

PALEOCEANOGRAPHICAL CONDITIONS OF SEDIMENTATION IN THE TRANSCARPATHIAN NEOGENE BASIN

O. S. Shcherba, I. T. Popp, N. Y. Radkovets

ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ СИТУАЦІЇ СЕДИМЕНТАЦІЇ В ЗАКАРПАТСЬКОМУ НЕОГЕНОВОМУ БАСЕЙНІ

О. С. Щерба, І. Т. Попп, Н. Я. Радковець

In Neogene the Transcarpathian sedimentary basin was separate by islands archipelago from deep-sea Paratethys; subsidence and became the area of sedimentation of the thick molasse, saliferous and speckled stratum, accompanied by shows of volcanism. The periodic transgressions and regressions caused alternation of terrigenous and volcanogenous- terrigenous beds (potential zones hydrocarbon reservoir-rock) with clay and salt sediments (fluid seals). The volcanic activity at the end of Pliocene was discontinued; total uplift of area take place.

Key words: Transcarpathian basin, Paratethys, Neogene, sedimentation.

У неогені Закарпатський седиментаційний басейн був відділений архіпелагами островів від глибоководного Паратетиса й став областю опускання та седиментації потужних моласових, соленосних і строкатобарвних товщ, що супроводжувалося проявами вулканізму. Періодичні трансгресії та регресії зумовили чергування теригенних і вулканогенно-теригенних товщ (потенційних зон порід-колекторів вуглеводнів) з глинистими та соляними утвореннями (флюїдоупорами). Наприкінці пліоцену вулканічна діяльність припинилася, відбулося загальне підняття території.

Ключові слова: Закарпатський басейн, Паратетис, неоген, седиментогенез.

ВСТУП

Вивчення палеоокеанографічних умов седиментації орогенних моласових товщ має актуальне значення з точки зору перспектив їх нафтогазоносності. Увагу багатьох геологів все частіше привертають осадові і вулканогенно-осадові комплекси крайових і внутрішніх прогинів, що безпосередньо межують зі складчастими гірськими системами. Відповідно до мобілістичних уявлень, що ґрунтуються на сучасній концепції глобальної тектоніки, райони зіткнення літосферних плит володіють найсприятливішими геологічними умовами для формування скупчень вуглеводнів [1]. В таких районах великі маси осадів, що збагачені розсіяною органічною речовиною, стають складовою частиною «акреційних призм» і потрапляють в жорсткі термобаричні умови. Під дією високих температур (100–400°C) впродовж 1–2 млн. років седиментогенна органіка опиняється в сприятливій для нафтогазоутворення ситуації. За короткий відрізок геологічного часу вона трансформується в газ і крапельно-рідинну нафту. Тому Закарпатський внутрішній прогин, який знаходиться в зоні колізії Євразійської плити з Панонською мікроплитою, є перспективним регіоном з точки зору пошуків покладів вуглеводнів. Слід відзначити, що через територію України простягається фрагмент Панонської газонафтоносної області, який в основному розшташований в межах Закарпатського прогину. А газові поклади відомі як у прогині, так і в Панонській западині.

На основі даних з геологічної будови, літології, палеоокеанографічних досліджень Закарпатського прогину [2, 3, 4, 6, 7] нами проведений аналіз умов осадоагромадження в Закарпатському неогеновому басейні з метою визначення головних седиментаційних чинників, які вплинули на розміщення в ньому газових покладів.

Моласова формація Закарпатського прогину потужністю до 3000–3500 м залягає на палеозойських, мезозойських і палеогенових відкладах і поділяється [7] на вулканогенно-евапорито-теригенну (егенбургій – сармат) і теригенно-вулканогенну (панон – антропоген) підформації. У південно-східній частині прогину (Солотвинській западині) залягають пісковики і піскуваті глини буркаловської світи егенбургію; терешульські конгломерати, туфи новоселицької світи отнангію-карпатію; аргіліти, туфи, пісковики, кам'яні солі і гіпси тереблінської, солотвинської і тересвинської світ баденію. У західній частині прогину (Мукачевській западині) розвинуті, переважно, глини, алевроліти, пісковики, туфи добратовської і луковської світ сармату; піскувато-глинисті породи алмашської, ізовської і кошелівської світ панону, що перекриваються відкладами гутинської, ільницької та бужорської світ левантину. Відклади перших двох світ складені андезитами, андезито-базальтами, ліпаритами і їх туфа-

ми, а ільницької світи – пісковиками з прошарками вугілля. Останні трапляються також і в кошелівській світі. Солотвинська і Мукачевська западини Закарпатського прогину розділені Вигорлат-Гутинським вулканічним пасмом. На даний час в неогенових відкладах відкриті Солотвинське, Русько-комарівське, Станівське і Мартівське газові родовища. Зонами газоносних порід-колекторів є вулканогенно-осадові товщі баденію і сармату, а покришками – пласти солі та глин.

ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНА СИТУАЦІЯ В ОКЕАНІ ТЕТІС.

НЕОГЕНОВИЙ ЧАС

Неогеновий період, під час якого відбувалося нагромадження досліджуваної осадової товщі, є одним з важливих етапів геологічної історії Землі, не дивлячись на невелику тривалість – 22 млн. років. За цей відносно невеликий проміжок часу земна поверхня набула сучасних обрисів, виникли раніше невідомі ландшафтно-кліматичні умови.

Причиною такої перебудови було переміщення і зіткнення різновеликих літосферних плит. Надзвичайно висока активність тектонічних рухів протягом неогенового періоду сприяла підняттю великих ділянок земної кори, що супроводжувалося складчастістю та інтрузіями. В результаті цих рухів виникли і набули сучасних обрисів гірські системи Альпійсько-Гімалайського поясу (частиною якого є Карпати) та інших ланцюгів гір, а також островних дуг. В цей же час сильно активізувалися рухи по давніх порушеннях, які викликали різноамплітудні глибові переміщення і призвели до відродження гірського рельєфу на окраїнах давніх і молодих платформ. Різна швидкість і різний знак переміщення

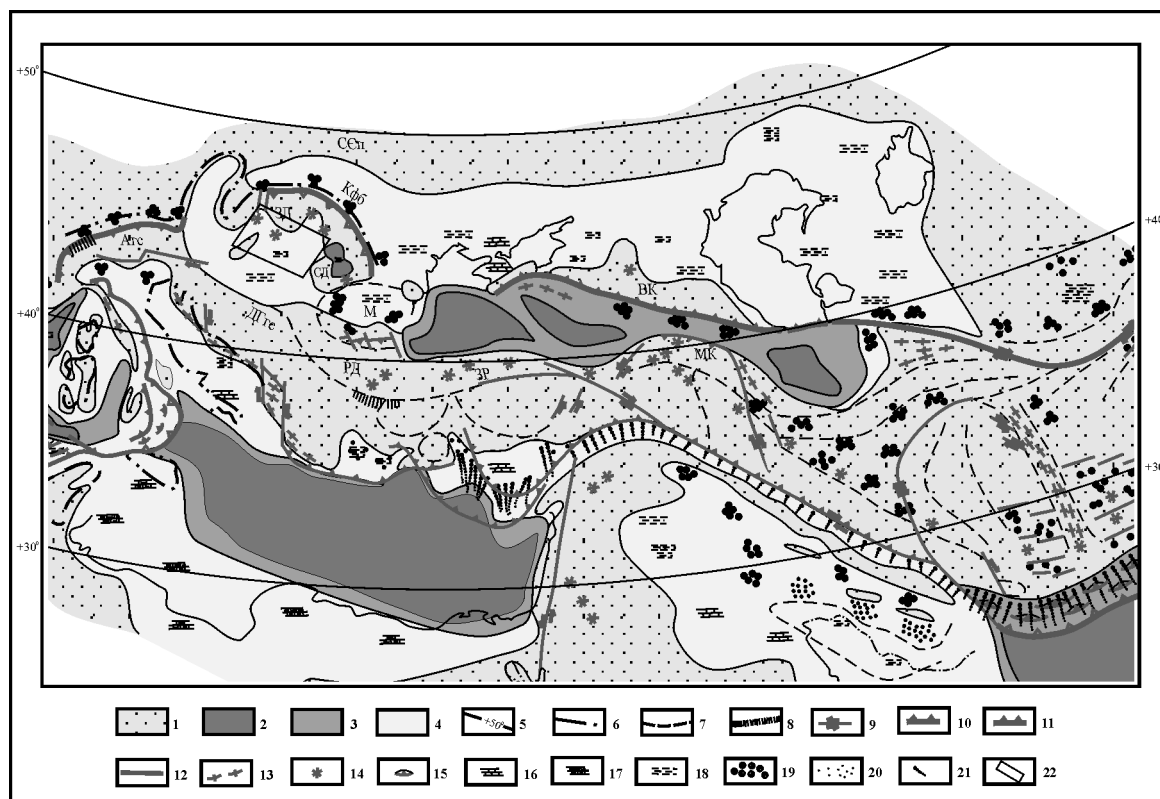


Рис. 1. Палеоокеанографічна реконструкція океану Тетіс. Сармат. Складено за матеріалами: [4] з доповненнями О.С. Щерби:

1 – континентальна кора, 2 – океанічна кора, 3 – континентальний схил, 4 – шельф, 5 – палеошироти, 6 – зовнішня границя альпійської області, 7 – границя блоків, 8 – метаморфізм, 9 – трансформний розлом, 10 – океанічна субдукція, 11 – насув, 12 – розлом, 13 – складки, 14 – вулканізм, 15 – акреційні призми з океанічною корою, 16 – платформові вапняки, 17 – глинисті вапняки, 18 – аргіліти, 19 – конгломерати, 20 – пісковики, 21 – фліш, 22 – район досліджень. Агс – Альпійська гірська споруда, ВК – Великий Кавказ, ДГгс – Динаро-Грецька гірська споруда, ЗД – Західні Динариди, ЗП – Західні Понтиди, Кфб – Карпатський флішевий басейн, М – мізійська плита, МК – Малий Кавказ, РД – Родопи, СЕп – Східно-Європейська платформа, СД – Східні Динариди

блоків сприяли утворенню контрастного рельєфу – від високих плато і плоскогір'їв, розмежованих річковими долинами, до високогірних масивів з складною системою хребтів і міжгірських западин.

Складні перебудови сталися в океані Тетіс [4]. У результаті переміщення Африканського континенту океан Тетіс розділювався на два морських басейни ланцюжком суші й архіпелагами островів. На обширних просторах сучасного Середземного моря продовжував існувати напівзамкнутий, місцями глибоководний басейн Тетіс, який на заході з'єднувався з океаном; на місці Південного Каспію, Чорного моря, Дунайської низовини існував басейн Паратетіс, який від'єднався від Тетіса, проте час від часу з ним з'єднувався. В середині міоцену від Тетіса від'єднався і Месопотамський басейн.

У кінці міоцену в результаті тектонічних рухів, які продовжувалися, в районі сучасної Гібралтарської протоки утворилося підняття, яке відділило Тетіс від відкритого океану. В Середземномор'ї утворилися обширні гірко-солоні лагуни, де йшло нагромадження товщ ангідритів, гіпсу, місцями кам'яної та калійної солей потужністю по кілька сотень метрів. Нагромадження евапоритів відбувалося також у Месопотамському басейні, Передкарпатському та Закарпатському прогинах, на Малому Кавказі.

У сарматський час на півночі гірсько-складчастого поясу і частково на прилеглий ділянці платформи в результаті з'єднання лагун утворився обширний солонуватоводний Сарматський басейн (Рис. 1), який простягався від Віденської котловини до Аральського моря. Він займав западини сучасних Чорного, Азовського і Каспійського морів. Відклади цього басейну: черепашкові вапняки, мергелі, піщано-алеврити-аргілітові товщі – мають потужність від кількох сотень до 1000–2000 метрів.

У вузьких крайових і міжгірських прогинах (Передальпійському, Передкарпатському, Закарпатському, Передкавказькому та ін..) формувалися потужні (до 5000 м) теригенні моласи.

Пліоцен характеризувався декількома трансгресіями. У понтійський час після короткочасної незначної регресії відбулася трансгресія, в результаті якої води пізньоміоценових басейнів з лагунними та лагунно-морськими умовами знову охопили весь простір. Відновився зв'язок Тетіса з океаном у районі Гібралтару. А трансгресія початку румунійського часу привела до невеликого збільшення контурів Середземного моря; відновилося сполучення Чорноморсько-Азовського басейну з Каспійським. Проте в кінці румунійського часу Каспійське, Азовське, Чорне і Середземне моря набувають сучасних обрисів.

У крайових прогинах, численних міжгірських западинах і грабенах відбувається нагромадження переважно континентальних і частково морських галечників, пісків, алевритів і глин. Їх потужність мінлива – від 2000–3000 до 5000 метрів.

Для клімату неогенового періоду на Землі були характерні такі особливості: прогресивне похолодання, яке поширилося від високих широт, поява льодовитості в полярних районах; істотне загострення температурних контрастів між високими і низькими широтами та різке переважання континентального клімату [5].

СЕДИМЕНТОЛОГІЧНА ІСТОРІЯ ЗАКАРПАТСЬКОГО НЕОГЕНОВОГО БАСЕЙНУ

У неогені Закарпатський седиментаційний басейн знаходився на півночі Середземноморської частини океану Тетіс, який в цей час був відділений архіпелагами островів від глибоководного басейну Паратетісу. На межі олігоцену і міоцену відбулася різка зміна характеру осадонагромадження, закінчилося формування мезопелагічних відкладів крейдово-палеогенової флішової формації і почався орогенний етап розвитку Карпатської складчастої області. Басейн Закарпатського внутрішнього прогину став областю опускання і седиментації потужних моласових, соленосних і строкатобарвних товщ континентального, лагунного і плитководно-морського походження. Опускання і осадонагромадження в Закарпатському неогеновому басейні з незначними перервами продовжувалося до кінця пліоцену і супроводжувалося проявами вулканізму.

Відповідно до існуючих в складі моласової формації Закарпатського прогину двох підформацій (вулканогенно-евапорито-теригенної і теригенно-вулканогенної) виділяємо два крупні етапи в седиментологічній історії басейну: перший – егенбург-сарматський і другий – панон-антропогеновий, які, в свою чергу, теж поділяємо на певні підетапи.

Під час першого (егенбург-сарматського) етапу Закарпатський прогин був стійкою областю опускання і осадонагромадження, що продовжувалося з незначними перервами до кінця пліоцену. Ос-

новним джерелом зносу теригенного матеріалу в Закарпатський седиментаційний басейн у цей час була Карпатська суша [2].

Ранній підетап першого етапу починається незначною трансгресією в Закарпатському неогеновому басейні на початку егенбургію. Нагромаджуються плитководні малопотужні піскувато-глинисті осади. В сучасному заляганні вони представлені пісковиками з прошарками глин буркаловської світи, які залягають з різкою кутовою незгідністю на крейдових і палеогенових породах, що складають донеогеновий фундамент Закарпатського внутрішнього прогину. В результаті встановлення короткочасного континентального режиму на досліджуваній території нагромаджується товща грубоуламкових невідсортованих порід, що відомі як терешульські конгломерати і вповнюють западини ерозійного рельєфу.

Середній підетап егенбург-сарматського етапу розвитку седиментаційного басейну почався крупною морською трансгресією у ранньому бадені. В цей час відбулося закладення системи регіональних розломів, яке супроводжувалося інтенсивними проявами субмаринного вулканізму. Припускається [2], що внаслідок загального опускання території Карпатський ороген частково (головно у його північно-західній частині) знаходився під рівнем моря, і Передкарпатський та Закарпатський неогенові басейни в деяких місцях могли вільно з'єднуватися між собою. Вулканічні центри, які давали основну частину пірокластичного матеріалу, ймовірно, розміщувалися на південний захід від Солотвинської западини прогину. Відбулося нагромадження новоселицьких вулканогенних і вулканогенно-осадових відкладів з ознаками морського походження. Так, у вулканогенній товщі присутні проверстки вапнистих глин і мергелів, які містять скелетні рештки планктонних форамініфер. Для туфів характерні шаруваті текстури, які вказують на те, що седиментація пірокластичного матеріалу відбувалася у водному середовищі. Таким чином, формування новоселицької вулканогенно-осадової товщі відбувалося у плитководному морському басейні на фоні розвитку трансгресії і принесення значної кількості глинистого матеріалу.

Завершився цей підетап у кінці раннього бадену, коли внаслідок регресії морського басейну відбулася ізоляція басейну. Вулканічна діяльність на певний час затухла. Теригенна седиментація поступово змінилася галогенною, що чітко виражено у стратиграфічному розрізі тереблінської світи. В її нижній частині, яка залягає безпосередньо на новоселицьких відкладах, поряд з пісковиками, туфами і туфітами присутні гіпси і ангідрити, а у верхній частині – потужня товща кам'яної солі. В кінці раннього бадену вулканічна діяльність поступово затихла, нагромадилися переважно глинисті осади. В прибережній північно-східній частині басейну відбулося формування багрянородоростевих вапняків.

Пізній підетап першого етапу формування неогенових молас Закарпаття починався періодом активного опускання території, наслідком якого була обширна морська трансгресія на початку пізнього бадену. Засолонений басейн знову з'єднався з морем нормальної солоності і нагромадження хомогенних осадів знову змінилося нормальною морською теригенною седиментацією. Нагромадилася флішоїдна товща солотвинської світи, яка перекрита теригенно-глинистими тересвинськими та басхевськими відкладами. В той час знову проявилася вулканічна діяльність, що виразилося появою у розрізі прошарків ріоліт-дацитових туфів. Горизонти конгломератів, які з'явилися на різних стратиграфічних рівнях в баденських відкладах, вказують на періодичні інтенсивні підняття області розмиву (Карпатської суші).

Нова фаза активізації тектонічних рухів в кінці баденського віку привела до зміщень по розломах у південно-західній і західній частинах прогину та вулканічної діяльності у вигляді виверження кислих лав (Берегово, Косіно).

На переході від баденського до сарматського часу в Закарпатському седиментаційному басейні знову відбулася зміна нормального морського режиму седиментації лагунною солонуватоводною. Впродовж сарматського часу нагромаджувалися переважно глинисті, іноді галогенні відклади доробратовської, лувківської й алмашської світ, серед яких трапляються горизонти алевроито-піскуватих порід, а також туфів і туфітів.

Таким чином, зміна трансгресій і регресій та періодів тектонічної активізації території, що супроводжувалися проявами вулканічної діяльності, під час першого егенбург-сарматського етапу розвитку Закарпатського неогенового басейну зумовила чергування в розрізі псамітових вулканогено-теригенних товщ з глинистими і галогенними відкладами, тобто порід-колекторів вуглеводнів і порід-флюїдоупорів.

Подальший другий або панон-антропогеновий етап у седиментологічній історії Закарпатського басейну поділяється на два підетапи.

Ранній підетап другого етапу характеризується переміщенням області найбільш інтенсивних опускань в межі Панонської западини. На початку панону територія Закарпатського прогину перетворилася у відносно стабільне передгір'я, в якому панували континентальні озерно-болотні умови і нагромаджувалася товща «німих» строкатих глин з лінзами дрібногалькових конгломератів.

Пізній підетап панон-антропогенового етапу розвитку Закарпатського прогину характеризувався значним опусканням його західної частини, яке супроводжувалося утворенням розломів і дуже потужною ефузивною діяльністю, в результаті чого сформувалися туфи і лави переважно середнього і основного складу, які складають Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо. На захід від зони ефузивів відбувалося нагромадження потужної товщі прісноводних піскувато-глинистих вугленосних відкладів [2]. У кінці пліоцену відбулося затухання вулканічної діяльності і загальне підняття території.

Очевидно, що газонасичення осадових комплексів Закарпатського прогину відбувалося в постпліоценовий час, тому що вулканічні процеси зруйнували б газові поклади. Але вулканічна діяльність певною мірою вплинула на їх формування. По-перше, товщі туфогенних і туфогенно-осадових порід досить часто виступають колекторами вуглеводнів. По-друге, вулканічні процеси створювали сприятливі для газогенерації термобаричні умови, а також суттєво впливали на літогенез усієї осадової товщі.

Складна геологічна будова прогину зумовлена тектонікою фундаменту, інтенсивне прогинання якого компенсувалося нагромадженням потужних товщ моласової формації і впливало на формування в них певних структур. Поширення піщано-алевритових фацій і розподіл загальних потужностей неогенових відкладів контролювалися нерівномірними і різнонаправленими рухами по розломах блоків донеогенового фундаменту, які відбувалися одночасно з осадонагромадженням. Це визначило закономірності розповсюдження в них газових покладів.

ВИСНОВКИ

Таким чином, періодичні трансгресії і регресії зумовили чергування в розрізі теригенних і вулканогенно-теригенних товщ (потенційних зон порід-колекторів вуглеводнів) з глинистими та соляними утвореннями (флюїдоупорами).

Поширення піщано-алевритових фацій і розподіл загальних потужностей неогенових відкладів контролювалися нерівномірними і різнонаправленими рухами по розломах блоків донеогенового фундаменту, які відбувалися одночасно з осадонагромадженням.

Найзначніші трансгресії в межах дослідженої території, що відбулися на початку раннього і на початку пізнього бадену, привели до формування вулканогенно-осадових новоселицьких відкладів та флішоїдної товщі солотвинської світи.

Під час періодів часткової або повної ізоляції Закарпатського басейну від області плитководного моря теригенна седиментація змінювалася нагромадженням потужних соленосних (терєблінська світа) і строкатобарвних глинистих товщ лагунного і континентального походження.

1. Гаврилов В. П. Мобилистские идеи в геологии нефти и газа // Геология нефти и газа. – 2007. – № 2. – С. 41–47.
2. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат / Под. ред. В. В. Глушко, С. С. Круглова. – М.: Недра, 1971. – 392 с. (Тр. УкрНИГРИ, вып. XXV).
3. Доленко Г. Н., Бойчевская Л. Т., Килын И. В. и др. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа. – К.: Наук. думка, 1976. – 126 с.
4. Зонненшайн Л. П., Деркур Ж., Казьмин В. Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. – М., 1987. – С. 104–115.
5. Кеннет Дж. П. Морская геология. – Т. 2. – М.: Мир, 1987. – 384 с.
6. Колодій В. В., Бойко Г. Ю., Бойчевська Л. Т. та ін. Карпатська нафтогазоносна провінція / – Львів–Київ: ТОВ «Український Видавничий центр», 2004. – 390 с.
7. Щерба А. С., Щерба В. М. Сравнительный анализ геологического строения и нефте-газоносности Предкарпатского и Закарпатского прогибов // Геология Советских Карпат. – К.: Наук. думка, 1989. – С. 201–210.
8. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L. et al. Atlas. Presentation de 10 cartes paleogeographique au 1/20 000 000e s'etendant de l'Atlantique au Pamir pour la periode du Lias a l'Actuel // Bull. Soc. Geol. France. – 1985. – 8e serie, tome I, № 5. – P. 637–652.