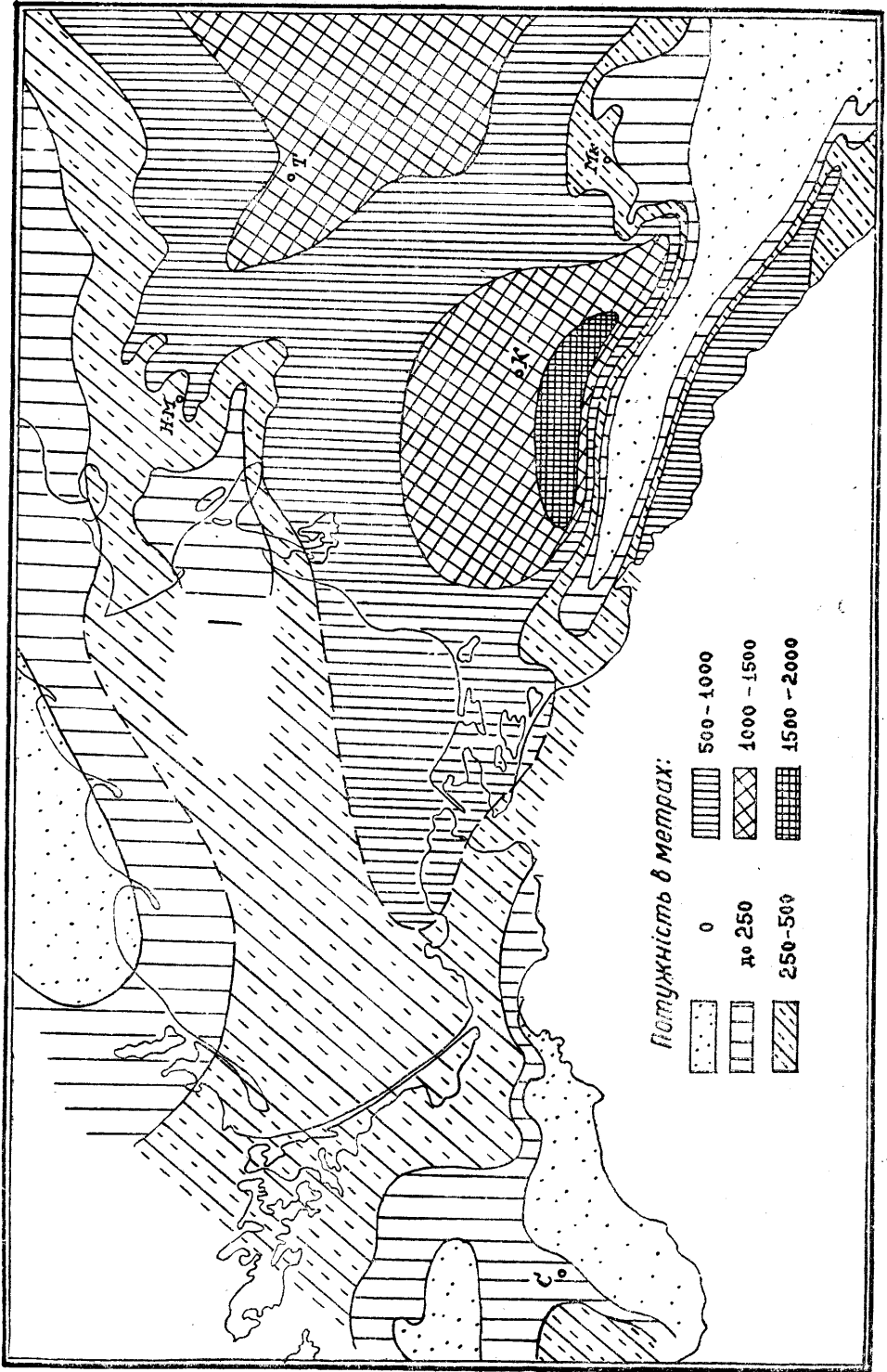


Рис. 4. Схематична карта потужностей відкладів палеоцену — еоцену.

максимального прогинання в нижньому—середньому еоцені розміщується в районі м. Гарячий Ключ — м. Хадиженськ. В кутаїський час в області, яка максимально занурювалася в палеоцені, прогинання уповільнюється і починається (В. О. Гросгейм, 1955) розвиток складок, одночасний з осадкоутворенням [27, стор. 97 і 102].

У верхньому еоцені відбуваються деякі зміни. Інтенсивне опускання на крайньому південному сході уповільнюється. Одночасно вирівнюється геотектонічний режим різних ділянок прогину. В кінці еоцену посилюється зростання згаданих вище складок, яке, приймає стрибкоподібний характер, що призводить до утворення різких, іноді перекинутих, розбитих диз'юнктивами антикліналей у всій смузі від ст. Кримської до ст. Азовської [16, стор. 98; 27, стор. 98; 33, стор. 111].

В Індольському прогині на протязі всього еоцену панує близький до платформеного режим, що установився ще в палеоцені. Відбувається утворення карбонатних і теригенових відкладів невеликої товщини.

Геотектонічний режим області епігерцинської платформи в палеоцені — еоцені продовжує бути досить диференційованим (рис. 4).

В майкопському віці посилюються підняття складчастих зон Кавказу і Криму, що викликає відповідну реакцію передового прогину. Інтенсивність прогинання значно зростає і стає максимальною в межах кримської частини прогину, яка відроджується, а не виникає, як це вважають Ю. О. Косигін та ін. [16, стор. 95], і знову втягується в потужне занурення. Місцеположення області максимального прогинання, яке установлюється нами як за геологічними даними, так і за даними сейсморозвідки, виявляється значно зміщеним на схід у порівнянні з прогином нижньокрейдової епохи (рис. 2 і 5).

В межах Керченського (В. В. Меннер) і Таманського п-овів, а також в осовій зоні Передкавказької частини прогину відбувається утворення і починається (а в деяких районах, зокрема на південному заході Керченського п-ова, продовжується) повільне зростання антиклінальних брахіскладок, що групуються в чіткі антиклінальні лінії на півдні [12] і розташовані більш безладно на півночі.

В зоні похованої геосинклінальної складчастості, що виникла в кінці еоцену в Передкавказзі, знову відбувається повільне зростання частини складок, яке призводить до утворення ряду островів вздовж південного борту прогину. На деяких складках продовжувались розривні дислокації. Складкоутворення на цій ділянці поступово завмирає і після майкопського віку вже не відновлюється.

В області епігерцинської платформи геотектонічний режим вирівнюється (рис. 5).

В середньому міоцені місцеположення передового прогину помітно змінюється, що стає відчутним вже в чокракський вік. Потужне майкопське занурення у межах Індольського прогину змінюється режимом повільного прогинання. Платформений режим, перші симптоми якого помітні вже в палеоцені — еоцені, виявляється знову, тепер вже неухильно. В неогені (з середнього міоцену) Індольський прогин за своїм геотектонічним режимом більш нагадує синеклізу, якою він власне і стає, ніж передовий прогин.

Область інтенсивного занурення залишає територію Криму, зберігаючись певний час (чокрак — сармат) лише в південно-східній і крайній східній частинах Керченського п-ова. Прогинання стає максимальним у Передкавказзі (рис. 6).

В середньому сарматі — меотісі помітний дальший відступ прогину з території Керченського п-ова на схід. Потужність зазначених підрозділів в південно-східній його частині, що раніше досить інтенсивно занурювалася, стає значно менше таманської. Швидкість зростання антиклінальних складок, які продовжують розвиватися, перевищує швидкість

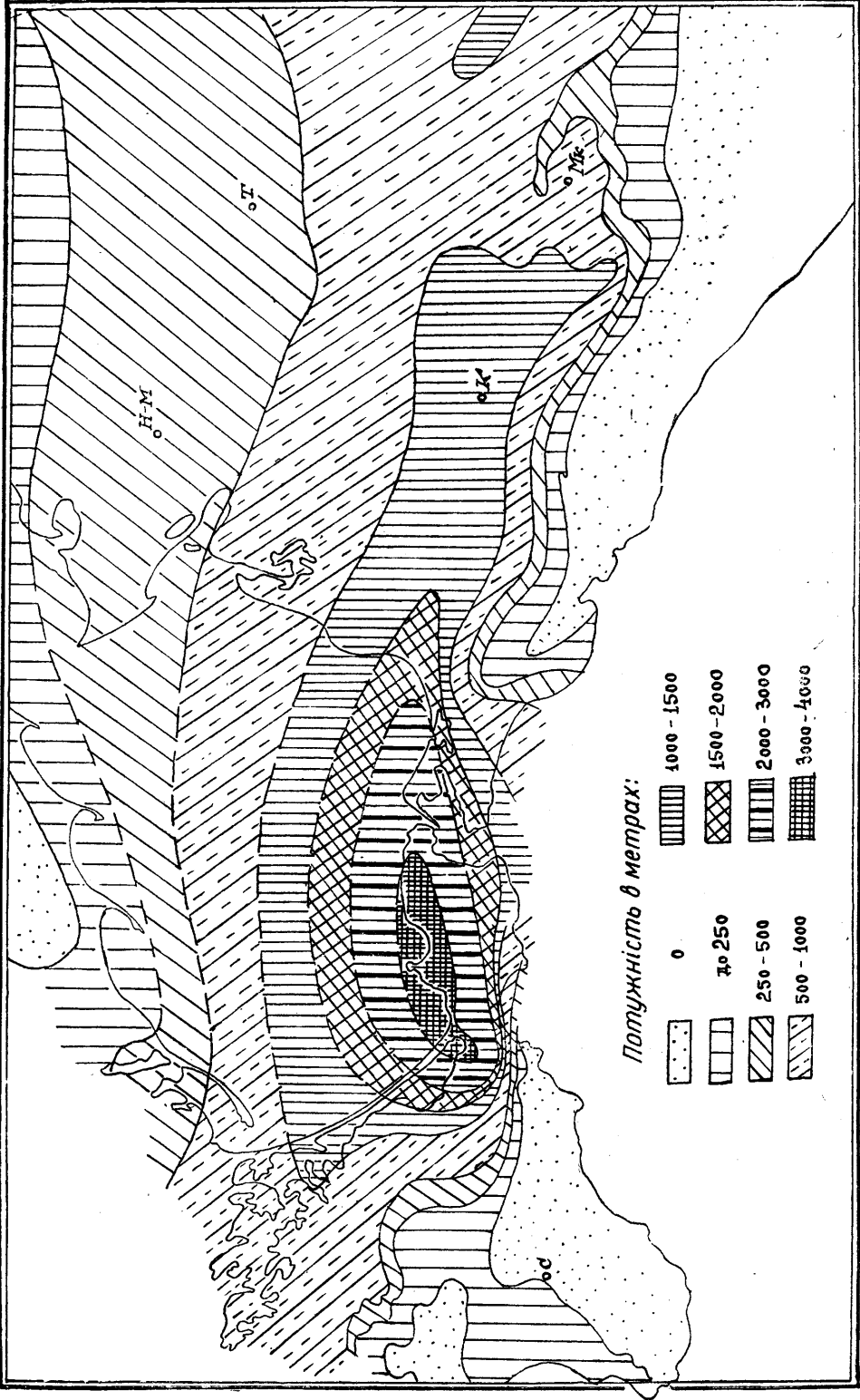


Рис. 5. Схематична карта потужностей відкладів майкопу.



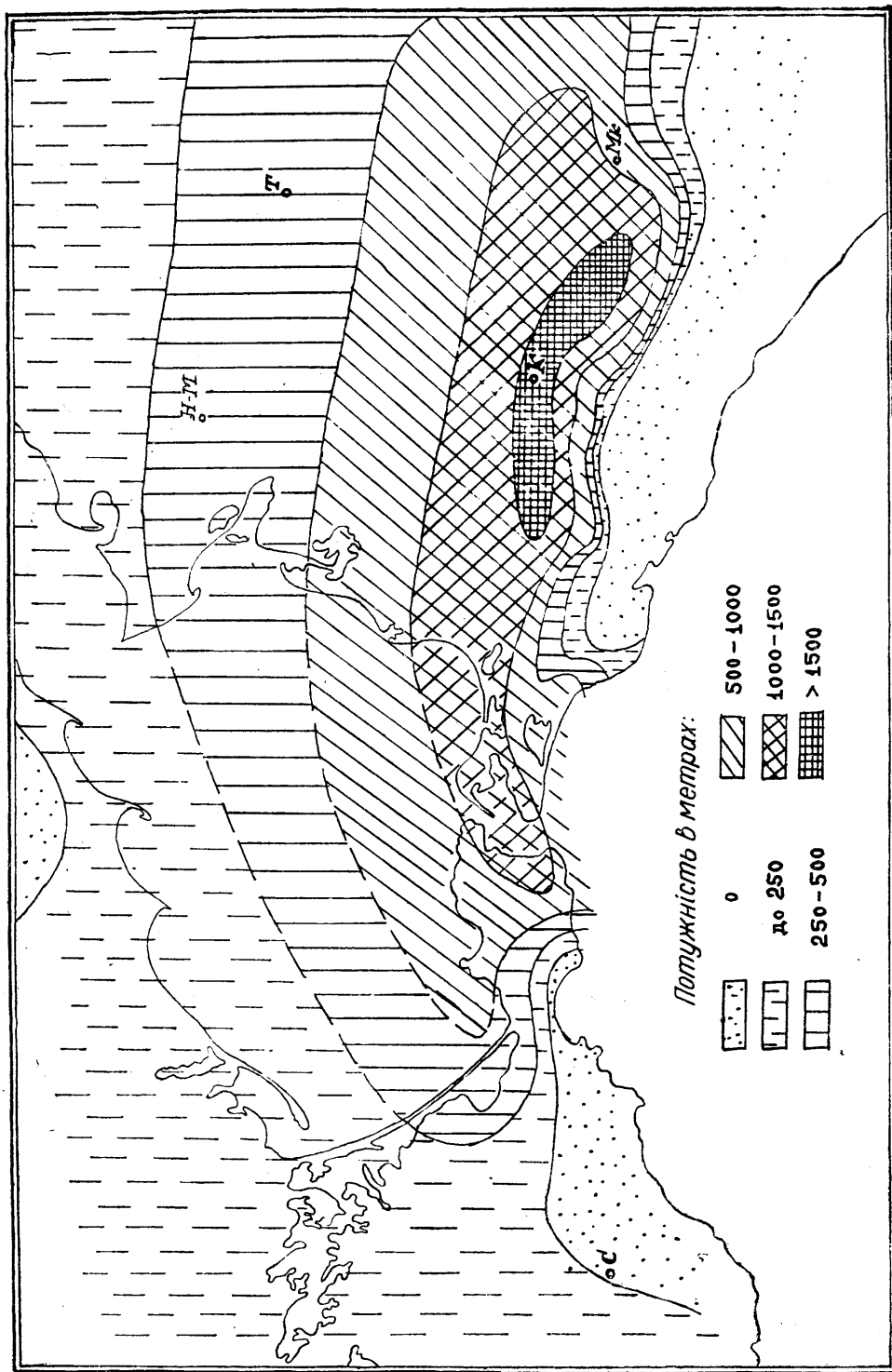


Рис. 6. Схематична карта потужностей відкладів міоцену (без нижнього міоцену).

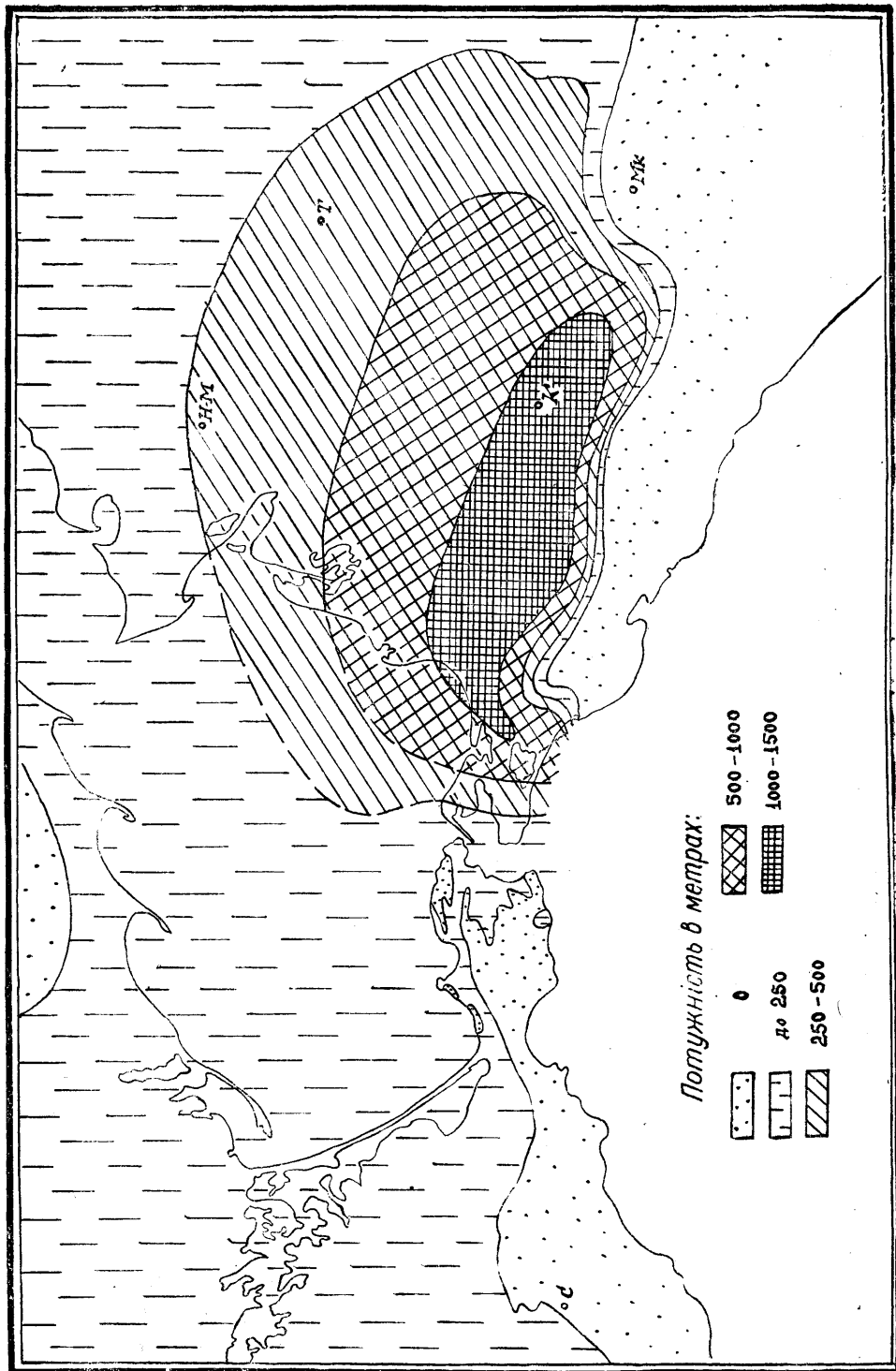


Рис. 7. Схематична карта потужностей відкладів пліоцену.

загального опускання, і у передпонтичний час вони виходять з-під рівня моря, перетворюючись в абсолютні підняття. Слабке прогинання зберігається тільки в мульдах. Цей процес закономірно продовжується і в понтичний вік. Підняття все більше охоплюють Керченський п-ів. Стає відчутною стабілізація і в західній частині Таманського п-ова, де опускання було більш слабким (до 100 м), ніж у східних районах (район Ахтанізовського лиману — до 500 м).

В середньому — верхньому пліоцені область значних опускань на Таманському п-ові в загальних рисах зберігає своє місцеположення, зона максимального занурення передового прогину розташовується на північний захід від ст. Слов'янської.

В пліоцені розміри всього прогину порівняно з міоценовими істотно зменшуються (рис. 6 і 7). Тектонічна обстановка, яка склалася в верхньому пліоцені, загалом зберігалася і в антропогені.

На підставі викладеного вище можна прийти до висновку, що Передкавказький передовий прогин в неогені (крім нижнього міоцену) продовжується не в напрямку Індольського прогину, як це показано на існуючих схемах [21а, рис. 5; 22, рис. 1] (те, що на цих схемах мається на увазі положення передового прогину саме в неогені, впливає з визначення М. В. Муратовим його віку як неогенового [21а, стор. 53, 64; 21б, стор. 91; 22, стор. 19, 23]), а повертає на південний захід, продовжуючись на території Таманського п-ова (рис. 6 і 7). В чокраку, карагані, кінці і сарматі прогин замикався в східній і південно-східній частинах Керченського п-ова. Починаючи з середнього сармату і до верхнього пліоцену зона підвищених занурень на території Таманського п-ова неухильно зміщується на схід і повільно відступає на північ.

Продовження неогенового передового прогину в область Тамані і (в міоцені) південно-східної частини Керченського п-ова підтверджується не тільки проведенням вище аналізом потужності, а й такими даними:

1. Літофації середнього міоцену і сармату Таманського і східної частини Керченського п-овів і літофації меотису і пліоцену Таманського п-ова істотно відрізняються в бік більшої глибоководності в порівнянні з літофаціями Індольського прогину і аналогічні або близькі літофаціям осьової частини Кубанської депресії.

2. Розріз осадових товщ Таманського і східної і південно-східної частини Керченського п-ова від майкопу до сармату характеризується безперервністю [20, стор. 146, 148 та ін.]. В той же час у решті районів Керченського п-ова і південного борту Індольського прогину комплекс відкладів тортону — сармату повсюдно відокремлений неузгодженістю та слідами розмиву від підстелюючих порід.

3. Простягання складок західної частини Таманського і південно-східної частини Керченського п-ова, яке орієнтовано на північний схід і навіть північно-північний схід, під досить значним кутом пересікає напрямом кримських і кавказьких складок [1, 2, 3, 11 та ін.] і збігається з простяганням прогину, розміщуючись в основному паралельно до ізопакіт відкладів неогену.

4. За даними сейсмозвідки в деяких випадках (купол Уташ та ін.) відмічається, що інтенсивність складчастості Таманського п-ова зростає лише до відкладів майкопу. В більш давніх горизонтах структури виліжуються. Ця обставина в певній мірі споріднює структури Таманського п-ова з структурами саме внутрішньої осьової зони Кубанського прогину, для яких виположення з глибиною є типовим.

5. Характер літофацій, а також історія геологічного розвитку Таманського і Керченського п-овів в неогені (крім нижнього міоцену) показує, що другий (крім крайньої південно-східної його частини в міоцені) був гіпсометрично вище. Це стає особливо відчутним в пліоцені, коли всі антиклінальні зони Керченського п-ова вже перетворилися в абсолютні:

підняття, а на Таманському п-ові продовжувались порівняно інтенсивні занурення. Зараз Таманський п-ів також топографічно нижчий за Керченський, а лимани Ахтанізовський і Кизилташський розташовані в районах трохі посиленого сучасного опускання.

\* \*  
\*

Виникнення і розвиток Кримсько-Кавказького об'єданого передового прогину було зумовлено тектонічним життям і впливом геосинкліналей як Кавказу, так і Криму (тому немає достатніх підстав вважати цей передовий прогин тільки Передкавказьким [16]), які розвивалися індивідуально і проходили основні стадії геосинклінального розвитку асинхронно, причому Кримська геосинкліналь випереджувала Кавказьку.

Ця важлива обставина зумовила різний вік прогину в Криму (юра) і в Передкавказзі (палеоцен), а також різну міру впливу кожної з названих геосинкліналей на різних етапах розвитку прогину: винятковий вплив Кримської в мезозої і переважаючий в майкопі, і переважаючий вплив Кавказької в палеоцені, еоцені, середньому і верхньому міоцені, пліоцені та антропогені.

Єдиний в структурному відношенні глибоко занурений Кримсько-Кавказький передовий прогин є об'єднаним і, очевидно, може розглядатися як сумарна структура, що виникла внаслідок розвитку двох передових прогинів: Кримського і Кавказького, перший з яких є більш давнім.

Зона максимального опускання на протязі геологічної історії прогину неодноразово і до того ж досить різко змінювала своє місцеположення, зазнаючи значних поздовжніх переміщень і прагнучи до тої чи іншої геосинкліналі відповідно до міри їх впливу. Цікаво при цьому відзначити, що коли прогинання в Передкавказзі було посиленним, занурення в кримській частині прогину одночасно було істотно більш слабким і навпаки.

З часом деякі частини передового прогину поступово втрачали геосинклінальні і навіть перехідні риси, і їх все більше охоплював платформений режим. Цей процес почався і проявився в більш давній кримській частині прогину.

Для передового прогину характерна велика амплітуда, а виходить, і швидкість занурення і значні її градієнти, особливо у межах південного борту.

Передовий прогин став ареною процесів складкоутворення, дуже активних в палеогені у межах палеоцен-нижньоеоценового флішевого прогину, що розвивався на ранніх стадіях розвитку передового прогину у Передкавказзі, значних в палеогені (олігоцені) і неогені у зоні розвитку діапирової складчастості і дуже спокійних у решті районів прогину. На перших стадіях свого розвитку передові прогини були флішевыми (в Криму—в кімеридж—тітоні, на Кавказі—в палеоцені—нижньому еоцені), потім флішева формація змінювалася моласовою. Поперечна міграція, яка є характерною для подібних геоструктур, була добре виявлена в кримській частині прогину і порівняно слабше в кавказькій частині, де вона навіть змінювала свій знак на протилежний (караган—меотіс). Передовий прогин розвивався переважно на платформеній основі і, частково, (в Криму) на місці доінверсійного прогину, як про це свідчить наявність таврійської формації в межах південного борту Індольського прогину.

Проведений аналіз показав, що неможливо однією назвою охарактеризувати положення прогину (звичайно, в кінематичному, а не структурному розумінні) на різних етапах його геологічної історії. Тому застосовувані в літературі найменування прогину можуть бути вжиті тільки для характеристики місцеположення тої глибоко прогнutoї синклінальної структури, яка утворилася в результаті всієї суми розглянутих процесів.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. И., Геологические исследования на Таманском полуострове, Матер. геол. России, XXI, 1904.
2. Архангельский А. Д., Блохин А., Меннер В., Осипов С., Соколов М., Чепиков К., Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова, Труды ГГРУ, 13, 1930.
3. Архангельский А. Д., Геологическое строение и геологическая история СССР, Гостоптехиздат, 1941.
4. Белоусов В. В., Большой Кавказ, ч. I—III, Труды ЦНИГРИ, в. 108, 1938; в. 121, 1940; в. 126, 1939.
5. Белоусов В. В., Общая геотектоника, Госгеолиздат, 1948.
6. Бондарчук В. Г., Нарис тектонічної будови території Української РСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, в. 3, 1955.
7. Бондарчук В. Г., Про тектоніку Причорномор'я, Геол. журн. АН УРСР, т. XVII, в. 2, 1957.
8. Брод И. О., Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР, ДАН СССР, т. XIX, № 7, 1945.
9. Брод И. О., О структуре и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР, «Советская геология», № 13, 1947.
10. Варданянц Л. А., Опыт структурно-тектонического районирования Кавказа, «Геол. на фронте индустриализации», № 7—8, 1934.
11. Губкин И. М., Обзор геологических образований Таманского полуострова, Изв. Геолкома, 32, 1913.
12. Губкин И. М., Геологические исследования Кубанского нефтеносного района, Листы Анапско-Раевский и Темрюкско-Гостагаевский, Труды Геолкома, нов. серия, в. 115, 1915.
13. Келлер Б. М., Верхнемеловые отложения западного Кавказа, Труды Ин-та геол. наук АН СССР, в. 48, серия геол., № 15, 1947.
14. Козін Я. Д. і Пащенко Я. Є., До питання про співвідношення Кримських структур з Кавказькими, ДАН УРСР, № 5, 1956.
15. Косыгин Ю. А., Основы тектоники нефтеносных областей, Гостоптехиздат, 1952.
16. Косыгин Ю. А., Горлов С. И., Карпенко Н. М., Тектоника западного Предкавказского краевого прогиба, Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1955.
17. Мазарович А. Н., Основы геологии СССР, ОНТИ, 1938.
18. Мазарович А. Н., Геологическое строение СССР, БСЭ, ОГИЗ, 1947.
19. Муратов М. В., Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран, Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
20. Муратов М. В., Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области Юга Европейской части СССР и сопредельных стран, Изд. АН СССР, 1949.
21. Муратов М. В., Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа: а) «Советская геология», № 48, 1955; б) БМОИП, отд. геол., т. XXX, в. 1, 1955.
22. Муратов М. В., Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области, Труды совещания по тектонике Альп. геосинкл. обл. Юга СССР, Изд-во АН АзССР, 1956.
23. Ренгартен В. П., Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа, Труды, III Всесоюзн. съезда геологов, Ташкент, 1930.
24. Ренгартен В. П., Общий очерк тектоники Кавказа, Труды XVII сессии Межд. геол. конгр., 1937, т. II, ГОНТИ, 1939.
25. Сорский А. А., К истории геотектонического развития Большого Кавказа в юрское время, «Советская геология», № 54, 1956.
26. Стратиграфия СССР, т. XII, Неоген СССР, Изд-во АН СССР, 1940.
27. Табасаранский З. А., Геологическое строение и условия формирования нефтяных и газовых залежей Ильско-Холмского района. Труды МНИ им. И. М. Губкина, в. 14, 1955.
28. Тетяев М. М., К вопросу о тектонике Северного Кавказа, «Проблемы сов. геол.», т. V, № 10, 1935.
29. Ульянов А. В., Тектоника северо-западного Кавказа, Геология СССР, т. IX, Госгеолиздат, 1947.
30. Хаин В. Е., Основные закономерности развития геосинклиналей (на примере Кавказа), Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1946.
31. Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н., Основные этапы геотектонического развития Кавказа, БМОИП, отд. геол., т. XXV, № 3—4, 1950.

32. Х а и н В. Е., Геотектонические основы поисков нефти, Азнефтеиздат, Баку, 1954.

33. Щ е р и к Е. А., Тектоническое строение северо-западного Предкавказья и Прикубанской низменности в свете новых данных, Труды ВНИГНИ, в. IV, 1954.

34. Щ е р и к Е. А., Некоторые палеогеологические закономерности третичного бассейна на северо-западном Кавказе, Труды Акад. нефт. пром. СССР, в. III, 1954.

35. S u e s s E., La Face de la Terre, Traduit sous la direction de Em. Margerie, в. III, Paris, 1911.

Г. М. Доленко

## Деякі нові дані про будову площі Небилів—Слобода Небилівська

Площа Небилів — Слобода Небилівська здавна привертала увагу дослідників головним чином тому, що на її території відмічалися значні прояви нафти і озокериту, в зв'язку з чим тут були розпочаті геологічні дослідження. Однак, незважаючи на великий об'єм і різноманітний характер досліджень, будова площі по суті до останнього часу залишалась нез'ясованою як в структурному відношенні, так і у відношенні нафтоносності. Нові дані про будову цієї площі одержані тільки недавно завдяки проведенню креліусного (Н. Н. Бевз, 1953) та глибокого буріння (Р. Н. Андрущенко, 1954) і сейсмічних досліджень (І. І. Бородатий, 1953). Деякі результати цих досліджень висвітлені в даній статті.

В польській літературі площа Небилів — Слобода Небилівська більшістю дослідників розглядалась як єдине структурне ціле, що характеризується спільністю геологічної будови і нафтоносності. Таку думку можна зустрінути і в працях радянських геологів.

Тепер, урахувавши матеріали креліусного буріння і даних глибоких свердловин № 53, 55, 60 і 75, можна з цілковитою переконливістю заперечувати таку точку зору. Нові геологічні матеріали дають підставу стверджувати, що ділянка Небилів з його нафтопромисловою площею «Сльонзак» належить в структурному відношенні до Бориславської підзони глибинних складок Прикарпатського прогину, а ділянка Слобода Небилівської — до більш північної структурної підзони — Долинської. Обидві ці структурно відокремлені ділянки контактують по лінії тектонічного порушення насувного характеру, яке зумовило насунання структури Небилівської на структуру Слобода Небилівської.

Небилівська ділянка, як показує глибока свердловина 60 і креліусна свердловина 7, являє собою продовження на північний захід Майданської складки, яка простежується в районі селища Майдан. Ця складка характеризується асиметричною будовою, з крутими північно-східними і відносно пологими південно-західними крилами. Склепіння складки складене відкладами верхньоменілітової світи. Під ними, за даними свердловини 60, залягають відклади лоп'янецької і нижньоменілітової світи, а ще нижче, на глибині приблизно 1030 м, залягають відклади еоцену, представлені в основному попелівською і тільки частково відкладами витьвицької серії.

Занурення складки в бік Небилівської ділянки проходить по лінії поперечних розривів. Таких розривів поки що можна виділити два. Один з них розміщений в найбільш піднятій склепінній частині структури в межах нафтопромислової площі Майдан, другий — на північно-західній перикліналі складки, безпосередньо на нафтодобувній ділянці «Сльонзак». Місцезнаходження першого порушення показано на геологічній карті північно-східного схилу Радянських Карпат і суміжних районів Передкарпаття, складеній В. В. Глушко і В. Г. Корнеєвою (1954). Місцезнаходження другого поперечного порушення відповідає, найбільш ймовірно, північно-східному продовженню скиду, виділеному у свій час Г. Тейссейром

КАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР  
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК

---

Проверено 1974 г.

# ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Том XVIII, вип. 1

ОБЯЗАТЕЛЬНЫЙ  
ЭКЗЕМПЛЯР

---

ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР

КИЇВ — 1958

Библиотека Отдела  
Геолого-Географических Наук