

553.7(0758)

1738

**І.С.Паранько**



**ОСНОВИ  
ІСТОРИЧНОЇ  
ГЕОЛОГІЇ**

551.7(075.8)

І.С.Паранько

П18

# ОСНОВИ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ

649739



Кривий Ріг  
Видавничий центр КТУ  
2008

ББК 26.3

УДК 551.7(075.8)

П-18

Рецензенти: доктор геолого-мінералогічних наук, професор *А.О.Сіворонів*;  
доктор геологічних наук, професор *О.В.Орліньська*

### **Паранько І.С.**

П-18 Основи історичної геології. Навчальний посібник. -  
Кривий Ріг: Видавничий центр КТУ, 2008. – 149 с.

ISBN

Подано відомості про принципи та методи історичної геології, розкрито будову і склад стратисфери, як основного об'єкта вивчення історичної геології, наведено відомості про геохронологічні підрозділи, охарактеризовано історико-тектонічні особливості й біотичний тренд докембрію, палеозою, мезозою і кайнозою в планетарному масштабі та території України зокрема.

Для студентів геологічних, географічних і екологічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

ББК 26.3

Рекомендовано міністерством освіти і науки України як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів.

Гриф надано 04.04.2008 р. (№ 14/18-Г-805) заступником міністра міністерства освіти і науки України В.Г.Шинкаруком.

ISBN 978-966-78-30-11-5

© Паранько І.С., 2008

© Видавничий центр КТУ, 2008

## ВСТУП

Однією з головних задач геології, як науки, є пізнання законів розвитку Землі загалом і земної кори зокрема як у фундаментальному, так і прикладному відношенні. Через знання природних законів і закономірностей перебігу геологічних процесів, які є рушійною силою діалектичного розвитку нашої планети, ми можемо прогнозувати її подальший геологічний розвиток, а встановлення історико-геологічних критеріїв утворення корисних копалин дозволяє обґрунтовано підходити до оцінки перспектив їх пошуків у межах різних за геологічною будовою регіонах. Ці питання є прерогативою вивчення історичної геології, як самостійного напрямку в структурі геологічної науки.

**Мета** «Основи історичної геології», як самостійної дисципліни фахового спрямування, полягає в пізнанні студентами законів та закономірностей розвитку Землі загалом та її основних геоструктурних елементів зокрема через всебічне вивчення загальних особливостей геолого-історичних, історико-тектонічних і біотичних трендів впродовж усіх геологічних періодів розвитку планети.

**Задачі** курсу передбачають:

- вивчення методів історичної геології;
- знайомство з сучасними уявленнями про будову земної кори та методами її вивчення;
- вивчення загальних особливостей становлення основних геоструктурних елементів Землі на кожному етапі розвитку планети, включаючи відомості про розвиток біосфери, клімату, палеогеографічних обстановок;
- оволодіння методами геолого-історичних та історико-тектонічних досліджень, шляхом побудов схематичних палеогеографічних, палеотектонічних, палеокліматичних, па-



леофаціальних карт;

- знайомство з методами застосування результатів геоісторичних досліджень при прогнозуванні та пошуках родовищ корисних копалин;

- вміння застосовувати знання з курсу при вирішенні сьогоденних проблем, пов'язаних з екологією геологічного середовища.

В основу посібника покладено сучасні досягнення в області історії розвитку літосфери, атмосфери, гідросфери і біосфери, викладені в цілій низці підручників і навчальних посібників, укладених М.І. Будико, Є.В. Владимирською, Г.В. Войткевичем, Г.П. Леоновим, О.С. Моніним, С.А. Морозом, Г.І. Немковим та іншими.

При аналізі планетарних історико-геологічних подій окремо акцентується увага на історії геологічного розвитку території України, яка базується на сучасних уявленнях про ранню історію Землі, глибинну будову земної кори, тектоніку, стратиграфічний поділ породних комплексів окремих геоструктурних елементів України, четвертинну геологію, палеогеографію кожного з геологічних періодів, кліматичні зміни впродовж геологічної історії, які викладені в монографічних працях і численних публікаціях М.І. Будика, Г.В. Войткевича, Л.С. Галецького, В.П. Кирилюка, С.С. Круглова, Є.М. Лазька, Є.Є. Мілановського, Т.П. Міхницької, С.А. Мороза, О.С. Моніна, В.А. Рябенка, М.П. Семененка, В.Б. Соллогуба, Н.В. Флорової, Б.Я. Хоревої, А.В. Чекунова та автора.

## 1. ПРИНЦИПИ І МЕТОДИ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ

В основі методів історичної геології лежать *принцип діалектичного матеріалізму* і *принцип актуалізму*, які допомагають правильно зрозуміти сьгоднішні процеси та явища, трансформувати їх щодо геологічного минулого, робити певні висновки та узагальнення. Суть цих принципів полягає в безперервному діалектичному розвитку Землі, формуванні структури земної кори, природи, еволюції органічного світу тощо.

Основною метою історичної геології є *реконструкція геологічного минулого* не тільки у відношенні розвитку Землі загалом, але й при вивченні конкретних геологічних об'єктів земної кори, що вимагає встановлення вікових, палеотектонічних, палеофаціальних, палеокліматичних, палеогеографічних умов осадконакопичення, мінерало- та породоутворення тощо. В зв'язку з цим, основними методами, якими керується історична геологія, є: *стратиграфічний, палеонтологічний, фаціальний, формаційний, палеогеографічний, палеокліматичний*. Застосування їх при вивченні історії розвитку певної ділянки земної кори дозволяє встановити вік порід, їхню фаціальну приналежність, тектонічний режим та реконструювати палеогеографічну обстановку.

Говорячи про вік порід, завжди акцентують – це відносний вік чи абсолютний. Відповідно, є і певні методи визначення *відносного* та *абсолютного* віку порід.

Методи визначення відносного віку порід включають: стратиграфічний, мінералого-петрографічний, структурно-тектонічний, геофізичні методи, палеонтологічний або, як його ще називають, біостратиграфічний, та метод визначення відносного віку магматичних порід.

*Стратиграфічний метод* полягає у визначенні відносно-



го віку порід залежно від послідовності нашарування і базується на законі Стена – верстви, що лежать знизу, завжди будуть древнішими від тих, які їх перекривають. Він надійний і легкодоступний при горизонтальному або моноклінальному заляганні порід, проте в областях зі складною тектонічною будовою, де мають місце насуви, перевернене залягання порід, в першу чергу необхідно встановити де подошва верстви, а де її покрівля, що вимагає залучення інших методів.

**Мінералого-петрографічний метод** базується на вивченні петрографічних особливостей порід. Якщо розрізи складені однаковими за мінеральним складом, структурою, текстурою породами та характеризуються однаковою послідовністю їх залягання, то можна вважати, що ці розрізи одновікові. Він дає об'єктивні результати при зіставленні близько розташованих розрізів, або при вивченні відносного віку магматичних і метаморфічних порід. У випадку зіставлення значно відокремлених розрізів, де можуть спостерігатися фаціальні зміщення, або зустрічатися однакові породи різного віку, він вимагає підтвердження іншими методами.

**Структурно-тектонічний метод** базується на уявленнях про те, що тектонічні рухи відбуваються на значних за розмірами ділянках одночасно. Товщі порід діляться на пачки, відокремлені кутовими неузгодженнями. В різних розрізах можуть бути пачки обмежені одновіковими неузгодженнями. Проте, негативною його стороною є те, що коли тектонічні рухи охоплюють значні території, швидкість їхнього проявлення на різних ділянках різна, а це призводить до нерівномірності у віковому відношенні осадконакопичення. На одних ділянках процес седиментогенезу може проявитися раніше, на інших – пізніше.

**Геофізичні методи** базуються на встановленні відмінностей певних фізичних властивостей порід (щільності, електропровідності, радіоактивності, залишкової намагніченості тощо) притаманних породам різного віку. Найбільш широко застосовуються методи електрокаротажу та гама-каротажу. Перший базується на визначенні питомого опору порід, а

другий – природної радіоактивності. Заміри проводяться в сквердловинах. У результаті отримують каротажні діаграми, на яких виявляють однорідні в фізичному відношенні пачки порід, котрі вважаються одновіковими.

**Палеонтологічні методи** ґрунтуються на вивченні скам'янілих решток організмів у гірських породах. Вони поділяються на: метод керівних форм, аналіз комплексу форм, мікропалеонтологічний, споро-пилковий, відсотково-статистичний.

**Метод відносного віку магматичних порід** базується на вивченні характеру взаємовідношення магматичних порід з вміщуючими породами, а також співвідношення різних за складом магматичних комплексів порід. При цьому особлива увага приділяється дослідженню характеру контактів магматитів з вміщуючими товщами (січні, згідні тощо). При наявності січних контактів магматичних порід з вміщуючими вважають, що перші молодші за другі, якщо контакти згідні можна припускати, що це одновікові утворення. Наявність поступових переходів між різними за складом і структурно-текстурними особливостями комплексами магматичних порід свідчить про те, що сформувалися вони в результаті диференціації магми єдиного магматичного джерела, і такі комплекси слід вважати одновіковими. У випадку, коли контакти між магматичними породами, навіть близького мінерального складу, січні, відповідно, це різновікові породи, а ті, що січуть, будуть молодшими по відношенні до тих, які січуться.

**Методи абсолютної геохронології** (в одиницях часу) базуються на визначенні швидкості проходження радіоактивного розпаду елементів.

Відомо, що радіоактивні ізотопи в незначних кількостях входять до складу будови кристалічної решітки багатьох мінералів. З моменту утворення мінералу в ньому починають накопичуватися продукти самовільного розпаду ізотопів. Процес розпаду проходить з постійною швидкістю. При цьому утворюються нові ізотопи. Наприклад,  $U^{238}$  при розпаді утворює  $Pb^{206} + 8He$ ; радіоактивний ізотоп  $K^{40}$ , розпадаючись, призво-



дить до накопичення в мінералі радіоактивного ізотопу  $\text{Ag}^{40}$ ; рубідій  $87$  ( $\text{Rb}^{87}$ ) при саморозпаді перетворюється на стронцій  $87$  ( $\text{Sr}^{87}$ ) тощо. Знаючи період саморозпаду тих чи інших ізотопів завжди можна вчислити час утворення певного мінералу. Наприклад, період напіврозпаду самарію-187 складає 106 млн. років, а ізотопу вуглецю  $\text{C}^{14}$  – лише 5568 років.

Розрізняють калій-аргоновий, рубідій-стронцієвий, уранторій-свинцевий, реній-осмієвий, ксенон-урановий, самарій-неодимовий, радіо-вуглецевий та інші методи. Останній широко застосовується при визначенні віку органічних решток, особливо для встановлення віку захоронення рослин.

**Фаціальний метод** базується на принципі актуалізму. Відомо, що всі породи утворюються в певних фізико-географічних (осадові) або фізико-хімічних (магматичні, метаморфічні) обстановках. Ці умови, які сприяють формуванню певних порід, називаються **фаціями**. Знаючи, за результатами сучасного вивчення пороодоутворення, умови формування тих чи інших петрогенетичних груп порід, можна (враховуючи принцип актуалізму) реконструювати умови накопичення древніх товщ, так як вони закарбовані в палеонтологічних, літологічних, петрографічних, петрохімічних особливостях порід.

Палеонтологічні особливості, виражені через різноманіття видового та родового складу, свідчать про формування породи в умовах неглибокого, відносно теплого, з нормальною солоністю та нормальним газовим режимом басейну. Дрібна фауна здебільшого характерна для басейнів з ненормальною солоністю, відсутність даної фауни – ознака сірководневого зараження басейну.

Під літологічними особливостями слід розуміти: колір породи, мінеральний, хімічний, гранулометричний склад, структуру, текстуру, неорганічні включення (стягнення, конкреції), форму тіла тощо.

В умовах морської *прибережної мілководної (літоральної) фації* формуються теригенні, органогенні та хемогенні осадки.

Теригенні осадки, які представлені пісками, галечником,

гравієм, де трусом, накопичуються до глибини 70-100 м. В цій зоні також багато кисню, сонячного світла, що сприяє розвитку органіки і, відповідно, утворенню не тільки теригенних, але й біогенних і хемогенних осадків. Піски цієї фації характеризуються доброю відсортованістю та перехресною верствуватістю. Вони зазвичай мономінеральні з включеннями масивних товстостінних мушель.

Глини утворюються в умовах мілководдя, де відсутні сильні течії. Це заплави, бухти, області розвитку мангрових заростей. У випадку відокремлення бухт або заплав від моря вони опріснюються або засолонюються, виникають застійні без кисню води, що спричиняє розвиток сіркобактерій. В такому випадку організми відсутні, а в осадках зустрічається багато піриту і органічної речовини, яка не розкладається. Такі умови сприятливі для формування вуглистих і бітумінозних глин, які пізніше можуть перетворюватися на горючі сланці.

Органогенні відклади представлені карбонатними породами (крейда та різноманітні вапняки). До найбільш глибоководних належать водоростеві, моховаткові, кріноїдеєві вапняки. Форамініферові вапняки утворюються на глибині близько 50 м, коралові, губкові – 20-40 м. Крейда, яка складається з залишків коколітофорид, накопичується на глибинах 100-200, 300 м.

Хемогенні відклади здебільшого представлені колоїдно-хімічними утвореннями, які осаджуються в мулистих осадках у вигляді оолітів, горошин та інших подібних форм. За складом це карбонатні, залізисті, фосфатні, глауконітові та інші утворення.

Карбонатні осадки накопичуються тільки в теплих морях, де карбонати легко випадають в осадок при зміні температури або кількості вуглекислоти.

Залізисті осадки утворюються внаслідок попадання в басейн осадконакопичення у вигляді окисних та колоїдних розчинів з органічними кислотами та у вигляді бікарбонатів. При зміні температури, солоності або в результаті життєдіяльності



бактерій та водоростей всі сполуки заліза легко випадають в осадок, який накопичується недалеко від берега. Відклади можуть збагачуватися залізом також внаслідок підводних вулканічних вивержень на дні морів і океанів.

Глауконіт утворюється в морі тільки на глибинах 200-300 м у піщано-глинистих осадах, рідко у вапняковистих.

Фосфатні осади формуються на глибинах від 30 до 300 м, вони хімічного походження і утворюються при розкладанні трупів живих організмів. Сполуки фосфору приносяться до берегів висхідними течіями.

У межах *помірно-глибоководних фацій* (глибини від 70-100 до 200-300 м), де спостерігається слабкий рух придонних вод, теригенні відклади практично відсутні. Це також зона зі значно біднішим, у порівнянні з літоральною, життям. Придонна фауна тут представлена моховатками, морськими їжаками, кременистими губками, пеліциподами, гастроподами та поодинокими коралами. Скелети в цих організмів тонкі й крихкі, в зв'язку з чим і органогенні осади тут складені рештками планктонних організмів та голок кременистих губок, характерні також діатомові (діатомеї) та кременисті мули. Мушлі форамініфер та птеропод слугують матеріалом для утворення карбонатного мулу.

Відклади колоїдно-хімічного походження представлені в межах цієї фаціальної зони пластовими фосфоритами (до 300 м), а також карбонатними та кременистими породами.

*Глибоководні фації* – це батіальна зона моря в межах глибин від 200-300 до 3000 м. Рух води тут дуже слабкий, життя також бідне. Бентосні форми (крихкі скелети) у викопному стані практично не зустрічаються. Зазвичай осади в цій фаціальній зоні характеризуються наявністю решток планктонних форамініфер та плаваючих тварин.

Глибоководні фації здебільшого представлені глинистими та органогенними мулами. Серед останніх найчастіше зустрічаються глобегерінові та діатомові.

*Фації абісальних зон* (глибоководних западин) репрезентовані здебільшого хомогенними осадами, які формуються з



колоїдів. Тут найбільш поширена так звана “червона” глина, глобегеріновий, радіолярієвий, діатомовий мули тощо.

На дні жолобів та глибоководних улоговин часті вулканогенні осадки з характерними мигдалевими текстурами та кулястою окремістю. Для них характерні також і яшми.

*Континентальні фації* включають фації рік, озер, боліт, льодовиків, різних кліматичних зон. Характерною їх особливістю є строкатий склад і часті фаціальні зміни як у вертикальному, так і латеральному напрямках, що в значній мірі залежить від клімату та рельєфу.

В областях з гумідним (вологим) кліматом широко поширені алювіальні, елювіальні, делювіальні, озерно-болотні відклади. В зоні помірного клімату вони складені уламковим матеріалом, тропічній та субтропічній – продуктами хімічного вивітрювання, які утворюють потужну кору вивітрювання, з якою пов’язані родовища бокситів, каолінів, марганцевих руд, а з озерно-болотними – заліза, вугілля.

Аридний клімат (жаркий і сухий) сприяє формуванню еолових і пролювіальних відкладів, а також солей, гіпсів, ангідритів. Уламкові відклади характеризуються строкатим і червоним забарвленням.

Для областей передгірських рівнин та міжгірських улоговин характерні алювіальні, пролювіальні, водно-льодовикові грубоуламкові відклади.

В областях з холодним полярним кліматом формуються моренні, флювіогляціальні, озерно-льодовикові теригенні відклади, представлені зазвичай різнозернистими пісками, глинами, супісками.

*Лагунні фації* поділяються на фації опріснених лагун і фації засолених лагун.

Опріснені лагуни поширені в гумідних кліматичних зонах. Для них характерне накопичення черепашикових, моховаткових, водоростевих вапняків, утворення торф’яників, а серед хемогенних відкладів широко розвинені карбонатні породи.

Засолені лагуни – прерогатива аридних кліматичних зон. Вони характеризуються активним хемогенним породоутво-

ренням. Типовими утвореннями таких фацій є гіпси, ангідрити, солі, соленосні глини, мергелі.

Лагунні відклади тісно пов'язані з морськими та континентальними. Переходи можуть бути поступовими. Діагностичними ознаками лагунних фацій є: значна кількість евригалічних та евримерних форм живих організмів, а також річкові мушлі.

До перехідних фацій належать також *відклади дельт*, які репрезентовані добре відсортованим та обкатаним уламковим матеріалом. Для них характерна також чітко виражена верстуватість, від правильної паралельної до косої, з незначною кількістю решток фауни.

**Палеотектонічні методи** застосовуються з метою реконструкції тектонічних обстановок минулого (тектонічних режимів, характеру і інтенсивності проявлення тектонічних рухів тощо). Повільні коливні рухи призводять до перерозподілу морських басейнів і ділянок суходолу, що є причиною зміни фацій і потужностей відкладів як у вертикальному, так і латеральному напрямках. Вони також спричиняють виникнення стратиграфічних неузгоджень і стратиграфічних перерв. Вивчення історії повільних коливних рухів починається з вивчення розрізів. При цьому виявляються та вивчаються стратиграфічні перерви, проводиться фаціальний аналіз відкладів, встановлюються фації та потужності. Наявність стратиграфічних перерв дозволяє визначити час і тривалість етапів осадконагромадження та розмивів. Відсутність певних стратиграфічних підрозділів у розрізах свідчить про перерви в осадконакопиченні. Вивчення фацій дозволяє виявити етапи опускання та підняття територій (трансгресії і регресії).

Сам характер коливних рухів можна виразити палеогеографічною кривою. Це своєрідний графік, на якому по горизонталі відкладаються відрізки, що відповідають певним етапам, а по вертикалі – відклади фацій, якими складені розрізи цих етапів.

Фаціальні дослідження завжди супроводжуються аналі-



зом потужностей. Тобто, при реконструкції історії повільних вікових коливних рухів застосовується два методи: метод потужностей та метод фацій. Суть *методу потужностей* полягає в тому, що чим більша потужність відкладів, тим більша величина прогинання. Можна побудувати карту різних потужностей одновікових відкладів (*карту ізопакіт*), а також виявити області активного та пасивного опускання. Карти ізопакіт можна супроводжувати *палеотектонічними профілями*, на яких показують склад і потужність відкладів певних стратиграфічних підрозділів. Такі карти несуть інформацію стосовно просторового розташування басейнів осадконакопичення та областей денудації, зміни їх в часі тощо.

Зміну рівня поверхні осадконакопичення можна встановити через аналіз фацій. Наприклад, якщо на початку етапу та в кінці нагромаджувались однакові відклади, можна зробити висновок, що глибина басейну осадконакопичення не змінювалася, тобто нагромадження осадків компенсувало прогинання.

Дислокаційні рухи спричиняють зміну первинного залягання порід і сприяють виникненню кутових неузгоджень, у зв'язку з цим для встановлення часу та характеру коливальних рухів вивчають усі тектонічні порушення і кутові неузгодження. Аналіз розрізів дає можливість встановити коли відбувалася складчастість, а кутові неузгодження є свідченнями зміни тектонічного режиму.

*Палеогеографічні методи* включають реконструкцію кліматичних обстановок і рельєфу минулих геологічних часів. Результатом є палеогеографічні карти, які будуються на певний час, тобто у відповідності до певних вікових реперів. Вони відображають ділянки суходолу, басейни осадконакопичення, райони денудації, напрямок руху палеопотоків тощо. Також палеогеографічні карти можуть слугувати основою при прогнозуванні й виявленні покладів вугілля, солі, гіпсу, ангідриту, а також розсипних родовищ корисних копалин.



### **Запитання для самоконтролю**

1. Охарактеризуйте основні принципи історичної геології.
2. Які методи лежать в основі історико-геологічних досліджень ?
3. Дайте характеристику методам визначення віку порід.
4. Охарактеризуйте значення фаціальних методів для історико-геологічних досліджень.
5. Розкрийте значення мінералого-петрографічних методів при історико-геологічних дослідженнях.
6. Охарактеризуйте палеотектонічні методи.

### **Завдання для самостійної роботи**

Використовуючи знання, набуті при вивченні курсів «Загальна геологія», «Палеонтологія», «Стратиграфія», необхідно створити хроностратиграфічну шкалу з зазначенням керівних форм організмів для кожного хроностратиграфічного підрозділу.

## 2. СТРАТИСФЕРА – ОСНОВНИЙ ОБ’ЄКТ ГЕОЛОГОІСТОРИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Об’єктом геологічних досліджень є верхня частина земної кори, яка підлягає вивченню всіма відомими геологічними методами. За максимальну глибину проникнення людини в земну кору можна вважати відмітку 12,5 км, якої досягла єдина у світі надглибока свердловина, пробурена на Кольському півострові. Всі уявлення про будову та склад Землі і земної кори базуються лише на результатах геофізичних досліджень.

Верхньою межею земної кори є поверхня рельєфу континентів і дна океанів. Проте, питання нижньої межі залишається дискусійним. Здебільшого, за цю границю вважають поверхню Мохоровичича, проте, в більшості випадків, земну кору ототожнюють з літосферою – твердою оболонкою Землі. В такому випадку її нижня межа повинна б проводитися по верхній (зовнішній) поверхні астеносфери, яка знаходиться на глибині 100-120 км. Тільки при такій умові поняття “земна кора” буде відповідати твердій кристалічній оболонці Землі – літосфері.

В астеносфері речовина знаходиться в аморфному, склоподібному, частково розплавленому, стані. Саме астеносфера є тією пластичною “рідкою” основою, на якій “плаває” тверда земна кора. Одночасно астеносфера відіграє роль амортизатора по відношенню до руху мас, як в земній корі, так і в підastenосферній частині земної кулі. Донедавна вважалося, що астеносфера суцільно обволікає Землю. Сьогодні встановлений лінзоподібний характер поширення астеносферної речовини.

Згідно з сейсмічними даними земна кора складається з зовнішнього – “осадового” шару, нижче якого знаходиться



“гранітний”, “базальтовий” і “ультраосновний” сейсмічні шари. “Гранітний” і “базальтовий” шари розділяє сейсмічна поверхня Конрада, а “базальтовий” і “ультраосновний” – поверхня Мохоровічіча. “Осадовий” та “гранітні” шари називають *сіалічним шаром*, а “базальтовий” та “ультраосновний” – *симатичним*.

Припускається, що на ранніх етапах розвитку Землі (4,5 – 3,5 млрд. років тому) первинна кора нагадувала “базальтовий” та “ультраосновний” шари. Пізніше внаслідок руйнування первинної “базальтової” кори формувалася “осадовий”. Товщі первинних осадових порід внаслідок занурення на глибину зазнавали переплавлення і з цього розплаву утворювалися магматичні кислі породи “гранітного” шару. За такою схемою відбувалося формування сіалічної оболонки Землі.

На підтвердження такої моделі вказують наступні загально прийняті положення:

1. Утворення первинних сіалічного і симатичного шарів відбувалося в догеологічний етап розвитку Землі. Припускається, що вони сформувалися одночасно з іншими внутрішніми геосферами Землі на стадії первинної гравітаційно-ротаційної диференціації протопланетної речовини. Можливо вони виникли в результаті аналогічної диференціації в епоху розігріву (гравітаційного, радіоактивного) первинно твердої і холодної Землі. Проте відповідь та ці питання сьогодення геологія дати не може. Вони виходять за межі її компетенції і належать до області космогенних гіпотез, які розв'язувати слід космології.

2. На геологічному етапі розвитку Землі первинний сіалічний шар зазнав суттєвого переродження як завдяки ендегенним, так і екзогенним процесам. Останні сприяли зародженню осадового шару, в формуванні якого значна роль належала також і вулканічним явищам, що призвело до утворення осадково-вулканогенних товщ. В осадові, вулканогенно-осадові комплекси вкорінювалися магматичні розплави і утворювалися інтрузивні тіла. Так відбувалося нарощування земної кори і формування “гранітного” шару. Тут доречно



згадати і про метаморфічні перетворення порід до повного їх переплавлення.

3. Накопичення на поверхні кори осадово-вулканогенних утворень відбувалося нерівномірно. Потужні товщі осадових і вулканогенних відкладів формувалися в межах окремих ділянок земної кори, які зазнавали інтенсивного прогинання і, з часом, зміни положення. Так осадові та вулканогенні утворення, занурені на значні глибини, попадали в область високих температур і тисків, де підлягали метаморфізму та перетворенню в різноманітні метаморфічні породи. Таким чином відбувалося формування метаморфічної складової “гранітного” шару. Метаморфічні комплекси також були областю вкорінення магматичного матеріалу, що сприяло нарощуванню сіалічного шару. Припускається, що глибина занурення окремих блоків, складених первинно осадово-вулканогенними відкладами, сягала 20-25 км.

4. Зазначені процеси зумовлювали збільшення потужності земної кори загалом і її сіалічного шару зокрема. Одночасно з глибиною відбувалася і зміна середнього хімічного складу земної кори в сторону підвищення основності порід.

З зазначеного можна зробити висновок, що сіалічний шар складений комплексами супракрустальних, інтракрустальних, метаморфічних утворень і утворень первинної сіалічної кори.

До *супракрустальних утворень*, згідно з Г.В.Леоновим, відносяться комплекси осадових і вулканогенних утворень, які утворилися на поверхні кори.

*Інтракрустальні утворення* об'єднують комплекси інтрузивних порід, які сформувалися в середині земної кори. Комплекс *метаморфічних утворень* включає всі метаморфічні породи, які виникли в результаті переродження первинних супракрустальних та інтракрустальних порід в областях з високими тисками і температурами.

Стосовно утворень первинної сіалічної кори достеменні дані сьогодні відсутні і реально вивченню підлягають лише утворення супракрустального, інтракрустального і метаморфічного комплексів.

649739



Важливою особливістю супракрустальних утворень є їхня верстувата структура, яка закарбувала в собі послідовність подій геологічного минулого Землі. В зв'язку з тим вивчення цих порід має велике значення для історичної геології. Відомо, що послідовність залягання верств осадових і вулканогенно-осадових порід у вертикальному розрізі відповідає хронологічній послідовності їхнього утворення, що і є основою історико-геологічного вивчення земної кори. Це положення вперше було сформульоване датським вченим **М. Стеноном** (1669 р) і дістало назву – *закон Стенона*.

Інтракрустальні утворення при вивченні історії формування земної кори займають підпорядковане положення. Це пояснюється тим, що магматичні розплави поступали в земну кору під дією внутрішніх сил Землі. Форма інтрузивних тіл і порядок їхнього залягання зумовлені низкою причин, які не вкладаються в рамки будь-якого простого закону, через те встановлення певної закономірності в їх формуванні викликає значні труднощі й не може мати прямого застосування при відтворенні історико-геологічних подій. Це ж саме стосується і метаморфічних утворень, які втратили первинні сліди шаруватості та мінерального складу. Таким чином, історико-геологічному значенню інтракрустальних і метаморфічних утворень відводиться підпорядковане місце при реконструкції геологічних подій минулого.

Область застосування історико-геологічних методів досліджень обмежується в основному зовнішньою частиною земної кори, складеною верстуватими супракрустальними утвореннями. Ця частина кори і називається *стратисферою*. Її нижня межа проходить на глибині 15-20 км від земної поверхні.

Здебільшого, під стратисферою розуміють тільки шар неметаморфізованих осадових порід, тобто тільки осадовий шар. Проте слабкометаморфізовані утворення також несуть сліди верстуватості та первинні ознаки неметаморфічних аналогів і їх також слід включати до складу стратисфери. Проте, не потрібно вважати, що стратисфера виключно скла-



дена суперкрустальними породами. Це частина земної кори потужністю до 15-20 км, в складі якої супракрустальні породи переважають, але разом з ними тут присутні інтракрустальні та метаморфічні утворення, які на окремих ділянках стратисфери можуть в кількісному відношенні переважати суттєво осадові породи.

Стратисфера з глибиною змінюється *метаморфосферою*, тобто областю (зоною) поширення метаморфічних утворень.

Таким чином, з зазначеного можна зробити висновок, що сіалічний шар земної кори складається з стратисфери та метаморфосфери, яка підстеляє першу. Межа між ними проходить на глибині 15-20 км.

Область безпосередніх геологічних досліджень обмежується практично стратисферою. Уявлення про будову та склад більш глибоких горизонтів земних надр формуються шляхом екстраполяції отриманих при вивченні стратисфери даних і даних геофізичних досліджень.

Стратисфера – це документальний літопис Землі, в якому закарбовані послідовність і характер історичного минулого нашої планети.

Супракрустальні утворення стратисфери частково зберігають свій первинний склад і первинне залягання. Проте, здебільшого, вони деформовані, складчасті й метаморфізовані.

Незмінені й нескладчасті суперкрустальні утворення складають верхню частину стратисфери і називаються *покривними утвореннями*, або *утвореннями чохла*.

Супракрустальні утворення, які підстеляють чохол, зазвичай *складчасті* і слугують фундаментом для чохла.

Інтракрустальні (інтрузивні) породи у вигляді різноманітних січних та згідних тіл поширені на всіх рівнях стратисфери, як серед складчастих, так і серед покривних супракрустальних комплексів. З глибиною їхня роль у складі стратисфери зростає.

Стратисфера континентальних блоків земної кори складена здебільшого складчастими супракрустальними, місцями метаморфічними утвореннями, нерівномірно пронизаними



тілами інтракрустальних порід. Покривні утворення в межах континентальних блоків поширені нерівномірно. Потужність їхня коливається від перших метрів до 2-3, місцями 15-20 кілометрів.

Загалом стратисфера континентів характеризується двох-ярусною будовою. Її нижній структурний поверх складений складчастими супракрустальними, метаморфічними і інтрузивними утвореннями, а верхній – покривними утвореннями, в складі яких переважають осадові породи.

В межах океанічних блоків встановлені тільки утворення покривного комплексу (осадові відклади). Складчастий ярус тут відсутній.

Верстви покривного ярусу (чохла) є більш молодими у порівнянні з утвореннями складчастого. Відклади більшості верств покривного комплексу належить до другої половини геологічної історії планети, яка бере свій початок з кінця протерозою (рифей, венд). Більш древні покривні утворення поширені обмежено. До них слід відносити метаморфізовані осадові та вулканогенно-осадові комплекси мезоархею і палеопротерозою, які зберегли сліди первинної верствуватості.

Враховуючи відмінності в будові стратисфери, складеної архей – ранньопротерозойськими утвореннями, і більш пізньої за часом формування її частини, німецький геолог **Г.Штілле** в 40-вих роках ХХ століття виділив в історії Землі два основних етапи розвитку – *протогей* та *неогей*. Перший, згідно з сьогоdnішніми уявленнями, відповідає віковому діапазону архей – мезо протерозой, другий об'єднує неопротерозой і фанерозой.

Складчасто-метаморфічні комплекси протогею складають ядра сучасних материків. У межах їхнього розвитку молоді (неогейські) складчасті утворення відсутні, однак широко репрезентований покривний комплекс, формування якого почалося вже з пізнього протерозою.

Такі ділянки земної кори, в яких нижній структурний поверх складений складчасто-метаморфізованими утвореннями протогею, а покривний чохол субгоризонтальними відклада-

ми неогеою, називають *платформами*. Проте, є і молоді платформи в яких фундамент представлений складчастими спорудами палеозою, а чохол – відкладами мезо-кайнозою. В зв'язку з цим перші, фундамент яких складений докембрійськими утвореннями, а чохол – фанерозойськими, слід називати *кратонами*.

Складчасті споруди поза платформами, які сформувались впродовж неогеою, дістали назву *складчастих областей*.

Таким чином, у сучасній структурі материкових блоків земної кори виділяються два типи структурних одиниць першого порядку: платформи та складчасті області.

Поверхня складчасто-метаморфічного комплексу протогею (фундамент кратонів) на одних ділянках занурена та перекрита відкладами покривного комплексу, а на інших – відносно піднята і відслонена. Останні називають *щитами*, а перші – *плитами*. Окрім того, на плитах мають місце також ділянки з глибоко зануреним складчасто-метаморфічним комплексом, перекритим потужною товщею (перші десятки кілометрів) покривних утворень. Такі елементи називають *западинами*.

У межах неогейських складчастих областей є також виходи на поверхню складчасто-метаморфічних комплексів фундаменту, які називаються *серединними масивами*.

Складчасті області неогеою, а також щити належать до позитивних елементів земної кори і зберігають тенденцію до підняття впродовж усієї історії геологічного розвитку. Плити і западини – це від'ємні елементи з тенденцією до опускання.

Двохярусна будова материкових блоків свідчить про їхнє формування впродовж двох основних етапів – *палеогейського*, який закарбувався у формуванні нижнього ярусу (фундаменту) і складений складчасто-метаморфічними комплексами докембрію, та *неогейського* – зафіксованого в покривних комплексах чохла. Для першого характерний широкий розвиток складчастості та продуктів магматичних і метаморфічних процесів, що вказує на специфіку ранньої стадії розвитку Землі. Другий етап, очевидно, характеризувався перевагою ек-



зогенних процесів над ендегенними. Особливо це стосується магматичної діяльності та складкоутворення, які на цьому етапі не відігравали помітної ролі у формуванні стратисфери. Така відмінність обумовлена також і різницею *тектонічної активності (рухливості) земної кори* в палеогеї та неогеї. На другому етапі тектонічна активність кори загалом суттєво знизилась і проявлялась лише на окремих ділянках. Такі ділянки, що зберегли властивість рухатися впродовж неогеою, з перевагою тривалого інтенсивного опускання на ранніх етапах розвитку, яке пізніше змінилося складчастістю та загальним підняттям, отримали назву *геосинклінальних областей*.

Геосинклінальні області – це складні за структурою ділянки земної кори, які складені з низки окремих, відносно вузьких, геосинклінальних прогинів, розділених піднятими геоантиклінальними зонами. Тобто, геосинклінальна область – це сукупність взаємозв'язаних загальними рисами становлення геосинклінальних прогинів та геоантиклінальних зон, але з властивими кожному з цих елементів особливостями режимів розвитку.

Окремі геосинклінальні прогини й геосинклінальні області з часом припиняли своє існування і на їхньому місці формувалися відносно стабільні ділянки земної кори – платформи та складчасті області. Завершення геосинклінального режиму розвитку геосинклінальних областей супроводжувалося складкоутворенням і активізацією магматичних процесів, після чого такі ділянки кори вступали в новий платформний (відносно стабільний в тектонічному відношенні) режим розвитку. Починаючи з початку неогеою (рифей–венд) в історії розвитку землі нараховується п'ять планетарних фаз (епох) складчастості: байкальська, каледонська, герцинська, кіммерійська та альпійська (рис. 2.1).

*Байкальська* фаза проявилася в кінці протерозою на початку палеозою; *каледонська* відбувалася впродовж ордовіка та силура; *герцинська* проявилася в карбоні – пермі; *кіммерійська* (мезозойська) мала місце в другій половині мезозойської ери (кінець юри – крейда), *альпійська* (кайнозойська) –

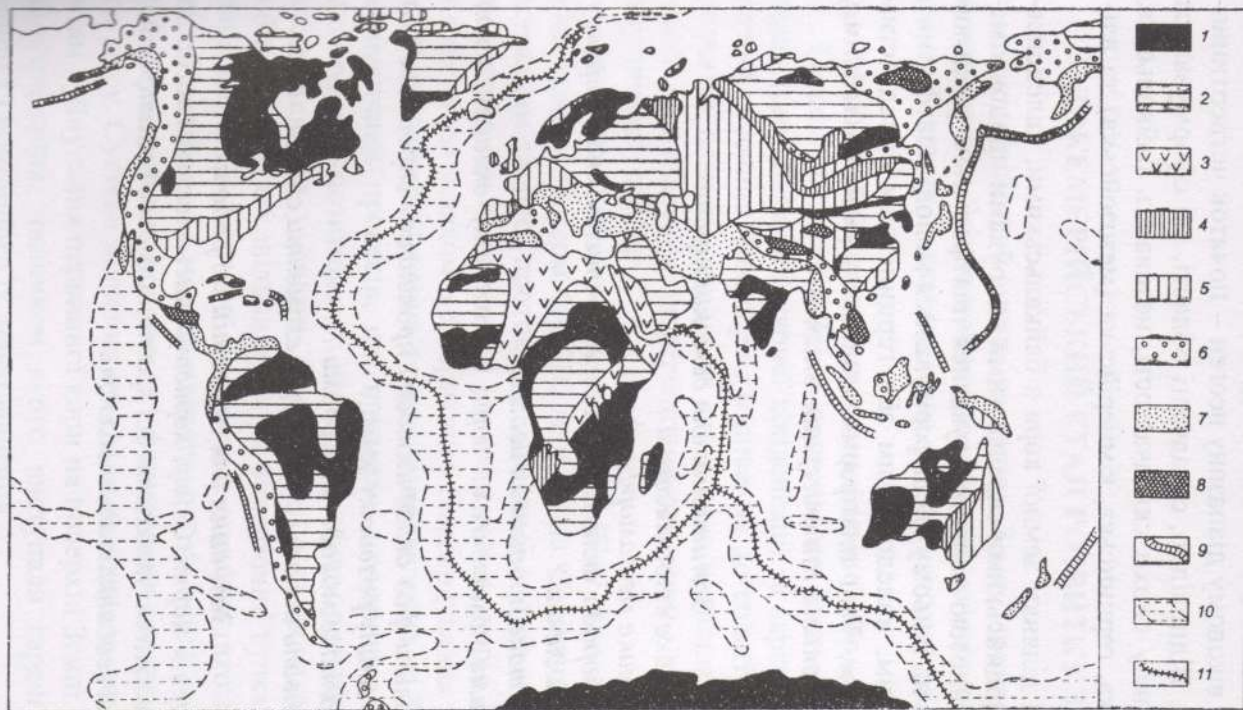


Рис. 2.1. Основні структурні елементи земної кори (за Г.П.Леоновим)

**Платформи:** 1 – щити; 2 – плити і западини. **Геосинклінальні області:** 3 – верхньодокембрійські; 4 – байкальські; 5 – каледонські і герцинські; 6 – мезозойські; 7 – альпійські; 8 – серединні масиви. **Структури океанічного дна:** 9 – глибоководні жолоби; 10 – океанічні вали; 11 – серединні океанічні хребти



відповідає віковому діапазону неоген – початок четвертинного періоду. Відповідно, складчасті області, які сформувалися в ту або іншу епохи складчастості, називають байкальська, каледонська, герцинська, кіммерійська (мезозойська) та альпійська.

Окремі ділянки земної кори з байкальськими, каледонськими та герцинськими складчастими спорудами продовж мезозою і кайнозою характеризувалися платформним режимом розвитку і на їхньому місці формувалися молоді платформи з байкальським, каледонським або герцинським складчастим фундаментом. Такі платформи називають *епібайкальськими, епикаледонськими та епігерцинськими*.

#### **Запитання для самоконтролю**

1. Що таке стратисфера ?
2. Що таке метаморфосфера ?
3. Які породи включають супракрустальні та інтракрустальні комплекси ?
4. Що таке протогей і неогей ?
5. Якими комплексами порід і якого віку складені платформи ?
6. Скільки фаз складчастості проявилися впродовж неогейського етапу розвитку землі ?
7. Що таке молоді платформи ?
8. Назвіть основні структурні елементи стратисфер.

#### **Завдання для самостійної роботи**

На контурній карті Світу, користуючись тектонічними картами, необхідно показати всі кратони, молоді платформи і різновікові геосинклінальні області.