

ним вмістом уламків кварцового пісковика; вмістом U(Ra) – $1,27 \cdot 10^{-4}\%$ і Th – $4,12 \cdot 10^{-4}\%$, що характеризує невеликий домішок уламків аргіліту та алевроліту.

Узагальнюючи, можна сказати, що дані гамма-спектрометрії ядерного матеріалу, а також результати гамма-досліджень у свердловинах підвищують інформативність радіоактивних методів при літологічному розчленуванні геологічних розрізів, де має місце поліміктність порід, дають змогу провести літолого-стратиграфічні побудови та виділяти пластиколектори, визначати їх ефективні товщини.

УДК 551.7

РОЗВИТОК СЕДИМЕНТАЦІЙНИХ КОМПЛЕКСІВ ВІД СЕРЕДНЬОЇ ЮРИ ДО НИЖНЬОЇ КРЕЙДИ НА ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОМУ ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ

С.М.Єсипович

НАК "Надра України", 01000, м. Київ, вул. Володимирська, 34, тел. (044) 2283280
e-mail: nadra@g.com.ua

На конкретном фактичному матеріалі северо-западного шельфа Чорного моря виділені седиментаційні комплекси від середньої юри до нижньої крейди. Описані умови їх формування в різних тектоно-фаціальних зонах. Показані реальні товщини, прогнозний склад наслонення, а також межі їх розповсюдження. Розглянуто ймовірні типи ловушок вуглеводородів для різних літолого-стратиграфічних комплексів. Сделан вывод, что основные нефтегазоперспективные комплексы верхней юры, неокон-анта и альбеномана практически не изучены бурением.

За останні роки значного розвитку набули методи геологічного тлумачення результатів сейсморозвідки у вигляді сеймостратиграфічного та сеймофаціального аналізу. Вони дають змогу на підставі аналізу рисунка сейсмічного запису, динамічних і спектральних особливостей відбитих хвиль прогнозувати не тільки склад порід, але й умови їх утворення. Прив'язка сеймофаціальних особливостей розрізу до пошуково-розвідувальних свердловин дає можливість впевнено простежувати ті чи інші осадові утворення по площі.

Значно розширює можливості сеймостратиграфії і так званий тектоно-фаціальний підхід, який стверджує, що в різних тектонічних зонах будуть розвинуті певні типи літофацій. Широкий розвиток цього цікавого напрямку інтерпретації істотно гальмувався дуже загальними уявленнями про характер, час прояву і силу тектонічних рухів. Ймовірно ці недоліки значною мірою усунуті завдяки розробленій на базі міжнародної геохронологічної шкали У.Харленда, циклічності тектонічного розвитку Землі в часі та просторі [1].

На підставі стадій розширення і стиснення, їхнього тектонічного рангу і часу прояву виді-

Література

1. Вендельштейн Б.Ю., Резанов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазоносных коллекторов. – М.: Недра, 1978. – 317 с.
2. Лазаренко Е.К. Курс мінералогії. – К.: Вища школа, 1970. – 600 с.
3. Минералы и горные породы СССР, справочник / Под ред. Гинзбурга А.И. – М.: Мысль, 1970. – 439 с.

On the factual material of the north-west shelf of the Black Sea sedimentary complexes from dogger to cretaceous have been identified. Conditions of their formation in different tectonic-facies zones have been described. The real thickness, prognostic sedimentary content and the measures of their development have been shown. Possible types of traps for the different lithologic-stratigraphical complexes have been considered. The conclusion has been made that the main perspective oil and gas complexes of upper jura, Neocomian and Cenomanian are not practically investigated by means of boring.

лені епохи розширення і стиснення різних тектоно-ер з жорсткою часовою прив'язкою. Іншими словами, знаючи місце утворення комплексу гірських порід, можна досить детально описати, які відкладення і якого віку складають цей комплекс. Це, з одного боку, вводить ще один жорсткий критерій в дані сеймофаціального аналізу, а з іншого, дає змогу не тільки розібратися в нашаруваннях нижче вибою свердловини, але й охарактеризувати геологічний розріз у тих місцях, де свердловин взагалі немає.

У роботі [1] дається загальна характеристика епох розширення та стиснення і показано, які літолого-фаціальні комплекси їм відповідають. В епохи розширення, коли основна маса води зосереджується в новоутворених рифтогенних прогинах та океанських западинах, формується регресивна теригенна формація. У її межах для Азово-Чорноморського регіону М.І.Павлюк (1997) виділяє дві субформації: вулканогенно-теригенну і кремнисто-теригенну. Перша представлена товщею перешарування різноманітних теригенних і вулканогенних порід, у складі яких можна виділити вулканокластичні і вулканосадові породи. У складі іншої

переважають різноманітні теригенні і кремністі утворення: глини, аргіліти, алевроліти і піщаники, що асоціюються з опоками, гезами, спонголітами та кремністо-теригенними породами.

В епохи стиснення, коли відбувається найбільше тектонічне вирівнювання територій, яке супроводжується максимальними морськими трансгресіями, утворюється карбонатна формація, яку М.І.Павлюк називає глауконітово-карбонатною і вважає, що вона складається із сірих, дрібнозернистих, фарфороподібних і світлих, крейдоподібних, органогенно-детритових вапняків.

Перехід від розширення до стиснення і навпаки буде характеризуватися утворенням базальних, прибережно-континентальних теригенних формацій як трансгресивних, так і регресивних. Вони складені різноманітними піщаниками, алевролітами, пісками, гравелітами, глинами.

Очевидно також, що перераховані вище формації будуть формуватися в певних тектонічних зонах: теригенна і вулканогенна регресивно заповнюють прогини і грабени, а карбонатна — трансгресивно вирівнює рельєф. Перехідні базальні прошарки будуть тяжіти до палеопідняття рельєфу — схилів древніх платформ, останців серединних масивів, валів.

Зазначимо, що існує і полярна думка Е.Е.Мілановського (1995), який вважає, що в епохи розширення рівень океану підвищується, а в епохи стиснення — знижується. Це може бути справедливо тільки для ізольованих басейнів, але не для світового океану, про що свідчить геологічна інформація, викладена в роботі [1].

Розглянемо взаємозв'язок режимів стиснення-розширення певних тектонічних зон і пов'язаних з ними відкладів. У роботі [1] показано, що основною властивістю розвитку планет земної групи є розширення. Але протікає воно на фоні короткочасних фаз стиснення, тривалістю близько 2,0 млн. років, що ініціюється катастрофами. Іншими словами, хвилі розширення, що йдуть від зовнішнього ядра планети як результат розуцілення, перериваються хвилями стиснення, що йдуть до ядра в результаті ущільнення. Довжина стадій (час між сусідніми катастрофами) для фанерозою за шкалою У.Харленда різна — від 0,5 до 17,0 млн. років. І на початку кожної з них — 2,0 млн. років — на поверхні планети будуть переважати умови стиснення. Якщо на цьому часі стадія не закінчується, то наступні 2,0 млн. років процеси розширення будуть компенсувати результати стиснення. Таким чином, якщо стадія триває більше 4,0 млн. років, то це вже буде час "чистого" розширення. Наприклад, довжина стадії апту — 12,5 млн. років, із них "чистого" розширення буде 8,5 млн. років. Для довжини стадії альбу в 15 млн. років "чистого" розширення буде 11,0 млн. років. З цього випливає, що один із найсильніших під час Альпійської тектоно-ери етап розширення апт-альбу, тривалістю 27,5 млн. років, буде перерваний двома короткими інтер-

валами стиснення. По суті, саме про це йшлося в законі № 20, сформульованому В.Бухером у 1933 році: "Утворення геосинклінальної депресії полягає в спокійному опусканні, яке переривається підпорядкованими підняттями". Отже, не можна говорити, що на етапі апт-альбського розширення будуть відкладатися породи, характерні тільки для геосинклінального циклу розвитку. У результаті короткочасного стиснення базально-карбонатні фації невеликої потужності будуть покривати і стабільні ділянки земної кори, що межують з рифтогенними прогинами. Іншими словами, фації апт-альбу необхідно поділяти на:

– геосинклінальні теригенні відклади великої потужності, що заповнюють прогини, грабени, шовні рифтогенні зони (ШРЗ);

– невеликої потужності платформені, що перекривають базально-карбонатними прошарками трансгресивно-регресивного типу стабільні ділянки земної кори.

В турон-коньяк-сангонський час стиснення (1,9+1,3+2,0 млн. років) зафіксована найпотужніша альпійська трансгресія. За даними деяких авторів (В.А.Левченко, 1985), рівень океану підвищувався на 400 м. У цей час відклалися, в основному, карбонатно-теригенні нашарування. Це зрозуміло, тому що завдяки зменшенню поверхні планети, обмілінню глибоких западин (в результаті росту серединних хребтів) море наступає на платформи, віддаляються джерела зносу, і в чистих та мілководних басейнах відкладаються вапняки й органогенні карбонатні споруди, які нарощуються з підвищенням рівня моря.

Система, що відкладає карбонати, діє з перервами і дуже чутлива до змін глибини, температури, солоності і чистоти морської води (Дж.Л.Уілсон, 1980). Вона може різко зупинитися і відтак знову почати діяти, як тільки умови стануть сприятливими. Спеціальне вивчення питання [6] показало, що карбонатна седиментація може компенсувати практично будь-яке тектонічне опускання або підняття рівня моря, коли зберігаються сприятливі умови. До того ж карбонатне осадонакопичення може бути перервним.

Добре вивчені крейдові рифогенні фації Мексиканської затоки [6] почали розвиватися на карбонатних спорудах пізньої юри. Це підтверджують не тільки дані геофізики, але й драгування підводних схилів, розташованих на периферії рифогенних комплексів. Відзначається, що ріст органогенних споруд відбувався не тільки в неоком-сеномані [6], але й у туроні-коньяку-сантоні. Відмічено також, що періодична регресія моря з рифогенних масивів Голден-Лейн формації Ель-Абра і часткова регресія моря з поясу рифів Стюарт-Сіті (платформа Сан-Маркос у Центральному Техасі) призводила до вивітрювання, яке супроводжувалось вилугуванням з утворенням карсту. Паралельно західному краю Голден-Лейн протягається пояс Поса-Ріка, складений фаціями передового схилу. У ньому перешаровуються органогенно-детритові фації Тамабра з пелагічними фаціями

Тамауліпас. Наявність пелітоморфного вапняку з пелагічною мікрофауною типу Тамауліпас усередині раковин рудист вказує на зсув фаций, що характеризують дві різні обстановки осадо-накопичення — одну глибоководну і другу мілководну.

Геотектонічна планетарна активність різнорангова і починає діяти вже на рівні стадій, якщо вони довші двох мільйонів років. Стадії об'єднуються в групи стадій розширення або стиснення і можна, наприклад, говорити про коньяк-турон-сантонське стиснення, або барем-апт-альб-саноманське розширення на фоні коротких імпульсів стиснення. Групи стадій розширення і стиснення об'єднуються в епохи розширення і стиснення, що складають тектоно-ери галактичного року — довгу і коротку. Закінчений цикл розвитку планети — це галактичний рік, що триває 452,8 млн. років. Ключем до розшифрування планетарної геологічної циклічності слугують дані міжнародної геохронологічної шкали У.Харленда і поняття катастрофізму за Кюв'є-Бомону-Штілле.

Стратиграфічні межі будуть старші від літологічних, тому що вимирання біоти в період катастрофи відбувається відразу в результаті флуктуації геофізичних полів, а хвилими стиснення потрібен ще час, щоб зменшити товщу літосфери і змінити умови седиментації. Це питання спеціально не вивчалось, але, проаналізувавши розподіл швидкостей по свердловинах північно-західного шельфу Чорного моря і Криму, можна говорити про певну розбіжність геофізичних і стратиграфічних меж. Зокрема, по свердловині Тетянівська-2 (Рівнинний Крим) інтервальна швидкість у нижній частині кампану дорівнює 4700 м/с, а у верхній — 3900 м/с. Ця ж швидкість (3900 м/с) характеризує самі низи маастрихту і тільки вище по розрізу збільшується до 5600 м/с, зменшуючись у верхах його до 3900 м/с. Навіть поверхневий перегляд швидкісних залежностей засвідчує, що в нижній частині ярусу (при його тривалості більше 4,0 млн. років) породи більш щільні, що пояснюється переважно карбонатним осадо-накопиченням.

Турон, коньяк і нижня частина сантону в межах Каркінітського прогину утворюють єдиний карбонатний комплекс із підвищеними швидкостями. Верхи сантону мають регіонально понижені швидкості, як і верхи кампану, маастрихту та дату. І навпаки, регіонально підвищені швидкості характеризують нижні частини цих ярусів. Матеріал проаналізований як по свердловинах північно-західного шельфу Чорного моря (Центральна-1, Федорівська-1, Сельського-40, Гамбурцева-2, Голіцина-3, Каркінітська-1), так і на прилеглий суші (Чорноморська-5, Серебрянська-2, Степова-1, Оленівська-6, Тетянівська-2, Октябрська-6).

Очевидно, що в різних областях земної кулі планетарна циклічність геологічних процесів (від окремих стадій до галактичного року) буде виявлятися по-різному: більш активно в геосинклінальних поясах і менш активно — на платформах. На окремих ділянках геосинкліналей

завдяки пульсаційному руху серединних масивів на планетарні коливання рівня моря будуть накладатися регіональні коливання зворотного знаку, що може призвести до істотної видозміни планетарного рівня (особливо для ізольованих басейнів). Факт зниження рівня Каспійського моря на 28 м порівняно зі світовим океаном пояснюється саме поглибленням дна басейну [3].

Заключна епоха розширення Альпійської тектоно-ери тривала з барему по неоген. У цей час відбувся активний розвиток Альпійсько-Гімалайського поясу утворенням западин Середземного, Чорного і Каспійського морів з паралельним ростом гірських систем.

В барем-сеноманський час продовжували активно розвиватися грабени Каркінітського прогину — Східно-Зміїноострівський, Південно-Михайлівський, а також Південно-Голіцинська і Тарханкутська шовні зони (рис. 1). У них накопичилися значні товщі (понад 2,0 км) теригенних і карбонатних відкладів.

Найбільш древній седиментаційний комплекс в межах Азово-Чорноморського регіону по роботі [5] є неоком-ранньоаптський, що залягає в підшві осадового чохла. Наявна геолого-геофізична інформація дає підстави припускати, що це не зовсім так.

Каркінітський прогин знаходиться значно далі від центрокліналі Альпійсько-Гімалайського поясу, ніж зона зчленування серединних масивів Чорного моря з Скіфською плитою. Це означає, що таврійська серія буде по-різному деформована на півдні і на півночі. З історії розвитку впливає, що, по суті, Південно-Михайлівський грабен — це зачаток майбутньої гірської системи. Таким чином, динаміка росту існує, але чим далі від центра Альпійсько-Гімалайського поясу, тим вона невизначніша. А з цього впливає, що породи не тільки ранньої крейди, але й пізньої, середньої та ранньої юри, а також тріасу, і можливо, пермі (?), маючи порівняно невеликі потужності, будуть також слабо деформовані. Це підтверджують кількісні дані. Потужність осадового чохла в Каркінітському прогині за В.Б.Сологубом (1987) становить 9,5 км. Побудови по поверхні карбонатно-вулканогенного комплексу пізньої юри — ранньої крейди, виконані в межах Південно-Голіцинської зони, дають глибину понад 6 км. Отже, до глибини 9,5 км залишається ще близько 3,5 км. Потужність карбонатно-вулканогенного комплексу J_3-K_1 за даними сейсмозвідки в межах Ільїнського грабену близько 2,0 км, а в св. Мошкарівська-1 (Керченський півострів) — близько 1,3 км. Таким чином, на таврійську серію, а також пермо-тріас залишається ще близько 2,0 км відкладів.

Пермські відклади розвинуті у вузьких западинах Добруджя і Переддобруджя [4] та відповідно до історії геологічного розвитку даного регіону повинні бути присутні в геосинклінальних прогинах Альпійської тектоно-ери. Ними заповнений Марійський грабен. Деформовані комплекси Кімерійської тектоно-ери (рання перм — середній тріас) очевидно склада-

ють перший складчастий поверх Гірського Криму. Вони також розвинуті в межах Азовського валу, Каламітського горсту та Південно-Тарханкутського грабену. Пермські евапоритові басейни характеризуються криптодіапіровою тектонікою. Така тектоніка встановлена на заході Переддобруджжа в Андрушовському горсті [4]. Поки що фрагментарні відбиті хвилі від товщі пермо-тріасу отримані тільки в межах валів Губкіна, Олександрівського та Каламітського, тобто там, де вони відклалися у відносно спокійній платформній обстановці.

Відповідно до історії геологічного розвитку, на кінець сеноману ранньокрейдові прогини і пониження в рельєфі були знівельовані, і в епоху турон-коньяк-сантонського стиснення планети Західно- і Східно-Чорноморські середні масиви почали "всмоктуватися" в товщу літосфери, утворюючи глибоководну западину. Відокремлення Західно-Чорноморського середнього масиву від Мізійської платформи відбулося по серії субмеридіональних розривів. При подальшому розширенні планети поглиблення Чорноморської западини призупинялося, а при стисненні продовжувалося.

Стратифікація і прив'язка сейсмічних горизонтів та сейсмофаціальні особливості осадових комплексів

Загальна кількість пробурених і досліджуваних пошуково-розвідувальних свердловин невелика. Часто глибина їх була явно недостатньою, але, закладені в різних тектоно-фаціальних зонах, вони все ж дають змогу задовільно охарактеризувати розріз.

Початковим пунктом для стратифікації сейсмічних горизонтів виберемо свердловину Десантна-1, розташовану на західній перикліналі Каламітського валу, що занурюється в Маріїнський грабен. Свердловина розкрила не тільки розріз палеоцену-крейди, але й значну товщу нижчезалягаючих порід. Серед геологів немає єдиної думки з приводу стратиграфічної приналежності нижньої частини розрізу. Товща юри названа ранньою, хоча і з питанням. У товщі пізньої крейди деякі дослідники виділяють ранньокрейдовий інтервал. Залишимо припущення і спробуємо осмислити геофізичні дані.

У товщі юри (інтервал 3080-2570 м) можна виділити два прошарки, які різко відрізняються за коефіцієнтами згасання сейсмічної енергії і швидкостями її передачі — 3080-2780 м і 2780-2570 м. Межа розподілу між ними була винесена на сейсмічні розрізи і вивчена в навколишньому просторі. Виявилось, що вона розділяє два сейсмофаціальні комплекси. Нижній комплекс характеризується короткими субпаралельними осями синфазності з явними слідами складчастих деформацій. За однозначною прив'язкою до свердловини Дельфін даний комплекс представляє таврійську серію (Т₃-J₂), аналогічну таврійській серії Гірського Криму. Верхній комплекс характеризується більш витриманими осями синфазності з локальними збільшеннями потужності, що інтерпретується

як карбонатно-органогенні споруди. Уявлення про цей комплекс отримані на південному схилі Олександрівського валу та в межах Ілківського і Нестерівського грабенів. Цілком ймовірно, що це і є карбонатно-вулканогенний комплекс пізньої юри і ранньої крейди, що утворився в епоху стиснення Ранньоальпійської тектоно-ери.

В інтервалі 2570-2050 м геологи виділяють відклади пізньої крейди (приблизно кампану). Відмічено сильне поглинання бурового розчину в інтервалі глибин 2550-2460 м. Приблизно цей же інтервал (2600-2367 м) деякі дослідники відносять до базальних прошарків ранньої крейди (С.В.Розумейко), а інші (Л.Ф.Плотникова) — до низів сеноману.

За затуханням і швидкістю поширення прямої хвилі інтервал 2570-2050 м можна розбити на три частини: 2580-2380 м, 2380-2220 м і 2220-2050 м. Найщільніші породи знаходяться в середині, менш щільні — внизу і найменш щільні — вгорі. Сейсмічна межа на глибині 2380 м за прив'язкою до свердловин Федорівська-1, Голіцина-3 та Голіцина-4 однозначно ідентифікується з подошвою карбонатного комплексу турона-коньяка-сантона і позначається III^G. Сам комплекс має регіональне поширення і завдяки характерним сейсмофаціальним ознакам розпізнається навіть у тих зонах, кореляція в яких ускладнена. Саме відбиття III^G є двофазним, підвищеної динамічної виразності. Нижче нього зазвичай залягають геосинклінальні або платформні відклади ранньої крейди від барему до сеноману. Вони мають різні сейсмофаціальні рисунки і чітко розпізнаються на сейсмічних розрізах. Геосинклінальні відклади, що відносяться до теригенної фації заповнення, характеризуються субпаралельними слабкими осями синфазності. Платформні відклади ранньої крейди мають зовсім інший сейсмофаціальний рисунок: на фоні практичної відсутності ознак синфазності виділяються короткі однофазні коливання підвищеної динамічної виразності. Зазвичай платформні відклади представлені трансгресивно-регресивними базальними породами з невеликими карбонатними прошарками. Таким чином, інтервал геологічного розрізу між горизонтами IV та III^G, розкритий в свердловині Десантна-1, по кореляції на північний-схід упевнено ідентифікується з платформним комплексом ранньої крейди, складеним з низів барему, апту, альбу та сеноману.

Перекриває карбонатну товщу турона-коньяку-сантону комплекс кампан-маастрихту. У свердловині Десантна-1 він складений переважно теригенно-карбонатними породами, потужність яких збільшується на південь. На півночі, в межах Каркінітського прогину, товща кампан-маастрихту переважно карбонатно-теригенна, з широким розвитком прошарків писальної крейди.

Відклади данію-палеоцену невеликої потужності, представлені переважно органогенно-детритусовими вапняками, узгоджено перекривають товщу верхньої крейди. В покрівлі їх простежується сейсмічний горизонт III. Пізній палеоцен від раннього відокремлює сейсмічний

горизонт III^a. По суті, ці два горизонти через малу потужність пізнього палеоцену простежуються синхронно як одне двофазне коливання, добре динамічно виражене в межах усього Каркінітського прогину.

Опис осадових комплексів

Карбонатно-вулканогенний комплекс верхньої юри – нижньої крейди по гатерив включно

Вірогідно, даний комплекс за прив'язкою до свердловин Дельфін і Десантна виділений в межах Ілівського та Нестерівського грабенів і за даними сейсмозвідки передбачається його наявність в Каркінітському прогині (рис.1).

Потужність комплексу на південно-західній перикліналі Олександрівського валу дорівнює приблизно 0,25 км, різко збільшується на захід і південний захід, досягаючи 1,5 км. Приблизно такі ж потужності зафіксовані й у межах Нестерівського грабену (до 1,5 км). Потужності даного комплексу порід, зафіксовані в Гірському Криму, ще більші — на Микитській яйлі вони досягають 3,0 км. Документально встановлений розвиток в межах цього комплексу рифових масивів потужністю до 0,6 км (Ай-Петрі, Демерджи, Гурзуфське сідло, район Судака, гора Агармиш). Розвиток рифогенних комплексів пізньої юри – ранньої крейди очікується й у межах Нестерівського та Ілівського грабенів — про це свідчать не тільки локальні збільшення потужності, але й специфічні сейсмофаціальні рисунки сейсмічного запису.

Карбонатно-вулканогенний комплекс порід пізньої юри – ранньої крейди перекриває неузгоджені відклади деформованої таврики в межах Ілівського та Нестерівського грабенів із виходом на південні схили Олександрівського і Каламітського валів. Можна припустити, що даний комплекс порід невеликої потужності (перші сотні метрів) буде розвинутий в межах Маріїнського грабену, а також на структурних елементах, що оточують Каркінітський прогин. У межах самого прогину потужності його будуть значно збільшені. Розвиток рифогенних тіл верхньої юри – нижньої крейди встановлено за даними сейсмозвідки в межах Центрально-Михайлівської зони підняття (Катерининський риф) і в Південно-Михайлівському грабені (рис.1).

Катерининський риф — це витягнуте в субширотному напрямі тіло має розміри 4,5×1,2 км і розташоване в межах північно-східної гілки Центрально-Михайлівської зони підняття між Тарханкутським півостровом і площею Голіцина. Воно впевнено закартоване мережею профілів сейсмозвідки, і в полі відбитих хвиль спостерігаються значні специфічні аномалії типу "риф": просідання нижньої сейсмічної межі; випукла форма верхньої; явне збільшення потужності відкладів в тілі рифу.

Розвиток карбонатно-вулканогенного комплексу верхньої юри – нижньої крейди зафіксовано за даними сейсмозвідки на північ і схід

від підняття Голіцина. Потужності його загалом невеликі, хоча поблизу головного Голіцинського порушення досягають 0,5 км. В описуваному комплексі виділені ланцюжки карбонатних пагорбів, що можуть виявитися органічними спорудами у вигляді систем берегових, серединних і бар'єрних рифів.

Некомпенсоване прогинання Чорноморської западини почалося в туроні. В той же час значні потужності верхньоюрських відкладів дають підстави припускати наявність морського басейну в епоху стиснення Ранньоальпійської тектоно-ери (J₃ – K₁). Причому басейн, розташований на території Чорного моря і Гірського Криму, з'єднався через сідловину поміж валами Губкіна та Каламітським з внутрішнім басейном, розташованим в межах Каркінітського прогину. Це дає підстави припускати наявність між ними бар'єрної зони в межах південних перекліналей валів Олександрівського та Каламітського.

Колекторами в товщі верхньої юри є органічні вапняки, пісковики й алевроліти. Причому пісковики й алевроліти спостерігаються тільки в низах келовейського ярусу. Починаючи з оксфорду, колекторами є переважно органічні (в т.ч. рифогенні) вапняки, розвинуті у певних фаціальних зонах. З руйнацією і розмівом органічних споруд будуть пов'язані фаціальні зони перевідкладених карбонатів: уламково-шлейфових (передрифових і зарифових), пляжних ракушнякових пісковиків у вигляді кіс, валів, барів. Тому що всі перераховані вище карбонатні відклади тісно пов'язані між собою, важливо визначити місце розташування основної системи рифів — бар'єрних, внутрішньошельфових та берегових.

Теригенні відклади від барему по сеноман включно

Відклади цих ярусів характеризують потужний планетарний етап розширення планети Альпійської тектоно-ери, який проявився найбільш повно в геосинклінальних поясах. На північно-західному шельфі Чорного моря, розташованому в північній віддаленій частині геосинклінальної системи, даний геотектонічний етап мав свої характерні риси. Тут чітко виділяється два структурно-фаціальних комплекси нижньої крейди — неоком-аптський та альб-сеноманський. Вони розкриті численними свердловинами в Рівнинному Криму і фрагментарно на шельфі.

Товща неоком-апту складена строкатоколірними пісковиками і гравелітами з прошарками алевролітів та аргілітів. Для Рівнинного Криму Л.Г.Плахотний (1992 р.) побудував схему даної товщі. Значення потужності в межах Тарханкутського півостріву коливаються в межах 50-250 м, збільшуючись у східному напрямі. Загалом вік товщі неоком-апту невитриманий, спостерігається омолодження нашарувань від Кримських передгір'їв на північ до схилу кристалічного щита в діапазоні від валанжину до альбу. На північно-західному шельфі Чорно-

го моря валанжин-баремські відкладення передбачаються в свердловині Одеська-2, в інтервалі глибин від 3077 до 3133 м (Т.Е.Алановська, 1992).

Схема товщі відкладів альб-сеноману на території Тарханкутського півостріву побудована Б.М.Полухтовичем у 1997 р. Вона узгоджена зі схемою потужностей альб-сеноману, що побудована на північно-західному шельфі Чорного моря за даними сейсморозвідки (рис.2). Потужність товщі в Південно-Голіцинській зоні — до 2,0 км, Східно-Зміїноострівському та Південно-Михайлівському грабенах — до 1,5 км. Останній плавно переходить у Тарханкутську зону з товщами альб-сеноману понад 2,0 км. На даному рисунку вперше виділений Східно-Зміїноострівський грабен, чітко відділений від Південно-Голіцинської зони Голіцинським горстом, що простежується, за новими уявленнями, на південний захід від площі Флангова до змикання з валом Губкіна.

Породи альб-сеноману описані по свердловинах Рівнинного Криму. Нижня частина складена перешаруванням дрібно- і середньо-уламкових туфитів, туфів та аргілітів, слабоалевритистих з вуглефіційованим рослинним детритом. В районах розвитку вулканів збільшується потужність вулканічних порід з переважанням ефузивів. Зона розвитку вулканів на Тарханкутському півостріві тяжіє до найбільших потужностей альб-сеноману (рис.2). Вище по розрізу збільшується глинистість та карбонатність, трапляються кременісті породи, опокі, спонголіти і гези. Зустрічаються піщаники з підпорядкованими прошарками гравелітів. Ще вище повільно відбувається карбонатизація розрізу — глинисті мергелі з прошарками та пачками туфів, туфитів і вулканоміктових пісковиків змінюються мергелями темно-сірими, місцями алевритистими з прошарками темно-сірих вапняків. І завершують розріз альб-сеноману вапняки і мергелі з пластами туфів і туфопісковиків: зеленувато-сірих, грубозернистих, слабовапняковистих. Відокремлює теригенну товщу альб-сеноману від карбонатної турон-сантона пачка характерних “чорних глин”, що простежується повсюди й утворення якої пов'язують з підняттям Гірського Криму.

В межах Рівнинного Криму у відкладах неоком-апту виявлено близько 20 вуглеводневих скупчень, серед них найбільші Октябрське нафтове і Тетянівське газоконденсатне. З вулканогенними утвореннями альбу пов'язані Західно-Октябрське газоконденсатне родовище, газопрояви на Задорненській, Серебрянській, Північно-Серебрянській площах, нафтопрояв на Північно-Серебрянській площі. У верхньо-альбській частині розрізу за даними ГДС, газонасичені пропластки виділяються в свердловинах 1 і 2 Сусанинської площі.

Невеликі потужності та фаціальний склад неоком-апту на Тарханкутському півострові дають підстави стверджувати, що в той час рифтового режиму тут ще не було. Підвищені напруги літосфери, завдяки висхідним рухам хвиль розширення, концентрувалися південні-

ше. Схема потужностей неоком-апту для районів північно-західного шельфу Чорного моря поки не побудована через відсутність достовірних даних. Але за матеріалами сейсморозвідки нижче товщі альб-сеноману виділяється комплекс порід з характерним сейсмофаціальним рисунком, який назвали платформними відкладеннями ранньої крейди. У східній частині Маріїнського грабену і західній Каламітського горсту за даними сейсморозвідки виділено дві лінзи теригенних порід, які можуть виявитися неоком-аптськими (рис. 2). За аналогією з Рівнинним Кримом платформенні відклади ранньої крейди невеликої потужності будуть розвинуті в межах Маріїнського грабену та Каркінітського прогину, причому в їхніх осьових частинах товщина відкладів може бути збільшена.

Активний розвиток Каркінітського прогину почався в альб-сеномані, що підтверджують потужності та фаціальний склад порід.

Загалом для ранньокрейдного комплексу порід характерна досить чітко виражена фаціаль-но-палеогеоморфологічна зональність, яку необхідно враховувати при проведенні геологорозвідувальних робіт. Особливо чітко вона виражена для нижньої, неоком-аптської частини комплексу, що характеризується максимальним різноманіттям уламкових порід — від гравелітів і грубозернистих піщаників до алевролітів. Відповідно до цього змінюється і характер теригенно-осадових лінз, а отже і морфогенетичний тип пов'язаних із ними пасток (резервуарів): руслові і рукавподібні пісковики змінюються гирловими барями та підводними річковими виносами, піщаними відкладами контурних течій, турбідитами і їхніми виносами. Все це дає підстави розраховувати на широкий розвиток в межах території північно-західного шельфу Чорного моря і Рівнинного Криму різноманітних пасток вуглеводнів.

Приведений фактичний матеріал, а також дуже скромні результати пошуків родовищ нафти і газу в Рівнинному Кримі і на території шельфу дають підстави припускати, що стратегія пошуку є не зовсім оптимальною. Про це свідчить той факт, що тільки одна свердловина на північно-західному шельфі — Голіцина-3 була задана в районі розвитку великих товщин альб-сеноману, але зупинена у верхах нижньокрейдної товщі через високий пластовий тиск. Глибокі свердловини Рівнинного Криму і, зокрема, Тарханкутського півостріву, при добре розбуреному нижньокрейдному комплексі, не відкрили, проте, значних родовищ.

Імовірно, що основні запаси вуглеводнів в нижньокрейдних теригенних відкладах північно-західного шельфу Чорного моря будуть пов'язані з пастками неантиклинального типу, причому важливою складовою частиною стратегії пошуку повинно стати вивчення сучасного динамічного стану геологічного розрізу.

Підставою для виділення районів, де можуть бути розвинуті пастки неантиклинального типу, є невідповідність древнього рельєфу на момент відкладення колекторських товщ продуктивного комплексу і покрівлі даного ком-

плексу. Відповідно до схеми товщин відкладів альб-сеноману (рис.2) і конфігурації підшви карбонатної товщі верхньої крейди можна виділити такі райони розвитку неантиклінальних пасток: Західно-Південно-Гамбурцевський, Одесько-Безим'яний, Східно-Зміїноострівський, Південно-Голіцинський, Східно-Голіцинський та Північно-Тарханкутський.

Література

1. Есипович С.М. История развития планеты Земля – пульсирующее расширение под действием космического прессинга. – Одесса: Астропринт, 1998. – 165с.

2. Есипович С.М. Некоторые аспекты развития планеты Земля // Геодинамика. № 1/3. Выдано Астрономо-геодезичним товариством. – Львів, 2000. – С. 31-38.

3. Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. – К.: Наук. думка, 1996. – 215с

4. Моргунов Ю.І., Калинин А.В., Куприн П.Н. и др. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. – М.: Недра, 1981. – 240 с.

5. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Пустыльников М.Р., Старостенко В.И. и др. Геология шельфа УССР. Тектоника. – К.: Наукова думка, 1987. – 152 с.

6. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. – М.: Недра, 1980. – 462с.

УДК 551.21(477.8)

ІНТЕГРАЦІЯ ГЕОФІЗИЧНИХ ТА ГЕОЛОГІЧНИХ ДАНИХ ДЛЯ ВИРІШЕННЯ ДЕЯКИХ ПРОБЛЕМ ГЕОТЕКТОНІКИ (НА ПРИКЛАДІ ЗАХОДУ УКРАЇНИ)

¹І.М. Бубняк, ¹А.М. Бубняк, ²П.М.Бодлак, ²В.Д.Чебан, ³Р.Зутемеср

¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України та НАК "Нафтогаз України", 79053, м. Львів, вул. Наукова, 3а, e-mail: bubniak@franko.lviv.ua

²Західно-Українська геофізична розвідувальна експедиція, 79040, м. Львів, вул. Данила Апостола, 9а, e-mail: zugre@is.lviv.ua

³Вільний університет, Де Булелан 1085, Амстердам, Нідерланди
e-mail: zoete@ge.vu.nl

Приводятся результаты моделирования изгиба литосферы запада Украины по трем профилям, пересекающим Украинские Карпаты, Предкарпатский прогиб и Восточно-Европейскую платформу. Показаны результаты изучения динамики разрывных нарушений различными методами. Предложена модель развития Предкарпатского прогиба, связанного с отступающей континентальной субдукционной границей.

The results of the flexure modeling of Western Ukraine lithosphere along three profiles crossing the Ukrainian Carpathians, the Ukrainian Carpathian foredeep and East-European craton are presented. The results of the studies of the fault dynamics by different kinds of methods are shown. New geodynamic model of the Ukrainian Carpathian foredeep connected with retreating subduction zone is proposed.

Вступ

70 % континентальної кори перекриті осадовими товщами потужністю понад 2 км. Вивчення осадових басейнів має не тільки теоретичне, але й практичне значення. Більшість із них вміщують корисні копалини – нафту, газ, вугілля, різноманітні солі, мідисті пісковики тощо. Значну групу цих басейнів складають такі, що виникли в умовах стискування. За останні 20 років був досягнутий значний прогрес у вивченні механічних та реологічних властивостей порід як океанської, так і континентальної літосфери. Поряд з традиційними геологічними методами почало широко застосовуватись математичне моделювання із використанням потужних комп'ютерів для вивчення процесів, що могли призвести до формування орогенів та оточуючих басейнів. Досліджувались як загальні

закономірності розвитку басейнів, що виникли в різних обстановках, так і окремі басейни. Неповний перелік районів, де проводились такі дослідження, включає Кордильєри [1], Альпи, Апенінський півострів, басейн Ебро в Іспанії, Західні та Південні Карпати. Тому для заповнення цієї прогалини нами проведено моделювання вигину літосфери заходу України, яке надалі може бути використане при створенні геодинамічних моделей, класифікації форландових басейнів України та для вивчення закономірностей розповсюдження корисних копалин, в першу чергу вуглеводнів.

Територія Заходу України є доволі зручним об'єктом для дослідження геодинамічних умов на різних етапах еволюції, бо тут на невеликій території (близько 100 км в поперечному перетині) відбувається зміна розтягу (Закарпатський прогин) стискуванням (Карпати) і субдукцією