

4. ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ В ПАЛЕОЗОЇ

4.1. Геохронологія палеозою

Палеозой або, за геохронологічною шкалою, палеозойська ера, а в хроностратиграфічному відношенні – палеозойська ератема, був виділений в окремий період розвитку Землі англійським вченим А.Снеджвіком у 1837 р. Назва утворена від грецьких слів “палео” – древнє і “зой” – життя.

Палеозой – це складова частина *фанерозою*, що в свою чергу означає явне, видиме життя. Як стратиграфічний підрозділ – еонотема фанерозой був виділений у 1930 р. американським геологом Дж.Чедвіком. Тривалість еону складе 570 млн. років і він включає палеозойську, мезозойську та кайнозойську ери, впродовж яких відбулися найсуттєвіші події в еволюції біосфери, з’явилися скелетні організми, наземні рослини та тварини, а також докорінно змінився склад атмосфери. Іноді фанерозой разом з пізнім протерозоем називають *неогесм* (грецьке – нова земля), який, на думку німецького геолога Г.Штілле (1944), змінив *протогей*, тобто ранній докембрій. Але термін “неогей” застосовують рідко, причиною того є те, що аналогічний термін “неогей” вживається також в біології, де він означає одне з фауністичних царств суходолу південної півкулі.

Спочатку палеозой включав лише два періоди – кембрійський і силурійський, а на сьогоднішній день він ділиться на шість періодів: кембрійський, ордовицький, силурійський, девонський, кам’яновугільний (карбон) та пермський, які охоплюють 325 млн. років геологічної історії (табл. 4.1).

Загальна стратиграфічна шкала палеозою

Ератема	Система	Відділ	Ярус	Вік нижньої границі (млн. р.)	Тривалість (млн. р.)
Палеозойська PZ	Пермська P	Верхній	Татарський	250	50
			Казанський	255	
			Уфимський	258	
		Нижній	Кунгурський	265	
			Артинський	275	
			Сакмарський	285	
			Асельський	295	
	Кам'яновугільна (карбон) C	Верхній	Гжельський	305	65
			Касимовський		
		Середній	Московський	320	
			Башкирський		
		Нижній	Серпуховський	325	
			Візейський	350	
	Турнейський		360		
	Девонська D	Верхній	Фаменський	365	50
			Франський	375	
		Середній	Живетський	380	
			Ейфельський	385	
		Нижній	Емський	390	
	Празький		400		
	Лохківський		410		
	Силурійська S	Верхній	Пржидольський	415	25
			Лудловський	425	
		Нижній	Венлокський	430	
			Лландоверський	435	
	Ордовіцька O	Верхній	Ашгільський	445	65
			Карадокський	455	
Середній		Лландейлський	470		
		Лланвірнський			
Нижній		Аренігський	485		
	Тремадокський	500			
Кембрійська Є	Верхній	На яруси не поділена	515	70	
	Середній		545		
	Нижній		570		

Палеозой залежно від характеру розвитку органічного світу, а також проявлення тектонічних перебудов, ділиться на дві частини: ранній та пізній. Іноді його ділять на три частини: ранній, середній та пізній.

Ранній палеозой включає кембрійський, ордовицький та силурійський періоди, а пізній, відповідно, девонський, кам'яновугільний та пермський.

Кембрій (кембрійський період, кембрійська система) був виділений у 1835 р. А.Седжвіком у Великобританії і назва походить від латинського найменування Уельсу (*Камбрія*). Тривалість кембрію складає 70 млн. років (нижня вікова межа становить 570 млн. р., а верхня 500 млн. р.).

Кембрій ділиться на три відділи (епохи) і за міжнародною геохронологічною шкалою, а також стратиграфічною шкалою України на віки (яруси) не ділиться.

Ордовик (ордовицький період, система) як самостійна одиниця був виділений у 1960 р. рішенням XXI сесії Міжнародного геологічного конгресу, до цього часу розглядався як нижня частина силурійської системи. Назва походить від латинського найменування древнього кельтського племені – *ордовики*. Тривалість ордовіка складає від 500 до 435 млн. років. Він також ділиться на три частини, епохи.

Нижній ордовик, або ранній, включає *тремадокський* та *аренігський* яруси, середній – *лланвірнський*, *лландейлський* та *карадокський*, а пізній – *ашгільський*.

Силур (силурійський період, система) виділений у 1835 р. англійським вченим Р.Мурчісоном. Його назва походить від кельтського племені (*силури*), яке проживало на території Уельсу.

Силур ділиться на нижній та верхній відділи. Нижній включає *лландоверський* та *венлокський* яруси, а верхній – *лудловський* і *пржидольський*.

Тривалість силуру - 25 млн. років (435-410 млн. років).

Девон (девонський період, система) отримав назву від графства *Девоншир* (Англія) і був виділений у 1839 р. А.Седжвіком та Р.Мурчісоном.

Ділиться на нижній, середній та верхній відділи.

Нижній відділ об'єднує *лохківський, празький і емський* яруси, середній включає *ейфельський і живетський* яруси, а верхній – *франський і фаменський*.

Тривалість девону становить 50 млн. років. Розпочався він 410 млн. років, а завершився 360 млн. років тому.

Карбон (кам'яновугільний період, система) виділений у 1822 р. англійськими геологами У.Конібіром і У.Філіпсом. Його нижня вікова межа становить 360 млн. років, а верхня – 295 млн. років, тривалість – 65 млн. років.

Ділиться на три відділи (це тільки на теренах СНД): нижній, який включає *турнейський, візейський і серпуховський* яруси; середній об'єднує *башкирський і московський*; а верхній – *касимовський і гжельський* яруси. У Західній Європі кам'яновугільна система ділиться на дві епохи – нижню та верхню.

Перм (пермський період, система) виділена Р.Мурчісоном у 1841 р., а назва походить від древньої назви царства *Пермія* (на той час Пермська губернія Росії), розташованого у передгір'ї Уралу. Ділиться на два відділи: нижній, до складу якого входять *асельський, сакмарський, артинський і кунгурський* яруси і верхній, який об'єднує *уфимський, казанський та татарський* яруси.

Тривалість пермського періоду становить 50 млн. років, що відповідає віковому діапазону 295-245 млн. років.

4.2. Історико-тектонічні особливості палеозою

Впродовж палеозойського етапу земна кора перетерпіла дві тектонічні перебудови планетарного значення, які закарбувалися у *каледонській* та *герцинській* складчастостях.

В ранньому палеозої (каледонська епоха тектоногенезу) в північній півкулі сформувалася *Північно-Американська, Східно-Європейська, Сибірська та Китайська* платформи-материки, які були розділені наступними геосинклінальними зонами: *Кордільєрською, Тетіс, Східно-Азіатською, Верхояно-Чукоцькою, Монголо-Охотською, Урало-Тяньшанською*;

Антарктичною, Арктичною, Іннуїтською і Апалачською.

Південні широти займав материк Гондвана, який відокремлювався від материків північної півкулі океаном Палеотетіс (рис. 4.1).

Така палеогеографічна картина Землі в ранньому палеозої була спричинена, в першу чергу, проявленням тектонічних рухів як орогенного характеру, котрі проявлялися в геосинклінальних областях, так і епейрогенічного – на платформах.

Кембрій і початок **ордовіку** були періодами панування низхідних рухів (опускання), а під кінець ордовіку та в **силурі** на більшості територій переважали висхідні рухи (підняття). Саме останні призвели до перетворення деяких ділянок геосинклінальних областей в складчасті системи і послужили початком формування каледонського гороутворення, а також викликали звільнення від вод океану значних територій платформ. У результаті Північно-Американська і Східно-Європейська платформи-материки, внаслідок формування каледоніт Скандинавії і Великобританії з'єдналися, утворивши єдиний **Північно-Атлантичний суперматерик**, який ще називають Лавренцією (від назви річки *Св. Лаврентія в Північній Америці*). На схід від нього знаходився другий материк північної півкулі – Сибірський (Ангарида), який був нарощений каледонідами Алтає-Саян і Казахстану, а в південній півкулі на той час існував, сформований під кінець протерозою, суперматерик **Гондвана**.

Інтенсивність рухів носила диференційований характер, що призвело до швидкого закриття каледонських геосинкліналей, які прилягали до консолідованих древніх платформних ділянок Землі. Так формувалися каледоніди Скандинавії, Великобританії, Алтає-Саянського регіону, Казахстану, Півдня Китаю та інші.

Всі платформи на кінець раннього палеозою зазнали підняття, що призвело до регресії епіплатформних морських басейнів і формування великих територій суходолу.

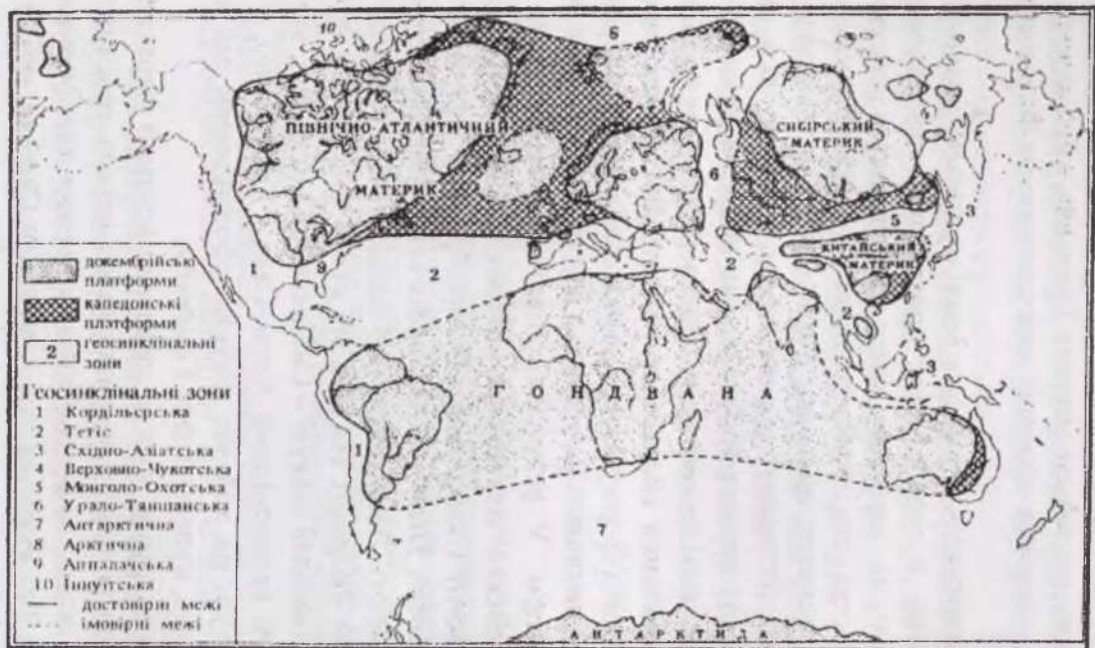


Рис. 4.1. Структурні елементи земної кори після каледонського часу
(за І.М.Баргом і Ю.Д.Шковирою, 1982)

Характер тектонічних рухів продиктував і особливості ранньопалеозойського *осадконагромадження*.

У межах *Атлантичного геосинклінального поясу* відбувалося накопичення потужних товщ теригенних та вулканогенних осадків. В *Середземноморському* – переважало теригенне осадконакопичення, в *Азіатському* (Мала Азія, Памір, Китай) залежно від режиму розвитку геосинкліналей (ев-, міогеосинкліналей) накопичувалися карбонатні та вулканогенно-теригенні відклади.

Під кінець раннього палеозою на ділянках проявлення орогенезу спостерігався широкий розвиток континентального породоутворення, яке закарбувалося в формуванні потужних моласових товщ. Це здебільшого Алтає-Саянський та Казахстано-Тяньшанський регіони.

В Тихоокеанському поясі характер осадконакопичення був чітко підпорядкований міо- і евгеосинклінальному режиму. Перший переважав в межах краєвих частин поясу, другий – у внутріньоокеанічних западинах.

Платформні масиви значну частину раннього палеозою були покриті неглибокими морями, де відбувалося теригенне та карбонатне осадконакопичення з відкладенням пісків, мулів, ростом рифових споруд. Під кінець раннього палеозою значна частина морів перетворилася на лагуни з аномальною солоністю, де відбувалося накопичення строкатих за забарвленням теригенних та доломітових мулів, а також солей.

Гондвана покривалася водами морів тільки по периферії, а центральні райони були підпорядковані континентальному осадконакопиченню і формуванню різноманітних континентальних теригенних відкладів. Є також відомості про існування в Південній Америці та Африці ранньопалеозойських льодовикових відкладів.

Ранньопалеозойське, особливо континентальне, породоутворення в значній мірі було підпорядковане кліматичним особливостям цього періоду розвитку Землі. Вже впродовж раннього палеозою спостерігаються формування на планеті *кліматичних зон*, але загалом ранньопалеозойський клімат

носив риси *теплого* і *аридного*. Про це свідчить наявність в розрізах потужних товщ гіпсів, кам'яної солі та ангідритів. Зона розвитку цих порід чітко простежується від Аравії та Ірану, через Східний Сибір до Канади.

По обидва боки від неї спостерігаються розрізи, в будові яких не останнє місце належить марганцевим, залізним рудам та бокситам, які є індикаторами *гумідного* клімату.

Показниками *нівального* клімату є тиліти (викопні удільнені морени), які зустрічаються серед раньопалеозойських відкладів у розрізах Південної Америки та Африки.

Розташування кліматичних зон у ранньому палеозої вказують на те, що *палеоекватор* знаходився приблизно між сучасними 90 та 270° меридіанами, а один з полюсів розташовувався в районі Гвінейської затоки.

Магматизм, умови осадконакопичення, клімат тощо сприяли формуванню в ранньому палеозої своєрідного комплексу *корисних копалин*.

З ультраосновними інтрузіями каледонід у Північній Америці і Алтає-Саянській області пов'язані родовища азбесту і тальку, з кислими інтрузивами – родовища олова та вольфраму.

Морські відклади платформ характеризуються промисловими концентраціями фосфоритів, марганцевих та залізних руд, бокситів, хромітів, нікелю, міді, кобальту, молібдену, кам'яної солі, ангідритів, горючих сланців.

Візитною карткою тектонічних перебудов пізнього палеозою є *герцинська епоха складчастості*.

Герцинський тектогенез сприяв ускладненню земної кори і перетворенню значних за площею геосинклінальних областей на епігенцинські молоді платформи.

На початок *девону* земна кора продовжувала зазнавати підняття: росли гірські споруди в межах каледонських складчастих областей, піднімалися платформи північної півкулі, відбувалася регресія морів. Відповідно, це призвело до того, що на Землі переважав *континентальний* режим. Опусканню підлягали лише незначні ділянки земної кори. Починаючи

з середнього девону процес опускання інтенсифікувався і перш за все в межах геосинклінальних поясів. Максимуму він досяг в *ранньому карбоні*.

Друга половина пізньопалеозойського етапу характеризується проявленням потужних горо- і складкоутворюючих процесів у межах геосинклінальних поясів, тобто формуванням самих герцинід. Особливо яскраво ці процеси проявилися в Європейській області Середземноморського поясу, а також в межах Урало-Монгольського регіону. Це призвело до формування Піренеїв, Уралу, Північного Тянь-Шаню тощо.

Однією з характерних особливостей герцинського орогенезу було те, що вперше в історії розвитку Землі нарівні з внутрішньогеосинклінальними западинами та антиклінальними підняттями почалися формуватися *передові геосинклінальні прогини*, які ще називають крайовими. Вони виникали на межі складчастих споруд та платформ. У кінці герцинського часу частина з геосинклінальних областей повністю закрилися і перетворилися в складчасту основу *епігерцинських* молодих платформ.

Райони розвитку каледонід в герцинській час характеризувалися наявністю перехідного режиму від орогенного до платформного і власне платформного.

В результаті герцинських тектонічних рухів Урало-Монгольський, Арктичний, Атлантичний геосинклінальні пояси повністю перетворилися в складчасті області, які з'єднували древні платформи північної півкулі. В результаті виник єдиний материк – *Лавразія*, який простягався від Кордильєрської геосинклінальної області до Верхояно-Чукотської, а європейські герциніди з'єднали Східно-Європейську та Північно-Африканську платформи (рис. 4.2).

Осадконакопичення в пізньому палеозої відбувалося на значних територіях платформ і особливо активно в геосинклінальних областях. Стосовно останніх можна сказати, що процес осадконакопичення носив різнобічний характер, а його особливістю було те, що практично в усіх герцинських геосинкліналях чітко виділялися зони з ев- і міогеосинкліна-

льним режимом, тобто відбувалося накопичення як теригенних, так і вулканогенних порід.

Вулканогенне породоутворення було строкате за складом, але з чітко вираженою диференціацією, на ранніх стадіях вулканізм носив основний та ультраосновний характер, а кислі вулканіти здебільшого завершували розрізи евгеосинклінальних зон герцинід.

У міогеосинклінальних зонах у карбоні формувалися своєрідні флішеподібні товщі, які відсутні в більш ранніх геосинкліналях.

Морське осадконагромадження на платформах обмежувалося мілководними епіконтинентальними морями, які покривали території платформ північної півкулі. В таких морях відбувалося накопичення піщано-глинистих та карбонатних осадків. Серед теригенних порід значна роль належала кварцовим піскам, алевритам та глинам. У глибоководних западинах формувалися бітумінозні відклади, які ставали місцями зародження покладів нафти, газу, вугілля, горючих сланців.

Карбонатні породи здебільшого були органогенного та хемогенного походження.

Значна роль, особливо в *пермі*, на платформах належала процесам соленакопичення, що було спричинене зміною клімату, а також формуванням численних лагун, які утворилися в результаті закриття геосинклінальних морів.

Кліматична зональність на Землі, яка проявилася в ранньому палеозої, в пізньому палеозої стала більш чітко вираженою.

Уже в девоні існувало *шість* чітко виражених кліматичних зон: 1) північна гумідна; 2) північна аридна; 3) тропічна гумідна; 4) південна аридна; 5) південна гумідна; 6) південна холодна.

На початку девону та в пермі значно розширилися зони аридного клімату, що мабуть було спричинене різким скороченням морських басейнів і значним розширенням території суходолу.

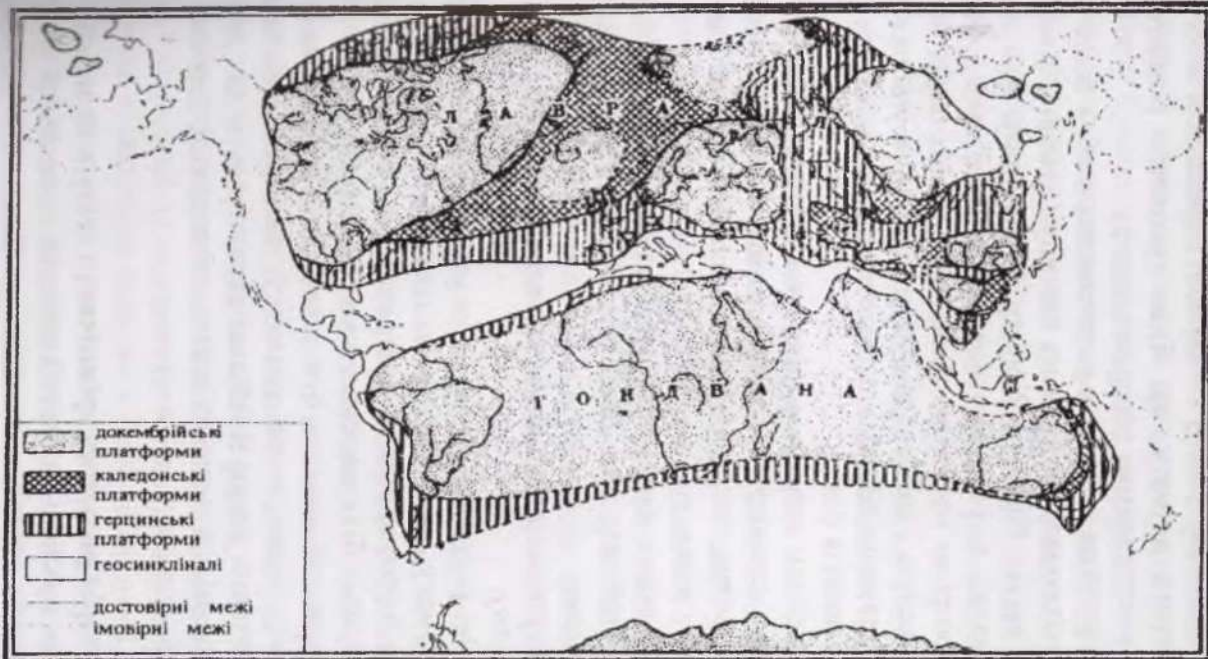


Рис. 4.2. Структурно-тектонічний ансамбль Землі після герцинського тектоногенезу
(за І.М.Баргом і Ю.Д.Шковирою, 1982)

У другій половині девону і в карбоні переважали зони гумідного вологого клімату, що було зумовлене розвитком трансгресії і нівелюванням поверхні рельєфу.

Гумідна тропічна зона була розташована з обох боків від екватора і охоплювала центральну частину Північної Америки, Західну Європу, Північну Африку, Туреччину, Іран, Афганістан, Гімалаї, Корейо. Це підтверджується наявністю в геологічних розрізах потужних товщ карбонатних порід, залізної руди, бокситів і кам'яного вугілля. Останнє утворилося за рахунок плауноподібних, папоротникових, хвощових та інших представників флори.

Підтвердженням існування північної та південної тропічних зон слугує наявність в пізньопалеозойських геологічних розрізах доломітів, гіпсів, ангідритів, солей та червонобарвних теригенних відкладів.

Північна гумідна зона охоплювала Аляску, північ Канади, Сибір і північний схід Азії. Вона встановлюється за вугленосними відкладами.

Південна гумідна зона з помірним теплом панувала майже на всій Гондвану.

Самі крайні райони південної півкулі являли собою зону холодного клімату, яка охоплювала південь Південної Америки, південь Африки, Індії та Австралії. Південний полюс на той час знаходився біля південного закінчення Африки.

Спектр корисних копалин був, відповідно, продиктований особливостями геологічного розвитку, кліматом, умовами осадконакопичення тощо. Найбільш характерними для девону є родовища міді в червонобарвних пісковиках, карбону – вугілля, пермі – поклади кам'яної солі.

4.3. Історія розвитку органічного світу в палеозої

Відомо, що в основі виділення періодів геологічної історії лежить еволюція органічного життя на Землі, або як тепер прийнято говорити, біологічний тренд. Проте, слід пам'ятати, що розвиток живої природи, крім генетики, прямо підпорядкований змінам середовища існування, а останнє визначалося

геологічними подіями. Тектонічні рухи спричиняли трансгресії і регресії морів, орогенічні процеси призводили до зміни характеру будови земної поверхні, що, разом з потужними вулканічними виверженнями, суттєво впливало на кліматичні зміни тощо. Тобто, можна з впевненістю говорити, що розвиток органічного життя на планеті визначався історико-тектонічними подіями, які закономірно змінювалися в просторі та часі.

Палеозой в біологічному відношенні знаменувався появою *скелетних форм*, що відрізняє його від пізнього докембрію.

Кембрійський період характеризується масовою появою систематично різноманітних тварин. Наприкінці кембрію існували практично всі типи тварин, але основне значення серед них належить тваринам, які мали здатність “будувати” твердий мінеральний скелет. Виникнення скелетних форм було революцією в органічній еволюції, зумовленою очевидно змінами в хімізмі морського середовища, виникненням своєрідних палеоекосистем, впливом космічних факторів тощо.

Питання першопричини виникнення скелетних форм до сьогоднішнього часу залишається відкритим. Багато дослідників схильні вважати, що поява скелетів у організмів була спричинена необхідністю пристосування до умов виживання, внаслідок чого, як засіб захисту, під впливом спрямованого мутагенезу і мінливості геохімічних параметрів морського середовища з’явилися перші скелетні форми.

Російський палеонтолог Б.С.Соколов вважає, що саме зміни в атмосфері та гідросфері, основним вираженням яких було різке збільшення вільного кисню на планеті, призвели до того, що покривні протеїнові оболонки безхребетних набули здатності до мінералізації. Відповідно, захищені твердим покривом організми мали більше переваг у виживанні, в зв’язку з чим вони швидко опанували середовищем, але вихідним для кембрійської скелетної фауни був вендський мікрозоопланктон.

Основними, так би мовити, діагностичними організмами для кембрію є *трилобіти*, які складали в цей період до 60% усіх організмів, але в ранньому кембрії широким розвитком користувалися *археоціати*, які були першими фанерозойськими рифобудівниками поряд з вапнистими водоростями. Серед інших членистоногих широкого розвитку набули *ракоподібні*, здебільшого *остракоди* (черепашкові).

Значне місце у палеоекосистемах морського середовища кембрію належало *беззамковим брахіоподам*. Поряд з ними жили різноманітні *молюски*, *гастроподи*, *пелециподи*, *примітивні головоногі*, численні *хіоліти*, а в пізньому кембрії існували також *пробівальвії*.

Особливою подією кембрію була поява *первісних хребетних*, представниками яких були рибоподібні безщелепні тварини – *телодонти*, які широко розвинулися в ордовіку, силурі та девоні.

У другій половині кембрію появились *коралові поліпи* (табуляти та ругози), це були чотирипроменеві корали, а також перші граптоліти.

Рослинний світ кембрію представляли водні організми – в основному синьо-зелені, зелені водорості та акритархи.

Ордовицький період характеризувався, в першу чергу, значним збільшенням кількості класів голкошкірих (17 класів), серед яких найбільш широкого значення набули *цистоїдеї* (морські пухирі), *бластоїдеї* (морські бутони), *голотурії* (морські огірки), *офіури*, *морські їжаки*, *морські зірки*.

Вперше в ордовіку з'явилися *моховатки*. Серед коралових поліпів появились первісні *гексакорали* (шестипроменеві).

На мілководді продовжували розвиватися трилобіти, але їхній родовий склад у порівнянні з кембрієм значно скоротився.

Наприкінці ордовіку поширилися хижі родичі трилобітів – *евриптериди*, від яких у силурі появились наземні скорпіони.

Значно виросла кількість видів брахіопод, ворогами яких

стали молюски.

Важлива роль в ордовицьких палеоекосистемах належала *грантолітам*, які в палеонтологічному плані відіграють таке ж значення як трилобіти для кембрію.

Серед кишковопорожнинних широко були розповсюджені *губки*, *хробаки* – *аналедіти*, *сколекодонти* (щелепні утворення). Урізноманітілися також телодонти.

Рослинний світ ордовику був представлений синьо-зеленими, зеленими та багряними водоростями, тобто наземних рослинних форм ще не було, проте є відомості про ордовицькі спори, які вказують на можливість існування в цей період наземних рослин (*рїніофітів*).

Силурійський період характеризується інтенсивним розвитком кишковопорожнинних форм, серед яких домінували *табуляти*, *ругози* та інші *коралові поліпи*, а також *строматопоройдеї*. В цей період різко знизився розвиток трилобітів і головоногих молюсків. Під кінець силуру майже вимерли граптоліти.

У силурі досить представницькою була фауна *брахіопод*, серед яких переважали пентамериди. У силурійських морях з'явилися *тентакуліти*, які вимерли у кінці девону, появилися також угруповання *двостулкових молюсків*.

Для силурійських морів характерними були своєрідні *голкошкірі*, *моховатки*, численні *губки*, *остроколи* та *радіолярії*.

Суттєво урізноманітнилися *хребетні*, вони почали опанувати континентальні прісноводні басейни. Істотно урізноманітнився склад *панцирних риб* (плакодерм), а також появилися справжні риби *акандоти* (колючкозубі), котрі були планктонофагами, проживали в річках, лагунах і морях.

У силурі широкого розвитку набули хижі *гігантські ракокорпїони*. Вони досягли довжини 2 м і проживали в солонуватих та прісних водах і були пращурами теперішніх мечихвостів. Вимерли в кінці палеозою.

Розмаїтою була і рослинність, з'явилися так звані *харові водорості*. Поряд з псилофітовою рослинністю на суходолі появилися перші *навукоподібні* – *скорпїони*. Це були безхре-

бетні, які пристосувалися до дихання.

Знаменитою подією силуру було вихід на суходол рослин. Це були *рінюфіти* та *плавунородібні рослини*, які еволюціонували від зелених, синьо-зелених та бурих водоростей.

Силурійський період завершує історію розвитку раннього палеозою і характеризується відчутними перебудовами органічного світу. Різко зменшується кількість трилобітів, граптолітів, голкошкірих, табулят і наутілоїдей. Разом з тим появляються нові представники тварин і рослин – риб, ракоподібних, шестипроменевих коралів, скорпіонів і наземних рослин.

Відповідно, ці зміни не могли проходити без суттєвих палеогеографічних змін. У першу чергу це стосується виникнення в кінці ордовіку на Американському континенті зледеніння, що призвело до зниження рівня океану і обміління епіконтинентальних морів. Похолодання вплинуло на розповсюдження та розвиток стенотермальної фауни (граптолітів, коралів тощо), а також інших комплексів органіки.

Девонський період характеризувався бурхливим розвитком різноманітного органічного світу та структурною перебудовою палеоекосистем.

У морському середовищі в девоні продовжували розвиватися численні радіолярії, форамініфери, рифоутворюючі строматопорати, табуляти, ругози та голкошкірі. Разом з тим з'явилися перші *вапнисті форми губок* та *коралові губки*, доживали свій вік трилобіти, наутілоїдеї.

Характерною рисою девонського періоду є надзвичайне різноманіття *замкових брахіопод*, яких існувало понад 320 видів. Дуже поширеними були також головоногі молюски – *аманоїдеї*.

У лагунах та прісних водоймах мешкали ракоскорпіони, а поряд з остракодами вже існували *філоподи* (листоногі раки) та *морські павуки*.

Зволожені ділянки суходолу активно опановували різноманітні комахи – первісно безкрилі (*антериготи*), паукоподібні, кліщі, багатоніжки, ногохвостики.

Дуже широким розвитком в девоні користувалися риби,

серед яких існували панцирні, хрящові, кісткові, поряд з якими ще проживали безщелепні рибоподібні тварини, тому девон іноді називають “віком риб”.

Наприкінці девону всі безщелепні рибоподібні вимерли.

У девоні широким розвитком користувалися *кистепері риби*, від яких наприкінці девону з'явилися *перші наземні хребетні* – палеозойські земноводні (*амфібії*), які відомі під назвою *стегоцефали* (панцирноголові), типовими представниками яких були *лабіринтодонти* (перехідні форми між кистеперими рибами і земноводними), а також *батрахозаври* (жабоящури).

Девонський період також знаменитий інтенсивним *грунтоутворенням* і завоюванням суходолу рослинністю. В ранньому та середньому девоні панували *рініофіти*, які вимерли на початку пізнього девону, а в середньому девоні інтенсивно почали розвиватися *папоротеподібні й членистостеблові*. В пізньому девоні з'явилися перші *насінневі папороті* та *справжні папороті*.

У девоні виникають перші чагарники та ліси, складені переважно з папоротеподібних. Деякі з дерев мали висоту 12 м і в діаметрі досягали 1 м. Поряд з ними існували хвощі та плауни.

Бурхливий розквіт рослинного світу призводить до інтенсивного насичення вільним киснем атмосфери, вміст якого досягнув рівня концентрації як у сучасній атмосфері. Слід також зазначити, що рослинність була характерною для прибережних регіонів континентів, в той час як внутрішні області ще не мали рослинного покриву.

Кам'яновугільний період характеризувався найтипівішими рисами пізньопалеозойського періоду рослинного та тваринного світу.

У морському середовищі зникли (вимерли наприкінці девону) тентакуліти, безщелепні рибоподібні тварини та панцирні риби, різко знизилася кількість трилобітів, наутилоїдей і ривоскорпіонів. Разом з тим урізноманітнилися та стали численнішими форамініфери, замкові брахіоподи, чотирипроме-

неві корали, моховатки, голкошкірі, губки, особливо коралові, двостулкові молюски, гастроподи, хребетні, різноманітні рослини.

У карбоні значного розвитку набули форамініфери, які з'явилися ще в девоні.

Надзвичайно різноманітна в карбоні флора, яка здебільшого була представлена споровими деревоподібними, плавуноподібними, членистостеблевими папоротями та голонасінними. Справжніми лісовими гігантами були плавуноподібні, які досягали висоти 30-40 м.

Наприкінці раннього карбону з'явилися *кордаїти*, які були пращурами *хвойних*.

У морських та прісноводних басейнах кам'яновугільного періоду мешкали різноманітні зелені, харові та інші водорості, з решток яких утворювалися поклади сапропелітів.

Вже, починаючи з середнього карбону, на Землі спостерігається певна *рослинна зональність*. Відомий палеонтолог А.М.Криштофович чітко виділив на нашій планеті три *палеофітогеографічні області*, які відрізнялися перевагою тих чи інших рослин: північну (тунгуську), центральну (вестфальську) та південну (гондванську).

Північна область охоплювала північ Євразії і в ній переважали кордаїти (предки хвойних), росли папороті, хвощові чагарники, птеридосперміди.

Для *центральної області*, яка охоплювала більшу частину Північної Америки, Південної та Центральної Європи, Південної та Центральної Азії і характеризувалася тропічним та субтропічним кліматом, найбільшим розвитком користувалися деревоподібні папороті, а також тут росли лепідодендрони, сигілярії і каламіти.

У *південній області* росло чимало кордаїтів та хвощових кущів і чагарників, і вона за складом рослинності нагадувала північну область. Окрім того тут росли глосоптериди.

В карбонівий час на суходолі бурхливо розселялися *скорпіони*, *паукоподібні*, *тарганові й крилаті комахи*. Серед останніх були також *гігантські бабки* з розмахом крил до 100 см.

Сприятливі умови призвели до широкого розвитку земноводних – трилобітоподібних, саламандроподібних, змієвидних.

У середині карбону з'явилися *перші плазуни* – котилозаври, від яких пізніше відокремилися пелікозаври – примітивні звіроподібні.

Пізніше плазуни розділилися на дві групи: *звіроподібні*, які в тріасовому періоді породили ссавців, та *діансиди*, котрі стали пращурами птахів.

Пермський період у розвитку палеозойської біоти є завершальним і в деякій мірі фіксує своєрідні риси біологічного розвитку біосфери Землі та перебудову біологічного тренду.

Випродовж ранньопермської епохи органічний світ загалом був успадкованим від карбонового періоду, але згодом виразно проявилися зміни структури палеоекосистеми, що було пов'язане зі зміною палеогеографічних умов.

У морському середовищі, порівняно з карбоном, відчутно зменшилася кількість голкошкірих, табулят та рогаз, але вони разом з моховатками ще залишалися основними рифоутворюючими тваринами. Повністю в кінці пермі вимерли трилобіти, представники ракоскорпіонів, а також остракоди та листоногі раки. Зате з'явилися нові ряди *вищих раків* – десятиногі, кумові, тонкопанцирні. Численними стали головоногі молюски.

Випродовж пермі також вимерли палеозойські замкові брахіоподи, які належали до продуктид і спіриферид, але зростає роль *пелецитод* і *гастропод*, які населяли як морські, так і солонуваті та прісні акваторії.

Суттєво змінився склад водних хребетних. На початку пермі вимирають акантоди (колючозубі щелепні риби), а також кистепері риби та їх хрящово-кісткові, променеві й дводишні родичі. З'являються *акулоподібні риби*, а також своєрідні *змієподібні риби*, а також кісткові *променевопері риби*.

У прісноводному середовищі розповсюджуються *мезозаври* – хижі плазуни довжиною до 1 м, які плавали, пірнали, але також виходили на сушу.

У пермі істотно змінився склад наземних хребетних. У першій половині періоду переважали земноводні з групи лабіринтодонтів і жабоящерів, але в другій половині вони майже повністю вимерли і перевага перейшла до *рептилій*. Це були здебільшого рослиноїдні численні *парейазаври*, тритоподібні форми (*синапсиди*, *дейноцефали*, *дицинодонти*, *теріодонти*, *аномодонти*, *пелікозаври*), а також *лепідозаври* – ящіркоподібні хижаки.

Наприкінці пермі майже всюди панувала так звана “*північнодвінська фауна*” *стегоцефалів*, яку представляли батрахозаври (жабоящури), котилозаври (напівводяні рослиноїдні великі парейазаври) і рослиноїдні терапсиди.

На суходолі з’явилися нові комахи: *сітчастокрилі*, *шкірястокрилі*, *коникові*, *твердокрилі*.

Рослинний покрив суходолу зазнав суттєвих змін як у просторі, так і в часі. У ранньопермську епоху рослинність була подібна з кам’яновугільною, але мала більш чітко виражену зональність. Аридизація клімату у другій половині пермі суттєво вплинула на вологолюбиву рослинність. Зникли плауноподібні, членистостеблові та папороті. З’явилися *цикадові*, більш широкого розвитку набули голонасінні, серед них хвойні, розповсюдилися *гонконгові*.

Завершуючи розгляд біотичного тренду пермі слід зазначити, що саме в цей період *назавжди вимерли* трилобіти, ракоскорпіони, ругози, бластоїдеї, древні морські їжаки, хіоліти, фузулініди, бактриди, наутилоїдеї з прямою черепашкою, амоноїдеї, палеозойські замкові брахіоподи. Зі складу *комплексу риб* *зникли* – акантоди, рипідистії, значна кількість кистеперих, дводишних, променевириб, а також мезозаври.

З наземних ландшафтів *назавжди зникли*: стегозаври, пелікозаври, дейноцефали.

З рослин були *вилучені*: гігантські плаунові, давні папоротеподібні, каламітові та клинолистяні, багато представників насінних папоротей.

Впродовж пізнього палеозою істотно збільшилася біомаса живої речовини, котра опанувала всі терени і акваторії плане-

ти. Широкого розвитку набула рослинність, на суходолі появилися хребетні. В морському середовищі запанували амонідеї, чотирипроменеві корали, моховатки, великі форамініфери (фузулініди), замкові брахіоподи.

4.4. Історико-геологічні події в палеозої на теренах України

На початку палеозойської ери, тобто близько 570 млн. років назад, більшість території України була суходолом. Виняток складала її західна частина, яка входила до складу Дністровського перикратону і сьогоdnішнього Передкарпаття, в межах якої в *кембрійський період* існував епіконтинентальний мілководний морський басейн, у якому відбувалося накопичення теригенних відкладів, серед яких переважали алевроліти, аргіліти з прошарками пісковиків і конглометарів. Він являв собою своєрідну шельфову країну великої морської акваторії, яка через Білорусь, Прибалтику, Скандинавію простягалася до східних районів Північної Америки. Основними поселенцями цього мілководного моря були синьо-зелені та зелені водорості, акритархії, різноманітні кишкочорожнинні, коралові поліпи, а також трилобіти.

В *ордовицький період* західна та південно-західна частини території України знаходилися під водами моря, в прибережній частині якого відбувалося накопичення дрібнозернистих пісковиків з прошарками конгломератів, а в більш глибоководних – вапняків. Берегова лінія проходили приблизно по лінії Рівне – Хмельницький – Одеса. В межах цього морського басейну виділялися три різних за характером осадконакопичення палеогеографічних райони: Західно-Поліський, Галицько-Молдовський та Галицький.

Західно-Поліський, або як його ще називають Ковельський, палеогеографічний район входив до складу Палеобалтійського епіконтинентального басейну, який на півдні та сході межував з Фено-Сарматським материком. У межах території України знаходилася шельфова мілководна частина цього ба-

сейну, де процвітав розвиток криноїдей, цистоїдей, наугилоїдей, брахіопод, остракод та інших типових представників ордовицької біоти.

Галицький палеогеографічний район охоплював територію Прикарпаття та Придобруджжя, які на той час входили до Середньоєвропейської провінції Палеотетису. В ордовицький час це був досить глибоководний морський басейн міогеосинклінального типу, в якому відбувалося накопичення потужних товщ глинистих і карбонатних відкладів.

Галицько-Молдовський палеогеографічний район займав територію західного та південно-західного схилів Українського щита та сусіднього Львівського прогину. Починаючи з середини кембрію та на початку ордовику він являв собою частину так званого Фено-Сарматського материка, основною складовою якого був Український щит. З середини ордовицького часу ця територія тричі зазнавала трансресії моря з боку Прикарпаття, що призвело до накопичення теригенних відкладів, які сьогодні складають низи розрізів півдня Волино-Подільської плити.

Силурійський період успадкував на території України ордовицькі басейни осадконакопичення. В ранньому силурі більша частина Волино-Подільської плити являла собою так званий Подільсько-Буковинський суходіл, який був окраїною Фено-Сарматського материка. Проте, вже у другій половині силуру територія суходолу по зонах Дністровського та Жмеринського розломів зазнала опускання і опинилася під водами епіконтинентального моря, що наступило з боку розташованого південніше України океану Палеотетис. У басейні, який населяли трилобіти, корали, різноманітні молюски (головонігі, черевонігі, двостулкові), брахіоподи, розмаїті водорості, відбувалося інтенсивне накопичення вапнистого та вапнисто-теригенного мулу і глин.

З другої половини пізнього силуру морська трансресія розширилася до районів Південної Прибалтики і під її водами опинилася вся Волино-Подільська плита. Теплий і вологий клімат сприяв не тільки інтенсивному розвитку морської фа-

уни, серед якої переважали бентосні організми, характерними представниками яких були водорості, корали, трилобіти, головоногі, черевоногі та двостулкові молюски, остроколи тощо, але й формуванню товщ водоростево-коралових вапняків, доломітів, детритових відкладів з прошарками бентонітових глин, які належать до продуктів підводного вивітрювання вулканічного попелу. На суходолі, який нагадував рівнину з численними долинами рік, річок та балок, відбувалося накопичення алювіальних і, підпорядковано, еолових відкладів і вигляді пісків, гравію та лесів.

Девонський період характеризується насиченістю історико-геологічних подій в межах території України. В її західній частині на початку девону існувало відкрите тепле море, проте уже 395 – 400 млн. років тому море почало міліти і поступово відступати на південний захід. Одночасно відбувалася аридизація клімату, що сприяло формуванню на суходолі червонобарвних теригенних відкладів (пісковиків, алевролітів, аргілітів), а у лагунноподібних басейнах, які виникли в результаті регресії моря, і в його прибережній частині накопичувалися карбонатні осадки. Під кінець раннього девону більша частина західних просторів території України нагадувала низинну акумулятивну рівнину з численними річковими долинами на озерами. Сухий жаркий клімат сприяв формуванню червонобарвних теригенних товщ з рештками панцирних риб, водоростей на наземних рослин. Виходи утворень даного вікового періоду на сьогодні відслонюються по берегах р. Дністер і особливо представницькими вони є в районі м. Заліщики Тернопільської області.

На початку середньодевонської епохи структурно-тектонічна перебудова Східно-Європейської платформи суттєво змінила палеогеографічний вигляд території України. На заході (Львівський та Переддобруджинський прогини) і на сході (Дніпровсько-Донецька западина) виникли великі депресії з континентальними, лагунними та нормальноморськими умовами осадконакопичення. Мала місце і вулканічна діяльність. Кліматичний режим був мінливими від теплого і

волого до аридного. Останній переважав у межах східної частини України, підтвердженням чого є товщі червонобарвних пісковиків, а також ангідритів, гіпсів і доломітів. У західних районах переважав гумідний клімат. Тобто, в девоні на теренах України вже існувала своєрідна кліматична зональність – східні її області знаходилися в зоні посушливого жаркого клімату, а на заході переважав теплий та вологий. Межа між цими своєрідними кліматичними зонами простягалася з південно сходу на північний захід і проходила по території Українського щита, який на той час являв собою суходіл.

У пізньодевонську епоху на сході України відбувалися значні тектонічні та вулканічні процеси, які були початком формування на місці Дніпровсько-Донецької западини та прилегло до неї з півдня Донбасу своєрідної рифтоподібної структури, в межах якої відбувалося накопичення потужних товщ теригенних, карбонатних, галогенних і вулканогенних відкладів. Такий строкатий за складом розріз формувався не тільки під впливом перемінної тектонічної активності, але й завдяки нестійкого з перевагою аридного клімату та перемінних умов осадконакопичення. Останні в Дніпровсько-Донецькому регіоні впродовж пізнього девону змінювалися від суттєво морських через лагунні і дельтові до суттєво континентальних.

Львівський та Переддобруджинський прогини в цей час характеризувалися відносно спокійним тектонічним режимом і відсутністю проявлення вулканізму. Тут панував теплий морський клімат, що сприяв накопиченню в морських басейнах карбонатних порід, серед яких переважали вапнисті мули.

Наприкінці девонського періоду територія України в цілому зазнала підняття, що спричинило регресію епіконтинентальних морських басейнів.

Кам'яновугільний період розпочався в межах Дніпровсько-Донецької западини та прилеглих районів з морської трансгресії, яка найактивніше проявилася на півдні регіону. Північно-західна його частина в цей час нагадувала акумулятивну низовину, де накопичувалися континентальні, в тому

числі і вугленосні, відклади. Подібна акумулятивна низовина існувала на початку карбону і на території Львівсько-Волинського вугільного басейну, проте дуже швидко вона була заповнена водами мілководного моря, яке впродовж наступних епох періодично відступало і наступало знову, а в проміжку між трансгресіями та регресіями виникали лагунно-озерно-болотні умови осадконакопичення, що сприяло формуванню покладів вугілля. Аналогічна періодична зміна палеографічних обстановок впродовж карбону мала місце і в Дніпровсько-Донецькому регіоні (включаючи Донбас). Вологий теплий клімат, наявність численних лагун, озер і боліт з пишною рослинністю, яка час від часу заливалася водами моря і відмирала, а з новою трансгресією появлялася знову, створювали сприятливі умови для утворення значної кількості рослинної біомаси, згодом перетвореної на поклади вугілля. Серед кам'яновугільної флори та території України переважали палеофітоценози папоротей, клинолистів, субсигілярії, птеридосперми та хвойні.

У середині карбону морський басейн, який займав територію Львівсько-Волинської западини, почав скорочуватися і згодом перестав існувати. У межах Дніпровсько-Донецького регіону скорочення акумулятивного басейну розпочалося близько 305 млн. р. тому і під кінець карбону ця територія нагадувала рівнину з численними водостоками, між якими знаходилися платоподібні підвищення.

Територія Українського щита впродовж кам'яновугільного періоду продовжувала знаходитися в піднятому над водами карбонового моря стані. В її межах відбувалося інтенсивне вивітрювання порід і панували процеси денудації.

Пермський період, який в межах земної кулі характеризується завершенням герцинського тектоногенезу, на території України проявився становленням в цілому геократичного режиму її палеогеографічного розвитку.

На початку пермі в Дніпровсько-Донецькому регіоні переважали континентальні умови, які періодично супроводжувалися короткотривалими морськими регресіями. Результа-

том останніх були часті зміни континентальних озерно-алювіальних фацій мілководними морськими та перехідними лагунними і дельтовими. Це зумовило перемінне накопичення червонобарвних вапнистих відкладів піщано-глинистими з підпорядкованим розвитком сульфатно-магнієвих осадків. Аридний клімат сприяв перетворенню водних басейнів у соледоводну акваторію, а згодом на її місці виникла континентальноокумулятивна низовина, яка характеризувалася різноманіттям палеофітоценозів рослинних угруповань, серед яких переважали каламітово-папоротеві. Аллювіально-озерні рівнини покривали представники голонасінних та членистостеблевих рослинних угруповань.

У західній частині України геологічні події змістилися в сторону Карпатського регіону, де впродовж пермського періоду панував орогенний режим і відбувалося формування соленосних моласових відкладів. Подібними тектонічними умовами в цей час характеризувалася і територія Скіфської платформи та Добруджа, на якій утримувався геосинклінальний режим. У цій частині України в пермський час переважали висхідні тектонічні рухи, що сприяло регресії морських басейнів і збільшенню площі суходолу з типовими для гірських областей формами рельєфу.

Клімат пермського періоду змінювався в просторі і часі від теплового гумідного до виразно аридного. Останній був більш характерний для східних районів України, що підтверджується значними покладами кам'яної солі на півночі Донбасу, а також у пермських відкладах Дніпровсько-Донецької западини. На заході, в південній та центральній частинах України переважав теплий і вологий клімат.

Запитання для самоконтролю

1. *Охарактеризуйте геохронологію палеозойської ери.*
2. *Розкрийте загальні історико-тектонічні особливості раннього палеозою.*
3. *Розкрийте загальні історико-тектонічні особливості пізнього палеозою.*

4. Назвіть основних представників тваринного і рослинного світу для кожного з періодів палеозойської ери.
5. Охарактеризуйте кліматичні зміни на Землі впродовж палеозою.
6. Розкрийте загальні історико-геологічні події в палеозої на теренах України.

Завдання для самостійної роботи

На контурній карті світу покажіть розташування материків на кінець каледонського і герцинського тектоногенезу, а також кліматичну зональність.