

Марта МОРОЗ

Інститут геології та геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: martamgv69@gmail.com

ЛІТОГЕНЕЗ ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Розглянуто геолого- та біолого-палеоокеанографічні умови седиментогенезу в межах Карпатського сегмента Мезотетису (Зовнішня зона Передкарпатського прогину) упродовж титонського часу. Встановлено породотворні організми із карбонатною функцією (флора і фауна), що складають основні літологічні типи карбонатних порід.

Розроблено структурну класифікацію пізньоюрських карбонатних осадових порід дослідженого регіону. За структурою серед пізньоюрських карбонатних осадових порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину виокремлено: пелітові, алевроитові, псамітові та рудитові осадові утворення.

Наведено геолого-палеоокеанографічну модель поширення осадових порід титонського віку в межах Карпатського сегмента океану Тетис.

На основі мікроскопічного вивчення верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину визначено їхні діагенетичні та катагенетичні зміни. З'ясовано, що в структурному відношенні процеси діагенезу відобразилися в перекристалізації, мікрітизації та цементзації, у мінералогічному – у перетворенні первинно арагонітових і магнезіально кальцитових скелетних решток організмів у кальцитові, а також у процесах доломітизації, озалізнення та скремінення. До аутигенних новоутворень стадії діагенезу належать мінерали заліза, а саме: глауконіт і пірит. Катагенетичні перетворення згаданих порід проявилися в розчиненні решток організмів, зерен карбонатного цементу та в пізній цементзації пор і мікротріщин. Зміни карбонатних порід пов'язані головним чином із привнесенням речовин в осад (сульфатизація, целестинізація) чи винесенням їх (дедоломітизація, децементация). Новоутворені мінерали стадії катагенезу – ангідрит і целестин. Постседиментаційне розчинення карбонатного матеріалу по-різному впливає на колекторські властивості відкладів: аутигенне мінералоутворення (за винятком доломітизації) призводить до їхнього погіршення, а перекристалізація – до покращення.

Ключові слова: карбонатні породи, седиментогенез, діагенез, катагенез, аутигенне мінералоутворення, колекторські властивості, верхня юра, Передкарпатський прогин.

Актуальність та постановка проблеми. Одним з пріоритетних напрямів сучасної геології є проблема формування та еволюції речовинного складу крупних осадових комплексів давніх континентальних окраїн, встановлення ролі в цих процесах різних чинників літогенезу (Сеньковський та ін., 2018; Страхов, 1962).

У пізньоюрську епоху юрського періоду терени сучасного Передкарпатського прогину (рис. 1) та прилеглої частини Східноєвропейської платформи

Рис. 1. Карта фактичного матеріалу району досліджень (умовні позначення: див. на с. 107)

І. Положення континентів у юрському періоді (Golopka et al., 1994): А – гіпотетичне знаходження дослідженого регіону на палеоокеанографічній моделі (І₃).

ІІ. Палеоокеанографія і літофація Карпатського сегмента океану Тетис (І₃th–К₁) (Golopka & Krobicki, 2001): 1 – суходіл; 2 – внутрішній шельф; 3 – глибоководна частина океану; Ad – Адрія (Апулія); Ва – Балкарія; СА – Калабрія-Кампанія; Сг – Чорштинська гряда; Di – Динариди; ЕА – Східні Карпати; Ів – Іберія; ІС – Внутрішньокарпатський басейн; Кі – Кіршехір; L1 – Лігурійський (П'ємонтський океан); ОС – Зовнішньокарпатський басейн (Мазурський і Силезький); Ре – Пелагонія; РКВ – Пенінська зона скель; Rh – Родоппи; Sa – Сакарія; Si – Сицилія; Ti – Тиса; UM – Умбрія-Марше; WP – Західні Понтиди.

ІІІ. Схема поширення верхньоярських відкладів. Зовнішня зона Передкарпатського прогину (геологічна основа: І. В. Кілін, О. С. Щерба, 1999 р.): 1 – верхньоярські відклади; 2 – юрські відклади відсутні; 3 – Стебницький насув; 4 – Береговий насув; 5, 6 – тектонічні порушення; 7 – свердловини, керновий матеріал з яких охоплені літологічними, геохімічними, палеонтологічними дослідженнями (Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Інститут геологічних наук НАН України, Братиславський університет ім. Я. Коменського); 8 – зіставлення розрізів по геотраверсах: А–А (26-Кх–23-Кх); Б–Б (2-Гаї–18-Лт); В–В (2-Дд–1-Дд); Г–Г (1-Пд Гр–2Пд Гр); Д–Д (1-Лс–2-Лс); Е–Е (1Біс–3Лп); Є–Є (3-Птр–40-Сн); Ж–Ж (1-Вж–1-Ісп); З–З (9-Лп–13-Лп). Назви свердловин: Біс – Бісківська; Бг – Баганська; Брт – Бортятинська; Вж – Вижницька; Гаї – Гайська; Дд – Дідушицька; Ісп – Іспаська; Кам – Камінська; Кх – Коханівська; Крл – Каролінська; Лнс – Лановицька; Лп – Лопушнінська; Лс – Ластівська; Лт – Летнянська; ПдГр – Південногиринівська; Птр – Петровецька; Рд – Рудківська; Св – Святославська; Сгв – Сегівська; Слв – Славецька; СМ – Середньомайданська; Сн – Сторожиницька; Утп – Уторопи; Чз – Черногузька

належали до Карпатського сегмента північної континентальної окраїни Мезотетису (Сеньковський та ін., 2004, 2012, 2018). У його межах, у розрізі верхньоюрських відкладів численними глибокими свердловинами розкриті карбонатні породи – колектори нафти і газу.

Аналіз актуальних досліджень. У складі юрських нашарувань Зовнішньої зони Передкарпатського прогину В. М. Утробін (Утробин, 1958) виокремив верхній відділ, що об'єднував нижнівську і строкату світу. Остання складена перешаруванням вапняків, доломітів, ангідритів, мергелів і строкатих аргілітів. В. Г. Дулуб, В. С. Буров, М. І. Бурова та І. Б. Вишняков (Буров и др., 1983) удосконалили стратиграфічну схему В. М. Утробіна, у якій відклади кімеридж-титонського віку в південно-східній частині прогину виокремлені в рава-руську (кімеридж) та нижнівську (титон) світи. Я. М. Сандлер та Г. П. Ворона (1955) у комплексі верхньої юри знизу догори виокремили: 1) доломіти і доломітизовані вапняки; 2) доломітизовані вапняки з ангідритами і брекчії; 3) вапняки різного типу. Аналіз попередніх досліджень показав, що верхньоюрські карбонатні породи були вивчені в стратиграфічному та літофаціальному відношенні, але вони майже не досліджені в мінералого-петрографічному аспекті. Відкритими залишаються питання їхньої генези, постседиментаційної трансформації в процесі літогенезу та її вплив на формування колекторських властивостей згаданих порід.

Мета роботи. Для висвітлення питання літогенезу верхньоюрських карбонатних відкладів відтворити склад і структуру осадів (стадія седиментогенезу) та дослідити вплив процесів діа- та катагенезу на формування карбонатних порід-колекторів нафти і газу.

Методи досліджень. Мікроскопічне вивчення порід у шліфах, палеоєкологічний аналіз фауни і флори, мікрофаціальний аналіз та метод актуалізму.

Результати досліджень. Матеріалом для проведення досліджень слугували зразки порід із сорока двох глибоких свердловин, що розкрили верхньоюрські відклади в межах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. У згаданих відкладах за результатами мінералого-петрографічних досліджень виокремлено такі групи порід: 1) карбонатні; 2) сульфатні; 3) сульфатно-карбонатні та карбонатно-сульфатні; 4) теригенно-карбонатні; 5) теригенні. Серед нашарувань пізньоюрського віку домінують карбонатні породи. За речовинним складом серед них установлено вапняки, вапняки доломітисті, вапняки доломітові, доломіти вапняні, доломіти вапнисті, доломіти (Мороз, 2012).

Для висвітлення питання літогенезу карбонатних відкладів пізньоюрського віку актуальним є відтворення складу і структури осадів (стадія седиментогенезу), з яких унаслідок складних процесів діа- та катагенезу сформувалися різні генетичні типи карбонатних порід.

Седиментогенез. Відкладання карбонату кальцію в морських умовах відбувається переважно в результаті екстрагування CaCO_3 з води живими організмами, які виділяють два карбонатні мінерали – арагоніт і кальцит. Молюски, зелені водорості, корали, форамініфери (міліоліди), багрянні водорості та голкошкірі є джерелом високомагнезійного кальциту. Незначна кількість низькомагнезійного кальциту надходить через руйнування колоній мохуваток, панцирів остракод, черепашок брахіопод та форамініфер. Голочки арагоніту виникають унаслідок деструкції кодієвих водоростей (Вільямс и др., 1985).

У процесі літологічних досліджень встановлено, що біогенна породотворна складова (органогенний детрит) центральної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (св. 2-Гаї, 1-Ланівці, 18-Летня) представлена уламками голок ехіноїдей, члеників криноїдей, гідрокорала *Actinostromaria*, колоній мохуваток, зелених водоростей кодіацей *Cayexia* і *Triploporella karabiensis* Maslov та дазикладацей *Udotacea Boueina*, каркасобудівних водоростей *Lithocodium moricawa*, *Bacinella irregularis* Radoicic, *Bacinella crispa* Eliasova, водоростевою проблематикою *Didemnoidea moreti*, жовнами синьо-зелених водоростей *Girvanella minuta*, коралу *Confusastrea*. У кількості (до 20 %) у породах виявлено цілі чи дещо пошкоджені черепашки форамініфер рядів міліолід, літуолід, текстулярід родів *Trocholina*, *Pseudocyclammina*, *Coscinoconus conicus* Maslov, *Mohlerina basiliensis* та черепашки дрібних гастропод, зрідка панцирі остракод. У центральній частині прогину (св. 100-Дашава, 2-Дідушичі, 1-, 2-Ластівець, 2-Південна Гринівка) з решток фітодетриту встановлено кодієві водорості та дазикладації, а із зоодетриту – черепашки гастропод, уламки черепашок брахіопод, стулки пелеципод, форамініфери рядів текстулярід, міліолід, роду *Coscinoconus conicus* Maslov, членики криноїдей, голки ехіноїдей. Серед органогенного детриту південно-східної частини прогину (площі Вижниця, Лопушна, Сегівська, Черногузи) найбільшого поширення набули форамініфери ряду міліолід: родів *Quinqueloculina*, *Triloculina rotunda*; ряду текстулярід: родів *Textularia convexa* Antonova; *Trocholina alpina*, *Feurtillia frequens* Mayne, *Everticyclammina*, *Arenobulimina*, *Ophthalmidium*, ряду літуолід та ендотир; панцирі остракод, стулки черепашок пелеципод, голки ехіноїдей та членики криноїдей, пористі уламки стулок брахіопод, черепашки гастропод, зрідка багрянні водорості *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Зі слідів життєдіяльності організмів на площі Лопушна трапляються мулові трубки поліхет.

Дослідження природи сучасних карбонатних відкладів (Уилсон, 1980) показало, що карбонатний (вапняний) скелет епіпелагіальних безхребетних організмів є породотворною субстанцією карбонатних осадов, які характеризуються широким діапазоном розмірів часточок. Зерна псамітової і псефітової фракцій утворюються через руйнування біоти різного типу, зокрема черепашок молюсків, форамініфер міліолід, панцирів остракод, а також зелених, багрянних водоростей, мохуваток, голкошкірих, коралів. Деструкція останніх часто зумовлює виникнення осадов алевритової фракції. Вапняні мули внаслідок життєдіяльності бентосних організмів перетворюються в копроліти, які можуть транспортуватися як піщані зерна. Вони трансформуються в згустки та грудки, зазнаючи руйнівної дії грибків, водоростей і губок. Окрім утворення тонко- і грубозернистих біогенних карбонатних седиментів, гідрокорали, губки, корали, багрянні водорості, мохуватки та скупчення молюсків будують жорсткий каркас, утворюючи масивні рифові побудови.

На основі біолого-палеоокеанографічного та літологічного вивчення (*sensu strictiori*) різних генетичних типів верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину й аналізу літературних даних щодо сучасних карбонатних осадов (Уилсон, 1980), ми розробили структурну класифікацію пізньоюрських карбонатних осадов Карпатського сегмента Мезотетису (таблиця). Унаслідок седименторетроспективного дослідження

Класифікація пізньоюрських карбонатних осадів Карпатського сегмента Мезотетису (Зовнішня зона Передкарпатського прогину)

Структура осадів	CaCO ₃ біог			
	> 50 %	50–30 %	30–10 %	< 10 %
Рудитова > 1 мм	Коралово-водоростеві, губково-водоростеві біогерми з колоніями мохуваток, форамініфер		—	Масивні біогермні брилоподібні споруди*
	Коралово-водоростеві гідроїдно-водоростеві біогерми з форамініферами		—	Банкоподібні побудови**
	Скупчення скелетних решток та їхніх уламків. Карбонатні гравій і галька (водоростеві, коралово-водоростеві, черепашникові)		—	Гравій, галька
Псамітова 1,0–0,1 мм	Піски форамініферові, губково-водоростеві, ехінодерматові, остракодові, водоростеві, коралово-водоростеві, черепашникові, оолітові, копролітові		Піски: остракодові, ехінодерматові, коралові, мохуваткові, копролітові	Піски
Алевритова 0,1–0,01 мм	—	Алевритові коралові мули	Грубоалевритові коралові мули	Алевритові мули
Пелітова < 0,01 мм	Мули коколітові та водоростеві	Пелітові коколітові мули	Пелітові коколітові мули	Пелітові мули

* Склеясті вапняки Брама Болеховицької – масивні, біогермні, складені скальцифікованими кременистими губками, форамініферами, брахіоподами, серпулідами, мохуватками і голкошкірими (Польща, околиці м. Краків) (Naczewski, 2008). Аналогічним типом структури характеризується похований Опарський бар'єрний риф Передкарпатського прогину (Україна).

** Локальні біогерми (Бісківський, Сегівський) у південно-східній частині Передкарпатського прогину (Україна).

карбонатних порід титонського віку Зовнішньої зони Передкарпатського прогину встановлено, що переважними інгредієнтами були осади пелітової, алевритової та псамітової фракцій. Поряд з ними значного поширення набули карбонатні утворення типу рудитів, складені переважно біогенними фрагментами розміром > 1 мм. До цього типу осадів, як вважає автор, належать багаті скупчення скелетних решток організмів гравійної та галькової фракцій, які стали породотворним матеріалом для формування масивних біогермних банко- та брилоподібних споруд.

Проведені дослідження стали основою для побудови геолого-палеоокеанографічної моделі поширення осадів титонського віку в районі Карпатського сегмента Мезотетису (рис. 2). Геолого-палеоокеанографічна модель ілюструє домінування седиментів псамітової фракції у складі карбонатних осадів титонського віку. Вони були поширені на південь від Коханівського

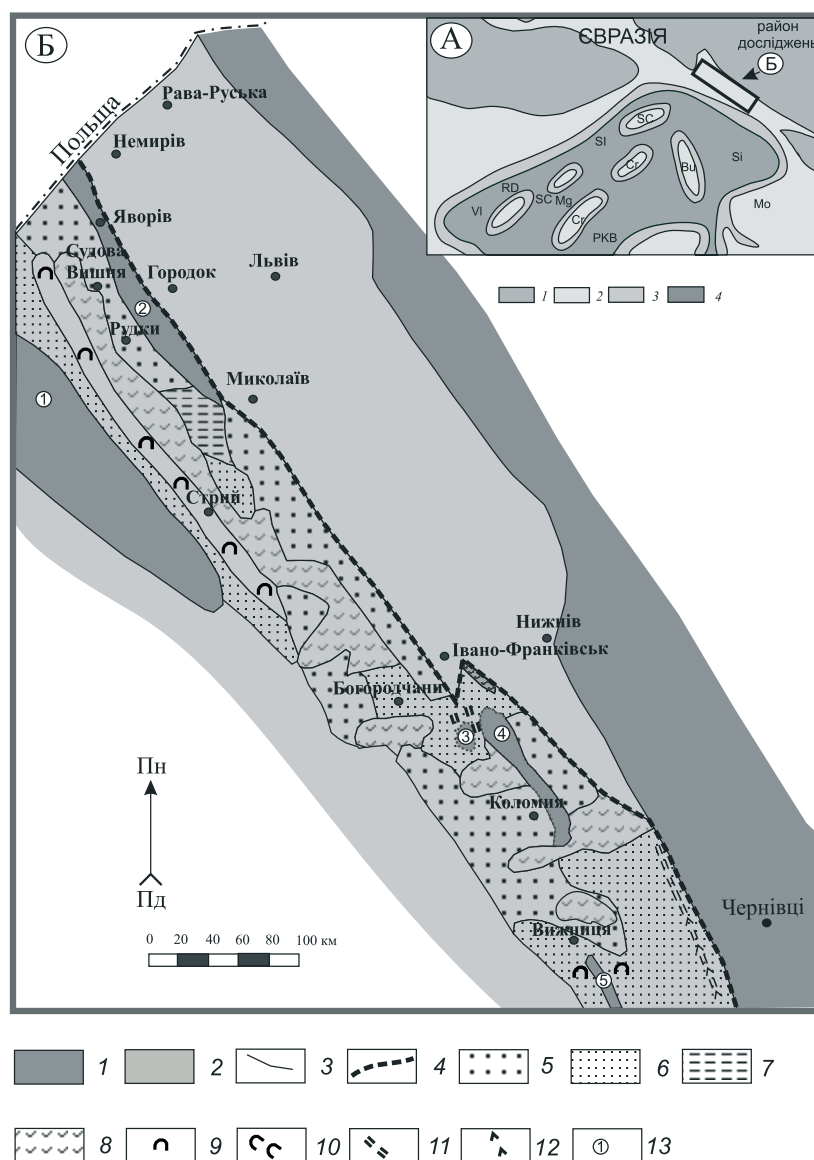


Рис. 2. Геолого-палеоокеанографічна модель поширення осадів титонського віку Карпатського сегмента океану Тетис (Мороз, 2012):

А – палеоокеанографічна схема Карпатського сегмента океану Тетис (титон–беріас) (Golonka & Krobicki, 2001): 1 – суходіл; 2 – епіпелагіаль; 3 – континентальний схил; 4 – мезопелагіаль; аббревіатури океанів та назви плит: Bu – Буковинський терейн; Cr – Чорштинська гряда; Mg – Магурський басейн; Mo – Мізійська плита; PKB – басейн зони Пенінських скель; RD – Рейно-Дунайський басейн; SC – Силезька гряда (кордильєра); Si – Сірет; VI – Валаський трог;

Б – геолого-палеоокеанографічна модель поширення осадів титонського віку Карпатського сегмента океану Тетис (сучасна геологічна основа за (Гарецький, 1985; Сандлер, 1969)): 1 – суходіл; 2 – епіпелагіаль; 3 – північно-східна границя поширення осадів титонського віку; 4 – північно-східна межа Передкарпатського прогину; 5 – піски; 6 – пелітові мули; 7 – алевритові мули; 8 – скупчення скелетних решток та їхніх уламків (гравійна, галькова фракції); 9 – банкоподібні біогермні побудови (Бісівська, Сегівська); 10 – масивні біогермні валуно-, брилоподібні споруди (Опарський риф); 11 – карбонатні осаді (доломіти); 12 – сульфатні осаді; 13 – підняття: 1 – Свентокшисько-Добромільська гряда, 2 – Коханівське, 3 – Середньомайданське, 4 – Коршів-Іспаське, 5 – Лопушнянсько-Фальківське

підняття і далі простягалися смугою до Коршів-Іспаського підняття, облямовуючи його із північного сходу та займаючи значну частину південно-східного регіону. Два окремі ареали осадів псамітової фракції простежено на південний схід від Опарського рифу.

У просторовому відношенні для цього регіону характерна майже однакова масштабність поширення в його межах седиментів рудитової та пелітової фракцій.

Скупчення скелетних решток фауни, флори і їхніх уламків гравійної та галькової фракцій простягалися з північного заходу на південний схід, формуючи зарифові шлейфи та облямовуючи Опарський риф. Окремі ареали цих осадів локалізувалися навколо Коршів-Іспаського підняття.

Пелітові мули переважно осідали на південь від Опарського рифу у вигляді смуги з північного заходу на південний схід, складаючи передрифову фацию шельфу. Седименти пелітової фракції зарифової лагуни охоплювали крайову південно-східну частину регіону.

Похований Опарський бар'єрний риф у вигляді масивної біогермної брилоподібної споруди простягався із північно-західної до центральної частини регіону та характеризувався рудитовою зернистістю. Є підстави стверджувати, що із південного заходу та північного сходу навколо Лопушнянсько-Фальківського і в напрямку на південний захід від Коршів-Іспаського підняття, можливо, були поширені локальні банкоподібні органогенні побудови. На їхнє формування в титонський вік вказують наші знахідки водоростей, які в літературі описано як *Clypeina jurassica* Favre (Гаврилишин & Граб, 1996) та *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri (Dragastan et al., 1994). Алевритові мули титонського палеобасейну спорадично простежено в зарифових шлейфах Опарського рифу. Натомість карбонатні (доломітові) відклалися на заході і південному заході від Коршів-Іспаського підняття навколо Середньомайданського острова. Дещо інша тенденція седиментації була на крайньому північному сході району, де на припливно-відпливних обмілинах, окрім доломітових мулів, осаджувалися ще й сульфатні седименти (район Сторожинецького розлому).

За результатами геолого-палеоокеанографічного вивчення осадові комплекси пізньоюрського віку епіконтинентальної частини регіону Мезотетису сформувалися в межах обширного внутрішнього шельфу, імовірно, з невеликим нахилом морського дна. Сприятливими факторами для пізньоюрського карбонатнагромадження були чисті тропічні води моря, полого узбережжя, за яким був розміщений низький і плоский водозбір, відсутність великих рік, а тому обмежений приток теригенного матеріалу. Аридизація клімату сприяла підвищенню температури водойми, унаслідок чого морські води стали пересиченими карбонатом кальцію, що призвело до посиленого його випадання у тверду фазу, тобто інтенсифікації біогенного та спорадично хемогенного осадоагромадження. Унаслідок рясного розвитку бентосних організмів з кальцієвою функцією відбувалася лавинна седиментація їхніх скелетних решток із формуванням біогенних карбонатних осадів. Біологічними індикаторами розглянутої частини Тетидної області вважаємо, головним чином, коралово-водоростеві біоценози. У сучасних басейнах Світового океану подібні процеси проходять на глибинах до 50 м за температур 23–25 °C і солоності

морських вод 2,7–3,8 ‰. Відповідно до концепції геологічного актуалізму, наведені фізико-хімічні параметри проливають світло на палеогеографічні умови морського басейну в пізньоюрський час.

Діагенез. Арагоніт і магнезійний кальцит (із вмістом до 20 мол. % Mg) – найхарактерніші мінерали сучасних карбонатних відкладів і молодих вапняків, вони є метастабільними і перетворюються в стабільний магнезійний кальцит, що домінує в давніх вапняках. Це одна з найголовніших діагенетичних змін, що відбуваються у карбонатних породах. Подальше діагенетичне перетворення – це кристалізація доломіту, який трапляється переважно як продукт заміщення арагоніту і кальциту (Вільямс і др., 1985).

Процеси *раннього діагенезу* відбуваються, коли осад безпосередньо контактує з водою і доступний для організмів, які заселяють верхню частину донної товщі. Так, петрографічне вивчення порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину показало, що уламки органогенного детриту в органо-детритових вапняках майже завжди *перекристалізовані і мікрітизовані*. Поверхня багатьох з них пошкоджена, імовірно, унаслідок життєдіяльності водоростей-бурильників. На нашу думку, процес *мікрітизації* черепашок форамініфер, які втратили свою структуру, трансформуючись у безформенні згустки та грудки, зумовив утворення форамініферово-згусткових різновидів вапняків. Деякі дослідники вважають, що грудки утворюються шляхом мікрітизації оолітів, копролітів та черепашок форамініфер чи внаслідок біофільтраційної діяльності пеліципод. За А. Хаддінгом (Gradzinski et al., 1980), грудкувата структура вапняків є результатом життєдіяльності водоростей, бактерій, а також процесів перекристалізації, що відбуваються у водоростевих покривах супраліторальної зони шельфу.

Процеси *пізнього діагенезу* проходять в умовах, цілком відмінних від умов седиментації, а саме впродовж прогресивного захоронення під молодшими відкладами або навпаки після підйому в зону циркуляції ґрунтових вод та вадозних розчинів. Переважно при цьому збільшується зернистість карбонатних порід і зростає кількість шпатового кальциту. Тонкозернисті агрегати зазнають перекристалізації, замінюючись агрегатами крупних зерен.

У геологічному літописі верхньоюрських карбонатних порід процеси *пізнього діагенезу* проявилися у формуванні цементу двох генерацій: 1) агрегати дрібних зерен кальциту, які інкрустують поверхні копролітів, оолітів, згустків, грудок та органогенних уламків у відповідних різновидах вапняків; 2) агрегати середніх і крупних зерен кальциту, що виповнюють простір між інкрустаційними каймами (рис. 3, а).

Під час мікроскопічного вивчення верхньоюрських вапняків спостерігаються прояви процесу неоморфізму, за якого первинно-волокнисті арагонітові уламки черепашок пеліципод на стадії пізнього діагенезу були поліморфно заміщені мозаїчним агрегатом кристалічного кальциту (рис. 3, б)

У генетичному відношенні цікавою є наявність в органо-полідетритових вапняках (площа Гаї) т. зв. геопетальних структур (рис. 3, в). Їхнє формування пов'язане з діагенетичними процесами цементзації, унаслідок яких великі порожнини в рифових побудовах заповнювалися впродовж декількох етапів. Спочатку в нижній частині каверн відкладався мул, а верхня їхня частина згодом була заповнена зернистими агрегатами кальциту (кальцитовий

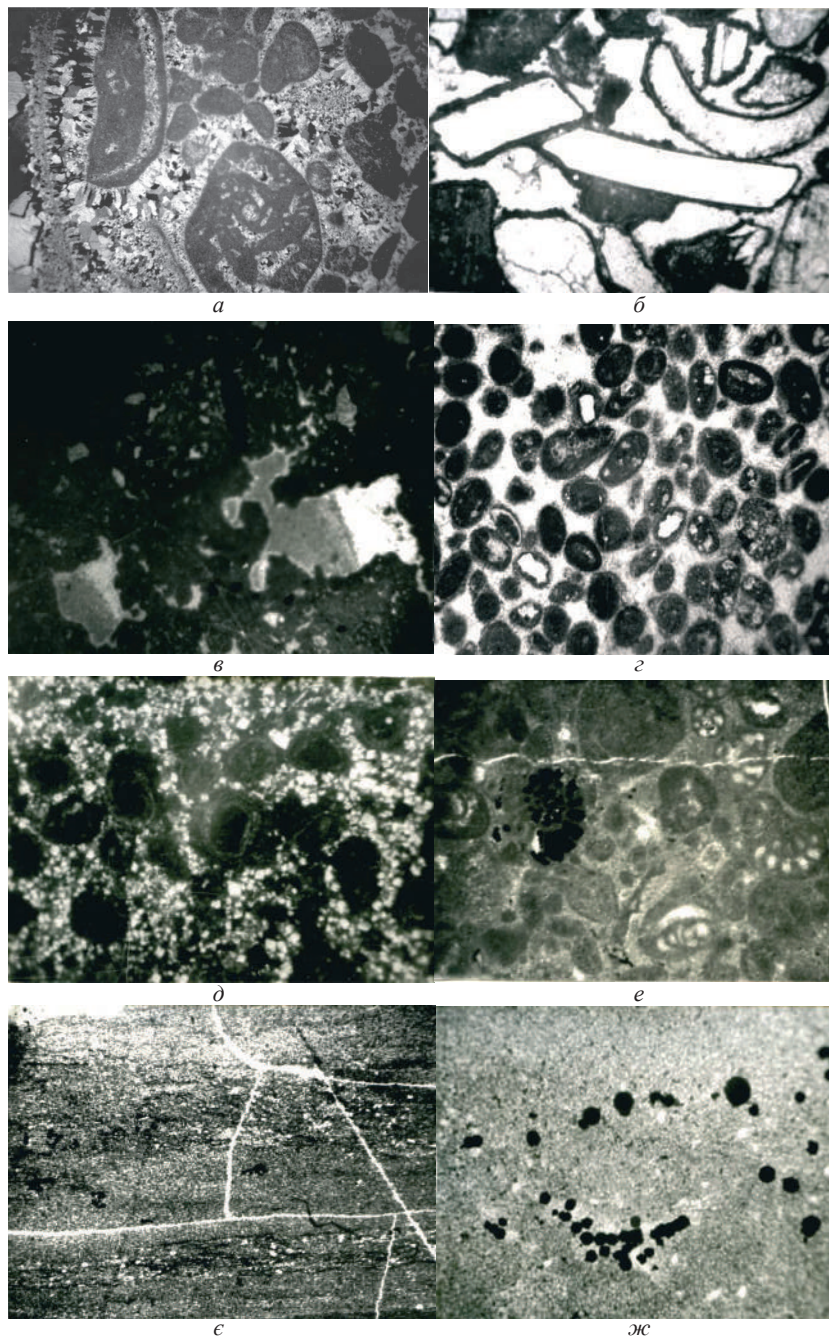


Рис. 3. Мікрофотографії, що ілюструють прояви процесів діа- і катагенезу у верхньоярських карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину:

a – вапняк органогенно-уламковий із зернистим цементом двох генерацій, титон (св. Дідушичі-2, інт. 2118–2126 м, нік. X, зб. 40); *б* – уламки призматичного шару пелєципод в уламково-полідетритовому вапняку, титон (св. Гаї-2, інт. 1932–1940 м, нік. II, зб. 40); *в* – фрагменти геопетальної структури в органогенно-полідетритовому вапняку, титон (св. Гаї-2, інт. 1898–1906 м, нік. II, зб. 27); *г* – копролітовий вапняк із ромбодрами доломіту в центрі копролітів, титон (св. Коханівка-22, інт. 1322–1325 м, нік. II, зб. 46); *д* – оолітовий вапняк доломітизований, титон (св. Бісків-1, інт. 4969–4975 м, нік. II, зб. 83); *е* – виповнення піритом камер черепашки мезоєндотіри у форамініферово-грудкуватому вапняку, титон (св. Лопушна-4, глибина 4293–4299 м, нік. II, зб. 89); *ж* – доломіт тонкозернистий з піритом у порах та мікротріщинах, кімеридж (св. Південна Гринівка-1, інт. 2547–2548 м, нік. II, зб. 30); *з* – доломіт дрібнозернистий із порами, заповненими піритом, титон (св. Вишня-1, інт. 2541–2549 м, нік. II, зб. 45).

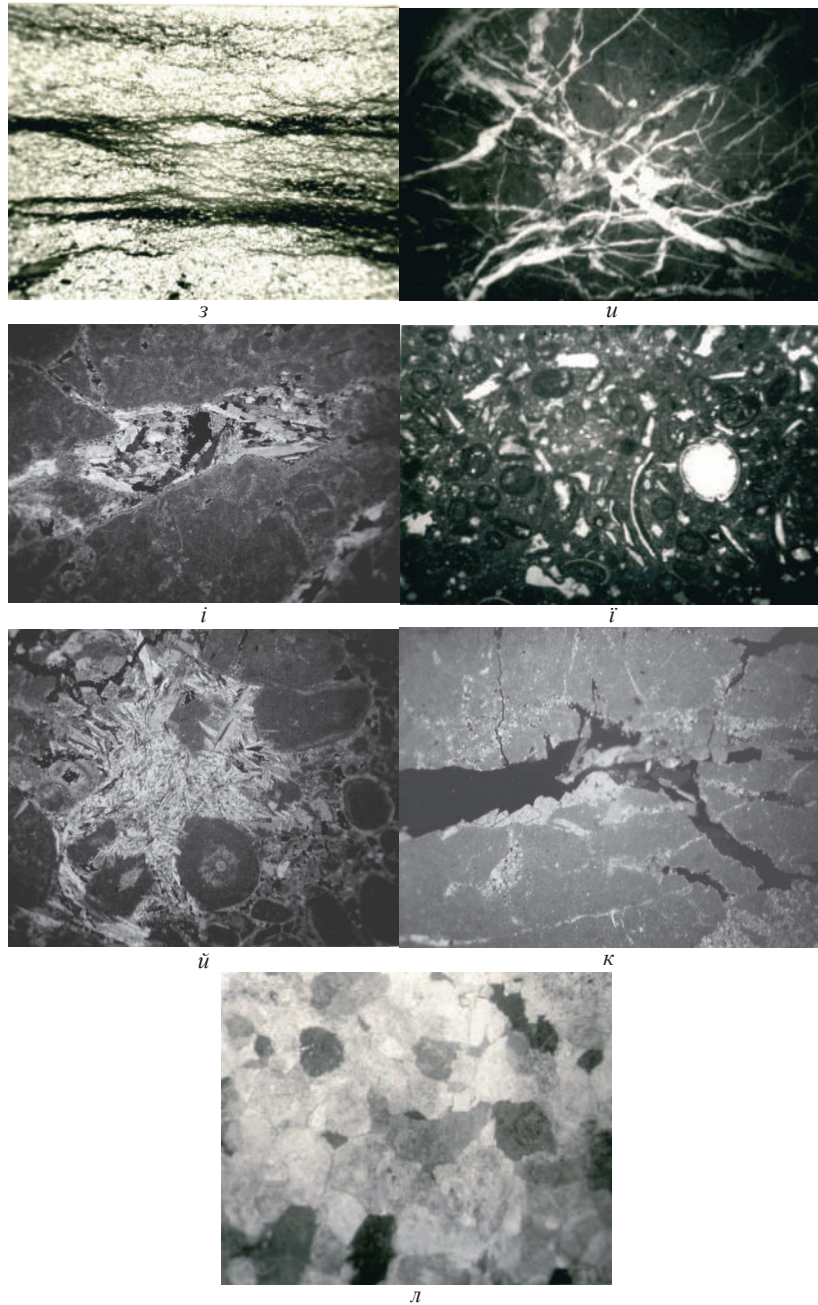


Рис. 3. Мікрофотографії, що ілюструють прояви процесів діа- і катагенезу у верхньоярських карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину:

з – доломіт тонкодрібнозернистий з мікротріщинами, заповненими піритизованою органічною речовиною, подекуди збагаченою гідроксидами заліза, титон (св. Лопушна-11, інт. 4290–4295 м, нік. ||, зб. 32); и – мікрозернистий вапняк із «сітчастими» мікротріщинами, заповненими кальцитом, јксфорд (св. Лановичі-1, інт. 2232–2237 м, нік. ||, зб. 54); і – таблитчасто-волокнисті зерна ангідриту по мікротріщині в різногустковому вапняку, титон (св. Дідушичі-2, інт. 1975,8–1983,7 м, нік. X, зб. 53); ї – ангідрит виповнює панцир остракоди, замістивши кальцит у копролітово-пелециподово-остракодовому вапняку, титон (св. Коханівка-26, інт. 1193–1201 м, нік. ||, зб. 68); й – ангідрит заміщує кальцитовий цемент в органічно-уламково-різногрудкуватому вапняку, титон (св. Дідушичі-2, інт. 2001–2008 м, нік. X, зб. 36); к – мікротріщина, частково виповнена целестином, титон (св. Лопушна-11, інт. 4290–4295 м, нік. X, зб. 36); л – дедоломітизація породи, титон (св. Коханівка-23, інт. 1339,4–1350,7 м, нік. X, зб. 50)

цемент). Наявність таких структур у породах дає змогу визначати стратиграфічні підоснову та покрівлю досліджених відкладів.

Доломітизація. На основі петрографічного вивчення верхньоюрських карбонатних порід виявлено селективний характер процесу доломітизації. Найширше нею охоплені органогенно-уламкові, копролітові (рис. 3, з) та оолітові вапняки (рис. 3, д). Ромбоєдри доломіту карбонатних порід трапляються в цементі, також він заміщує органогенні рештки, а нерідко й ооліти. Доломітизовані оолітові, копролітові та водоростеві вапняки виявляють неоднорідну будову. На фоні пелітоморфної карбонатної маси часто спостерігаються невпорядковані, неправильної форми скупчення зерен доломіту, які розміщуються у вигляді ромбоєдрів на місці згустків чи решток організмів. У низах верхньоюрської карбонатної доломітизовані пелітоморфні вапняки часто переходять у вапнисті доломіти та доломіти.

Залежно від хімічного складу магнезійних карбонатних порід пізньоюрського віку встановлено доломітисті і доломітові вапняки. Поряд з цими літологічними різновидами в нижній частині кімериджської сульфатно-карбонатної товщі центральної та північно-східної частин регіону простежені вапнякові та вапнисті доломіти. За Е. Т. Дегенсом (1967), усі осадові доломіти (у межах 1 млрд років) незалежно від середовища і способу їхнього утворення (сингенетичний, діагенетичний чи катагенетичний) є продуктами метасоматозу CaCO_3 – доломітизації у твердій фазі без хімічної зміни ланок CO_3^{2-} у первинному карбонаті, тобто шляхом дифузії у твердому стані поліморфні модифікації CaCO_3 , нестійкі на стадії діагенезу, перетворюються в стійкішу форму – доломіт. Високий вміст MgCO_3 у твердому розчині сприяє ранньому утворенню доломіту.

Спираючись на найновіші досягнення у вивченні процесів літогенезу морських седиментів та результати наших досліджень, доломітизацію осадових товщ органогенних вапняків юри Зовнішньої зони Передкарпатського прогину можна пояснити змішуванням прісних метеорних вод із захороненими морськими поровими водами в підземній фреатичній зоні, що прилягала до давньої берегової лінії.

Перекристалізація та озалізнєння. Мікроскопічне вивчення губково-водоростевих вапняків (площа Летня) показало, що вони інтенсивно перекристалізовані та озалізнєні. Перекристалізація має селективний характер і охоплює органогенні рештки, окрім цианофітових водоростей та уламків ступок брахіопод. Процеси перекристалізації та озалізнєння проявилися у двох трьох генераціях у вигляді світлої і темної кайми обростання на уламках організмів. Гідроксици заліза облямовують рештки органогенного детриту та локалізуються по мікротріщинах.

Різномірні доломіти у відкладах кімериджського віку на площі Рудки (св. 130, інт. 1620–1624 м; св. 135, інт. 1418–1427, 1495–1505 м) складаються з пелітоморфного, мікро- і тонкозернистого доломіту, у масі якого виокремлюються численні крупні ромбоєдричні і неправильно-ромбоєдричні порфіробласти цього мінералу (0,012–0,06 мм). Окремі порфіробластові зерна доломіту проявляють зональну будову. Можливо, вони виникли в процесі перекристалізації основної мінеральної маси породи. Дослідженням породам властивий плямистий морфологічний тип перекристалізації.

Скремеління. Вторинні процеси мінералоутворення позначилися формуванням у різнозернистих доломітах аутигенного кварцу, який спорадично спостерігається у вигляді ідіоморфних ромбоєдричних кристалів на фоні карбонатної маси. Очевидно, це – псевдоморфози кварцу по порфіробластах доломіту. Окрім того, кремнезем (кварц і халцедон) селективно заміщує скелетні рештки організмів, виповнює пори й тріщини. Вивчення структури карбонатних порід показало, що скремеління є результатом метасоматичного заміщення карбонатної речовини силікатною, що зумовлено зниженням pH і відбувається після доломітизації.

До аутигенних мінеральних новоутворень Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, що сформувалися на стадії діагенезу, належать мінерали заліза – глауконіт і пірит.

Глауконіт – мало поширений мінерал верхньоярських карбонатних порід. Він найчастіше виповнює органічні рештки чи спостерігається у вигляді окремих самотійних зерен овальної чи неправильно-овальної форми. Це найраніший мінерал, що сформувався в осадах на етапі окиснювального мінералоутворення.

Пірит – наявний у вапняках, доломітах, а також карбонатних породах змішаного складу. Форми знаходження піриту в карбонатних породах дослідженого регіону контролюються вмістом у мулах органічної речовини. У вапняках і доломітах спостерігаються три форми знаходження зерен аутигенного піриту: 1) виповнення камер черепашок форамініфер (рис. 3, *е*), пор і мікротріщин (рис. 3, *є*); 2) плямоподібні виділення; 3) поодинокі кубічні зерна (рис. 3, *ж*).

Характерним постседиментаційним компонентом тонкозернистих доломітів є бітумна речовина, яка спорадично заповнює окремі пори вилугування. У дрібнозернистих доломітах із площ Вижниця, Лопушна спостерігаються паралельно орієнтовані примазки піритовмісної органічної речовини чи гідроксидів заліза (рис. 3, *з*). Припускається, що піритизація передувала доломітизації і відбувалася на етапі відновного мінералоутворення з окисного заліза у мулах, багатих органічною речовиною.

Катагенез. У геологічному літописі верхньоярських карбонатних порід катагенетичні перетворення проявилися в розчиненні решток організмів, зерен карбонатного цементу та пізній цементації пор і мікротріщин у породах.

Процеси вилугування позначилися у форамініферово-згусткових вапняках розчиненням черепашок форамініфер та зерен доломіту, що зумовило формування пористості цих порід. Досліджені породи значною мірою перекристалізовані з елементами грануляції. Серед морфологічних типів перекристалізації виокремлено розсіяний, агрегатно-розсіяний та прожилковий типи відповідно до даних статті (Каледа & Калистова, 1970).

Інколи у форамініферово-різногрудкуватих вапняках наявні пори вилугування зерен карбонатного цементу. Окремі з них вторинно залізовані кальцитом (площа Південна Гринівка), ангідритом, зрідка дисульфідами заліза (площа Лопушна) (рис. 3, *е*).

Зміна первинної текстури копролітових вапняків під впливом постдіагенетичних процесів проявилася у вилугуванні зерен доломіту в окремих копролітах (площа Коханівка) (рис. 3, *з*) та заповненні мікротріщин гідроксидами заліза (площа Іспас).

За допомогою петрографічних досліджень у дрібнозернистих доломітах встановлено розвиток вторинних процесів на стадії раннього(?) катагенезу, що зумовило формування численних пор вилугування зерен доломіту, які надали породі «губчастої» текстури. Інколи пори заповнені зернами піриту розміром 0,024–0,12 мм (площа Вижниця) (рис. 3, ж) або бітумоподібною оптично анізотропною речовиною (площі Вижниця, Славецька). Спорадично внаслідок вилугування значної кількості зерен доломіту виникали вторинні округлі пори діаметром до 0,26 мм (площі Вижниця, Лопушна).

У різнозернистих доломітових породах кімериджського віку (площа Рудки) розвиток доломіту по порах та мікротріщинах, а також заповнення бітумом пор вилугування зерен доломіту підтверджують концепцію глибокого розвитку вторинних метасоматичних процесів, що проходили на стадії катагенезу (перерозподіл карбонатів кальцію та магнію в літифікованій породі, кальцій-магнієвий метасоматоз інших мінеральних фаз).

У результаті пізньої цементації тріщини в літифікованій породі заповнені і залізовані кальцитовими агрегатами різної зернистості. Значна тріщинуватість – характерна особливість мікрозернистих вапняків. Породи розбиті субпаралельними мікротріщинами (0,031 мм), виповненими агрегатами зерен кальциту, зрідка ангідриту. Вторинні процеси призвели до розтріскування порід, що проявилось в утворенні мереживоподібної текстури (рис. 3, и).

Іноді мікротріщини ускладнені наявністю горбкувато-стовбчастих парастилітів, у ході розвитку яких виникли каверни. Окремі з них, як і самі парастиліти, заповнені світло-бурым бітумом чи зернами кальциту, зрідка ангідриту.

У мінералогічному відношенні катагенетичні зміни карбонатних порід дослідженого регіону були пов'язані головним чином із привнесенням речовин в осад (сульфатизація, целестинізація) чи винесенням їх (дедоломітизація, децементація). Із мінеральних новоутворень стадії катагенезу в карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину слід відзначити ангідрит та целестин.

Сульфатизація. Ангідрит поширений у вапняках та доломітах. Він трапляється у вигляді дрібних зерен, які помітні лише в шліфах, утворює химерні голубуваті включення та прожилки (рис. 3, і), заміщує органічні рештки (рис. 3, і) і цемент карбонатних порід (рис. 3, й).

У крупних включеннях ангідрит представлений радіально-променистими чи волокнистими мінеральними агрегатами, у масі яких спостерігаються залишки карбонатної породи у вигляді щільних, чітко оконтурених ділянок або прожилків. Дрібні включення ангідриту найчастіше утворені крупними кристалами. Вони трапляються у відносно крупнокристалічних та мікрозернистих доломітах.

Целестинізація. Целестин – менш поширений мінерал Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, ніж ангідрит. Переважно він входить до складу порід, які містять ангідрит. Целестин спостерігається у вигляді неправильних включень, приурочених до решток організмів. Іноді він виповнює мікротріщини в карбонатних породах (рис. 3, к).

Тісний зв'язок целестину із сульфатами кальцію наводить на думку, що вони сформувалися за однакових умов. Процеси сульфатизації і целестинізації

проходили під дією засолонених підземних вод на стадії катагенезу і відбувалися після доломітизації.

Дедоломітизація. У зоні поверхневого вивітрювання доломітів і порід змішаного складу (доломітових вапняків та вапнякових доломітів) розвивалися процеси дедоломітизації, що призвело до кальцитизації порід. При мікроскопічному вивченні це проявилось в появі в ромбоєдрах доломіту неправильних включень мікрозернистого кальциту (площі Коханівка, Південна Гринівка) (рис. 3, л).

Висновки. Проведений мікрофаціальний аналіз показав, що в пізньоярський час на території сучасної Зовнішньої зони Передкарпатського прогину існував внутрішній шельф Карпатського сегмента океану Тетис, на якому домінувала карбонатна седиментація. Унаслідок седименторетроспективного дослідження карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину розроблена класифікація осадових порід пізньоярського віку, у якій за структурою виокремлено: пелітові (розміром менш ніж 0,01 мм), алевроитові (0,01–0,1 мм), псамітові (0,1–1 мм) та рудитові (> 1 мм) осадові утворення.

Із процесами діа- та катагенезу пов'язане розчинення карбонатного матеріалу, яке по-різному впливає на колекторські властивості відкладів. Аутигенне мінералоутворення, за винятком доломітизації, погіршує, а перекристалізація покращує колекторські властивості верхньоярських карбонатних порід.

Захоронення карбонатних порід на глибині сприяє збереженню і навіть покращенню їхніх колекторських властивостей унаслідок як розчинення, так і текстурної неоднорідності, на межах елементів якої розвивається тріщинуватість. За спостереженнями, найсприятливішими в цьому відношенні є органогенні та уламкові різновиди карбонатних порід. За наявності глинистих мінералів у складі їхнього цементу підвищується текстурна неоднорідність, а отже, і здатність до утворення тріщин.

Поєднання таких особливостей карбонатних порід, як рання літифікація, неоднорідність первинної структури порового простору, хімічна нестійкість породотворних мінералів, а також здатність до формування тріщин, зумовлюють велику розмаїтість морфології та генези пустот у верхньоярських карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Переважання одного з типів пустот визначає тип колекторів: поровий, порово-каверновий, тріщинно-каверновий.

- Вильямс, Х., Тернер, Ф., & Гилберт, Ч. (1985). *Петрография* (Т. 2). Москва: Мир.
- Гаврилишин, В. І., & Граб, М. В. (1996). Про знахідку юрських рифогенних утворень в автохтоні піднасуву Карпат (район Лопушна). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4, 125–131.
- Гарецкий, Р. Г. (Ред.). (1985). *Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в мезозое*. Минск: Наука и техника.
- Градзинский, Р., Костецкая, А., Радомский, А., & Унруг, Р. (1980). *Седиментология* (Р. Е. Мельцер & Н. П. Григорьев, Пер.; Н. Б. Вассоевич & М. Г. Бергер, Ред.). Москва: Недра.
- Дегенс, Э. Т. (1967). *Геохимия осадочных образований*. Москва: Мир.
- Каледа, Г. А., & Калистова, Е. А. (1970). Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы. *Литология и полезные ископаемые*, 6, 50–73.

- Мороз, М. В. (2012). *Літологія верхньоярських відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину* [Дис. канд. геол. наук]. Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України. Львів.
- Сандлер, Я. М. (1969). Стратиграфія юрських відкладів УРСР: Передкарпаття і прилеглі частини Руської платформи. У *Стратиграфія УРСР: Т. 7. Юра* (с. 144–163). Київ.
- Сеньковський, Ю., Григорчук, К., Гнідець, В., Колтун, Ю., & Попп, І. Т. (2004). *Геологічна палеоокеанографія океану Temis*. Київ: Наукова думка.
- Сеньковський, Ю. М., Григорчук, К. Г., Колтун, Ю. В., Гнідець, В. П., Радковець, Н. Я., Попп, І. Т., Мороз, М. В., Мороз, П. В., Ревер, А. О., Гавришків, Г. Я., Гаєвська, Ю. П., Кохан, О. М., & Кошіль, Л. Б. (2018). *Літогенез осадових комплексів океану Temis*. Київ: Наукова думка.
- Сеньковський, Ю. М., Колтун, Ю. М., Григорчук, К. Г., Гнідець, В. П., Попп, І. Т., & Радковець, Н. Я. (2012). *Безкисневі події океану Temis*. Київ: Наукова думка.
- Страхов, Н. М. (1962). *Основы теории литогенеза* (Т. 1). Москва.
- Уилсон, Дж. Л. (1980). *Карбонатные фауны в геологической истории*. Москва: Недра.
- Dragastan, O., Gielisch, H., Richter, D.K., Grewer, T., Kaziur, T., Cube, B., & Radusch, C. (1994). Jurassic algae of the Perachora – Peninsula: Biostratigraphical and paleoecological implications. *Beitrage zur palaontologie*, 19, 49–80.
- Golonka, J., & Krobicki, M. (2001). Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic – Cretaceous paleogeographic and paleoclimatic perspective. *Geological Quarterly*, 45(1), 15–32.
- Golonka, J., Ross, M. I., & Scotese, C. R. (1994). Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. In A. F. Embry, B. Beachamp & D. J. Glass (Eds.), *Pangea: Global Environments and Resources*: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoirs 17, 1–47.
- Начевський, Г. (Red.). (2008). *Wykształcenie wapieni skalistych Bramy Bolechowickiej: przewodnik sesji terenowych*: Pierwszy Polski Kongres Geologiczny (26–28 czerwca 2008, Krakow). Polskie Towarzystwo Geologiczne.

Стаття надійшла:
19.09.2023 р.

Marta MOROZ

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: martamgv69@gmail.com

LITHOGENESIS OF UPPER JURASSIC DEPOSITS OF OUTER ZONE OF THE CARPATHIAN FOREDEEP

Geological- and biological-paleogeographical conditions of sedimentogenesis within the Carpathian segment of Tethys ocean during Tithonian were considered. The rock-forming organisms with calcic function (flora and fauna), which compose main lithological types of carbonate rocks were identified.

On the base of biological-paleoceanographical and lithological investigation of different genetic types of Upper Jurassic carbonate rocks of the Outer zone of the Carpathian Foredeep and analysis of literature data on modern carbonate sediments, the structural classification of Late Jurassic epipelagic sediments of the Carpathian segment of the Mesozoic Tethys was made. In that classification pelitic, aleuritic, psammitic and ruditic fractions of sediments were distinguished.

Geological-paleogeographical model of occurrence of the Tithonian sediments within the Carpathian segment of the Meso-Tethys (the Outer zone of the Carpathian Foredeep) was built by the author. That model presents areals of biogenic and abiogenic epipelagic sediments and depicts their facial variations.

Geological-paleogeographical study of Upper Jurassic sediment complexes of epipelagic part of the Meso-Tethys has shown that they were formed within widespread interior shelf, probably, with small inclination of the sea bottom. In Upper Jurassic there was abundant growth of the benthos with calcic function and avalanchecal sedimentation of their skeletal remains took place with forming of biogenic carbonate sediments. The coral-algae biocoenosis there were biological indicators of considered parts of Tethys region. In modern basins of the World ocean analogous processes take place at the depths of about 50 m, in temperature conditions about 23–25 °C and the salinity of the sea waters about 2.7–3.8 ‰.

The manifestations of diagenetic and katagenetic processes in the Upper Jurassic carbonate rocks of Outer zone of the Carpathian Foredeep have been investigated and their influence of the formation of the reservoir properties of rocks has been found out.

During the diagenesis, the rocks were recrystallized, micritized and cemented. From the mineralogical point of view, the changes consisted in the transformation of primary aragonite and magnesium-calcite skeletal remains of organisms into calcite, as well as processes of dolomitization, ferruginization and silicification. At the stage of diagenesis, Fe-containing minerals—glauconite and pyrite—has been formed. The dolomitization of Jurassic organogenic limestones of Outer zone of the Carpathian Foredeep has been caused by the mixing of the fresh meteoric waters with buried marine pore waters in the underground phreatic zone adjacent to the ancient coastline. Silicification is a consequence of the metasomatic substitution of the carbonate substance by silicate, which has been caused by decrease of the pH occurred after dolomitization.

Katagenetic transformation of the rocks are manifested in the dissolution of the remains of organisms, grains of carbonate cement and the late cementation of pores and microfractures. Changes of carbonate rocks are associated with the bringing of certain substances in the sediment (sulphatization, celestinization) or their removal (dedolomitization, decementation). Neoplasm minerals of the katagenesis stages are represented by anhydrite and celestine.

The processes of recrystallization of carbonate rocks at different stages of katagenesis contributed to the selective leaching of limestones and dolomites and led to formation of secondary cavities and caverns, different in shape and size. The predominance of cavities of a certain types determines the type of reservoir, among which are distinguished pores, pore-caverns and joint caverns. The processes of diagenesis and katagenesis are associated with the dissolution of carbonate material, which differently affects the reservoir properties of sediments. Authigenous mineral formation, with the exception of dolomitization, impairs the reservoir properties of the Upper Jurassic carbonate rocks, and recrystallization improves.

Burial of carbonate rocks at depth contributes to the preservation and even improvement of their reservoir properties both due to dissolution and textural heterogeneity (jointing develops at the boundary of the elements of textural heterogeneity). Observations show that the most favourable in this respect are organogenic and detrital varieties of carbonate rocks. The presence of clay minerals in the composition of their cement increases the textural heterogeneity and, as a consequence, the ability to formation of joints.

Keywords: carbonate rocks, sedimentogenesis, diagenesis, katagenesis, reservoir properties, Upper Jurassic, Carpathian Foredeep.