

УДК 550:551.351.2:5783(477)

DOI <https://doi.org/10.30970/pal.57.1>

ФАЦІАЛЬНА ЗОНАЛЬНІСТЬ ВІДКЛАДІВ СИЛУРУ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО СХИЛУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ ТА ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ РИФОВОЇ ФАЦІЇ НА ШЕЛЬФІ ПАЛЕОКОНТИНЕНТУ БАЛТИКА

Наталія Радковець¹, Юрій Колтун²

^{1,2} Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060

¹ Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

¹ radkov_n@ukr.net; ² ykoltun@gmail.com

¹ orcid.org/0000-0002-1770-6996; ² orcid.org/0000-0001-9884-5957

Досліджувалися відклади силуру, які поширені в межах України (Волиносько-Подільська плита, Переддобруджинський прогин), а також за літературними даними проведена кореляція цих нашарувань з нашаруваннями на території Молдови та Румунії (Молдовська платформа). З'ясоване поширення відкладів силуру, закономірності зміни товщини, їх петрографічний склад, що стало основою для встановлення особливостей будови та локалізації рифової фації. З метою кращого відображення природи цієї фації пропонується дати їй назву «мігруюча рифова фація». Упродовж часу рифоутворення в силурі (пізній венлок – середній пржидол) вона змінювала свої межі, то розширюючись у бік брівки шельфу, то звужуючись у бік берега. Вирішальний вплив на поширення фації в межах південної шельфової околиці палеоконтиненту Балтика (західної околиці Східноєвропейської платформи) мали трансгресивно-регресивні цикли. Встановлено, що глибина води 100 м (верхня границя зони кисневого мінімуму) впродовж силуру (пізній венлок – середній пржидол) була межею між відкритошельфовою фацією, тобто осадонагромадженням глинистих мулів, збагачених органічною речовиною і рифоутворенням. Силурійська рифогенна споруда простягається на всій території досліджень від Чорного моря до кордону України з Польщею та Білоруссю, а далі до Балтійського моря. Це суцільне рифове пасмо довжиною ≈ 2300 км та максимальною шириною 150 м, межі якого як у розрізі (верхній венлок – середній пржидол), так і по площі зміщувались. Риф, який сформувався в силурі на південному палеошельфі Балтики має виразні аналогії з Великим бар'єрним рифом Австралії (розміри рифу, широта басейну, температурні показники, площі континентів).

Ключові слова: силур, трансгресивно-регресивні цикли, зона кисневого мінімуму, мігруюча рифова фація.

Вступ. Силурійські відклади протягуються суцільним пасмом уздовж південно-західного схилу Східноєвропейської платформи від Балтійського до Чорного моря. На основі досліджень відкладів силуру [10, 11], які поширені в межах України (Волиносько-Подільська плита, Переддобруджинський прогин) (рис. 1), а також літературних даних [6–8]

проведена їх кореляція з нашаруваннями на території Молдови та Румунії (Молдовська платформа). З'ясовані поширення відкладів силуру, закономірності зміни товщин та їх петрографічний склад на значній території у межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи від Чорного моря до кордону України з Польщею і Білоруссю. Зіставлення цих результатів з дослідженнями, які проводилися на території Польщі та Литви [5, 9], дали змогу отримати цілісну характеристику умов осадонагромадження в силурі в межах південної шельфової околиці палеоконтиненту Балтики (західної околиці Східноєвропейської платформи).

Попередніми дослідженнями [2, 3, 9–11, 13] встановлено, що відклади рифової фації силуру є перспективними для пошуків нафти в межах північної частини Волиносько-Подільської плити, де зафіксовано найбільшу кількість нафтогазопроявів.

Нашарування силуру поширені суцільним пасмом уздовж південно-західної околиці Східноєвропейської платформи від Балтійського до Чорного моря, де залягають на розмитій під час тривалої регресії поверхні, яка складена породами венду, кембрію і ордовіку.



Рис. 1. Схема району досліджень

Товщини силуру закономірно зростають від Українського щита на захід у напрямку зони Тейсейре-Торнквіста, сягаючи максимальних значень 1400 м і більше. На перетині I – I' (рис. 2) видно всю повноту розрізу осадового чохла території досліджень, зокрема залягання відкладів силуру в осадовій товщі регіону.

Відклади силурійської системи південно-західного схилу Східноєвропейської платформи представлені венлоцькою (китайгородський, баговицький яруси), лудловською (малиновецький ярус) і пржидольською (скальський ярус) (рис. 3) серіями [2].

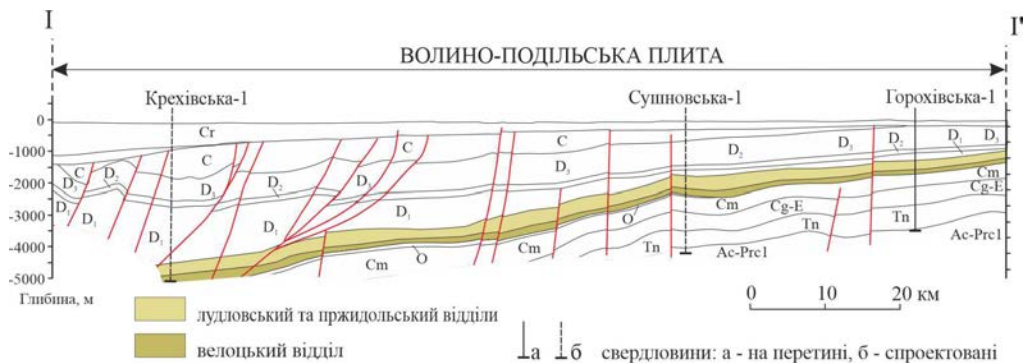


Рис. 2. Геологічний перетин по лінії І – І' через Волинсько-Подільську плиту. Модифіковано за [1]. Ас – архей, Ас-Prcl – архей-нижній протерозой, Тп – тоній (рифей), Сg-Е – кріоген-едіакарій (венд), Сп – кембрій, О – ордовік, D₁ – нижній девон, D₂ – середній девон, D₃ – верхній девон, С – місісіпій і пенсильваній, J – юра, Cr – крейда, N₁ – міоцен (лінія геологічного перетину І – І' показана на рис. 1)

Дригант (2000)			Різун та ін. (2007)		
Система	Серія	Ярус	Система	Серія	Ярус
Силурійська	Пржидольська	Скальський	Силурійська	Пржидольська	Скальський
	Лудловська			Малиновецький	Лудловська
		Баговицький			
	Венлоцька	Китайгородський			
				Лландоверський	

Рис. 3. Стратиграфічна схема відкладів силуру Волинсько-Подільської плити [2, 3]

Матеріали та методи досліджень. Дослідження в межах України проводилися на підставі опрацювання даних майже всіх існуючих свердловин, які пройшли відклади силуру (42 свердловини), зокрема кернавого матеріалу, даних геофізичних досліджень, а також вивчення порід у шліфах під мікроскопом (39 шліфів), що дало

змогу проаналізувати закономірності зміни товщин відкладів силуру, діапазон їх залягання в розрізі, петрографічний склад, побудувати низку літологічних перетинів, на основі яких скласти карту поширення силурійських відкладів з нанесенням ізопакіт, а також виділити фації. На цій основі реконструювати палеогеографічні умови осадо-нагромадження нашарувань силуру в межах південного палеошельфу Балтики, встановити поширення осадів і розподіл палеофацій.

Мета статті – з'ясувати фаціальну зональність відкладів силуру, речовинний склад та особливості поширення рифової фації на шельфі палеоконтиненту Балтика.

Виклад основного матеріалу. Відклади силуру південно-західного схилу Східноєвропейської платформи представлені карбонатними та глинисто-карбонатними відкладами, за поширенням яких для Львівського прогину Волиносько-Подільської плити виділяли три фації [2], які змінюють одна одну зі сходу від Українського щита на захід у напрямку зони Тейсейре-Торнквіста. Перша фація – прибережна (лагунна), друга – рифова і третя – відкритошельфова. Дослідники [2, 3] по-різному виділяли межі поширення рифової фації у Львівському прогині в межах Волиносько-Подільської плити для трьох стратиграфічних підрозділів силуру: венлоку (баговицький горизонт), лудлова (малиновецький горизонт), пржидолу (скальський горизонт).

На основі власних досліджень Волиносько-Подільської плити та Переддобруджинського прогину і зіставлення їх із матеріалами досліджень для Румунії та Молдови [7, 8] було побудовано карту (рис. 4) з виділенням фацій для платформних відкладів силуру в межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи.

На карті (рис. 4) продемонстроване поширення відкладів силуру, їх товщини та фаціальна зональність у межах значної території, від кордону України з Польщею і Білоруссю до Чорного моря. Як видно з карти, відклади силуру поширені в межах зазначеної території, і лише на окремих ділянках спостерігається їх відсутність у вигляді окремих пасм.

Товщина за моноклінального характеру залягання відкладів до 700 метрів нарастає полого, а далі стрімко зростає від 800 до понад 1400 м. Зростання товщини має виразну залежність від фаціальної зональності силурійської товщі. Стрімке нарощування товщин (800–1400 м) характерне для глибоководної відкритошельфової фації, тоді як товщини мілководніших рифової та лагунної фацій не перевищують 700 м.

Встановлено, що в різні відрізки силурійського часу (пізній венлок – середній пржидол) рифова фація у зв'язку з трансгресивно-регресивними циклами [8] змінювала свої межі, зміщуючись то в бік берегової лінії, то в бік відкритого моря. З метою кращого відображення природи цієї фації пропонується дати їй назву «мігруюча рифова фація». На рис. 4 схематично показане поширення фації у венлоку (В) (баговицький ярус), лудлові (Л) (малиновецький ярус) та пржидолі (П) (скальський ярус). Відповідно відкритошельфова фація в ці проміжки часу теж змінювала свої межі в зворотному напрямку.

Петрографічна характеристика порід рифової фації. *Рифові вапняки.* Порооди дрібно- і крупнокристалічні, масивні, кавернозні з численними скелетними рештками коралів, кріноїдей, строматоїдей, водоростей, моховаток, остракод, гастропод і брахіопод, кількість яких, згідно з дослідженнями порід у шліфах, становить 95 % (рис. 5, А–Г). За даними хімічного аналізу вміст CaCO_3 в цих вапняках коливається в межах 80–98 %. *Коралові вапняки* є головною породою органогенних споруд. Вони світло-сірі, дрібно- і крупнозернисті, масивної текстури, тріщинуваті, кавернозні, з численними стилолітовими швами. Коралові скелети здебільшого заміщені крупнокристалічним кальцитом.

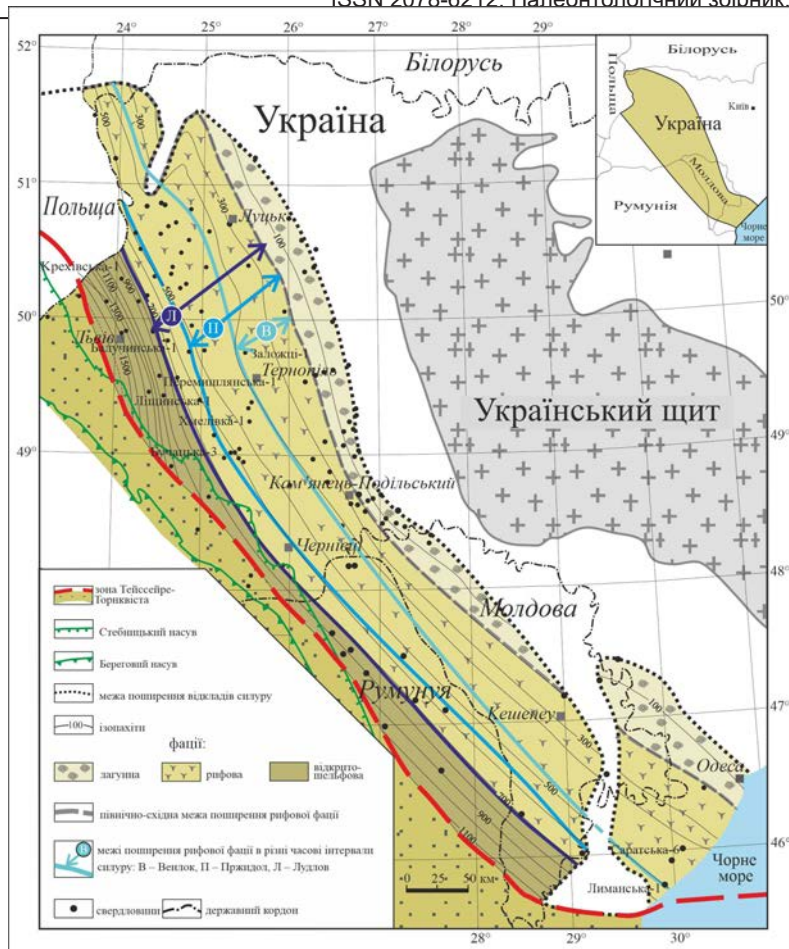


Рис. 4. Літолого-фаціальна карта відкладів силуру південно-західного схилу Східноєвропейської платформи [10]

Рисунок 5, А демонструє уламок коралу з органогенного вапняку зі свердловини «Лиманська-1» (інтервал 2756–2760 м). На рисунку 5, Б продемонстровано органогенний доломітизований кріноїдний вапняк з уламками кріноїдів і решткою остракоди зі свердловини «Лиманська-1» (інтервал 2707–2713 м). Зустрічаються також строматопорово-коралові, водоростево-коралові, водоростево-кріноїдні й моховатково-коралові вапняки. Рисунок 5, В, Г показують типовий водоростево-кріноїдний органогенний вапняк з добре збереженими скелетними рештками водоростей та кріноїдів (свердловина «Заложці-1», інтервал 729–761 м).

Органогенно-детритові вапняки представлені обкатаними й необкатаними уламками рифогенних вапняків, які знаходяться у глинистому цементі. Вміст карбонатів в породах становить 56–79 %. Вміст глинистого матеріалу сягає 10 %. На рисунку 6, А продемонстровано органогенно-уламковий вапняк зі свердловини «Бучацька-1» (інтервал 1075–1080 м). Порода містить численні скелетні рештки карбонатних організмів, визначення яких є проблематичним, оскільки вони частково перекристалізовані та доломітизовані. Також у породі

зустрічаються окремі вкраплення піриту. Серед скелетних решток супутніх організмів (свердловина «Бучацька-1», глибина 919–924 м) спостерігаємо остракоду в органічному вапняку, ядро мушлі якої виповнене дрібнозернистим кальцитом (рис. 6, Б).

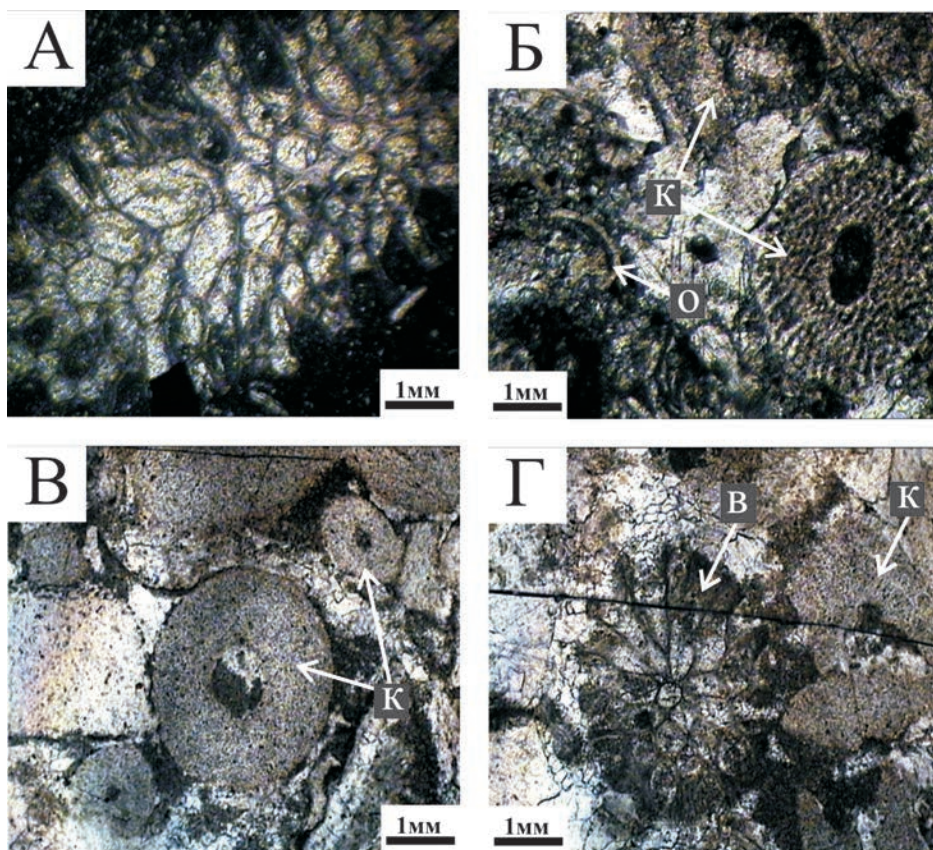


Рис. 5. Мікрофотографії рифових вапняків (А–Г). Рифова фація. А – зі свердловини «Лиманська-1», глибина 2756–2760 м; Б – зі свердловини «Лиманська-1», глибина 2707–2713 м; В, Г – зі свердловини «Заложці-1», глибина 729–761 м; в – водорість, к – кріноїдея, о – остракода

Палеосередовища південного шельфу Балтики. Клімат у силурі завдяки відсутності на полюсах льодових шапок був теплим (температура повітря $> 20^{\circ}\text{C}$), особливо в низьких південних широтах ($15\text{--}20^{\circ}$), де був розташований палеошельфовий басейн континенту Балтика (рис. 7, А) [13]. У ранньому венлоку утворився осадовий басейн, у якому фіксувалася чітка фаціальна зональність у напрямку від берегової лінії до брівки шельфу: лагуна, рифова та відкрито шельфова фації. На рисунку 7, Б показано схематичну модель південного палеошельфу Балтики (західна околиця Східноєвропейської платформи), яка демонструє поширення цих літофацій для лудловського часу, оскільки це був час найбільшого розквіту рифоутворення і рифові споруди займали найбільшу площу.

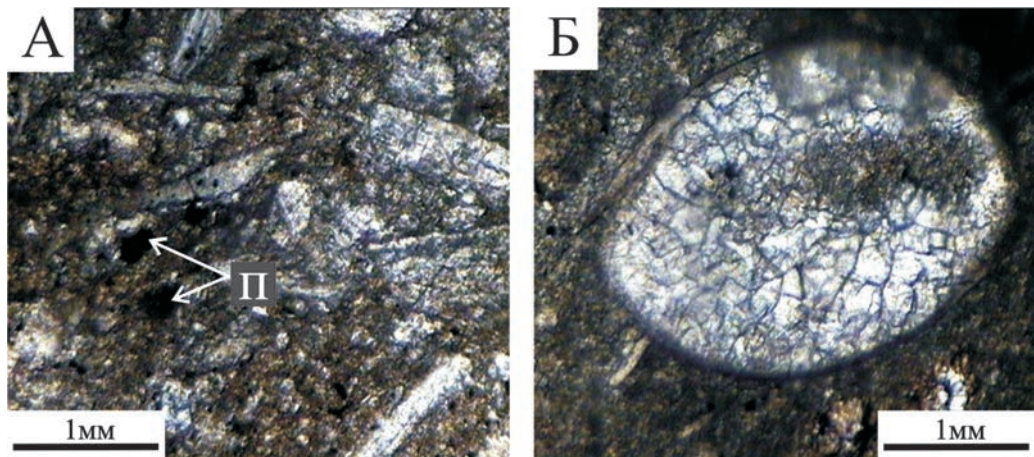


Рис. 6. Мікрофотографії органогенно-детритових вапняків (А, Б). Рифова фація. А – зі свердловини «Бучацька-1», глибина 1075–1080 м; Б – зі свердловини «Бучацька-1», глибина 919–924 м; п – пірит

Стрімка зміна клімату від холодного, що був притаманний для пізнього ордовіку, до парникового на початку силуру, коли температура в глобальних масштабах значно зросла, призвела до істотного зменшення вмісту кисню в атмосфері [12, 14]. Це явище зумовило збіднення киснем океанічних вод, починаючи з глибин 100 м, тобто виникнення зони кисневого мінімуму ($O_2 \leq 0,5$ мл/л) [4], яка впродовж всього силурійського періоду забезпечувала ефективну фосилізацію органічної речовини в осадах.

Водночас значна кількість двоокису вуглецю в товщі вод [14] створювала сприятливе лужне середовище ($pH \geq 8$), яке в поєднанні з високими температурами в екваторіальній зоні забезпечило бурхливий розвиток карбонатних організмів у шельфовій зоні. Як наслідок, нагромадилися не лише потужні карбонатні товщі, але й значні за протяжністю та площею рифові побудови. На рисунку 8 показано схему осадоагромадження в межах південного шельфу Балтики та розподіл вмісту C_{org} та $CaCO_3$ як для зони кисневого мінімуму ($O_2 \leq 0,5$ мл/л), так і для товщі води, збагаченої киснем ($O_2 \geq 5$ мл/л). На глибинах до 100 метрів, де була достатня кількість кисню, розвивався карбонатний планктон, а поширення карбонатних бентосних організмів обмежувалося глибиною басейну до 100 м.

Шельфовий карбонатний біоценоз був представлений значною кількістю та різноманітністю фауни, як-от ругози, строматоїдеї, табуляти, пелицеподи, моховатки, евриптери, кріноїдеї, брахіоподи, остракоди, трилобіти та граптоліти [2]. Значна кількість бентосних організмів за сприятливих батиметричних умов створювала чисельні підводні чагарники, нарости й банки, з яких згодом вибудувався риф. Що стосується шельфової зони глибше 100 метрів, так званої зони кисневого мінімуму, тут відбувався зворотний процес. Зоо- та фітопланктон гинув, карбонатні скелетні рештки частково розчинялися. Відновне середовище сприяло нагромадженню органічної речовини.

Регресивно-трансгресивні цикли впродовж силуру (рис. 9, А, Б) контролювали зміну меж літофаций, відкритошельфової та рифової. Під час трансгресивного циклу (пізній венлок) (рис. 9, А) відкритошельфова фація значно зміщувалася в бік берегової лінії та збільшувалася площа зони кисневого мінімуму. Зона рифоутворення була мінімальною за

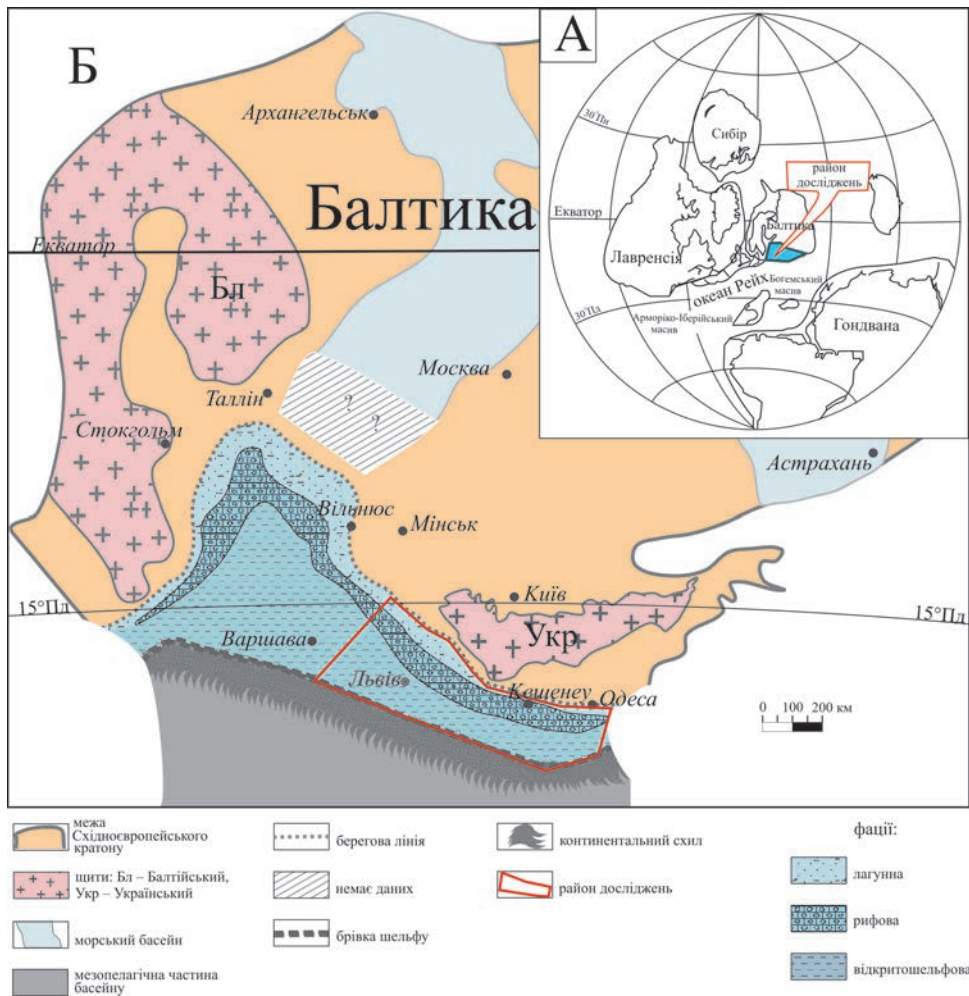


Рис. 7. А – палеогеографічна карта силуру (лудловський час), яка показує позицію району досліджень у межах Балтики [13]. Б – схематична карта, яка показує модель південного шельфу Балтики з поширенням фацій у лудловський час [10]

шириною і розташовувалася в найвіддаленішій прибережній ділянці шельфу, де глибина не перевищувала 100 м. Упродовж регресивного циклу (лудлов) (рис. 8, Б) зона карбонатонагромадження (рифотворення) займала максимальну площу.

Упродовж венлоку – нижнього пржидолу зона рифонагромадження залежно від коливань рівня моря то розширювалася в бік брівки шельфу, то звужувалась у бік берега. Таким чином, упродовж цього часового відтинку в межах мілководної ділянки південного шельфу Балтики існувала зона мігруючого рифотворення.

Бар'єрний риф давньої Балтики та сучасної Австралії. Розвиток рифопобудов у силурі (пізній венлок – середній придол) уздовж всієї епіконтинентальної частини

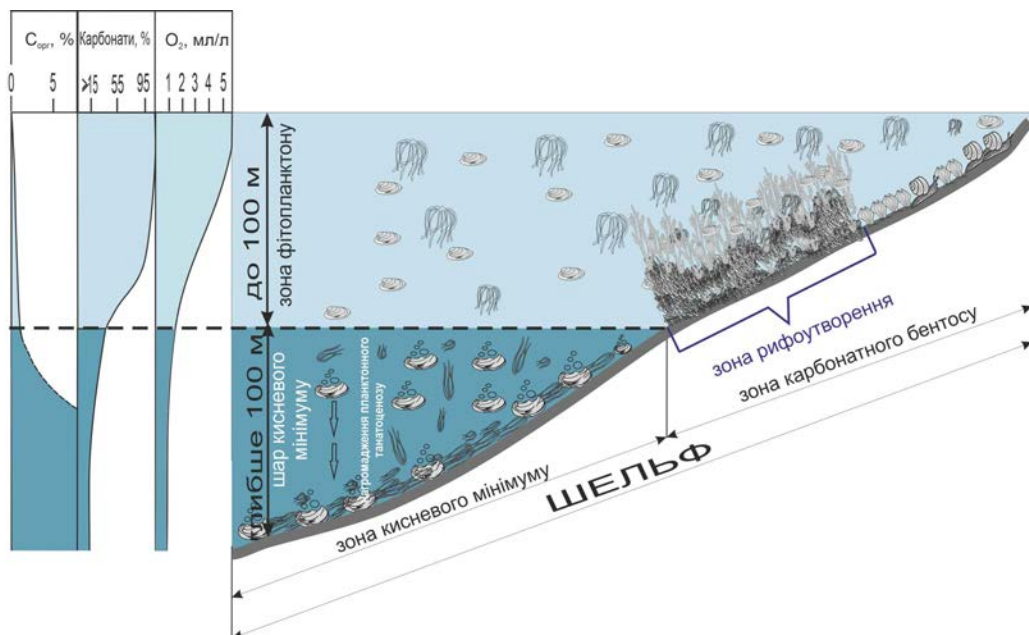


Рис. 8. Схема середовища осадоутворення в силурі в межах південного шельфу Балтики [10]. Концентрація O_2 у водній колонії за [4]

південної околиці Балтики спричинився до утворення рифового пасма (рис. 7, Б), ширина якого в різні часові відрізки змінювалася. Протяжність рифу становила близько 2300 км, а максимальна ширина – 150 км. Отже, в силурі утворилося рифове пасмо, яке за аналогією із сучасним Австралійським можна назвати «Великий бар'єрний силурійський риф». Між цими рифами виявлено низку збігів. Південний палеошельфовий басейн континенту Балтика, де відбувалося рифоутворення, як і сучасний східний шельф Австралії, де розвивається Великий бар'єрний риф, так само був розташований у південних широтах (10–25°). Розміри рифу (як силурійського, так і сучасного) Великого бар'єрного збігаються (максимальна ширина – 150 км, довжина – 2300 км). Сучасні температури в межах східного шельфу Австралії становлять 22–27 °С, а за даними [14], у межах південного шельфу Балтики в силурійський час температура була не меншою за 22 °С. Площа Австралії і палеоконтиненту Балтики теж наближено збігаються (≈ 7600 тис. м²).

Висновки.

1. На основі кореляції всіх існуючих свердловин, які пройшли відклади силуру в межах району досліджень, з'ясовано, що вони поширені суцільним пасмом уздовж південно-західної околиці Східноєвропейської платформи від Балтійського до Чорного моря, а їх товщини закономірно зростають від Українського щита на захід у напрямку зони Тейсyre-Торнквіста, сягаючи максимальних значень 1400 м і більше.

2. На основі вивчення фаціальної зональності та речовинного складу відкладів силуру встановлені особливості поширення рифової фації.

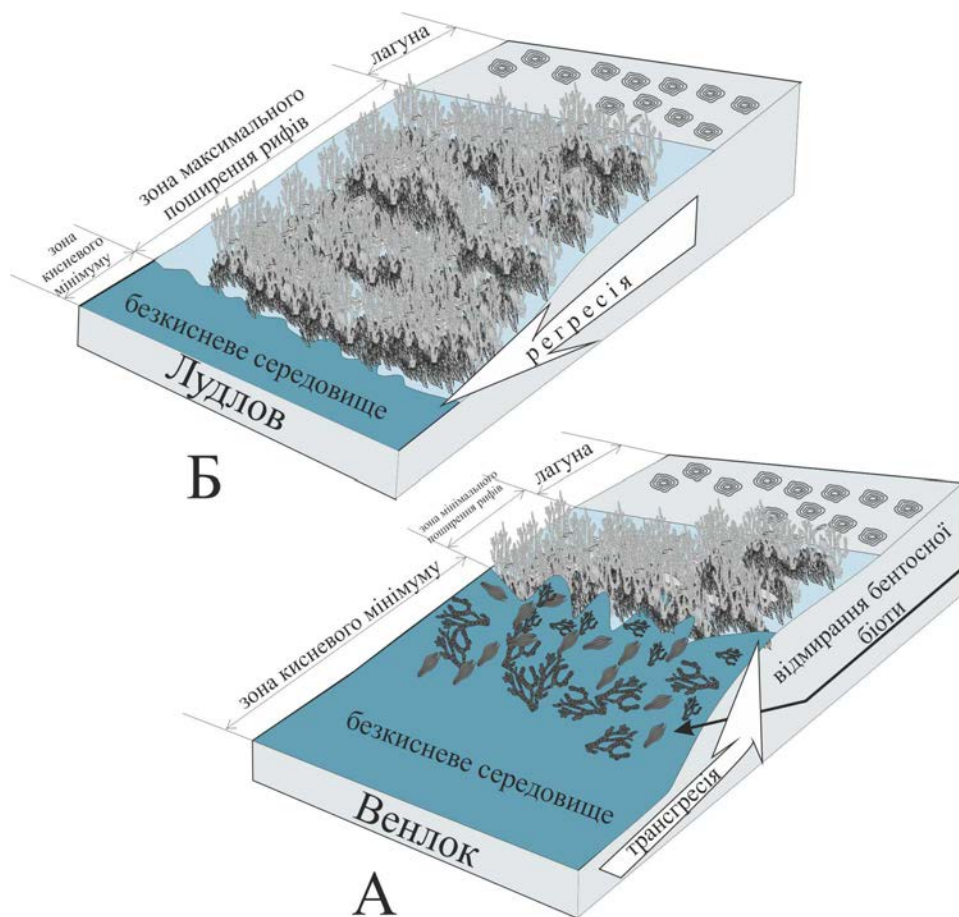


Рис. 9. Моделі південного шельфу Балтики в силурі в період: А – Трансгресії; Б – регресії, які контролювали зміщення межі між відкритошельфовою і рифовою фаціями [10]

3. Рифова фація розвивалася в межах південного шельфу континенту Балтика, який був розташований у низьких південних широтах.

4. Упродовж пізнього венлоку – середнього пржидолу положення рифової фації контролювалося трансгресивно-регресивними циклами. Зона рифонагромадження залежності від коливань рівня моря то розширювалася в бік брівки шельфу, то звужувалась у бік берега. З метою кращого відображення природи цієї фації пропонується дати їй назву «мігруюча рифова фація».

5. Положення зовнішньої границі рифу з боку відкритого моря контролювалося зоною кисневого мінімуму в товщі вод.

6. Протяжність рифу становила близько 2300 км, а максимальна ширина – 150 км. Силурійське рифове пасмо за довжиною та шириною, а також за географічними широтами й температурою водної товщі було аналогічним до сучасного Великого бар'єрного рифу Австралії, і його можна назвати «Великим бар'єрним силурійським рифом».

7. Встановлення меж похованого бар'єрного рифу має практичне значення, оскільки рифова споруда є важливим об'єктом для подальших досліджень із метою встановлення перспектив нафтогазоносності регіону.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Ващенко В. О., Турчинова С. М., Турчинов І. І., Поліка Г. Г. *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М-35-XXV (Івано-Франківськ) Карпатська серія. Пояснювальна записка*. 2007. Київ : УкрДГРІ, 150 с; карта – 4 листи.
2. Дригант Д. М. Нижній і середній палеозой Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи та Передкарпатського прогину. *Наукові записки Державного природознавчого музею*. 2000. Вип. 15. С. 24–87.
3. Різун Б., Павлюк М. Медведєв А. Кінах М. Силурійські поховані рифи Волино-Поділля в контексті перспектив нафтогазоносності. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2007. № 4. С. 5–25.
4. Demaison G.J., Moore J.T. Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*. 1980. Vol. 60. P. 1179–1209.
5. Kaljo D., Martma T., Grytsenko V., Brazauskas A., Kaminskas D. Pridoli carbon isotope trend and upper Silurian to lowermost Devonian chemostratigraphy based on sections in Podolia (Ukraine) and the East Baltic area. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2012. Vol. 61. P. 162–180. DOI: <https://doi.org/10.3176/earth.2012.3.03>.
6. Lazauskienė J., Šliaupa S., Musteikis P., Brazauskas A. Sequence stratigraphy of the Baltic Silurian succession: Tectonic control on the foreland infill. *Geological Society Special Publications*. 2003. Vol. 208. P. 95–115. DOI: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2003.208.01.05/>.
7. Olaru L., Brânzîlă M., Țabără D. Geological and palynological contribution to the Silurian from the north of Moldavian platform. *Analele Stiintifice ale Universitatii “Al. I. Cuza” Seria Geologie*. 2006. Vol. 52. P. 67–84.
8. Olaru L., Țabără D. Lithological and Palynostratigraphical correlations between Silurian Deposits from the Dnestr Basin (Podolia) and the North of the Moldavian Platform (Romania). *Analele Stiintifice ale Universitatii “Al. I. Cuza” Seria Geologie*. 2011. Vol. 57. P. 29–47.
9. Porębska E., Kozłowska-Dawidziuk A., Masiak M. The lundgreni event in the Silurian of the East European Platform, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. Vol. 213. P. 271–294. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.07.013>.
10. Radkovets N. (2015). The Silurian of south-western margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments. *Geological Quarterly*. 2015. Vol. 59. P. 105–118. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1211>.
11. Radkovets N., Koltun Y. Dynamics of sedimentation within the southwestern slope of the East European Platform in the Silurian-Early Devonian. *Geodynamics*. 2022. Vol. 32. P. 36–48. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.036>.
12. Royer D.L. CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. Vol. 70. P. 5665–5675. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.031>.
13. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Strut B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic: a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*. 1996. Vol. 40. P. 229–258.
14. Verniers J., Maletz J., Kříž J., Žigait Ž., Paris F., Schönlaub H. P., Wrona R. Silurian. Geological Society, London.: In: T. McCann (ed.), *The Geology of Central Europe*. 2008. Vol. 1. P. 249–302.

REFERENCES

1. Vashchenko, V.O., Turchynova, S.M., Turchynov, I.I., & Polika, H.H. (2007). Derzhavna geologichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000, arkush M-35-KHKHV (Ivano-Frankivsk) Karpatska seriya. Poyasnyvalna zapyska [State Geological Map of Ukraine, scale 1:200,000, sheet M-35-XXV (Ivano-Frankivsk) Carpathian series. Explanatory note]. Kyiv: UkrDGRI, 150 p.; map – 4 sheets.
2. Dryhant, D.M. (2000). Nyzhniy i seredniy paleozoy Volyno-Podilskoyi okrayiny Skhidnoyevropeyskoyi platformy ta Peredkarpatskoho prohynu. Naukovi zapysky Derzhavnoho pryrodознаvchoho muzeyu [Lower and Middle Paleozoic of the Volyn-Podilskyi margin of the East European platform and the Carpathian Foredeep]. *Scientific notes of the State Museum of Natural History*, 15, 24–87.
3. Rizun, B., Pavlyuk, M., Medvedyev, A., & Kinakh, M. (2007). Syluriyski pokhovani ryfy Volyno-Podillya v konteksti perspektiv naftohazonosnosti [Silurian buried reefs of Volyn-Podillia in the context of oil and gas prospects]. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 4, 5–25.
4. Demaison, G.J., & Moore, J.T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*, 60, 1179–1209.
5. Kaljo, D., Martma, T., Grytsenko, V., Brazauskas, A., & Kaminskas, D. (2012). Pridoli carbon isotope trend and upper Silurian to lowermost Devonian chemostratigraphy based on sections in Podolia (Ukraine) and the East Baltic area. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 61, 162–180. DOI: <https://doi.org/10.3176/earth.2012.3.03>.
6. Lazauskienė, J., Sliupa, S., Musteikis, P., & Brazauskas, A. (2003). Sequence stratigraphy of the Baltic Silurian succession: Tectonic control on the foreland infill. *Geological Society Special Publications*, 208, 95–115. DOI: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2003.208.01.05/>.
7. Olaru, L., Brânzilă, M., & Țabără, D. (2006). Geological and palynological contribution to the Silurian from the north of Moldavian platform. *Analele Stiintifice ale Universitatii “Al. I. Cuza” Seria Geologie*, 52, 67–84.
8. Olaru, L., Țabără, D. (2011). Lithological and Palynostratigraphical correlations between Silurian Deposits from the Dnestr Basin (Podolia) and the North of the Moldavian Platform (Romania). *Analele Stiintifice ale Universitatii “Al. I. Cuza” Seria Geologie*, 57, 29–47.
9. Porębska, E., Kozłowska-Dawidziuk, A., & Masiak, M. (2004). The lundgreni event in the Silurian of the East European Platform, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213, 271–294. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.07.013>.
10. Radkovets, N. (2015). The Silurian of south-western margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments. *Geological Quarterly*, 59, 105–118. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1211>.
11. Radkovets, N., & Koltun, Y. (2022). Dynamics of sedimentation within the southwestern slope of the East European Platform in the Silurian-Early Devonian. *Geodynamics*, 32, 36–48. DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.036>.
12. Royer, D.L. (2006). CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 5665–5675. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.031>.
13. Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Struik, B.A., & Walderhaug, H.J. (1996). Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic: a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40, 229–258.
14. Verniers, J., Maletz, J., Kříž, J., Žigait, Ž., Paris, F., Schönlaub, H.P., & Wrona, R. (2008). Silurian. Geological Society, London: In: T. McCann (ed.). *The Geology of Central Europe*, 1, 249–302.

FACIAL ZONING OF SILURIAN OF THE SOUTHWESTERN SLOPE OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM AND DISTRIBUTION OF THE REEF FACES ON THE SHELF OF THE BALTICA PALEOCONTINENT

Nataliya Radkovets¹, Yuriy Koltun²

^{1,2} *Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine, Naukova Str., 3a, Lviv, Ukraine, 79060*

¹ *Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005*

Silurian deposits occurring within Volyn-Podillya Plate and Dobrogean Foredeep of Ukraine were investigated and correlated with the coeval strata of Moldova and Romania (Moldovian Platform). The occurrence of the Silurian strata, the patterns of thickness changes, and their petrographic composition were studied, which became the basis for establishing the features of the structure and localization of the reef facies. In order to better reflect the nature of this facies, it is proposed to give it the name “migrating reef facies”. During the time of reef formation in the Silurian (Late Wenlock-Middle Pridoli), it changed its boundaries, sometimes expanding towards the shelf edge, then narrowing towards the coast. Transgressive-regressive cycles had a decisive influence on the distribution of the facies within the southern shelf of the Baltica paleocontinent (western margin of the East European Platform). It was established that the water depth of 100 m (the upper limit of the oxygen minimum zone) during the Silurian (Late Wenlock-Middle Pridoli) was the boundary between the open-shelf facies, i.e. the sedimentation of the organic-rich muds and reef formation. The Silurian reef extends throughout the study area from the Black Sea to the border of Ukraine with Poland and Belarus, and further to the Baltic Sea. This is a continuous reef strip with a length of ≈ 2300 km and a maximum width of 150 m, the boundaries of which, both in section (Upper Wenlock-Middle Pridoli) and in area, shifted. The reef that formed in the Silurian on the southern paleoshelf of Baltica has clear analogies with the Great Barrier Reef of Australia (reef size, basin width, temperature indicators, areas of the continents).

Key words: Silurian, transgressive-regressive cycles, oxygen minimum zone, migrating reef facies.

Дата надходження статті: 27.05.2025

Дата прийняття статті: 20.06.2025

Опубліковано: 07.10.2025