

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ імені І.І. МЕЧНИКОВА

О.В. Чепіжко

ГЕОТЕКТОНІКА

**Конспект лекцій
для студентів IV курсу геолого-географічного факультету
спеціальності 7.070701 (Геологія)**

О д е с а
«Одеський національний університет»
2012

УДК 613.6(063)+551:574(075.8)
ББК 26.3:28.08я73

*Друкується за рішенням Вченої ради
геолого-географічного факультету ОНУ.
Протокол № 5 від 10 травня 2008 року.*

Ч-441 Чепіжко О.В.

Геотектоніка. Конспект лекцій. — Одеса: «Одеський національний університет», 2012. — 186 с.

В конспекті лекцій викладені наукові основи вивчення геотектоніки в комплексі геологічних наук. Ця дисципліна дає сучасні уявлення про тектонічні рухи і методи їх вивчення, про глибинну будову земної кори, її походження і розвиток. Її вивчення надає студентам можливість складати і використовувати тектонічні і палеотектонічні карти, а також проведення регіональних тектонічних досліджень.

Це дозволяє найкращим чином викласти і освоїти дисципліну «Геотектоніка», а також дає можливість використати набуті знання в практичній діяльності.

ISBN 978-617-689-006-5

УДК 613.6(063)+551:574(075.8)
ББК 26.3:28.08я73

© Чепіжко О.В., 2012
© Одеський національний університет
імені І.І. Мечникова, 2012

ВСТУП

В конспекті лекцій викладені наукові основи вивчення геотектоніки в комплексі геологічних наук. Курс геотектоніки передбачає опис тектонічної будови території, районуваної визначеним чином. Критерії, що закладено в основу такого районування, можуть бути різними. Загальновизнаним і широко розповсюдженим є спосіб виділення крупних природних геологічних регіонів по віку головної або завершальної складчастості, після якої даний район вже не відчував геосинклінального етапу розвитку. Такий спосіб виділення складчастих областей загалом є досить об'єктивним, оскільки враховує важливий якісний скачок у їх розвитку – різку зміну характеру тектонічних рухів, зміну типів відкладів, магматизму і т.ін. Геотектоніка завершує цикл геологічних дисциплін. Ця дисципліна дає сучасні уявлення про тектонічні рухи і методи їх вивчення, про глибинну будову земної кори, її походження і розвиток. Її вивчення надає студентам можливість складати і використовувати тектонічні і палеотектонічні карти, а також проведення регіональних тектонічних досліджень.

Це дозволяє найкращим чином викласти і освоїти дисципліну «Геотектоніка», а також дає можливість використати набуті знання в практичній діяльності.

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

- ВЗБ — сейсмофокальні зони Вадати-Заварицького-Беньофа
ЗСП — Західно-Сибірська плита
ГП — геосинклінальний пояс
ГО — геосинклінальна область
ГС — геосинклінальна система
ЕПОП — епіплатформний орогенний пояс
ООП — океанічні орогенні пояси
ОПФ — океанічні платформи
СЄП — Східно-Європейська платформа
СОХ — серединно-океанічні хребти
СП — Скіфська плита
ТМА — тектоно-магматична активізація
ТП — тектоніка плит
т. ч. — таким чином
Eh — потенціал окислювально відновний
Ph — водневий показник

ЗМІСТ

Тема 1. Предмет, методи та основні етапи розвитку геотектоніки	9
1.1. Геотектоніка, її предмет і завдання	9
1.2. Мета і задачі курсу «Геотектоніка»	12
1.2.1. Мета курсу	12
1.2.2. Задачі курсу	13
1.3. Основні розділи геотектоніки	13
1.4. Методи досліджень в геотектоніці	14
1.5. Основні етапи розвитку тектоніки	15
Тема 2. Тектоніка Землі як планетарного об'єкта геології (глобальна тектоніка)	19
2.1. Земна кора. Склад і вертикальна неоднорідність верхньої мантії	19
2.3. Верхня і нижня мантія.....	23
2.4. Ядро Землі	24
Тема 3. Тектоніка літосфери	26
3.1. Уявлення про літосферу	26
3.2. Будова і походження головних структурних елементів літосфери.....	27
Тема 4. Тектонічні рухи	33
4.1. Основні типи тектонічних рухів.....	33
4.2. Сучасні і новітні рухи земної кори.....	34
4.2.1. Сучасні вертикальні рухи.....	35
4.2.2. Сучасні горизонтальні рухи.....	35
4.3. Вивчення тектонічних рухів	37
Тема 5. Методи палеотектонічного аналізу	42
5.1. Аналіз фацій.....	2
5.2. Зміст генетичного і фаціального аналізів	44
5.2.1. Генетичні ознаки осадових порід	44
5.3. Континентальні фації.....	45
5.3.1. Фізико-хімічні, кліматичні умови континентального осадонакопичення.....	45

5.4. Аналіз потужностей.....	48
5.5. Аналіз формацій.....	50
5.5.1. Аналіз вертикального розрізу і циклічність	52

Тема 6. Напружено-деформований стан земної кори та літосфери 54

6.1. Тектонічні рухи геологічного минулого і взаємовідношення пластів гірських порід	54
6.2. Зони розломів — як динамічні структури земної кори	56
6.3. Рух кори в складчастих поясах	61

Тема 7. Складчасті дислокації..... 64

7.1. Складчастість — форми, генезис, розвиток	64
7.1.1. Поверхневі (екзогенні) складки.....	66
7.1.2. Покривні складки (складки чохла).....	67
7.1.3. Складки поверхні фундаменту і відбиті складки чохла... 67	
7.1.4. Глибинні складки	68
7.2. Розвиток складок і розривів у часі	68

Тема 8. Типи і механізми платформених деформацій..... 70

8.1. Тектонічні розриви, їхнє місце в складчастій структурі	70
8.1.1. Нормальний скид	70
8.1.2. Зворотній скид.....	71
8.1.3. Насування	71
8.2. Тектонічні покриви (шар'яжі).....	73
8.2.1. Тектонічні меланжі	74
8.2.2. Зрушення.....	74
8.2.3. Тріщинуватість і кліваж.....	75
8.2.4. Розриви екзогенного походження.....	76

Тема 9. Геосинкліналі та їх еволюція 77

9.1. Геосинклінальна стадія розвитку земної кори	77
9.2. Геосинклінальні і епігеосинклінальні орогенні пояси	80
9.3. Внутрішня будова геосинклінальних поясів	82

Тема 10. Основні стадії тектонічного циклу 85

10.1. Схема розвитку геосинкліналі через інверсію	85
---	----

10.2. Схема успадкованого розвитку	86
10.3. Цикли розвитку геосинклінальних поясів	86
10.2.1. Поперечні структури в геосинклінальних поясах.....	88
10.3. Сучасні геосинклінали.....	89

Тема 11. Геоструктурні елементи континентів.

Континентальні платформи	92
11.1. Континентальні платформи.....	92
11.2. Внутрішня будова платформ.....	93
11.2.1. Древні платформи	93
11.2.2. Авлакогени.....	94
11.2.3. Крайові синеклізи (батісинеклізи).....	94
11.3. Етапи розвитку древніх платформ.....	95
11.4. Рухливі древні платформи.....	97
11.5. Епіплатформенні орогенні пояси.....	98

Тема 12. Тектонічне районування континентів. Східно-

Європейська платформа	102
12.1. Принципи тектонічного районування континентів	102
12.2. Східноєвропейська платформа	102
12.2.1. Границі СЄП.....	102
12.2.2. Тектонічна структура СЄП.....	104
12.3. Український щит	105

Тема 13. Молоді платформи, їхні відмінності від древніх платформ

13.1. Скіфська плита	114
13.1.1. Структурно-тектонічні особливості	114
13.3. Зона зчленування Східноєвропейської платформи і Скіфської плити	117
13.4. Західно-Сибірська плита	118

Тема 14. Геоструктурні елементи океанів

14.1. Океанічна кора — будова і походження.....	123
14.2. Океани, їхня структура і походження	126
14.1.1. Океанічні орогенні пояси (георифтогеналі)	128
14.2.2. Океанічні платформи чи таласократони	129

Тема 15. Тектоніка літосферних плит. Базові положення ..	130
15.1. Становлення ідей мобілізму в геології Ошибка! Закладка не определена	130
15.2. Сучасна геологічна теорія про рух літосфери Ошибка! Закладка не определена.	132
16. Дрейф континентів.....	137
16.1. Гіпотеза континентального дрейфу.....	137
16.2. Теорія тектоніки плит	139
16.2.1. Трансформні розломи	142
17. Механізм руху континентальних плит	145
17.1. Конвекція	145
17.1.1. Джерела енергії	145
17.2. Тектоніка плюмі	146
17.3. Тектоніка плит як система наук	150
18. Тектонічні карти. їх зміст.....	154
18.1. Методи і принципи складання тектонічних карт	154
18.2. Загальні і спеціальні тектонічні карти.....	155
18.3. Принципи тектонічного районування	157
18.4. Геологічна зйомка і геологічне картування	158
Список використаної літератури	161
СЛОВНИК ТЕРМІНІВ	163

ТЕМА 1. ПРЕДМЕТ, МЕТОДИ ТА ОСНОВНІ ЕТАПИ РОЗВИТКУ ГЕОТЕКТОНІКИ

1.1. Геотектоніка, її предмет і завдання.

Геотектоніка (від «гео» і «тектоніка»), (англ. *geotectonics*, нім. *Geotektonika*, грец. *тектос* — структура, будова) — наука, що вивчає структуру земної кори і літосфери і їх еволюцію в часі і просторі.

Геотектоніка вивчає як будову землі взагалі, так і її зовнішньої оболонки — земної кори (тобто літосфери) у процесі розвитку, та вивчає різні геологічні структури та їх взаємозв'язки. Відповідно до цього геотектоніка вивчає не тільки форму залягання порід, а й ті процеси, що визначають розподіл і залягання зазначених порід.

Основні наукові напрямки геотектоніки складають: структурна геологія, що займається формами залягання гірських порід; тектонофізика, що вивчає фізичні основи деформації гірських порід; регіональна геотектоніка, предметом вивчення якої служить структура і її розвиток у межах окремих крупних регіонів земної кори.

Курс лекцій дає уявлення про будову, рухи, деформації літосфери і її розвиток. Услід за вступними розділами, детально розглядаються сучасні тектонічні процеси на межах плит літосфери і у внутрішньоплитових зонах розломів. Це створює основу для подальших розділів, де будова, походження і розвиток головних структурних одиниць літосфери обговорюються на основі актуалізму. Спеціальний розділ присвячений складчастості і розривним порушенням.

Курс «Геотектоніка» готує студентів до складання і використання тектонічних карт, до проведення регіональних тектонічних досліджень.

Курс «Геотектоніка» читається у всіх вузах геологічного профілю. Проте більшість доступних навчальних посібників, видані до кінця 80-х років, спираються, в основному, на застарілі геосинклінальні теорії. Викладений в них величезний фактуралогічний матеріал по конкретних регіонах України і світу вимагає переосмислення з позиції основних положень тектоніки плит літосфери, що часто викликає велику скруту у студентів. Необхідність використання плейтектонічного підходу при вивченні регіональної

геології і геотектоніки очевидна. Досить відкрити будь-який геологічний журнал, щоб переконатися в тому, що теорія плит літосфери сьогодні є основою геологічною парадигмою.

Нові навчальні посібники з тектоніки континентів і океанів, наприклад В.С.Хайн (2000 р.) і деякі інші, безумовно, відповідають всім необхідним вимогам, проте, в цілому, орієнтовані на вирішення дещо інших завдань. Вищевикладена ситуація створює у студентів помилкові уявлення про слабкий зв'язок історії і закономірності розвитку конкретних геологічних структур з тектонікою плит літосфери. У пропонованого навчального посібника, що є коротким викладом курсу лекцій «Геотектоніка», призначеного для студентів геологічних спеціальностей, викладений опис будови геологічних структур конкретних регіонів України і світу з позиції і з використанням сучасної термінології тектоніки плит літосфери. Разом з тим, у посібнику викладені основні положення геосинклінальної теорії розвитку структур літосфери, для того, щоб пояснити закономірності переходу до формування теорії тектоніки плит. Робота з навчальним посібником, як обов'язкова умова, передбачає використання геологічних, тектонічних і геодинамічних карт. Посібник забезпечений лише деякими необхідними тектонічними схемами і малюнками, які полегшать роботу з названими картами. Список літератури, що рекомендується, також мінімальний і включає лише доступні навчальні посібники.

Геотектоніка — наука про будову, рухи, деформації і розвиток земної кори і верхньої і нижньої мантії (тектоносфери) у зв'язку з розвитком Землі в цілому. Відповідно до конкретних геологічних задач, геотектоніка розділяється на декілька геологічних наукових напрямків (дисциплін). Морфологічна геотектоніка або структурна геологія (просто тектоніка), яка вивчає структурні форми середніх і дрібних розмірів з розробкою їх класифікації. Регіональна геотектоніка вивчає сучасний розподіл в земній корі різних тектонічних дислокацій з виділенням окремих геоструктурних зон (тектонічне районування). Історична геотектоніка вивчає послідовний розвиток структури земної кори, з визначенням конкретних етапів і циклів.

Неотектоніка — вивчає спеціальними методами новітній (з неогену) етап розвитку літосфери.

Тектонофізика — напрямок теоретичної геотектоніки, вивчаючий деформації земної кори і тектоносфери в цілому як фізичного тіла шляхом відновлення тектонічних полів напруження і речовинного моделювання. Остання є предметом експериментальної тектоніки. Сейсмо тектоніка — на стику сейсмології і геотектоніки — наука, що вивчає тектонічну обстановку виникнення землетрусів.

Прикладна геотектоніка займається проблемою розподілу покладів корисних копалин в земній корі від тектонічних умов з метою визначення раціонального направлення пошуково-знімальних робіт і для структурно-геологічного районування. У результаті проведених досліджень складається геолого-тектонічна карта, з'ясовується історія геологічного розвитку району, встановлюється положення у просторі структурно-тектонічних форм.

Застосування критерію віку головної складчастості на території України дає можливість виділити наступні райони різної епохи складчастості: архейської, ранньопротерозойської, рифейської, байкальської, каледонської, герцинської, мезозойської (кіммерійської) і альпійської.

Необхідно чітко уявляти, що епохи завершальної складчастості і навіть окремі її фази можуть зміщатися у часі в межах різних, хоча і близько розташованих областей. Навіть у межах одної геосинклінальної області завершення різних фаз проходить неоднаково. Тому часто застосовуються такі поняття як «ранні» та «пізні» байкаліди, каледоніди, герциніди і т.д.

В сучасній структурі материків виділяються древні платформи і складчасті області. Фундаментом перших завжди є глибоко метаморфізовані складчасті утворення архею та нижнього протерозою, які перекриті рифейськими, нижньопротерозойськими, вендськими і фанерозойськими відкладами, що лежать майже горизонтально. Древні платформи належать до областей із дорифейською (донижньопротерозойською) складчастістю, і в їх межах виділяються ділянки, закриті чохлам (плити) і без нього (щити). Території України розташована на Східно-Європейській платформі (СЄП). На більшій частині рубежі СЄП проводяться однозначно, проте у північно-східному, південно-східному та західному її кутах ще викликають суперечки. Периферійні ділянки древніх платформ,

напевно, можуть бути виділені в особливий структурний елемент. Це, як правило, ділянки з широким розвитком авлакогенів (від грецького *aulax* — борозна і *genos* — народження) — внутрішньо-платформенна лінійна рухома зона), або такі, що пережили неодноразову тектоно-магматичну активізацію (ТМА).

Південна частина України зайнята зовнішніми зонами міжматерикового Середземноморського складчастого поясу, в складі котрого виділяється північна (герцинська) частини, яка у мезозої і кайнозої перетворилася в епіпалеозойську Скіфську плиту і виділену Мізійську плиту. Далі на південь розташовані альпійські складчасті області Східних Карпат, Гірського Криму, які закінчили геосинклінальний розвиток у неогені. В Гірському Криму завершальна складчастість в основному відбулася у мезозої (кіммерійська), проте в неоген-четвертинний період складчасті споруди знову були втягнуті у підняття.

1.2. Мета і задачі курсу «Геотектоніка»

1.2.1. Мета курсу

Мета курсу — навчити студентів розглядати тектоносферу (літосферу і астеносферу), як головний тектонічний об'єкт, у межах якого на границях плит літосфери відбуваються основні геодинамічні процеси, пов'язані з формуванням океанічної і континентальної кори, а також їх основних структурних елементів і родовищ корисних копалини.

Головною задачею курсу «Геотектоніка» є ознайомлення студентів з основними етапами розвитку ідей про будову і розвиток Землі, з основними досягненнями і проблемами сучасної геології, з сучасними геотектонічними моделями головних структур літосфери. У даному курсі геотектонічні закономірності розкриваються на прикладах по регіональній геології України, що дозволяє одночасно ознайомити студентів з найголовнішими особливостями регіональної геології і геотектоніки країни і, перш за все, території Українського щита, Донбасу, Криму і Карпат. Курс спирається на знання, отримані студентами при вивченні загальної геології, мінералогії, петрографії, структурної геології, геофізики, палеонтології.

1.2.2. Задачі курсу

Студент повинен мати уявлення:

про проблеми і гіпотези походження оболонок Землі;

про закономірності і основні моделі формування земної кори і літосфери;

про основні геодинамічні процеси в літосфері і мантії, що приводять до утворення континентальної і океанічної кори.

Знати:

основні структурні елементи тектоносфери і її головний руйнівний механізм; геодинамічні процеси утворення континентів і океанів та їх центральних тектонічних елементів;

головні моделі геодинамічних процесів на межах плит літосфери — спрединг, субдукція (активні околиці), рифтоутворення (пасивні околиці), колізія і акреція;

геодинамічну природу магматизму і метаморфізму в зонах субдукції; причину і наслідки мантійних плюмів і гарячих точок у межах внутрішньоплитних областей;

походження, вік і будову рифтових зон, орогенних (складчастих) поясів, платформених областей і сучасних океанів;

основні металогенічні риси конвергентних і дивергентних областей.

Уміти:

розрізняти будову колізійних і акреційних поясів, древніх і молодих платформ;

застосовувати основні методи вивчення сучасних і новітніх вертикальних і горизонтальних тектонічних рухів земної кори;

розшифровувати послідовність прояву в часі різнотипних тектонічних рухів древніх геологічних епох шляхом використання комплексу основних методів палеотектонічного аналізу (аналіз фацій, потужностей, перерв і неузгоджень і палеомагнітний аналіз);

уміти застосовувати сучасні прийоми і принципи тектонічного районування і геодинамічного аналізу, і використовувати для складання загальних і спеціальних тектонічних і геодинамічних карт різного масштабу.

1.3. Основні розділи геотектоніки

1. Морфологічна геотектоніка (структурна геологія);

2. Регіональна геотектоніка;
3. Історична тектоніка, яка включає неотектоніку;
4. Генетична геотектоніка, яка включає тектонофізику і експериментальну тектоніку;
5. Прикладна геотектоніка, яка включає сейсмотектоніку.

1.4. Методи досліджень в геотектоніці

Структурний метод заснований на вивченні окремих тектонічних порушень за даними геологічної зйомки, вивченні гірських виробок, свердловин і з використанням геофізичної інформації. Тектонічна будова району відображається на структурних картах, профілях, блок-діаграмах — моделях, що відтворюють деталі геологічного і тектонічного об'єкту.

Різновидом структурного методу є мікроструктурний (петроструктурний) аналіз по Б. Занберу (Австрія), заснований на вивченні в шліфах орієнтування окремих мінералів під впливом тектонічних напружень.

Крім того, виділяються:

- метод порівняльної тектоніки (по М. С. Шатському);
- геофізичні методи;
- аналіз фацій (літофацій) і потужностей;
- об'ємний метод палеотектонічних досліджень (по А. Б. Ронову);
- метод аналізу перерви і неузгоджень;
- аналіз формацій;
- експериментальні методи;
- математичні методи.

Наявність специфічних методів дослідження і певного кола питань, що вивчаються, є основою для самостійного положення тектоніки серед інших геологічних наук. З другого боку геотектоніка базується на інформації геологічного картування, буріння, геофізики, а також геоморфології, палеогеографії, літології, магматизму, метаморфізму і т.д. Окрім того, геотектоніка є теоретичною основою багатьох наук геологічного циклу, включаючи вчення про корисні копалини.

1.5. Основні етапи розвитку тектоніки

В основному співпадає з етапами розвитку геології в цілому [2, 3, 7, 10, 19, 20].

Перший етап — *підготовчий* (кінець XVII — початок XVIII ст.). У 1669 р. Н. Стано вказав, що спочатку осадкові шари залягають горизонтально, а потім згинаються під впливом напруження. Р. Декарт, Г. Лейбніц і Бюффон (XVII ст.) створили першу гіпотезу походження Землі. Рухи і деформації земної кори пов'язувалися ними або із землетрусами (Р Гук), або з діяльністю вулканів (А. Л. Моро і Г. В. Ріхман).

Другий етап — *геройчний* (кінець XVIII — початок XIX ст.). Становлення геології як науки (М. В. Ломоносов, Дж. Гюттон (J. Hutton)). Вперше виділені повільні і швидкі рухи в земних шарах під дією «підземного жару» вулканів. Розвиваються ідеї плутоністів і пов'язана з ними гіпотеза підняття, по якій утворення гірничо-складчастих масивів пояснюються підйом і розширення магматичних мас. Виділяються синклінальні і антиклінальні складки Е. Філіпс (E. Philips, 1894 р.). Панують ідеї катастрофізму, зокрема, по Е. Бомону (E. **Beaumont, 1830 р.**) в історії Землі виділялося 32 катастрофи. Шотландець Дж. Хаттон (J. Hutton) пов'язує вулканізм і магматизм з проявами «підземного жару», головним типом тектонічних рухів вважає вертикальні. Формується гіпотеза підняття (німецькі вчені А. Гумбольдт і Л. Бух), з'являється систематика складчастих порушень, перші описи насувів, складчастість пов'язується з відтисненням шарів зі склепіння піднять магмою, яка підіймається.

Третій етап — *класичний* (друга половина XIX ст.). Геологія остаточно оформилася як наука. Створена стратиграфічна шкала, як база для тектонічних побудов. Отримує загальне визнання космогонічна гіпотеза Канта-Лапласа, а потім (1852 р.) — гіпотеза контракції Е. Де Бомона — пояснена причина складчастості в Альпах (Е. Зюсс і А. Гейм), Аппалачей (Би. Віліс).

У 1859 р. зароджується вчення про геосинкліналях — Дж. Хол (J. Hal, 1859 р.), що розвивається Дж. Дена (J. Dena, 1873 р.), Ед. Огом (Ed. **Ogom, 1900 р.**) — із зіставленням рухомих геосинкліналям жорстких платформ. У Росії це вчення використане для

вивчення Російської рівнини (О. П. Карпінській, О. П. Павлов, М. О. Головінський і ін.).

Англійці Дж. Ері (G. E. E. E. E.) і Дж. Пратт (J. Pratt) і американець К. Деттон (K. Detton) **вводять поняття про ізостазію. К. Деттон при-**вернув явище ізостазії для підняття і опускання земної поверхні.

Опублікована капітальна праця Е. Зюсса «Лик Землі» (Eduard Suess, 1885–1909 pp.), яка заснована на уявленнях контракції (контракція (рос. *контракция*; англ. *contraction*) — зменшення об'єму системи при набряканні речовини в розчиннику внаслідок взаємодії (сольватації) речовини з розчинником). М. Бертрам (1887 р.) виділив 4 епохи гороутворення: гуронську, каледонську, герцинську і альпійську.

Четвертий етап — **критичний** (перша половина ХХ ст.) Відмова від гіпотези Канта-Лапласа і розвиток поглядів про походження Землі та інших планет у холодному стані (Мультион, О. Чемберлен). Виникло вчення про шарьяжах (М. Бертран, Н. Термье, В. Уліг і ін.), підкріплює гіпотезу переміщення матеріалів (А. Вегенер, A. Wegener, 1916 p.).

З'явилися осциляційна (Е. Харман), ундаційна (Р. ван Баммелен), астенолітна (У. Віліс) і радіоміграційна (В. Белоусов) гіпотези, як варіанти колишньої гіпотези підняття.

Разом з гіпотезою контракції розвивається гіпотеза пульсації (протікання процесу з періодичною зміною сили, напруги або швидкості) (В. Бухер, 1933 р., М. А. Усов, 1939 р., В. А. Обручев, 1940 р.). В цілому — панував повний розбрід ідей, названий Ч. Лонгвелом як «божевілля».

З'являється гіпотеза переміщення материків (Ф. Тейлор, 1910 р., А. Вегенер, 1912 р.), яка дала початок принципово новому напрямку геотектоніки — мобілізму, котрий передбачає значні горизонтальні переміщення мас на відміну від фіксизму. Розробляється вчення про геосинклінали і платформи (А. Д. Архангельський, М. С. Шатський, В. В. Білоусов, О. В. Пейве, О. Л. Яншин, О. О. Богданов, М. В. Муратов, Г. Штілле, Дж. М. Кей, Ж. Обуен і ін.), про глибинні розломи (О. В. Пейве), виникає наука неотектоніка (В. А. Обручев, Н. І. Ніколаєв, С. С. Шульц), сеймотектоніка (І. Є. Губкин), розвивається формаційний аналіз (М. С. Шатський, М. П. Херасков,

М. Б. Вассоевич і ін.), розпочинається вивчення сучасних рухів (Ю. О. Мещеряков і ін.).

Метод аналізу потужностей за допомогою побудови карт в ізолініях був розроблений у 30-і роки. З'явилися перші підручники по геотектоніці (М. М. Тетяєв, В. В. Білоусов, 1933).

П'ятий етап — **сучасний** (друга половина ХХ ст.). Нова стадія розвитку геотектоніки у зв'язку з досягненнями геофізичних методів на великих глибинах. Установлені підкорові структури, розрізняючи відмінності в будові материкових і океанічних областей, у потужності земної кори і величині теплового потоку. Була встановлена у верхній мантії астеносфера, що є шаром зниженої в'язкості з високою рухливістю, яка наділяє її виняткове значення в тектонічних процесах.

З'явилася гіпотеза утворення планет у холодному виді з газопильної хмари (О. Ю. Шмідт, 1944 р.) і зародження зірок у газопилових туманностях (В. Г. Фесенков, Г. А. Шайн).

Стало визнаним уявлення про глибову будову земної кори (М. С. Шатський, А. В. Пейве), про важливу роль глибинних розломів в утворенні магматичних вогнищ і зародженні геосинкліналей. Знову визнаються горизонтальні рухи кори, вивчаються рифтові зони континентів і океанів, як зони інтенсивного розтягування, у відмінності від молодих складчастих поясів, що є зонами тангенціального стискування.

Набуває швидкого розвитку теорія тектоніки плит — сучасної геологічної теорії про рух літосфери. Вона стверджує, що земна кора складається з відносно цілісних блоків — плит, які знаходяться в постійному русі один щодо одного. При цьому в зонах розширення (серединно-океанічних хребтах і континентальних рифтах) в результаті спредінга (*seafloor spreading* — розтікання морського дна) утворюється нова океанічна кора, а стара поглинається в зонах субдукції. Теорія пояснює землетруси, вулканічну діяльність і горотворення, велика частина яких приурочена до кордонів плит.

Вперше ідея про рух блоків кори була висловлена в теорії дрейфу континентів, запропонованій Альфредом Вегенером в 1920-х роках. Ця теорія була спочатку знехтувана. Відродження ідеї про рухи в твердій оболонці Землі («мобілізм») сталося в 1960-х ро-

ках, коли в результаті досліджень рельєфу і геології океанічного дна були отримані дані, розширення (спредингу) океанічної кори і підсовування одних частин кори, під інших, що свідчать про процеси субдукції. Об'єднання цих уявлень із старою теорією дрейфу материків (концепцією мобілізму) породило сучасну теорію тектоніки плит, яка незабаром стала загальноприйнятною концепцією в науках про Землю.

У теорії тектоніки плит ключове положення займає поняття геодинамічної обстановки — характерної геологічної структури з певним співвідношенням плит. У одній і тій же геодинамічній обстановці відбуваються однотипні тектонічні, магматичні, сейсмічні і геохімічні процеси.

ТЕМА 2. ТЕКТОНІКА ЗЕМЛІ ЯК ПЛАНЕТАРНОГО ОБ'ЄКТА ГЕОЛОГІЇ (ГЛОБАЛЬНА ТЕКТОНІКА)

2.1. Земна кора. Склад і вертикальна неоднорідність верхньої мантії

За даними сейсмогеофізики в надрах Землі виділяють земну кору потужністю 20–70 км на континентах і 5–15 км в океанах, мантію (проміжну оболонку) і ядро Землі.

У середньому підосва кори — поверхня Мохоровичича (поверхня Мохо, поверхня М) залягає під континентами на глибині 40 км, а під океанами — на 11–12 км. Океанічна кора більш ніж в 5 разів тонша континентальної [2, 3, 19, 20].

Кора складається з 3-х шарів:

осадкового — із швидкістю поширення сейсмічних хвиль від 2,0 до 5,0 км/сек;

«гранітного» — із швидкістю поширення сейсмічних хвиль на континентах від 5,5 до 6,5 км/сек і потужністю до 30–40 км (у океанах клин його сходить нанівець);

«базальтового» — із швидкістю поширення сейсмічних хвиль від 6,6 до 7,0 км/сек, розвиненого всюди, але що ніде не оголюється.

Тверда кора планети Землі має товщину близько 40 км. Мантія складається з двох шарів: верхньої мантії завтовшки близько 630 км і нижньої мантії завтовшки близько 2200 км, на межі розділу яких різко міняються фізичні властивості речовини. Ядро складається із зовнішнього рідкого ядра радіусом 3486 км і внутрішнього твердого радіусом 1217 км.

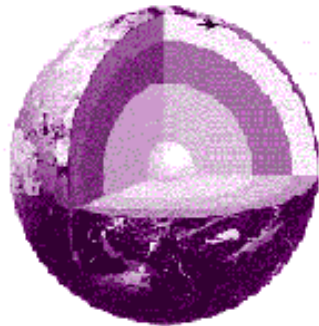


Рис. 2.1. Внутрішня будова Землі

Породи третього шару умовно зазнали метаморфізму гранулітової фації (катазона), тоді як для другого шару характерна

амфіболітові фації метаморфізму (мезазона), а для його верхньої частини — навіть фація зелених сланців (епізона).

Перший шар складний породами катархею (4,5–3,5 млрд. років), другий — (верхня частина) архейськими гранітами віком до 3,5 млрд. років, третій (верхня частина) — осадовими породами післяархейського віку. Межі між шарами континентальної кори не стратиграфічні, а ідентифікуються по ступеню метаморфізму порід.

Потужність базальтового шару на континентах змінюється від 10–15 км до 35–40 км (найбільша в гірських масивах, якнайменша — в міжгірських западинах). Гранітний і базальтовий шари на континентах іноді об'єднують в консолідовану кору, особливо у випадках, коли неможливо виділити поверхню Конрада.

Потужність базальтового шару в океанах близько 5 км. Перехід від океанічної кори до континентальної місцями різкий в межах континентального схилу (субконтинентальна кора) — Атлантичний і Індійський океани, а в інших місцях — розтягнутий на багато кілометрів (субокеанічна кора) — на периферії Тихого океану.

Загальна потужність кори і співвідношення між консолідованою корою і підшовою кори — поверхнею Мохоровичича характеризують в основному сучасний стан кори. Земна кора відділяється від мантиї Землі розділом Мохо із стрибкоподібним збільшенням швидкістю поширення сейсмічних хвиль від 7,1–7,4 до 7,8–8,2 км/сек; місцями ототожнюється проміжний шар із швидкістю поширення сейсмічних хвиль 7,4–7,7 км/сек — астеносфера.

«Гранітний» шар, за сейсмічними даними, характеризується швидкостями повздовжніх сейсмічних хвиль в межах від 5,0 до 6,5 км/сек. Склад верхньої його оболонки відомий по виходах на поверхню головним чином на древніх кристалічних щитах. Приблизно на 50 % щити складені гранітами, на 40 % — гнейсами й іншими метаморфічними породами амфіболітової фації метаморфізму, на 10 % — породами гранулітової і еклогітової фації метаморфізму, а також слабо метаморфізованими кварцитами, філітами, доломітом і основними виверженими породами. Напевне, що той же склад шар зберігає аж до своєї підшови. Виходячи з цих даних, мабуть правильно називати цей шар не гранітним, а гранітогнейсовим.

Товщина гранітогнейсового шару в більшості випадків коливається між 8 і 25 км в залежності, перш за все, від загальної товщини кори. На плитах платформ він займає приблизно половину загальної товщини кори; на древніх кристалічних щитах його роль менша: 20–30 % товщини всієї кори; а в корі молодих хребтів (Кавказ) його роль зростає до 40 %. Наприклад, на Російській рівнині при середній товщині кори між 35 і 40 км є район (на Українському щиті), де потужність кори досягає 55 км.

На материках є місця, де можна припускати повну відсутність цього шару. Його, мабуть, немає в деяких районах Балтійського і Анабарського щитів, де він змитий і на поверхні — «базальтовий» шар. Крім того, сейсмічні дані указують на відсутність гранітогнейсового шару в деяких глибоких тектонічних депресіях.

Між гранітогнейсовим і «базальтовим» шарами знаходиться сейсмічний розділ, званий розділом Конрада. Відразу нижче цього розділу швидкість повздовжніх сейсмічних хвиль звичайно зростає до 6,6 км/сек або більше. Вона може збільшитися до підшови кори до 7,3 км/сек.

Встановлено, що «базальтовий» шар, званий також «нижньою корою», складений переважно метаморфічними породами гранулітової фації метаморфізму, серед яких основну роль виконують плагіогнейси з гранатом і піроксеном при майже повній відсутності слюди. Тут же присутні анортозити, чарнокіти, а також інші основні інтрузивні породи. Саме такий комплекс порід оголюється на кристалічних щитах там, де відсутній гранітогнейсовий шар. Тому правильніше називати цей шар не «базальтовим», а гранулітобазитовим.

У самій нижній частині кори, судячи з ксеноліту трубок кімберліту, у ряді місць, але не скрізь, залягає шар еклогітів невеликої потужності. Коровий еклогіт, що складається з граната і піроксену, є результатом застигання базальтової магми під тиском і має надзвичайно високу густину ($3,6 \text{ г/см}^3$). Утворення цього шару треба ставити в зв'язок з виділенням базальту з верхньої мантії. Отже, місцями материкова кора складається не з трьох, а з чотирьох шарів.

Океанічна кора відрізняється від материкової значно меншою товщиною. Тверда океанічна кора має товщину звичайно близько 6–7 км. Якщо прийняти середню товщину водного покриву в 5 км, то подошва океанічної кори (розділ Мохо) проявиться на глибині 11–12 км. Океанічна кора відрізняється від материкової і своїм складом. Вона позбавлена гранітогнейсового шару. Тонкий, не більш декілька сотень метрів товщиною, осадковий шар залягає на другому — «базальтовому» шарі. Потужність другого шару звично 1,0–1,5 км. Швидкість повздовжніх сейсмічних хвиль у ньому 5,0–5,5 км/сек. Нижче знаходиться третій шар, званий також «океанічним», склад якого, як уже вказувалося, невідомий, але по різних ознаках можна припускати, що він досить складний і що в ньому зустрічаються різні основні і ультраосновні магматичні породи. Сейсмічні швидкості в третьому шарі 6,5–7 км/сек.

Зміни в будові кори спостерігаються в зоні середніх хребтів, де у напрямку до осі хребта відбувається сходження нанівець клину третього шару і значне збільшення товщини другого шару (до 5 км). Крім того, спостерігається значне збільшення загальної товщини океанічної кори (до 15–20 км) під «асейсмічними» хребтами. Навпаки, під океанічними глибоководними жолобами тверда кора виявляється дуже тонкою — 3–4 км.

Окрім материкового і океанічного типів кори існують ще її проміжні типи. Таких типів два: субокеанічний і субконтинентальний [1, 3, 7, 20].

Субконтинентальна кора характерна для околиць материків і острівних дуг. Вона має загалом материкову будову, але відрізняється меншою потужністю, ніж типова материкова кора. Спостерігається загальне зменшення потужності кори до периферії материка. Наприклад, в центральних областях Північної Америки потужність кори близько 40 км, поблизу берега Атлантичного океану вона зменшується до 30 км, а в прибережній зоні Каліфорнії — до 18 км. У Євразії від центральних областей материка до його периферії відбувається зменшення середньої потужності кори від 50 до 35 км. На острівних дугах кора має товщину 30–35 км. Відповідно «коріння гір» на околицях материків і острівних дугах виявляється менш глибокими, ніж в центрі материка.

2.3. Верхня і нижня мантія

Верхня мантія, імовірно, істотно неоднорідна по своєму складу як у вертикальному, так і горизонтальному напрямі. Намічається тісний зв'язок кори і самих верхів мантії.

Ізостазія — явище рівноважного стану земної кори, вірніше, літосфери по відношенню до астеносфери (на якій як би «плаває» літосфера). Явище ізостазії, вивчене Дж. Ері і Ф. Прагтом у Гімалаях, вказує, що рельєф підшви земної кори служить як би віддзеркаленням рельєфу денної поверхні. Під тиском материкових льодовиків Гренландії і Антарктиди, кора прогнулася місцями нижче за рівень океану, а в Канаді, після танення льодовиків мав місце підйом кори до 40 см в рік.

Астеносфера (слабкий шар) — шар у верхній мантії, пластичніший, менш в'язкий, піддатливіший до деформацій (Дж. Баррел (J.Barrel, 1914 р.)), з меншими швидкостями поширення сейсмічних хвиль (Би. Гутенберг (B.Gutenberg, 1926 р.)). В межах астеносфери — різке зменшення гіпоцентрів землетрусу. Верхня межа астеносфери знаходиться на глибині 50-60 км під океанами і 100-200 км під континентами, а нижня відповідно — на глибині 400 км і 250 км. По складу мантії відомі дві гіпотези: 1) еклогітового складу (базальт – піроксен + гранат); 2) ультраосновного складу (гіпотетична порода – піроліт, як суміш базальтового і дуніт-перидотитового складу).

На глибині 400 км проходить сейсмічний розділ — шар Голіціна (встановлений Б. Голіциним), нижче за яким шар нижньої мантії характеризується швидким наростання швидкостей поширення сейсмічних хвиль і електропровідності.

Нижня мантія. Початковий середній склад Землі зберігається в нижній мантії. Вона має склад, найближчий хондритовому, і є тим джерелом, від якого відділяються як легші речовини, так і важчі. Перші підіймаються і формують верхню мантію, в результаті подальшої диференціації якої формується кора; другі опускаються, і їх скупчення веде до утворення ядра Землі.

Тектоносфера — основна зона прояву тектонічних і магматичних процесів в межах астеносфери і літосфери, які знаходяться в тісній взаємодії (табл. 1).

Таблиця 1

Складові елементи тектоносфери

Назва зони	Складові		Товщина
Тектоносфера	Літосфера	Земна кора	10-70 км
		Верхня мантія	60-120 км
	Астеносфера	Верхня мантія	400 км
	Шар Голіцина	Верхня мантія	700 км

2.4. Ядро Землі

Зовнішнє ядро — рідке, з різким зменшенням швидкості поширення сейсмічних хвиль, внутрішнє ядро з глибини 5100 км — тверде, металеві фази (велика щільність і висока електропровідність). Воно складається із заліза, з деякою домішкою сірки (Д. Л. Андерсен та ін.).

Для геотектоніки надзвичайно важливим є сучасний висновок космології, що Земля утворилася з холодної газопильової хмари, з подальшим розігріванням під впливом гравітаційного ущільнення, нагріванням від удару крупних тіл і радіоактивного розпаду. Даних про термічну історію Землі дуже мало, щоб говорити про кількісну сторону цих процесів у геологічному минулому. Вік первинного пилового скупчення визначається в 5,0–4,8 млрд. років (Г. В. Войткевич, 1966 р.) [1–3, 19, 20].

Що стосується складу ядра, то він залишається дискусійним. Традиційна точка зору припускає, що ядро Землі складається із заліза з домішкою (близько 7%) нікелю. Інша точка зору приписує ядру силікатний склад, що лише в обмеженому розмірі збагачено залізом, але при цьому передбачається, що силікати через великий всебічний тиск знаходяться у «металевому» стані: їх атоми роздавлені і частина електронів знаходиться у вільному стані, як в металах. Існує і проміжна точка зору: зовнішнє ядро складається з силікатів в «металевому» стані, а внутрішнє ядро залізне.

Зважаючи на збільшення всебічного тиску з глибиною характер хімічних зв'язків повинен мінятися і молекули повинні ставати все більш простими. Наскільки можна судити по викидах вулканів і

трубок кімберліту, верхня мантія складається переважно з перидотитів і головними мінералами в ній є олівіні: форстерит і фаяліт. У шарі Голіцина можна припускати зміну зв'язків в олівіні між киснем і магнієм від іонних до ковалентних, що супроводжується підвищенням густини приблизно на 18 %. Крім того, в цій же зоні кремнезем, представлений вище кварцем (густина $2,53 \text{ г/см}^3$), переходить в свої щільніші модифікації: коесит ($2,93 \text{ г/см}^3$) і стіповерит ($4,35 \text{ г/см}^3$). У нижній мантії складні силікатні молекули повинні розпадатися на оксиди. У ядрі переважають окремі атоми.

Для того, щоб диференціація здійснилася, речовина повинна мати можливість переміщуватися: легкі частинки повинні спливати, важкі тонути. Передбачається, що істотну роль в підвищенні рухливості матеріалу Землі зіграло його розігрівання. Хоча спочатку матеріал був холодним, енергія, що виділялася при зіткненні частинок, і особливо розпад в частинках радіоактивних елементів вели до нагрівання. Проте повністю земна куля, мабуть, ніколи не була розплавлена. Якби матеріал протягом деякого часу був рідким, диференціація його по густині повністю завершилася б в цю рідку стадію. Тим часом магматичні явища, що продовжувалися протягом всієї геологічної історії і продовжуються і зараз, указують на те, що диференціація поволі розвивалася протягом всього життя земної кулі, не закінчилася і у наш час. Таке розтягнення диференціації в часі і дозволило гравітаційній енергії, що виділяється в ході процесу, бути основним енергетичним джерелом для всіх ендегенних процесів протягом всієї історії Землі.

ТЕМА 3. ТЕКТОНІКА ЛІТОСФЕРИ

3.1. Уявлення про літосферу

Передбачається, що вертикальні зсуви кори $\sim 0,5\text{--}1$ км можуть бути обумовлені змінами в часі в структурі великих конвективних течій у мантії — *dynamic topography*. Такі зсуви повинні мати характерний горизонтальний масштаб у тисячі кілометрів і більш. У багатьох областях, наприклад на окраїнах Тибетського плато чи Південної Африки, амплітуда неотектонічного підняття сильно змінюється на відстанях $\sim 100\text{--}200$ км. Це вказує на те, що щільнісні зміни, з якими зв'язане дане явище, відбувалися на невеликій глибині — у межах літосферного шару.

Мантійна літосфера важче астеносфери і, в принципі, може бути нею заміщена. Проте, судячи з відсутності великих підняттяв на основній частині площі континентів протягом ~ 150 млн. років з юри і до еоцену, мантійна літосфера лишалася стабільною. Звідси випливає, що в звичайних умовах вона має таку велику в'язкість, що конвективна нестійкість на межі літосфера-астеносфера не встигає розвинути за геологічний час. Щоб забезпечити швидке заміщення мантійної літосфери на неотектонічному етапі, було необхідно різке зниження її в'язкості. Це було очевидно зв'язане з підйомом до підшови літосфери з глибини аномальної мантії на значній частині площі континентів. Інфільтрація водомісткого флюїду з аномальної мантії в літосферу сильно знижувала в'язкість мантійної літосфери. У залежності від обсягу флюїду, втрата міцності відбувалася в нижній частині мантійної літосфери або ж охоплювала весь цей шар. Та частина мантійної літосфери, що втрачала свою високу міцність, швидко заміщалася астеносферою, що супроводжувалося ізостатичними підняттями різної інтенсивності на поверхні. Заміщення мантійної літосфери аномальною мантією в більшості випадків може забезпечити підняття кори до $1\text{--}2$ км. Неотектонічне підняття $\sim 3,5\text{--}4$ км, що мало місце в Тибету, в Андах і деяких інших областях, вимагало додаткового розушільнення в літосфері за рахунок інших механізмів.

3.2. Будова і походження головних структурних елементів літосфери

Платформа — один з головних типів структурних елементів земної кори (літосфери); великі (декілька тис. км. в поперечнику), відносно стійкі глиби кори витриманої потужності, що характеризується дуже низьким ступенем сейсмічності, специфічною вулканічною діяльністю і слабо розчленованим рельєфом земної поверхні.

Поняття про платформу виникло на рубежі XIX і XX ст. (О. Карпінський, Е. Зюсс, Е. Ор), а сам термін з'явився у французькому перекладі праці Е. Зюсса «Лик Земли». Проте він швидше відносився до Російської плити (*Russische Tafel* було переведене як *Plateforme Russe*). Російська плита, частина континенту, що розташована між Балтійським і Українським щитами, Уралом і Тіманським кряжем і покрита могутнім чохлам осадкових відкладень. Докембрійський фундамент платформи в межах Російської плити глибоко занурений (особливо на пд.-зх. і пд.-сх. — до 16–18 км.).

У сучасному сенсі термін *платформа (геол.)* застосував вперше А. Д. Архангельський (1932). Розробка вчення про платформу — належить ученим М. С. Шатському, А. Л. Яншину, А. А. Богданову та ін. [1, 3, 16, 19, 20].

Платформи утворені корою материкового типу з добре розвченим «гранітним» шаром (товщиною 35–45 км.), мають заломлено-ізометричні контури і відмежовуються краєвими швами від суміжних геосинклінальних поясів або океанічних западин. Вони виникають на місці геосинклінальних систем що існували раніше, шляхом послідовного їх розвитку і перетворення ділянки земної кори високої рухливості в кору тектонічно стабільну. Найбільш характерна риса будови платформи — наявність двох структурних поверхів: нижній, древніший поверх або фундамент, складений інтенсивно дислокованими метаморфізованими і гранітованими породами, є утворення доплатформенної (геосинклінальної) стадії розвитку земної кори; верхній, молодший структурний поверх, або платформний чохол, складається з неметаморфізованих осадкових порід, що залягають на фундаменті зазвичай горизонтально, з розмивом і незгодою в основі. Перехід окремих частин

літосфери з геосинклінальної стадії в платформну відбувався в різний час історії Землі. Час утворення складчастого фундаменту платформи визначає їх геологічний вік. Розрізняють платформи древні і молоді. Древні платформи виникли протягом докембрію, в основному на початку пізнього протерозою; до них відносяться: Східноєвропейська (Російська), Сибірська, Північноамериканська, Китайсько-Корейська, Південно-Китайська, Індостанська (або Індійська), Африканська, Австралійська і Антарктична платформи. Ці платформи складають ядра сучасних материків. Молоді платформи мають складчасту основу палеозойського і частково пізньодокембрійського віку. У їх межах геосинклінальна стадія розвитку тривала до початку, середини або кінця палеозойської або навіть початку мезозойської ери, і лише з того часу починалося формування платформеного чохла. Залежно від віку завершуючих деформацій фундаменту серед молодих платформ розрізняють епібайкальські (їх іноді відносять до древніх), епікаледонські, епігерцинські платформи.

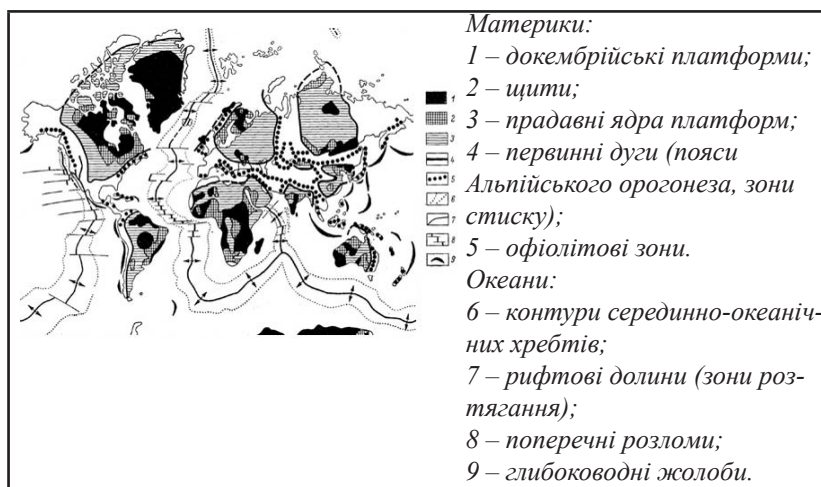


Рис. 3.1. Головні тектонічні структури сучасної Землі.

Платформи розділено п'ятьма геосинклінальними поясами, що виникли в докембрійський час. Три з них — Північно-Атлантич-

ний, Арктичний і Урало-Охотський завершили свій розвиток у палеозой, Альпійсько-Гімалайський і Тихоокеанський продовжують свій розвиток дотепер. У межах геосинклінальних поясів на суші виділяють області складчастості, що завершили свій розвиток в різний час: байкальська — кінець протерозою — початок палеозою, 1000–550 млн. років тому; каледонська — ранній палеозой, 550–400 млн. років; герцинська — пізній палеозой, 400–210 млн. років; мезозойська — 210–100 млн. років; кайнозойська, або альпійська, — 100 млн. років тому й дотепер.

Ложа океанів. Области повсюдного розповсюдження океанічної кори займає близько 2/3 загальної поверхні літосфери. Головним джерелом інформації про структуру ложі океанів залишається батиметрія. Більше інформації отримуємо по даних геофізики — глибинного сейсмічного зондування, аеромагнітної зйомки, гравіметрії, сейсмоакустики, вивчення теплового потоку. Важливими є і результати драгування та глибинного буріння.

Ложе океану (англ. *ocean bed, floor of an ocean, ocean floor, sea floor, deep-sea floor*) — найбільша планетарна мегаструктура, що представляє все океанічне дно, обмежене активними і пасивними континентальними околицями. Відповідає області поширення земної кори океанічного типу. Включає найбільші форми рельєфу: серединно-океанічні хребти, глибоководні улоговини, жолоби океанічні, підводні гори і хребти. У типовому випадку складається з фундаменту, складеного у верхній частині базальтами, і чохла глибоководних осадів, представлених червоними глибоководними глинами, вапняковими і крем'янистими біогенними мулами.

Від осі серединно-океанічних хребтів в сторони улоговин дно поступово знижується від 2500–3000 до 5500–6000 м. Різко розчленований рельєф хребтів змінюється плоскою поверхнею абісальних улоговин. Потужність осадового чохла зростає від нульової в осі хребтів до 600–1000 м в центрі улоговин, а вік підшви осадів стає все більш древнім, аж до верхньої юри. Базальтовий фундамент нарощується за рахунок виливання лав у вузьких осьових зонах серединно-океанічних хребтів, потім розходить в сторони і охолоджується, внаслідок чого опускається. Осади поступово засипають нерівності і згладжують рельєф. У глибоководних жолобах

ложе океану різко згинається і опускається до глиб. 8000–10000 м, а місцями і більше. З боку океану глибоководні жолоби супроводжуються крайовими валами вис. до 500 м, ускладнені лінійними вулканічними хребтами і численними підводними горами. Більшість з них має вулканічне походження і виникло внаслідок підводних вивержень. Вершини деяких гір і хребтів виступають вище за рівень моря, утворюючи океанічні острови (напр., Гавайї, Пасхи, Св. Олени, Азорські), інші увінчані кораловими спорудами (коралові атоли). На великих просторах абісальних улоговин поширені залізо-марганцеві конкреції. Вздовж околиць деяких континентів (Африки, Півд. Америки) в зонах апвелінгу формуються фосфорити. Вздовж осі серединно-океанічних хребтів, паралельно з проявами базальтів, спостерігається інтенсивна гідротермальна діяльність, з якою пов'язані відклади сульфідних руд (Fe, Zn, рідше Pb і Cu) у базальтовому шарі ложе океану і винесення корисних компонентів у морську воду з подальшим відкладенням їх у вигляді металоносних осадів у западинах поблизу серединно-океанічних хребтів (напр., западина Бауерса в Тихому океані). Ложе океану — перспективний об'єкт також для промислового освоєння вапнякових і кременистих мулів. В умовах океанічного дна в більшій мірі, ніж в умовах суші, спостерігається співпадання геоморфологічних елементів з тектонічними (тобто відповідність морфоструктури тектоноструктурі). Ускладнення вносить широкий розвиток вулканічних апаратів, які, об'єднуючись, створюють вулканічні гряди як елементи рельєфу. Вони зазвичай обумовлені наявністю крупних розломів і можуть розглядатися як тектонічні утворення.

Природною межею між континентальними і океанічними глибинами літосфери послуговує уступ континентального схилу. Континентальний схил, відносно крутий укіс морського дна між континентальним шельфом та континентальним підніжжям, що розташовані на великій глибині. У деяких випадках цей укіс порізаний глибокими підводними каньйонами. При ширині всього від 15 до 50 км континентальний схил має довжину 350 тис. км, середню висоту близько 3,5 км и середній ухил 4°.

Теорія тектоніки літосферних плит завдячуючи спредингу дає пояснення збігу наступних даних: а) систематичне збільшення

віку базальтів 2-го шару і перекривання їх осадами від осей серединних океанів у напрямку континентів; б) збільшення товщини і стратиграфічного діапазону осадового шару від нульових значень на осі спрединга в тому ж напрямку; в) збільшення глибини океану зі збільшенням віку кори і перехід від більш мілководних, хоча і пелагічних осадів до більш глибоководних вгору по розрізу осадового чохла; г) збільшення потужності і щільності літосфери від серединного хребта до континенту; д).закономірне наростання товщини океанічної літосфери, її охолодження (зниження потоку тепла) та ізостатичне поглиблення зі збільшенням віку. Процеси спредингу локалізуються, головним чином, в межах серединно-океанічних хребтів і формують океанічну кору, тому в цих районах вона відносно молода. Крім того, процеси спрединга протікають в задюгових басейнах і улоговинах околичних морів. Термін «спрединг морського дна» вперше був запропонований Р. Дітцем в 1961 р., а концепція спредингу морського дна була сформульована Г. Хессом і розвинена в роботах Ле Пішона в 1960-х рр. (спрединг (від англ. *spread* — розтягувати, розширювати) — геодинамічний процес розтягування, що виражається в імпульсивному і багаторазовому розсуванні блоків літосфери і в заповненні вивільненого простору магмою, що генерується в мантії, а також твердими протрузіями мантійних перидотитів).

Відбувається в серединної-океанічних хребтах, де утворюється нова океанічна кора через вулканічну активність, а потім поступово переміщується від хребта. Спрединг допомагає пояснити континентальний дрейф в теорії тектоніки плит. Експериментально підтверджена в 1964–1965 рр. під час 36-го рейсу НДС «Вітязь» в район хребта Карлсберг і розлому Вітязь в Індійському океані, під керівництвом Г. Уфімцева.

Трансформний розлом — тип розлому, зміщувач якого розташовується уздовж межі літосферних плит. Відносний рух плит є переважно горизонтальним в одному або протилежному напрямках. Не всі розломи є трансформними, і не всі межі плит є трансформними розломами. Більшість трансформних розломів розташовані на океанічній корі, де вони зміщують активні зони спредингу і формують зигзагоподібні межі плит. Проте найвідоміші трансформні розломи знаходяться на суші.

Рухливі пояси. Рухливі пояси — планетарні зони, які довго розвиваються (з рифею до фанерозою включно) з високою тектонічною і магматичною активністю. Головні мегаетапи їх розвитку геосинклінальні і післягеосинклінальні. Роль деструктивних процесів у їх закладенні та регенерації. Формування потужної і складно побудованої континентальної кори як основна тенденція наступних еволюції рухливих поясів. Особливості вертикальних та горизонтальних рухів, їх високі швидкості, мірило і різка зміна у часі, нерівномірність по площині як фактори, що визначають характер рельєфу і осадконакопичення, формацій і структурних форм рухливих поясів на головних мегаетапах їх еволюції — геосинклінальному і післягеосинклінальному. Їх геотермічний режим, ефузивний та інтрузивний магматизм, особливості метаморфізму і тектонічних структур, ендегенна мінаренія на різних стадіях розвитку.

ТЕМА 4. ТЕКТОНІЧНІ РУХИ

4.1. Основні типи тектонічних рухів

В. Є. Хаїн і Н. Б. Васоєвич запропонували коливальні рухи розділити на власне коливальні і хвильові, а розривні виключити. Генетична класифікація — запропонована В. Є Хаїном (табл. 4.2).

Таблиця 4.2

Загальна класифікація тектонічних рухів

Рівень зародження рухів	Істотно-вертикальні рухи		Істотно-горизонтальні рухи	
Верхня частина осадочного чохла	Екзотектонічні рухи			
	Екзотектонічні складки ущільнення, розбухання і т.д.	Екзотектонічні скиди і вскиди	Екзотектонічні складки (зсувні, льодовикові)	Екзотектонічні здвиги, надвиги і шар'яжі
Осадочний чохол	Поверхневі (покривні) рухи			
	Складчасті рухи (нагнітання)	Блокові рухи (розломах)	Складчасті рухи (загального зминання, гравітаційні, принадвигові)	Здвиги, надвиги, шар'яжі (гравітаційні)
Консолідована кора (гранітний + базальтовий шар)	Корові рухи			
	Складчасті рухи (складчасті обтікання)	Блокові рухи (по скидам)	Складчасті рухи	Здвиги, надвиги, шар'яжі (не гравітаційні)

Верхня мантія	Глибинні рухи			
	Хвильові рухи	Глибові рухи	Хвильові рухи (мега-складки)	Глибинні здвиги і надвиги
Нижня мантія	Понадглибинні рухи			
	Мегаденудації глобального масштабу	Понадглибинні розломи	Рухи плюмів	

4.2. Сучасні і новітні рухи земної кори

Ці рухи піддаються безпосереднім спостереженням, включаючи інструментальні.

Під сучасними рухами розуміються рухи в останні 6000 років, коли рівень океану відносно стабілізувався після танення валдайських (вюрмських) льодовиків і завершення процесів ізоста-тичного вирівнювання в раніше покритих льодовиками областях. Рівень океану 6,0 тис. років тому був на 6 м нижче сучасного, з підвищенням в подальшому на 1 мм в рік.

Новітні рухи — це руху неогену і антропогену, що зумовили перетворення рельєфу і зберігачі свої тенденції в сучасну епоху. Початок цього етапу коливається від раннього олігоцену до пізнього міоцену. Новітні тектонічні рухи вивчаються неотектонікою (В. А. Обручев, 1948 р.), яка дозволила застосовувати в геотектоніці принцип актуалізму. Це жива тектоніка і її роль в практиці величезна (будівництво, прогноз землетрусів, пошуки рудних розсіпів, покладів нафти і ін.).

Важкими задачами неотектоніки є вивчення глибинних структур в їх новітньому прояві, виділення типів розломів, вивчення впливу їх на процеси магматизму, рудогенезу і утворення рельєфу, а також зв'язку цих структур з землетрусами та вулканізмом. Вивчення регіонального матеріалу показує, що рухи земної кори проявляються безперервно на протязі всього новітнього часу. Вони то посилювались, то слабшали у відповідності з особливостями накладання рухів різних періодів і їх інтерференції. В цілому, еволюція розломних зон йшла по шляху зниження відношення їх ширини до довжини і збільшення граничних довжин зон динамічного впливу.

Цей процес проходив нерівномірно. На протязі порівняно більших часових проміжків механічні напруження в деструктивних полях монотонно росли, що приводило до формування осередків напруженості. При розрядці накопленої в таких осередках енергії формувались нові розривні порушення, які супроводжуються часто катастрофічними явищами. Результатами цього процесу явилось формування сучасної тектонічної будови літосфери.

4.2.1. Сучасні вертикальні рухи

Сучасні рухи підрозділяються на 2 типи: повільні (вікові) — вертикальні і горизонтальні; швидкі (стрибокподібні), пов'язані із землетрусами великої амплітуди.

Інструментальні методи дозволяють встановити, що Малий Кавказ піднімається зараз з швидкістю від 8 до 13,5 мм/рік; складчаста споруда Східних Карпат 1,5–1,7 мм/рік; Балтійський щит в Скандинавії також росте і швидкість підняття складає 8-10 мм/рік; у Байкальській рифтовій зоні швидкість сучасних вертикальних рухів коливається від 10 до 20 мм/рік, причому найбільше значення вона має в районах новітнього базальтового вулканізму. У багатьох районах відбуваються сучасні опускання. Наприклад, Чорноморське побережжя Кавказу занурюється з швидкістю до 12 мм/рік; побережжя в районі м. Бургас в Болгарії — 2 мм/рік; беріг на захід від Одеси — до 4,3 мм/рік. Важливою особливістю сучасних вертикальних тектонічних рухів є їх успадкованість від древнього структурного плану регіону. Така, по суті, пряма кореляція встановлена для Східно-Європейської платформи, Карпато-Балканського регіону, Терсько-Каспійського передового прогину і багатьох інших місць. Подібна успадкованість свідчить про те, що стародавні розломи, складки різного типу, вали і так далі "живуть" і в даний час.

4.2.2. Сучасні горизонтальні рухи

Геофізичні та геодезичні методи дозволяють точно фіксувати і горизонтальні зсуви земної кори. На заході Північної Америки, в Каліфорнії розташований сейсмоактивний розлом Сан-Андреас, що простежується більш ніж на 1000 км. при ширині до 20 км. Сан-Андрéас (англ. *San Andreas Fault*) — трансформаційний роз-

лом завдовжки 1300 км у Каліфорнії в США. Розлом є на межі Тихоокеанської і Північноамериканської плит. Утворився після зникнення плити Фараллон. Паралельно розлому Сан-Андреас, проходять розломи Сан-Габріель і Сан-Хасинто. З розломом пов'язані землетруси, що досягають 8,1 балу за шкалою Ріхтера і великі поверхневі зсуви до 7 м. Найвідомішими є землетрус в Сан-Франциско (1906) і землетрус Лома-Пріета (1989). Зважаючи на часті і сильні землетруси в цьому густо населеному районі США за поведінкою розломів ведеться пильне спостереження ось вже протягом півстоліття. Розлом Сан-Андреас є складною тектонічною зоною, що складається з численних кулісоподібних розривів, по яких в цілому встановлюється зсув із швидкістю 30-80 мм/рік і навіть більш. Проте по різних зрушеннях в різних місцях зсуву відбуваються з неоднаковою швидкістю, причому вона в різні періоди часу також міняється. Мало того, може змінюватися і напрям переміщення, але сумарно це праве зрушення, для якого вимірювання з супутників дали в 1978 р. швидкість близько 94 мм/ рік. По одних ділянках зсув відбувається безперервно, по інших стрибкоподібно. Зміщуються дороги, огорожі, русла ярів, бетонні жолоби для води. Вивчення подібних зсувів дуже важливе для прогнозу сейсмічної небезпеки.

На Українському щиті в Криворізькому залізорудному басейні ранньопротерозойського віку тривалий час спостерігають крупний розлом-зрушення, зсуви по якому за 24 роки склали в середньому 10-20 мм/рік.

Важливі результати були отримані останніми роками за допомогою космічної геодезії. Лазерні вимірювання з супутників, зокрема з американського «Лагосат», довели горизонтальне переміщення крупних плит літосфери. Так, Австралія рухається назустріч Тихоокеанській плиті із швидкістю 46 мм/рік. Південна Америка зближується з Австралією із швидкістю 28 мм/рік; Південна і Північна Америка в районі Карибського басейну рухаються назустріч один одному — 8 мм/рік; Тихоокеанська плита переміщається назустріч Південній Америці — 5 мм/рік і так далі Ці дані дуже добре співпадають з швидкостями руху плит літосфери, обчисленими по лінійних магнітних аномаліях океанів. Супутникові методи дозво-

лили достатньо переконливо показати, що крупні плити літосфери переміщуються по поверхні Землі з досить великою швидкістю.

4.3. Вивчення тектонічних рухів

Неотектонічні рухи, почавшись близько 40 млн. років назад, привели до створення сучасної зовнішності Землі. Правильне розуміння розвитку структур, створених за цей час, має дуже велике значення для прогнозу родовищ нафти і газу, мінеральних вод, розсіпів, що містять олово, золото, титан. Для вивчення неотектоніки застосовують різні методи, геоморфологічні особливості, що фіксують в основному, і еволюцію рельєфу. Неотектонічні рухи виявляються по вивченню річкових терас в їх подовжньому і поперечному перетині. Складання подовжніх профілів по річкових долинах — один з головних методів вивчення неоген-четвертинних тектонічних рухів. При піднятті річки вриваються, оскільки зростає жива сила потоку, при опусканні накопичуються алювіальні відкладення, що складають акумулятивні тераси. Від верхов'я річки в гірських областях висотні рівні терас поступово знижуються у бік їх гирла, а в місці виходу річки на передгірну рівнину — передовий прогин — спостерігаються так звані «ножиці» терас, коли древніші алювіальні відкладення виявляються такими, що залягають нижче за молодих, тоді як в горах вони розташовуються в зворотному порядку. У місцях розломів, що «живуть», піднятий, і тоді поверхня терас переживає перегини, деформацію, що і дозволяє виявити новітні розломи.

Форма рельєфу морських берегів указує на характер рухів. Затоплення гирл річок і утворення естуаріїв, наприклад, в гирлі р. Чорною в Севастополі, свідчать про опускання побережжя, що відбувається (естуарій (лат. *aestuarium* — «затоплюване гирло річки») — однорукавне, лійкоподібне гирло річки, що розширюється в напрямку моря.). Всі севастопольські бухти змогли утворитися тільки при таких тектонічних процесах. Про це ж свідчать стародавні грецькі міста, руїни яких зараз знаходяться на дні Керченської протоки, біля м. Сухумі і в інших місцях.

Дуже важливі відомості про неотектонічні рухи дають поверхні вирівнювання різного походження, абразійні, денудаційні, акумулятивні. Наприклад, на Південно-східному Кавказі виділяються

шість таких поверхонь, причому найвища і найдревніша — Шахдагська, розташовується на висотах 4200-3500 м, складається з двох рівнів і була вироблена в пізньому міоцені в сарматському віці, про що свідчать морські відкладення цього віку, які залягають на абразійній Шахдагській поверхні. Отже, район р. Шахдаг був піднятий за пліоцен-четвертинний час більше ніж на чотири кілометра. Кожна нижча поверхня і її останці відділяються від вищої уступом або обривом, вказуючи на переривчастий характер здійснення Кавказу, коли періоди відносного спокою, під час яких і вироблялася поверхня вирівнювання, уривалися прискореним підняттям.

Гірсько-складчасті споруди найчастіше утворюються у вигляді гігантського зведення, що зростає, ускладненого розломами. У міру зростання цього зведення в спокійні періоди формуються поверхні вирівнювання, вивчаючи деформації яких можна виявити історію геоморфологічного розвитку орогену. В інших випадках, як, наприклад, на Тянь-Шані, до початку горотворення існував пенеплен — вирівняна денудаційна поверхня, яка в після-олігоценовий час швидко була піднята на велику висоту. Тому на Тянь-Шані можна бачити на висотах в 4 км. рівні долинні ділянки, майже рівнину, в яку глибоко врізані річкові ущелини. А тераси в цих вузьких річкових долинах фіксують собою стадії урізування річки, тобто пульсації піднять, після того, як почалася регресивна ерозія і пенеплен був піднятий. Вік поверхонь вирівнювання визначається за віком відкладень, приурочених до них, якщо в останніх є які-небудь палеонтологічні залишки, або за іншими даними — літологічним, абсолютному віку вулканітів і т. ін.

Існують й інші методи вивчення неотектонічних рухів, про які ми лише згадаємо. Орографічний метод базується на аналізі висотних відміток рельєфу, і при цьому передбачається, що він безпосередньо відображає темп тектонічних рухів. Проте в цьому випадку не враховуються процеси денудації, ерозії і ряд інших чинників. А зріз під час підняття гір може бути дуже значним; наприклад, на Кавказі, з початку його підйому в пізньому міоцені, він склав декілька кілометрів. Батиметричний метод використовується для дослідження підводного рельєфу, що створюється тектоніч-

ними рухами. Слід враховувати, що на морському дні важливу рельєфоформуючу роль відіграють процеси підводного сповзання, органогенні споруди (риффи), дія гідротермальних струменів («чорні курці»), течії та ін.

Морфологічні методи, що базуються на аналізі топографічних карт, аеро- і космозйомка, дають можливість, виділяючи річкові долини різного порядку і враховуючи глибину їх урізування, нахили поверхонь і т. д., виявити і оконтурити позитивні і негативні структури. Морфологічні методи дають хорошу «віддачу» при використанні в платформенних областях, де дозволяють виявляти пологі похоронені підняття, такі, що слабо відбиваються в рельєфі і є перспективними для пошуків покладів нафти і газу. Різновидів морфологічних методів більш за півсотню, але всі вони, врешті-решт, зводяться до аналізу топографічних карт різного масштабу, результати обробки яких вимагають перевірки геологічними і геофізичними методами.

Останнім часом все ширше в геології використовуються дистанційні методи, у тому числі і космо-фотознімки, дешифрування яких дозволяє виявити багато особливостей структур, у тому числі і неотектонічні, такі, що раніше вислизали від уваги дослідника. По суті все, що дешифрується на космічному знімку, тим чи іншим чином, виявляється неотектонічного походження, інакше це просто не було б видно. Дуже важливо, що на поверхні Землі «просвічує» глибинна структура, тобто відбувається своєрідна передача інформації. Справа полягає в тому, що неотектонічні переміщення як би проявляють древніші і такі структури, що залягають більш глибоко. Зони підвищеної проникності — розломи — є такими, що відносно обводнюють, і це міняє фототон на знімку. По розривах, що випробовують стиснення, розтягування, зсув і т. д., можуть підніматися глибинні гази, флюїди, що позначається на характері рослинного покриву і, отже, знову-таки на фототоні. Підвищений тепловий потік по сітці розломів в умовах Західно-Сибірської плити приводить до більш раннього танення снігів уздовж розломів, тому космічна зйомка навесні дає прекрасний матеріал для виявлення лінеаментів. Космічні знімки представляють можливість відчувати сучасну геодинаміку неотектонічних процесів, у багатьох випадках успадковану від древніших структурних планів.

Періодичність і ритмічність сучасних новітніх і неотектонічних вертикальних рухів встановлена на багатьох полігонах за даними спеціальних високоточних вимірювань і геоморфологічних і геологічних спостережень. Так, для сучасних рухів по матеріалах повторних високоточних нівелювань М. І. Миколаїв приводить періоди в 37, 8-9, 5–6 років і близько року. Передбачається, що існують навіть добові високочастотні коливання земної поверхні. Як вважають К. Ф. Тяпкін і А. Г. Бондарук, коливання з річною періодичністю мають загальнопланетарний характер і, можливо, пов'язані з ротаційним режимом земної кулі, що безперервно змінюється, до чого безперервно вимушена "приспособуватися" форма геоїда.

Сучасні тектонічні рухи вивчаються геодезичними методами (повторна нівеляція, триангуляція, трилатерація, лазерні вимірювання, методи космічної геодезії), які показують, що вони відбуваються безперервно і повсюдно. Швидкість вертикальних рухів складає від доль до перших десятків мм, горизонтальних на порядок вище, — від долей мм до перших десятків см в рік. Новітні рухи вивчаються переважно геоморфологічними методами, оскільки саме вони відповідальні за створення основних форм сучасного рельєфу земної поверхні. В той же час в областях низхідних вертикальних рухів, в межах внутрішніх і краєвих морів і підводних околиць континентів, про амплітуду швидкості цих рухів можна судити по потужності (товщині) шарів осадкових відкладів, що накопичуються. При вивченні доолігоценових вертикальних, а частково і горизонтальних рухів метод аналізу розподілу фацій і потужностей осадкових і вулканогенних відкладень стає провідним, оскільки доолігоценовий рельєф зберігається лише на окремих ділянках, зазвичай в похороненому вигляді. Велике значення для відновлення великомасштабних переміщень плит літосфери мають дані палеомагнітних досліджень, а для останніх 180–160 млн. років (часу існування сучасних океанів) — картування лінійних магнітних аномалій, що відповідають ізохронам океанського ложа (відстань між ними дає можливість розрахувати швидкість розширення океану).

Недавно Г. С. Вартаняном і Г. В. Куліковим було зроблено дуже цікаве відкриття, що стосується «гідрогеодеформаційного поля»

Землі. Було встановлено, що на великих просторах території СНД рівень води в свердловинах раптово починає швидко підвищуватися, він як би «збуджується», а потім так само швидко протягом декількох діб повертається в нормальний стан. В той же час в сусідніх районах після спокійного періоду починається підйом рівня води, а потім він знову швидко знижується. Було висловлено припущення, що подібна ритмічність пов'язана з деяким край малим стисненням земної кори, під час якого рівень води в свердловинах підвищується. Наступне за стисненням розширення викликає пониження рівня. Цей процес періодичного стиснення і розширення охоплює всю земну кору і виявляється на її поверхні нерівномірно і то там, то тут як би «спалахують» вогнища такого стиснення і розширення. Цілком можливо, що з цим явищем, як вважається, зв'язані кільцеві «структури — примари», лише іноді спостережувані з супутників. Структури то з'являються, то зникають, що обумовлене зміною режиму підземних вод, у свою чергу пов'язаним з чергуванням стиснення і напруги в земній корі.

Певна ритмічність і періодичність неотектонічних рухів встановлена і для крупніших структур, наприклад для Східно-Європейської платформи. Слід пам'ятати про те, що в цей же час відбувалися евристатичні коливання рівня океану, які накладалися на власне тектонічні рухи суші. Так, саме на другу половину олігоцену доводиться найбільше пониження рівня Світового океану, що перевищує 300 м. Крупні і тривалі ритми новітніх рухів охоплюють набагато більші площі, чим короткі.

ТЕМА 5. МЕТОДИ ПАЛЕОТЕКТОНІЧНОГО АНАЛІЗУ

Методи палеотектонічного аналізу засновані на вивченні розподілу, сполуки, потужності й умов залягання осадовчно-вулканогенних товщ, або на аналізі потужностей, формацій, перерв і незгодженостей.

5.1. Аналіз фацій

Уперше це поняття введене А. Греслі (1838). Фацією називається певний тип осадкової породи, що виникла в конкретних фізико-географічних умовах (напр. руслові піски, озерні вапняки й ін.). Чисто літологічні різновиди відкладень багато хто називають літофаціями. Розподіл фацій відображає топографію дна древнього басейну, його берегів і суміжної суші, а рельєф у свою чергу тектонічні рухи.

Карти фацій дають якісне представлення про розподіл областей здійснення і прогинання, а також підкріплюють дані карт потужностей. Особливо важливе встановлення областей розмиву. На склад осадків впливають: діяльність хвиль, бари, коси, перевищипки, підводні вали, естуарії, приливно-відливні течії, підводні плини, муттєві придонні потоки (під впливом сили тяжіння). На особливості — звичайно, загрубіння уламкового матеріалу і перевага глинистих осадків — при зростанні глибини (Грозний, Дагестан і ін.).

На мілководних блоках, що піднімаються, розвиваються: рифові фації, на опущених — шаруваті вапняки. У зонах глибинних розломів — глибові конгломерати, як продукти підводних обвалів і зсувів (Південно-східний Кавказ, Центральний Сіхоте-Алінь та ін.).

Аналіз фацій дозволяє оконтурити різного масштабу тектонічні підняття і прогини, зони розломів і флексур. Особливості тектонічного режиму відбиваються у складі відкладів, потужності викопних форм рельєфу, вивітрювання і т.п. Вплив тектонічного режиму на склад і будову осадових товщ. Тектонічна обстановка осадонакопичення (тектонічний фактор) — визначається структурно-морфологічними особливостями області седиментації й навколишньої суші і їхнім тектонічним режимом (характером тектонічних рухів, вулканізмом, сейсмічністю і т.д.).

Седиментаційний басейн — морський басейн (або велика його частина), розташований у межах відособленого структурного елемента земної кори із тривалою історією розвитку й характерним тектонічним режимом, що характеризується особливістю живлення осадовим матеріалом, з відмінним комплексом властивих йому осадових утворів.

Тип осаду (літотип) — матеріально-генетичний різновид осадків, що володіє комплексом первинних ознак, які відрізняють його від інших різновидів у рамках матеріально-структурних класифікацій. У гранулометричній класифікації виділені групи пісків (50% фракції 0,05–2 мм), алевритів або алевритових мулів (50% фракції 0,05–0,005 мм) і глинистих мулів (50% фракції 0,005 мм). У їхніх границях градація окремих типів заснована на кількості домішки — 10%, 10–30% і 30–50%. У рамках речовинної класифікації виділені групи теригенних (50% уламкової й глинистої речовини), вапняних (карбонатних) (50% CaCO_3), кременистих (50% SiO_2 *аморфн.*), органічних (50% ОР) і т.д. осадків. В їхніх границях градація окремих типів заснована на наведеній вище кількісній домішці. Таким чином, назва осаду дається в результаті комбінації структурних і речовинних параметрів. Генотип – літотип з комплексом ознак, що вказують на спосіб (механізм) його утворення. При виділенні генотипів використовуються класифікації В. Т. Фролова (1984) і О. А. Чистякова й О. А. Щербакова (1983).

Фації — різновиди осадового шару (літотипи), сформовані в різних обстановках седиментаційного басейну, відбитих в їхніх ознаках.

Мезофація — сукупність фацій, що відповідають частині морфоструктурної зони басейну седиментації. Фаціальний комплекс або макрофація – парагенез фацій, що відповідають великій морфоструктурній зоні басейну седиментації.

Обстановка осадо накопичення – сукупність компонентів природного середовища в басейні седиментації. Ландшафт — сукупність обстановок осадо накопичення, що належать великій морфоструктурній зоні (шельф, континентальний схил, глибоководна западина) басейну седиментації.

Генетичний комплекс — парагенез генетичних типів, що виділяються у межах великої морфоструктурній зони басейну седиментації. Осадовий комплекс — сукупність фаціальних комплексів,

що сформувалися в однотипному басейні седиментації за час його існування.

5.2. Зміст генетичного і фаціального аналізів

Виходячи з поняття про фації як про комплекси відкладів, що відрізняються складом і фізико-географічними умовами утворення від сусідніх відкладів того ж стратиграфічного відрізка, суть фаціального аналізу зводиться до відновлення цих фізико-географічних умов по складу відкладів. Однак основні відмінності в понятті фації знайшли відображення у появі генетичного аналізу, який також зводиться до відновлення генезису осадових порід. При цьому залежно від розуміння генезису в широкому або вузькому значенні генетичний аналіз є окремим випадком фаціального аналізу або навпаки фаціальний аналіз є окремим випадком генетичного.

Основне завдання фаціального аналізу — це відновлення географії минулих епох — палеогеографії, точніше географічної зональності для певних етапів розвитку природних геологічних районів. Вивчення походження порід і відкладів можна назвати загальним генетичним аналізом.

5.2.1. Генетичні ознаки осадів і осадових порід

Фізичні параметри:

– вивчення неорганічних первинних осадових текстур, що включають вивчення всіх особливостей шаруватості й поверхонь нашарування, що є прямим відбитком середовища осадо накопичення й енергетичних умов, що переважали в цей час;

– вивчення осадових структур — гранулометричний аналіз осадів, що включає визначення розміру зерен, їх форми, структури поверхні.

Ці параметри контролюються головним чином умовами і способом переносу й, у меншій мірі, умовами відкладання.

Неорганічні осадові текстури в загальному можуть бути об'єднані у дві групи: поверхонь нашарування й шаруватість (об'єднуючі текстури власне шаруватості й деформації).

До першої групи віднесені: знаки брижі плинів і хвилювань, що відбивають форми ложа потоку, знаки вітрової брижі, сліди й відбитки на поверхнях нашарування (текстури типу ямок і горбків,

кластичні дайки, тріщини всихання, тріщини, відбитки крапель дощу, піни, сліди прибою, струменів, текстури розмиву й заповнення, у тому числі, поздовжні борозни, сліди предметів).

До другої групи віднесені текстури конседиментаційної деформації (це текстури впровадження, конволютна шаруватість, кульові й подушкові текстури, текстури оповзання) і різні типи шаруватості. Шар — осадова одиниця, що сформувалася у фізичних умовах, що суттєво не мінялися, і при постійному поповненні близького по складу матеріалу в ході осадження цього одиночного шару. Товщина шару може мінятися від декількох міліметрів до декількох метрів. Один шар може складатися з більш дрібних одиниць – прошарків. Звичайно товщина прошарку обчислюється міліметрами. Типи шаруватості: коса (площинна й жолобкувата); одно- і різноспрямована, дрібна — до 5 см і велика — більше 5 см; лінзоподібна, хвиляста, градаційна, горизонтальна, гомогенна або масивна текстура.

Хімічні й мінералогічні параметри:

Eh і Ph середовища по мінералах і органічним залишкам. Наприклад, гематит указує на повністю аеровані або окисні умови, сульфіди заліза — на відновлювані або позбавлені кисню умови. Високий вміст збереженої органічної речовини також є доказом анаеробних умов; солоність по мінералах, фауні й бору, ізотопія кисню; мінерали-індикатори: глауконіт, ооліти, фосфорити (континентальний шельф у районах теплих вод), глинисті мінерали; колір — контролюється хімізмом середовища осадонакопичення; розсіяні елементи.

Біологічні параметри: тверді частини кістяків і особливості їх схоронності, біотурбаційні текстури (деформаційні текстури і фігуративні текстури), фекальні пеліти.

5.3. Континентальні фації

5.3.1. Фізико-хімічні, кліматичні умови континентального осадонакопичення

Континентальне осадонакопичення має ряд особливостей: нестійкість (осади, що нагромадилися, часто відразу ж зазнають розмиву), мінливість, перевага уламкового матеріалу (більшість розчинених речовин виноситься в море), найбільш тісний зв'язок

з материнськими породами, склад органічних залишків (наземні рослини й тварини: хребетні, комахи, прісноводні організми) і кліматична зональність.

Три типи літогенезу, обумовлені кліматичними відмінностями: льодовий, гумідний і аридний виділені М. М. Страховим. [М. М. Страхов, 19]

Льодовим називають такий тип літогенезу на континентальних площах, який забезпечує геологічно тривале існування на даній території льодового покриву. Як правило воно має місце у високим широтах. Сучасним прикладом є Гренландія, Антарктида, окремі острови Північного Льодовитого океану. Основною ознакою льодових областей є їхня низька середньорічна температура, відсутність якої-небудь помітної діяльності води в рідкій фазі й активність води тільки у твердому стані у вигляді льоду (рис. 5.1).

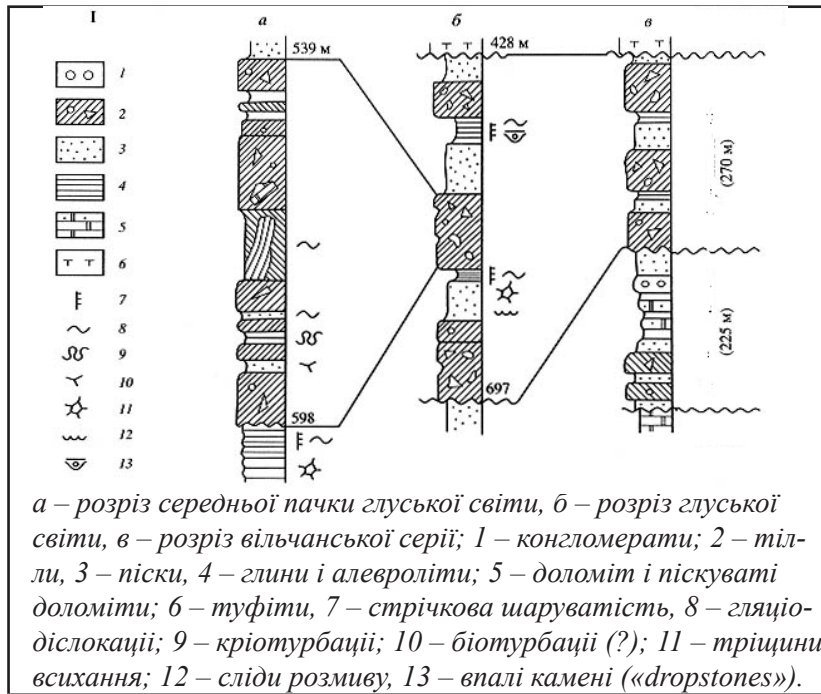


Рис. 5.1. Циклічна будова вільчанської льодовикової серії, нижній венд, Білорусія.

Основним джерелом осадового матеріалу є механічне вивітрювання; перенесення здійснюється також механічним шляхом за допомогою льоду, поталих вод або вітру. Хемогенні процеси осаджування і життєдіяльність організмів різко подавлені. Генетичні типи льодовикових відкладань досить різноманітні.

Гумідним називається «породоутворення в умовах вологих кліматів, метеорних осадків, що відрізняються перевагою, над випаром і з температурами, переважаюче існування води в рідкій фазі, принаймні протягом теплої частини року. Тропічний, субтропічний, помірний і холодний вологий клімат є різновидами гумідного кліматичного режиму». Розташовуються гумідні зони широкими смугами в північній і південній півкулі й займають на сучасній суші найбільший простір. Гумідне осадоутворення відрізняється від льодового більшою складністю й різноманітністю. Крім чисто механічних процесів, у ньому беруть участь хімічні й біологічні процеси. Основне перенесення осадового матеріалу здійснюється ріками. При цьому речовина мігрує у вигляді розчинів, у вигляді суспензій і волочинням. Осадження відбувається або по шляху переносу, або у водоймах накопичення: озерах і морях. Більша частина виноситься в моря. Серед континентальних осадів гумідної зони переважають уламкові породи, хоча досить типові торфовища, присутні карбонатні й сапропелеві мули. Для гумідного літогенезу характерні також високі концентрації ряду елементів: заліза, марганцю, алюмінію. Рудоутворення відбувається в корі вивітрювання, на шляхах переносу (розсипи), в озерах.

Для аридного типу літогенезу характерна перевага процесів випару над кількістю опадів, що випадають, за рік. Він розповсюджений в областях посушливого клімату. Кліматична поясисть тут значно порушується рельєфом, який ускладнює морфологію зон. У результаті деякі зони здобувають меридіональну спрямованість (пустелі Чилі).

Для аридних процесів характерне ослаблення міграції елементів у корі вивітрювання. З неї майже не вимиваються залізо, марганець, алюміній та ін. Для районів з посушливим кліматом характерна відсутність лісового покриву, болота зустрічаються рідко, як наслідок в аридних відкладах мало вугілля. Внутрішньоконтинен-

тальні водойми аридної зони як правило безстічні й осолонені. Наприклад, оз. Балхаш, Аральське море. У результаті в цих водоймах різко падає роль організмів, зате підсилюється роль хемогенних осадів. Недолік води в районах з аридним кліматом приводить до того, що механічні осади тут часто погано сортовані. З іншої сторони в цих районах збільшується роль вітру як агента переносу.

5.4. Аналіз потужностей

Один з найважливіших методів палеотектонічних досліджень розроблений В. В. Білоусовим та ін. Цей метод дає якісну оцінку тектонічних рухів (карти рівних потужностей), оскільки потужність осадків у епіконтинентальних морях приблизно дорівнює амплітуді занурення дна басейну (Донбас, Апшерон).

За 100 років може нагромадитися 5 м піску, близько 2 м глини, 1 м вапняку, 1,5–2 м солі і т.п. Однак, незалежно від цього, максимальна потужність осадків приурочена до центральних частин басейнів седиментації, що пояснюється осереднюючим впливом геологічного часу (по В. В. Білоусову). Зміст останнього в тім, що нагромадження могутніх пачок осадків біля берега виявляється недовговічним — хвилі знищують ці осади і вони переносяться в глибоку частину шельфу.

Лави, особливо основні і середні, течуть на 200 км і більше у напрямку зниження рельєфу (крім ліпаритів). Якщо приплив теригенного матеріалу із суші забезпечує заповнення простору зони, що опускається, то ми говоримо про компенсацію тектонічного занурення нагромадженням осадків, зі збереженням визначеного їхнього складу по розрізу.

Коли приплив теригенного матеріалу перевищує обсяг заповнюваного простору, ми маємо справу із надлишковою компенсацією занурення нагромадженням (приклад Казанський басейн P_2 система озер і рівнин).

Проблема глибини палеобасейну дуже складна, при цьому необхідно враховувати: 1) літологічний вигляд осадової породи, 2) специфічні мінеральні утворення, 3) органічні залишки. Усе це стосується тільки мілководних басейнів, дно яких піддається впливу хвиль (50–200 м).

До осадків глибоководних басейнів метод аналізу потужностей застосовувати дуже важко, оскільки швидкість осадконакопичення там мала (близько 1 мм у 100 років), а місцями осадки зовсім не відкладаються (крім муттєвих потоків і придонних плинів). У геосинклінальних областях, включаючи передові прогини, відомі випадки некомпенсованого занурення (Башкирське Передуралле, Східні Саяни, флішові прогини, облямовані бар'єрними рифами).

Зона найбільших потужностей осадків не завжди збігається із зонами найбільших глибин, тобто батиметричною віссю басейну. Басейн некомпенсованого прогинання згодом заповнюється більш молодими відкладаннями — подібним заповненням часто буває евапоритова формація (Схід. Присаянне в ранньому кембрії). Некомпенсоване занурення може продовжуватися довго (Зілаїрський прогин Південного Уралу — від силуру до верхнього девону — 60 млн. років). Спочатку прогинання — недозавантаження осадками, у середині — вирівнювання, перекомпенсація наприкінці (час замикання прогину).

У глибоководних прогинах невеликої ширини може бути рівновага між нагромадженням осадків і опусканням дна зі збереженням глибини (аспідна фармація, фліш, крейда).

Відомі три головних фактори вторинної зміни потужності осадків:

1. ущільнення осадків під впливом ваги верхніх шарів;
2. зміна потужності при складкоутворенні;
3. наступний розмив відкладень.

Глини ущільнюються на 80 %, алеврити — до 40 %. Ущільнення товщ девону на Російській плиті близько 5 %, мезозою і кайнозою Скіфської плити — 10–25 % від первісної потужності. Вижимання пластичних порід (глина, гіпс, сіль) у зводі змінює потужність у 2–3 рази (Схід. Сибір, Апшерон, Прикаспійська западина).

Ранньовторинний розмив може цілком знищити осадки і виникнуть вторинні «зони нульових потужностей», що дозволить виділити древні підняття і прогини. Аналіз потужностей повинний проводитися у комплексі з аналізом фацій, при цьому для досить тривалого геологічного часу, з урахуванням успадкування розвитку.

5.5. Аналіз формацій

Поняття «формація» у літолого-стратиграфічному змісті виникло в XVIII в. (Г. Фюкнер) для позначення крупних товщ осадкових порід, що виділяються по переважанню або певному поєднанню деяких їх типів і місцю в загальній послідовності геологічних нашарувань (наприклад, стародавній червоний пісковик, писальна крейда в Європі). Формація — це природне і закономірне сполучення (асоціація, парагенез, комплекс, набір) гірських порід (осадкових, вулканогенних, інтрузивних), зв'язаних спільністю умов утворення і виникаючих на визначених стадіях розвитку основних структурних зон земної кори (це набір літофацій). Формація може складатися з однієї породи (писальної крейди), трьох-чотирьох (фліш), іноді — більше (вугленосна). Однорідні формації — однофаціальні, багатопородні — поліфаціальні.

Надалі цей термін втратив своє стратиграфічне значення і придбав генетичний (парагенетичний) сенс; лише у американській літературі термін «формація» застосовується для позначення підрозділів регіональних літо-стратиграфічних шкал. Французький геолог М. Бертран розглядав (1897) формації як «гірські фації» (наприклад, фліш, моласи), що відповідають певним етапам в розвитку геосинкліналей.

Поняття «формація» поширено на магматичні (Ф. Ю. Льовінсон-Лесінг, Ю. А. Ковальов, Дж. Ферхуген), метаморфічні (О. А. Маракушев, М. Л. Добрецов, В. С. Соболев та ін.) і метасоматичні (Д. С. Коржінський, Є. А. Жаріков, Б. І. Омеляненко та ін.) породи.

Під осадковою формацією розуміється велике, таке, що приблизно відповідає за об'ємом геологічним системам, відділам або їх частинам, поєднання певних типів гірських порід, які закономірно повторюються, що свідчить про стійкість обстановки їх утворення. Кожна формація характеризується спільністю складу, будови і розповсюдження, що відображають це формування в певних палеогеографічних умовах, пануючих на певному етапі розвитку тієї або іншої тектонічної області (зони), з властивими їй тектонічним режимом і кліматом. Формація — це комплекси фацій і генетичних типів відкладень. Межі формації можуть ковзати в

часі; різні типи формацій, повторюючись у відкладеннях різного віку, певним чином змінюють свої особливості.

Виділення формацій проводиться по речовому складу, а їх класифікація здійснюється перш за все за тектонічною ознакою з урахуванням кліматичних умов, що в окремих випадках грають вельми важливу роль. Три головні групи формацій — осадкові, вулканогенні, магматичні — часто самі зустрічаються в певному поєднанні; так, вулканогенні та інтрузивні формації зв'язані спільністю магматичних вогнищ, утворюють так звані вулканоплутонічні асоціації (наприклад, трапова асоціація платобазальтів, долеритів і габро-діабазів; асоціація андезит-ліпаритових вулканітів і гранітоїдів). Подібні асоціації можуть утворювати також магматичні і осадкові формації — наприклад, офіолітова асоціація ультраосновних і основних інтрузивних порід, основних лав і крем'янисто-карбонатних глибоководних осадків; сланцево-діабазова асоціація глинистих сланців, спілітів, діабазів і т. п.

Учення про магматичну формацію успішно розвивалося Ю. А. Кузнєцовим як особливого наукового напрямку, що виник на стику тектоніки і петрології. Магматичні формації — співтовариства магматичних гірських порід, що виникають в певній геологічній обстановці і відповідають окремим етапам розвитку тієї або іншої ділянки земної кори.

У основі виділення метаморфічних формацій також лежить принцип спільності походження метаморфічних гірських порід, пов'язаних з визначеними тектонічними структурами (рухомими поясами або платформами) на різних стадіях їх розвитку (наприклад, в ранні стадії розвитку евгеосинкліналей виділяються метаморфічні формації спілітів, а на завершальній стадії геосинкліналей утворюються метаморфічні формації гнейсів і мігматитів, сланців і філітів).

Поняття про метасоматичні формації (наприклад, скарнова, грейзенова, альбітитова формація) розвинено слабкіше; по ряду ознак вони повинні відноситися до вторинних формацій. З магматичною і метасоматичною формацією тісно зв'язані і асоціюються рудні формації як групи рудних родовищ близької по складу мінеральної сировини, утворені в схожих геологічних і фізико-хімічних

умовах на поверхні або в надрах Землі. Приклади рудних формацій — хромітова, піротин-халькопірит-пентландитова й ін. Учення про рудні формації (А. Г. Бетехтін, Ю. А. Білібін, І. Р. Магак'ян, Р. М. Константинов, В. І. Смирнов та ін.) розвивається як особлива гілка науки про рудні родовища.

Розподіл формацій на площі відображається на палеотектонічних картах, з відображенням потужностей, областей розмиву і т.д. Крім того, будуються формаційні профілі. Усе це наповнило тектонічні елементи новим структурно-речовинним змістом, що дозволило вирішити багато важливих проблем геотектоніки.

5.5.1. Аналіз вертикального розрізу і циклічність

Для осадових товщ характерна зміна у вертикальному розрізі спокуси і фаціальної природи осадків, що виражається в шаруватості, циклічності (чи ритмічності), які обумовлені особливістю тектонічного режиму.

Основні причини утворення шаруватості і ритмічності:

- розміри і висота суші, що забезпечує басейн відкладами;
- інтенсивність процесів вивітрювання в області зносу;
- умови переносу продуктів вивітрювання й ерозії;
- положення берегової лінії і глибини басейну;
- температура, солоність, газовий режим і гідродинамічний режим вод басейну.

Частина цих факторів (перший і четвертий) — тектонічні, частина — кліматичні. Зміни тектонічного режиму можуть виражатися у власне коливальних рухах, що обумовлюють підвищення і зниження рівня моря, переміщення берегів і т.п.; у зміні швидкості висхідних рухів в області розмиву, що приведе до збільшення чи зменшення уламкового матеріалу, що надходить у басейн; до зміни швидкості спадних рухів у басейні седиментації і зв'язаних з цим процесів розширення чи звуження літофаціальних зон.

Найбільш сприятливі умови для відображення коливальних рухів виникають на положистих прибережних рівнинах, заливу періодично морем, де в умовах вологого клімату накопичуються вугленосні відкладення.

Цикли (ритми) у вугленосних формаціях і флішу — із трьох і більш порядків, потужністю 2–10 см, 15–40 см, 60–150 см і по часу

0,45–0,65, 1,7–2,7, 7–9 тис. років. У фліші виділяються ще три ритми більш високих порядків, включаючи потужності 2,5–3,5, 10–15, 40–60 м з періодом утворення 25–35, 100–150, 400–600 тис. років (С. Л. Афанасьєв). Циклічна будова встановлена й у ряді моласових формацій — на Апшерону, у Швейцарії і т. ін. Виділяються великі мегацикли тривалістю 35–40 млн. років, що відбивають (по М. М. Страхову) хвилі регіональних трансгресій і регресії, з якими пов'язана періодичність осадконакопичення.

Цикли нижчого порядку обумовлені в основному кліматичними причинами, а більш великі — мезо- і макроритми — коливальними рухами і навіть хвильовими (для періодів 35–40 млн. років). Аналіз зміни сполук осадків по розрізі служить основним методом виділення коливальних рухів.

ТЕМА 6. НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНИЙ СТАН ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ЛІТОСФЕРИ

6.1. Тектонічні рухи геологічного минулого і взаємовідношення пластів гірських порід

Земля — це активна динамічна система, і земна кора постійно знаходиться у безперервному русі. Одні її ділянки піднімаються, інші — опускаються, і ці переміщення в часі і просторі відбуваються з різною швидкістю. Окрім вертикальних рухів земна кора переміщується і у горизонтальному напрямку, шари гірських порід деформуються, зминаються у складки, наповзаючи один на одного, утворюючи могутні гірсько-складчасті споруди. Всі ці тектонічні рухи прямо впливають на осадконакопичення, утворення корисних копалини, клімат і так далі, тому реконструкція тектонічних рухів минулого, зафіксованих в гірських породах і взаєминах їх шарів, є важливим завданням.

Тектонічні рухи — механічні рухи земної кори, що викликаються силами, які діють в земній корі і головним чином в мантії Землі, що приводять до деформації порід, що складають кору. Тектонічні рухи зв'язані, як правило, із зміною хімічного складу, фазового стану (мінерального складу) і внутрішньої структури тих, що піддаються деформації гірських порід. Тектонічні рухи охоплюють одночасно дуже великі площі. Геодезичні вимірювання показують, що практично вся поверхня Землі знаходиться безперервно в русі, проте швидкість тектонічних рухів невелика, змінюючись від сотих доль до перших десятків мм/рік, і лише накопичення цих рухів в ході дуже тривалого (десятки - сотні млн. років) геологічного часу приводять до крупних сумарних переміщень окремих ділянок земної кори.

Позитивні і негативні тектонічні рухи добре виявляються по закономірній зміні розрізу відкладень. Так, якщо ділянка суші випробовує низхідні рухи, то поступово море наступатиме на сушу, займаючи все більші простори. Подібний наступ моря на сушу називається трансгресією і у вертикальному розрізі цей тип тектонічних рухів буде виражений зміною мілководних, прибережних відкладень більш глибоководними. У разі висхідних рухів море,

навпаки, відступатиме і на розрізі відкладень це позначиться в зміні щодо глибоководних утворень більш мілководними. Відступання моря унаслідок підняття його дна називається регресією.

Здіймання території, що продовжується, приводить до підйому морських відкладень, що раніше накопичилися, вище рівня моря, і вони руйнуватимуться процесами ерозії. Так утворюється поверхня розмиву. Надалі може знов наступити опускання регіону, море трансгресується і на розмитій поверхні відкладень почнуть накопичуватися молоді морські осади, які будуть відокремлені від підстилаючих древніших порід поверхнею незгоди, будова якої грає важливу роль в пізнанні характеру тектонічних рухів. Будь-яка незгода в заляганні шарів гірських порід свідчить про тектонічні рухи, тому їх вивчення — це могутній метод пізнання подібних рухів.

Розрізняють декілька основних типів незгоджень. Паралельна незгодженість виникає у тому випадку, коли вищерозміщена і, відповідно, молодша пачка порід залягає на нижній тільки з розмивом, але кути нахилу шарів не міняються і рівні нулю, тобто обидві пачки були горизонтальні (у первинному заляганні).

Кутова незгодженість свідчить про складніші тектонічні рухи, під час яких нижня товща порід піддавалася не тільки підняттю і розмиву, але і нахилу, наприклад її зім'яло в складки. Чим більше кут незгоди, тим більш енергійні тектонічні рухи відбувалися в даному районі.

Залежно від розмірів площі прояву незгоди підрозділяються на регіональні і локальні, або місцеві. Останні виявляються, наприклад, в зведеннях складок, що ростуть у місцях, де зменшується товщина шарів, змінюються фації, і може відбуватися розмив відкладень.

Швидке опускання розчленованого рельєфу суші приводить до вторгнення моря, до його інгресії в пониження рельєфу, в річкові долини і т.д. Відкладення, що накопичуються тут, притуляються до схилів ущелин, бортів долин, утворюючи незгоджене прилягання залежно від характеру залягання пластів порід в корінних товщах берегів.

Товщі гірських порід, відокремлені один від одного кутовими неузгодженнями і які мають різний тип залягання пластів і структури, називаються структурними поверхнями або ярусами. Кожен структурний ярус характеризує цілком певний етап розвитку земної кори в даному регіоні.

Показником тектонічних рухів геологічного минулого є потужність відкладень, тому цей аналіз також є важливим методом. Зазвичай складаються карти ліній рівних значень потужностей, так званих ізопакіт, які з деякими поправками відображають величину тектонічного прогинання району або структури. Ця обставина є слідством того, що після накопичення деякого об'єму відкладень, наприклад на шельфі, подальше накопичення неможливе без тектонічного опускання дна басейну. Проте у ряді випадків кількість осадкового матеріалу, який поступає в западину прогинання, так мало, що остання не може заповнюватися до профілю рівноваги і в западині збільшується глибина. Такі прогини називаються некомпенсованими і для їх фаціального профілю характерна зміна щодо могутніх мілководних відкладень, украй малопотужними, але глибоководними, як це відбувалося, наприклад, в Передкарпатському передовому прогині.

Метод потужностей дозволяє не тільки якісно, але і кількісно оцінити величину тектонічного опускання. Існують і ускладнюючі чинники, що примушують вводити поправки, наприклад, на ущільнення осадків, особливо глинистих, яке досягає 50 %. Під час деформації було зам'ято в складки пластичні породи — глини, ангідрити, мергелі, гіпс, солі; первинні потужності міняються дуже сильно. Певні поправки треба вносити і на розмиви, оскільки частина відкладень, що раніше накопичилися, може бути знищена. Нерідко формуються структури бічного нарощування, як наприклад, в дельтових комплексах, фронтальна частина яких просувається у бік відкритого моря. Найуспішніше про тектонічні рухи ми можемо судити, якщо використовувати всі ці методи комплексно, включаючи вивчення фацій, потужностей, аналізуючи неузгоди, розмиви і так далі.

6.2. Зони розломів — як динамічні структури земної кори

Виділено дві системи розломів: ортогональну, з довготним і широтним простяганням; діагональну, з північно-східним і пів-

нічно-західним простяганням. Значна протяжність та продовження розвитку структури тектонічних зон цих напрямків дозволяють стверджувати про значну глибину їх закладання. Ці зони розглядаються як поля глибинних розломів, що пересікаються і дроблять фундамент на окремі блоки. Саме з рухами таких блоків фундаменту пов'язана відповідна орієнтація в структурах верхнього поверху.

Зони розломів є найбільш багаточисельними динамічними структурами земної кори, які зустрічаються в регіонах з різним характером тектонічного розвитку як на континентальній, так і на океанічній літосфері. Особливості процесу розломоутворення у значній мірі залежать від структурно-морфологічних, фізико-механічних параметрів геологічного простору, що підлягає руйнуванню, зміни напрямку навантажень, які прикладаються, величини і швидкості їх прикладання, а також від еволюції напружено-деформованого стану літосфери. Рух земної поверхні не відбувається сам по собі, а лиш відображає рух розташованого під нею геологічного тіла. Таким чином, процеси, що обумовлюють рух земної поверхні, відбуваються на деякій глибині. Ці глибинні процеси, які розглядаються сумісно з пов'язаними з ними процесами руху земної поверхні, представляють з себе складні процеси; один елемент є причиною, другий — наслідком.

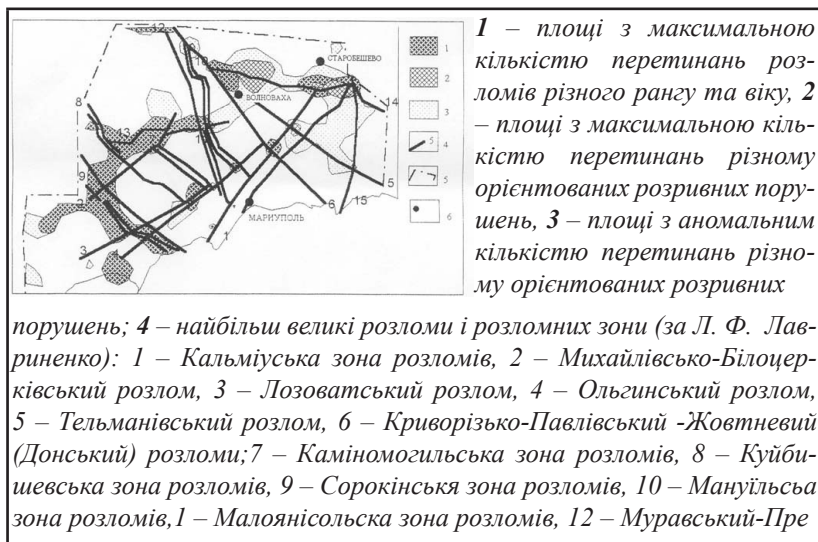
Розподіл по глибині проникнення дозволяє розділити глибинні розломи на три групи: 1) загальнокорові, 2) літосферні, 3) мантійні.

Загальнокорові розломи, що досягають поверхні Мохо, виникають в результаті реакції на напруги, що охоплюють всю товщу земної кори, в той час, як звичайні приповерхні розриви порушують будова складчастих та інших форм залягання осадових і магматичних гірських порід верхньої частини кори і не проникають глибше двох–трьох десятків км. Їх існування на великих глибинах мабуть неможливо, тому що при тисках, що існують на цих глибинах, розриви змінюються поверхніями пластичної течії порід. Приповерхні розриви, на відміну від глибинних, пов'язані з конкретними складчастими структурами, порушуючи їх будову. Глибинні розломи, ймовірно, представляють на глибині зони ди-

фузних переміщень і самі генерують широку гаму структур. Нерідко до приповерхневих розривів приурочені тіла магматичних порід, чи інші явища, пов'язані з глибинним магматизмом, але у всіх подібних випадках ці розриви лише створюють зони підвищеної проникності порід, у які спрямовуються глибинні розплави, прямуючи до верхніх частин земної кори.

Літосферні розломи — порушують будову всієї літосфери і «загасають» в астеносфері. Ймовірно, вони є найбільш розповсюдженими. Крім геофізичних даних їх надійною ознакою є зв'язок з сучасним вулканізмом (палеовулканізмом). Важливе значення має також концентрація в літосферних розломах гіпоцентрів землетрусів і приуроченість до них тіл гіпербазитів.

Мантійні глибинні (понадглибинні розломи) — встановлюються по глибині розташування гіпоцентрів (фокусів) землетрусів. Вони впевнено визначаються по околицях континентів або островних дуг у вигляді сейсмофокальної зони Беньофа, вірніше Вадати-Заварицького-Беньофа (ВЗБ), найбільш глибокі гіпоцентри, які знаходяться на глибині 650–720 км. Менш надійні поки ще недостатньо розроблені методи дозволяють встановлювати горизонтальні неоднорідності фізичних параметрів мантійної речовини.



чістовський; 1 скид, 13 – Кінська зона розломів, 14 – Південно-Донбаська зона розломів, 15 – Грузько-Еланчікская зона розломів; 5 – контур площі досліджень; 6 – населені пункти

Рис. 6.1. Розподіл площ максимальної тектонічної порушеності докембрійських порід Приазовського блоку УЩ за даними ентропійного аналізу.

За кінематичними і динамічними ознаками глибинні розломи поділяються на:

– *Глибинні скиди* — виникають при розтягуючих напругах і втратою земною корою гравітаційної стійкості, що призводить до занурення окремих блоків. Глибинні скиди обмежують великі западини і авлакогени у фундаменті платформ. (Прикаспійська западина, Дніпровсько-Донецький авлакоген). Найбільш звичайні в межах великих піднять – зведень – на платформах де вони обрамляють рифтогенні структури (рифти Червоного моря, Верхньорейнського грабена, озера Байкал). Вузькі «щилиновидні» рифти можуть розглядатися як глибинні розсовуючі зони.

– *Глибинні вскиди і насуви* — широко розповсюджені у фанерозойських складчастих областях і в областях епіплатформенного орогенезу. Вони відображають стиснення земної кори і розвиваються уздовж кордонів дотичних мегаблоків земної кори з різним типом розвитку або неоднаковими напрямками і швидкостями рухів. У зонах глибинних вскидів утворюються прирозломні лінійні складки, інтенсивний кліваж, сланцеватість. Прикладом може служити крайовий глибинний шов Сибірської платформи в Північно Байкальському нагір'ї.

Особливим типом глибинних насувів — вірніше «*покрив тектонічний*», є офіолітові покриви, які утворюються при обдукції. Ці покриви нерідко містять в своїй основі ультраосновні породи верхів мантиї, тобто зрив відбувався трохи нижче поверхні Мохо. Офіолітовий покрив в Омані, на краю Аравійської континентальної плити – класичний тому приклад.

– *Глибинні зрушення* — найбільш розповсюджений тип глибинних розломів в складчастих областях. Вони розвиваються

як граничні вертикальні поверхні блоків кори і літосфери, що горизонтально переміщуються; зазвичай супроводжуються роздвиговими складовими зсувів. Найсильніший вплив на розвиток складчастих структур дозволяють їх виділяти в особливу форму «зрушувальну тектоніку». Часто глибинні зрушення проявляють активність протягом сотень мільйонів років і аж до теперішнього часу. Сучасні горизонтальні зміщення кори по зсувам становлять до 2 см на рік.

Провідними дослідниками: В. Є. Хаїним, А. І. Суворовим, М. А. Белявським та ін. запропонована наступна класифікація глибинних розломів:

1. Розломи першого порядку — визначають межі головних літосферних плит:

- дивергентні — розсовуючі океанських рифтів,
- конвергентні — зони ВЗБ,
- трансформні — головні з магістральних розломів.

2. Розломи другого порядку — розмежують малі плити і мікроплити, відокремлюють континентальні й океанські мегаблоки літосферних плит, тобто відокремлюють пасивні країни континентів від океанського ложа (наскрізні розломи).

3. Розломи третього порядку — утворюють всі інші розломи всередині континентів і океанів. Це розломи, що обмежують менш значні рифти і палеорифти (авлакогени) у фундаменті континентальних платформ. Розломи, що розділяють основні структурно-формаційні зони геосинклінальних систем (граничні розломи). Регіональні трансформні розломи всередині океанів. Трансформні розломи (трансформ) що є одним з декількох типів меж плит в тектоніці розташовуються уздовж границь плит літосфери. Відносний рух плит є переважно горизонтальним і спрямованим уздовж розлому. Напрямок зрушення буває лівобічним (*sinistral*) або правостороннім (*dextral*). Природно, не усі розломи являються трансформними, і не усі межі плит мають трансформні розломи (рис. 6.2).

Уособлення із альпійського етапу складчастості самостійного неотектонічного етапу розвитку земної кори, що знайшов своє відображення в становленні сучасного рельєфу Землі, має велике

значення для рішення часткових і загальних принципів геологічних задач. Практичне значення неотектоніки визначається, насамперед, активністю земної кори, що продовжується і впливає на хід та інтенсивність прояву різних зовнішніх геологічних процесів, а також має велике інженерно-геологічне значення.

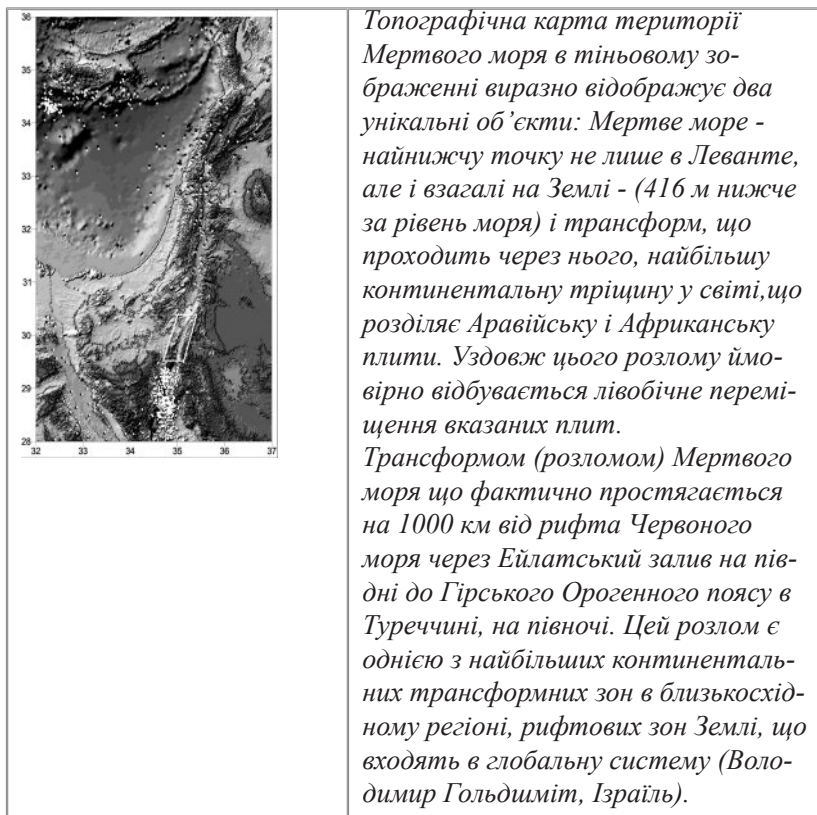


Рис. 6.2. Трансформний розлом Мертвого моря (границя між Ізраїлем і Йорданією).

6.3. Рух кори в складчастих поясах

Океанічна кора сформована достатньо однорідним процесом спрединга. Тому її будова в межах сучасних океанів також достатньо однорідна за площею. Це дозволило побудувати концепцію

тектоніки плит, яка описує дрейф літосферних плит їх обертанням на сфері, а також пояснює процеси, що протікають в літосфері під океанами і їх активними і пасивними околицями. Основні результати в даній області були одержані 25–30 років тому. Надалі робилися численні спроби пояснити за допомогою горизонтальних рухів плит і процеси, що відбуваються в континентальній літосфері. Вони не привели проте до побудови адекватних моделей її розвитку.

Основна трудність з побудовою моделей виникнення і еволюції континентальної літосфери пов'язана в першу чергу з тим, що вона побудована багато складніше, ніж океанічна літосфера. Під континентами літосфера набагато древніша, і вона сформована рядом процесів: стисненням і розтягуванням, денудацією і осадко-накопичення, магматичними, метаморфічними і метасоматичними процесами, а також взаємодією астеносфери з літосферним шаром. У багатьох областях ці явища до того ж повторювалися неодноразово. Більшість моделей розвитку континентальної літосфери була запропонована вже давно і на основі порівняно невеликого об'єму фактичних даних. В основному ці моделі були запозичені з механіки, і їх ретельне зіставлення з великим об'ємом наявних геологічних і геофізичних даних в більшості випадків не проводилося.

У сучасних геодинамічних побудовах занурення і підняття континентальної кори найчастіше зв'язуються з великими горизонтальними переміщеннями літосферних плит. Для перевірки справедливості цих уявлень був проведений аналіз великого об'єму фактичних даних. Разом з подальшими дослідженнями він дозволив виявити головні закономірності великомасштабних тектонічних рухів на континентах і їх основні фізичні механізми.

Аналіз історії розвитку занурення кори у внутрішньоплитових осадкових басейнах показав, що воно здійснюється в двох основних режимах. Повільне занурення з швидкістю $\sim 10\text{--}100$ м/млн. років звичайно відбувається в умовах мілководного шельфу. Воно продовжується з перервами від сотень мільйонів років до півтора мільярдів років, утворюючи за рахунок великої тривалості осадкові басейни платформеного типу завглибшки до 5–15 км. Прикладом може слугувати Верхояно-Колімське прогинання за-

вглибшки 10-15 км на північному сході Євразії, що розвивалося протягом 700-1300 млн. років в пізньому протерозої і палеозої [1, 3, 5, 7, 10–13].

Другий тип — це швидке занурення тривалістю ~1–10 млн. років. Воно відбувається з швидкістю ~1 км/млн. років і найчастіше формує глибоководні прогинання. Сучасним прикладом може служити Чорноморська западина, де останні швидкі занурення мали місце поблизу межі між міоценом і пліоценом та в плейстоцені і не супроводжувалися помітним розтягуванням в осадовому чохлаі. В деяких випадках швидке занурення кори компенсується осадконакопиченням. Так, в Південно-Каспійській западині та в Курінській депресії з початку пліоцену за останні 5 млн. років накопичилися 5–10 км осадків. У складчастих поясах в багатьох місцях спостерігаються сліди швидких занурень кори, які мали місце в древніх, згодом сильно зім'ятих, прогинаннях.

У складчастих поясах відбувається зіткнення плит, яке звичайно супроводжується насуванням однієї плити на іншу. Згідно широко поширеним уявленням, під навантаженням насуваючої плити — тектонічного покриву відбувається пружний вигин підсовуваної плити з утворенням передового прогинання перед фронтом покриву. У ряді випадків навантаження покриву виявляється недостатнім, щоб пояснити спостережуване в передовому прогинанні занурення в умовах збереження регіональної ізостазії. У такому разі робиться додаткове припущення, що на край підсуненої плити діє також велика сила тяги з боку прикріпленої до неї важкої плити океанічної літосфери, субдуційованої в мантию. Насування тектонічного покриву збільшує потужність кори. Тому передбачається, що воно повинне супроводжуватися ізостатичним підняттям кори і горотворенням. Занурення кори на ранніх стадіях розвитку складчастих поясів – до початку колізії звичайно пояснюють розтягуванням літосфери [1, 3, 5, 7, 10–13].

ТЕМА 7. СКЛАДЧАСТІ ДИСЛОКАЦІЇ

7.1. Складчастість — форми, генезис, розвиток

Зміни в первісному заляганні шаруватих товщ, називаються тектонічними порушеннями (чи тектонічними дислокаціями). Серед них розрізняють головні форми: нахилені залягання, складчасті порушення і розривні порушення.

Нахилене залягання — найпростіший вид тектонічного порушення. Випадком нахиленого залягання є *моноклінальне залягання*. Монокліналь — це самостійна тектонічна структура, у межах якої шари мають нахил строго у одному напрямку і постійний кут падіння. Прикладом такого залягання можна привести залягання відкладів крейдового та палеогенового віку Гірського Криму, де шари нахилені на захід — північний захід з кутами падіння 5–10°.

Тектонічні напруження в земній корі приводять до деформації горизонтально залягаючих шарів та утворенні **складок** — хвилеподібних вигинів шарів гірських порід (Рис. 7.1).

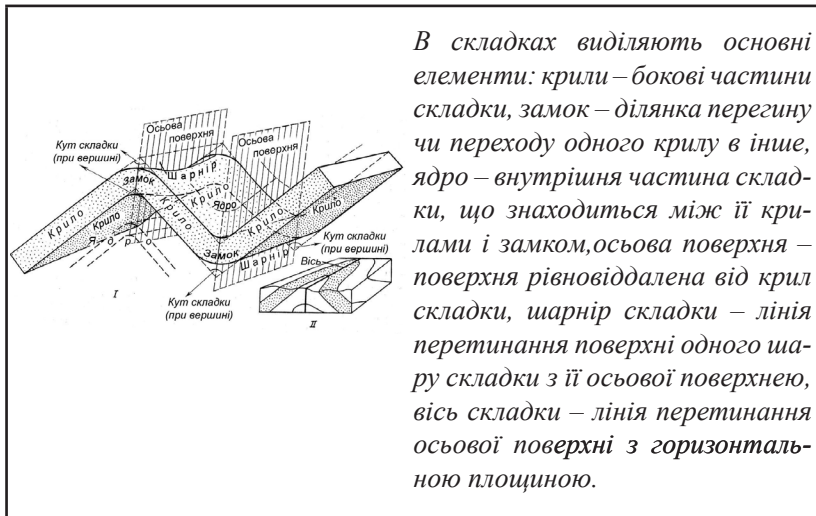


Рис. 7.1. Схематичне зображення двох суміжних складок з показом їх елементів (I), осьова площина та вісь складки на плані та в розрізі (II)

По характеру нахилу осьової поверхні розрізняють складки прямі, похилі, лежачі, перекинуті (рис. 7.2).

Пряма (симетрична) складка — її осьова площина вертикальна. *Коса (похила) складка* — її осьова площина нахилена, крила падають у протилежних напрямках і під різними кутами. *Флексура* — складка у виді колінчатого вигину шарів. *Перекинута складка* — осьова площина нахилена, обидва крила падають у ту саму сторону. *Лежача складка* — осьова площина горизонтальна, крила звичайно також близькі до горизонтального положення й одне з них перевернене.

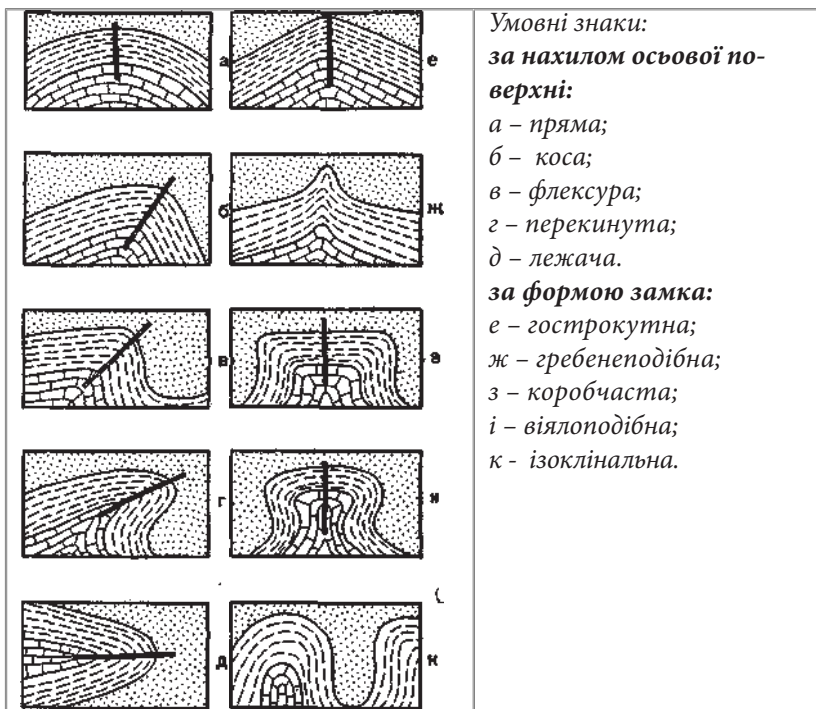


Рис. 7.2. Форми складок (за нахилом осьової поверхні і за формою замка)

Визнано, що складчасті дислокації в осадовно-метаморфічних товщах є ускладнення більш великих глибинних структур. Це —

по Е. Хоарману (Е. Hoarman, 1978) — вторинні тектоногенези, що накладаються на первинні глибинні порушення (або пластичні розриви деформації великих розмірів).

У неконсолідованій шаруватій товщі земної кори головні морфологічні типи складчастості включають — лінійну, переривчасту і проміжну.

Фізико-генетична класифікація виділяє складки вигину, сколювання і плини (два останніх типи — складки ламінарного плину по Є. П. Таталахе, 1971). У складках вигину зберігається потужність шарів, у складках ламінарного плину (грузько-пластичної речовини) відзначається вторинне зменшення потужності шарів на крилах і збільшення в замках. Складки вигину підрозділяються на складки поперечного вигину і складки поздовжнього вигину.

По кінематичній класифікації В. В. Белоусова [2] виділяються: глибові (штампові), складки нагнітання (чи плину) і загального зминання (чи короблення по В. В. Бронгулеєву) [16]. Глибові складки відповідають складкам поперечного вигину, складки нагнітання — складкам ламінарного плину і складки загального зминання — складкам поперечного вигину.

Геолого-генетична класифікація складок по ознаці їхнього розвитку на різних рівнях земної кори, включає:

1. поверхневі (екзогенні) складки;
2. покривні (екзогенно-ендогенні і вторинні) складки;
3. складки поверхні фундаменту і відбиті складки чохла;
4. глибинні складки.

7.1.1. Поверхневі (екзогенні) складки

Група складчастих порушень у поверхневій частині осадової оболонки, що виникли під впливом екзогенних процесів. До цієї групи відносяться: 1) складки осадового облікання; 2) складки ущільнення при катагенезі глин (над лінзами пісків похованого рельєфу); 3) складки розбухання при гіпергенезі (ангідрит-гіпс, танення льоду); 4) складки випирання — аналог діапірів (видавлювання глин у тальвегах річкових долин; 5) складки осідання (утягування порід у карстові провали, вдавненість на куполах із грязьовими вулканами); 6) складки оповзання (підводно-зсувні і денудаційні — через порушення гравітаційної рівноваги); 7)

льодовикові складки (гляціодислокації) — у м. Каневі на Дніпрі, у Західному Сибіру та ін. [3, 5, 7, 13-15].

7.1.2. Покривні складки (складки чохла)

Виникають незалежно від порушень у фундаменті, при цьому в їхньому походженні беруть участь і екзогенні фактори. У цій групі виділяються складки нагнітання (плину) і гравітаційні.

Складки нагнітання виникають при наявності в низах осадової товщі могутньої пачки пластичних порід (сіль, гіпс, глина й ін.) і їхнім перерозподілом у зони більш низького тиску. Утворюються дрібні дисгармонійні складки між шарами некомпетентних порід.

Діапіри виникають у зводах антикліналей і блоків – горстів з кам'яними капелюхами (копроками) і соляними штоками.

Гравітаційні складки утворюються при ковзанні порід по схилі під впливом своєї ваги. На гіпсі (солі) ковзання можливі при нахилі 11° для товщі потужністю 1 км, і при $3,5^{\circ}$ — для товщі потужністю в 3 км, наприклад Челекен, західний схил Уралу, Кавказ та ін.

Брили — відторженці, які сповзли в басейн називаються олістолітами (Західна Грузія).

7.1.3. Складки поверхні фундаменту і відбиті складки чохла

Успадковані відбиті складки. Виникають у процесі розвитку складок і дрібних розривів фундаменту у формі складок поперечного вигину. Для горстів фундаменту характерні сундучні антикліналі в чохлах (теж грабен — синкліналі). Приклад — Західний Сибір, Фергана, Газлі.

Надрозломні складки — опускання одного блоку кори щодо іншого. Це рубцеві шовні складки. Приклад — Прикаспій, Апшерон, Північний Кавказ.

Прирозломні складки — утворюються в лежачому боці скидання нахиленого убік піднятого крила. Це складки стиску, лінійні. Різновиди — приздвигові складки типу брахіантикліналів.

Складки здавлювання (міжрозломні). Є первинними й утворюються в опущених чи повторно піднятих брилах земної кори.

Складки загального стиску (компресійні). Це основний тип складчастості евгеосинкліналей. Складки загального зминання, що утворилися під впливом тангенціальних сил, що може відбуватися

в результаті занурення і піддвигу океанічної кори під континентальну (представлення неомобілістів).

7.1.4. Глибинні складки

Глибинні складки виникають або в процесі регіонального метаморфізму, ультраметаморфізму і гранітизації осадових товщ, або в результаті повторного, різкого підвищення пластичності граніто-метаморфічних комплексів — їхнього реформізму (ремобілізації).

1. Матаморфогенні складки. Найбільш типовими є гнейсові куполи і вали до декількох десятків км у поперечнику, майже ізометричної форми з гранітами в ядрі. Гнейсові вали характерні для зон інтенсивних тангенціальних рухів (Альпи й ін.), нерідко вони переходять у лежачі складки і покриви.

Крім того виділяється дрібна матаморфогенна складчастість, характерна для областей розвитку амфіболитової і зеленосланцевої стадії метаморфізму з амплітудою від 1 мм до метра.

2. Магματοгенні складки. Виникають унаслідок упровадження магм із глибинних вогнищ — до верхньої мантії. Після впровадження масиви гранітоїдів здобувають форму батолітів або штоків гарполітів (плоских тіл), що ближче до денної поверхні проривають і піднімають шари, щоб утворити магматичні діапіри (Південний Крим, Кавказ), і лаколіти (грибовидні тіла).

Ці структури представляють з себе куполоподібні постседиментаційні складки, що зустрічаються як у геосинклінальних областях, так і в крайових зонах платформ.

Вертикальна послідовність магматичних тіл, від граніто-гнейсових куполів інфраструктури, через гарполіти, батоліти і штоки проміжної зони до малих інтрузій — лаколітів і діапірів верхньої частини чохла, відповідає послідовності їхнього утворення в часі.

З упровадженням магми зв'язані і негативні структури, включаючи кальдери просідання, з навколишніми їх субвулканічними кільцевими інтрузіями, а також лополіти.

7.2. Розвиток складок і розривів у часі

Складкоутворення — процес безперервно-переривчастий, у якому тривалі періоди повільного росту складок перериваються фазами більш швидкого їхнього розвитку (періоди еволюції і ре-

волюції). Періоди росту складок у геосинкліналях коротше, ніж на платформам, складає десятки млн. років (10–50 мм у рік).

Фази активного складкоутворення в крайових синеклізах, що фіксуються по зміні фацій і потужностей, збігаються з фазами, установленим по кутових незгодах у суміжних геосинкліналях. Тривалість цих фаз 10–20 млн. років, а періодів щодо спокійного розвитку 30–40 млн. років.

Під тектонічними епохами чи епохами тектонічної активності варто розуміти епохи великих переломів у розвитку геосинкліналей, їхньої загальної інверсії і переходу до орогенної стадії. Тектонічні епохи і складові їхні фази мають глобальне значення, оскільки можуть проявитися в різних районах планети. З часом відбувається зсув (міграція) зони складкоутворення (і зони насувань) від осі і центра інверсійного підняття геосинкліналі у бік його занурення й осей передових меж гірських прогинів.

Інтенсивності складчастості залежать як від амплітуди занурення прогинів, так і від величини після інверсійного підняття, тобто від загального розмаху рухів. Важливу роль при цьому грає і речовинна сполука шарів, що мнутья. Остання обумовлює також форму і розміри складок (пластичні, непластичні породи). У процесі розвитку форми складок змінюються. Відзначається і зсув склепінь, обумовлений перебудовою структурного плану й ін. причин.

ТЕМА 8. ТИПИ І МЕХАНІЗМИ ПЛАТФОРМЕННИХ ДЕ-ФОРМАЦІЙ

8.1. Тектонічні розриви, їхнє місце в складчастій структурі

Крім глибинних розломів, що відбивають первинні риси будови земної кори, широко поширені розривні порушення, пов'язані з осадовим чохлам і гранітогнейсовим шаром кори. Частина цих розломів є апофізами глибинних, а багато які пов'язані зі складчастими структурами і називаються складчастими. Вони виникають на відносно пізній стадії розвитку складок, коли настає край пластичних деформацій. З визначеними типами складок асоціюють і визначені розривні порушення. Серед тектонічних розривів виділяють скидання, скиди, насуви і зрушення [1, 3, 7, 14,19].

8.1.1. Нормальний скид

Поширені на склепіннях антикліналей і у надсклепінному комплексі соляних куполів, у зв'язку із розтяганням. Оскільки останні з глибиною слабшають, змінюючись стиском, то і скидання загасають. Це так називані епіантиклінальні скидання, при цьому в межах витягнутих антикліналей переважають подовжні розриви, у межах ізометричних підняттях — концентричні і радіальні. У середині зводу частини утвориться грабен, обмежений скиданнями з амплітудою в сотні метрів. На перекліналях — брахіскладки більше радіальних розривів (Азербайджан, Прикаспійська западина й ін.)

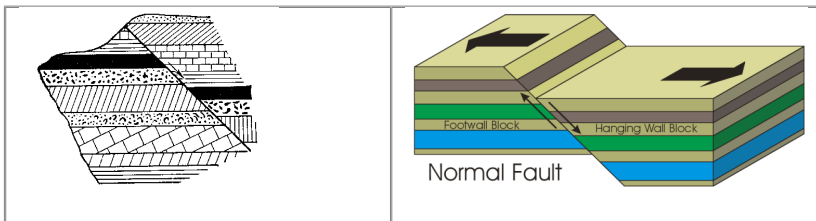


Рис. 8. 1. Нормальний скид (*Normal Fault*).

На соляних куполах установлено, що епіантиклінальні нормальні скиди розвиваються довго, як і самі складки (Челекен). На тлі

великих глибинних підняттях чи западин можуть розвиватися після складчасті системи скидань (наприклад, у Віденському басейні).

8.1.2. Зворотній скид

Скиди — одна з форм розривних тектонічних зсувів гірських порід, що виникає при їх горизонтальному стисненні. При скиді рух порід відбувається по тріщині (див. мал. 8.1), нахиленій до горизонту під кутом зверху 45° . При цьому породи висячого боку, лежачі вище поверхні зсуву, пересуваються по ній вгору, а породи лежачого боку (що знаходяться під цією поверхнею) випробовують відносне переміщення вниз (рис. 8.2.). Утворюються у відмінності від скидань, в умовах стиску й отже, скиди на глибині переміняють скидання (Апшерон).

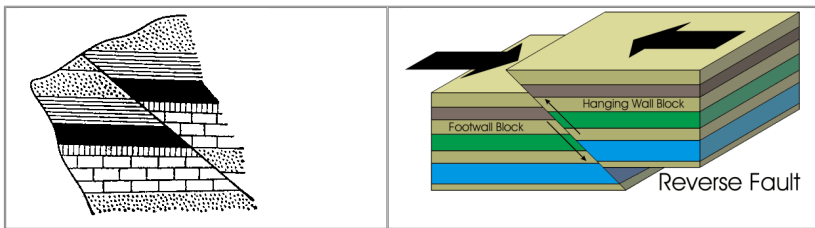


Рис. 8.2. Зворотній скид (*Reverse Fault*).

Скиди характерні для підняттях, ускладнених нагнітанням, і це приводить до стиску в ядрі складки (р. Ельба). Скидово-насувні явища звичайно ускладнюють лінійні складки. У напрямку до поверхні скиди загасають.

8.1.3. Насування

Мають у відмінності від скидів положисту поверхню зміщування (не більш 45° – 61°) і супроводжують лінійні складки подібного типу. Розвиваючись в умовах інтенсивного стиску з пластичним перерозподілом матеріалу від крил до замків складок, вони перетерплюють на визначеній стадії сколювання уздовж перетиснених і витончених крил, особливо на великих і перекинутих чи лежачих складках. Більш древні шари ядер антикліналей насуваються на

більш молоді шари замків синкліналей. Насування можуть виникати з розривів типу скидань, тобто спочатку в умовах розтягання. Таким чином утворюється ізоклинально-луската структура з повторенням майже однакових за віком і нахилених в одну сторону пачок порід, відділених один від одного вскидо-насуваннями (під кутом 45° – 61°) (рис. 8.3).

Насування зазвичай супроводять лінійні складки, розвиваючись в обстановці інтенсивного стиснення з пластичним перерозподілом матеріалу і його вичавлюванням з крил в замки складок. Пластичні деформації на певній стадії процесу переходять в розривні і в сколювання, таких, що розвиваються уздовж пережатих і стоншених крил складок. У зв'язку з цим древніші шари ядер антикліналей опиняються на молодших шарах — замком синкліналей. Поверхня надвигів з глибиною стає більш пологою, а догори, навпаки, стає крутішою, що пов'язане із зменшенням пластичності шарів у цьому напрямі. Виділяють різні типи надвигів.

Приклади — структури західного схилу Уралу (с. Кечь-Пель), південний схил Великого Кавказу, Східні Карпати, Головне насування північної окраїни Донбасу. Стосовно залягання шарів поверхні насування можуть бути різні, при цьому легше розвиваються в пачках пластичних порід і паралельно нашаруванню. Так виникають пластичні насування. Якщо останні розташовуються під деяким кутом до шарів субстрату — утворюються насування чи розтягання сколювання.

Насування на границі великих структурних елементів — антикліноріїв, що простягаються на десятки-сотні км, називаються регіональними. Вони іменуються січними насуваннями.

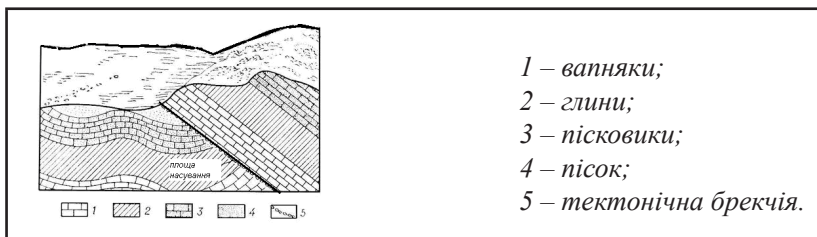


Рис. 8.3. Насування (*Thrust Fault*).

8.2. Тектонічні покриви (шар'яжі)

Шар'яжі — дуже пологі насування з великою горизонтальною амплітудою і з виразною хвильовою поверхнею зсуву (рис. 8.4). Алохтонні (переміщені) породи звичайно належать до іншої структурно-фаціальній зоні, чим породи автохтонні. Амплітуда переміщення досягає 31 м (Східні Карпати — скибкова зона) і навіть 111 м (Східні Альпи). Часто утворюються тектонічні вікна, з виходом на поверхню порід автохтона (р. Лямва на Полярному Уралі). Ділянки покривів, що втратили зв'язок з основним алохтоном, називаються останцями чи свідками покриву (Кліпи у Швейцарії). «Батьківщиною» шар'яжа називається область його коренів.

Серед шар'яжів розрізняють два основних типи:

1. покриви першого роду — величезні лежачі складки, переміщені по субгоризонтальних поверхнях насування. Вони, власне кажучи відбивають подальший розвиток складко-насування. У зоні коренів залягання шарів стає крутим і зустрічаються стоячі сильно перетиснені складки. Типовий приклад — Пенінські покриви Альп і покриви Карпат.

2. покриви другого порядку — розвиваються із пологих насування, які мають значну амплітуду переміщення і величезну площу (до перших тис. км). Шари алохтона утворюють звичайно синкліналь і залягають майже згідно на породах автохтона — пластичні породи (глини, сіль, гіпси й ін.) — наприклад у Вахшському покриві верхньоюрського гіпсу.

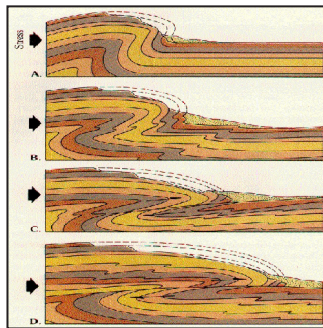


Рис. 8.4. Стадії розвитку покриву (шар'яжу) (*Overthrust Sheet*), з урахуванням результатів утворення лежачих складок і складок згортання породи.

В утворенні цих покривів головну роль відіграє вільне гравітаційне ковзання по похилій поверхні, при цьому зісковзування може відбуватися багаторазово. Приклад — Гельветський покрив в Альпах, де неузгоджені шари, мезозойські глини, мергелі і евапорити чергуються з юрськими вапняками і пермськими конгломератами.

Утворення цих покривів може бути і в результаті сколювання, а не сповзання — вижимання осадового виконання синклінорій. Наприклад, Субтатранські покриви Західних Карпат і частково Південних Карпат і Полярного Уралу.

Необхідно відзначити, що недооцінка, яка мала місце, шар'яжів є шкідливою, так само втім як і їхня переоцінка. Під шар'яжами можуть бути відкриті поклади нафти і газу, й інших корисних копалин.

8.2.1. Тектонічні меланжі

Тектонічні меланжі (англ. *melange*) формуються коли тектонічні покриви у внутрішніх зонах складчастих споруджень підстиляються серпентинітами, або зеленими сланцями, амфіболітами й ін. (рис. 8.5). У складі меланжу можуть бути брили (лінзи) габро, діабазів, силіцидів, вапняків, аргілітів і т.п., звичайно строкатого фарбування. Характерні для евгеосинкліналей. Кольоровий меланж відомий у Малому Кавказу — Севано-Акеринська зона.



Рис. 8.5. Тектонічна меланжева зона

8.2.2. Зрушення

Утворюються подібно насунанням, при інтенсивному тангенціальному стиску — коли співвідношення стискуючих зусиль діє на

суміжних ділянках по-різному. Окремі блоки при цьому просуваються в загальному русі мас, відмінному від сусідніх. Прикладом є діагональні зрушення в Копетдазі й в Українських Карпатах. Цей тип зрушень майже прямолінійний, з вертикальною поверхнею тіла, що зміщується, і звичайно супроводжується брекчіями (меланітами).

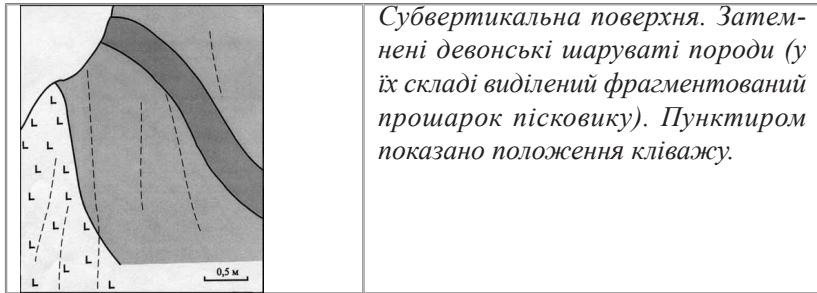
8.2.3. Тріщинуватість і кліваж

Це розриви без зсуву, мають розвиток як у геосинкліналях, так і на платформах. Орієнтування тріщин залежить від тектонічної структури і напрямку тектонічних напружень. Це так звана «загальна тріщинуватість». Розрізняються планетарна, регіональна і локальна тріщинуватість. Остання зв'язана з формуванням складок і добре погоджується з напрямком тангенціальних рухів. Вивчення тріщинуватості має велике значення, особливо в нафтогазовій геології (тріщинні колектори нафти і газу) і при проектуванні іригаційних споруд, гребель і т.п.

Особливе місце серед тектонічної тріщинуватості займає кліваж — тобто система чіткої, рівнобіжної тріщинуватості, що пересікає під кутом нашарування порід і закономірно орієнтованої щодо складчастої структури. Характерний кліваж тільки для геосинклінальних складчастих областей, що перетерпіли значне навантаження й інтенсивну деформацію з утворенням лінійних складок.

Кліваж (англ. *cleavage* — *розшарування*), розщеплювання гірських порід на тонкі пластини, спостережуване в місцях розповсюдження лінійних складок шарів земної кори, які виникають унаслідок тектонічних рухів (рис. 8.6). Особливо добре виявляється в глинистих сланцях, де товщина пластин може мати доли міліметра (покрівельні сланці). Товщі і грубіші пластинки утворюються в пісковиках і вапняках. Умови утворення кліважу не цілком з'ясовані. Безперечно роль грає перекристалізація мінералів в умовах направленої стискання. Кристали сплющуються в площині, перпендикулярній осі стиснення, і порода набуває плоскопаралельну орієнтовану внутрішню структуру. Оскільки лінійні складки утворюються в земній корі під впливом направленої стиснення, кліваж утвориться, ймовірно, після того як можливості

складкоутворення шляхом пружнов'язкої деформації вичерпались і почалося сколювання. Спочатку утвориться кліваж розлому (без переорієнтування мінеральних зерен), потім мікрошаруватість, що переходить з наростанням статичного тиску і температури в сланцюватість (листуватість).



Субвертикальна поверхня. Затемнені девонські шаруваті породи (у їх складі виділений фрагментований прошарок пісковуку). Пунктиром показано положення кліважу.

Рис. 8.6. Виступ мілонізованих габроїдів в ядрі антикліналі, утвореної туфо-теригенними відкладами девону.

По представленнях І.В. Кирилової, що погоджується з гіпотезою глибинного діапїризму В.В. Білоусова, кліваж є наслідком висхідного ламінарного плину глинистих порід, що набухають при поглинанні водяного пару і газів. Однак основним фактором утворення кліважу, більшість геологів вважають тангенціальний стиск, що підтверджується й експериментами.

8.2.4. Розриви екзогенного походження

Утворення тріщин при діагенезі осадків, при вивітрюванні, при обводнюванні ангїдриту, при замерзанні води в породах, при осіданні шарів у випадку карстового вилуджування, грязьового вулканізму, при наземних зсувах і русі льодовиків (тріщини, скидання, насунання, зрушення). Вивчення їх важливе в інженерній геології.

ТЕМА 9. ГЕОСИНКЛІНАЛІ ТА ЇХ ЕВОЛЮЦІЯ

9.1. Геосинклінальна стадія розвитку земної кори

Геосинклінальний тип будови земної кори виникає на ранніх стадіях розвитку планети. Надалі геосинклінальні області перетворюються на фундамент платформ, який потім на опущених ділянках перекривається чохлам платформених відкладів (плити платформ). Т. ч., в процесі розвитку земної кори геосинклінальна стадія змінялася платформенною з типовою для платформ двоповерховою будовою [1, 3, 5, 7, 10–13, 19].

Рухомі геосинклінальні пояси є надзвичайно важливим структурним елементом земної кори, зазвичай розташованим в зоні переходу від континенту до океану, і в процесі еволюції формують могутню континентальну кору. Сенса еволюції геосинкліналі полягає в утворенні прогину в земній корі в умовах тектонічного розтягування. Цей процес супроводжується підводними вулканічними виливами, накопиченням глибоководних теригенних і крем'янистих відкладень. Потім виникають окремі підняття, структура прогину ускладнюється і за рахунок розмиву піднять, складених основними вулканітами, формуються граувакові пісковики. Розподіл фацій стає більш різноманітним, з'являються рифові споруди, карбонатні товщі, а вулканізм більш диференційованим. Нарешті, підняття розростаються, відбувається своєрідна інверсія прогинів, упродовжуються гранітні інтрузиви і всі відкладення мнуться у складки. На місці геосинкліналі виникає гірське підняття, перед фронтом якого ростуть передові прогини, що заповнюються моласами — грубоуламковими продуктами руйнування гір, а в останніх розвивається наземний вулканізм, що поставляє продукти середнього і кислого складу, — андезити, дацити, ріоліти. Надалі гірсько-складчаста споруда розвивається, оскільки темп підняття падає, і ороген перетворюється на пенепленізовану рівнину (майже рівнина, денудаційна рівнина, що утворилася на місці зруйнованих гір в ході тривалих процесів вирівнювання рельєфу в умовах гумідного клімату). Протиставляється рівнинам із спочатку плоским рельєфом акумулятивного походження. Така загальна ідея геосинклінального циклу розвитку.

Успіхи у вивченні океанів привели в 60-і роки минулого століття до створення нової глобальної геотектонічної теорії — *тектоніки плит літосфери*, що дозволила на актуалістичній основі відтворити історію розвитку рухомих геосинклінальних областей і переміщення континентальних плит. Суть цієї теорії полягає у виділенні крупних плит літосфери, межі яких маркуються сучасними поясами сейсмічності, і у взаємодії плит шляхом їх переміщення і обертання. У океанах відбувається нарощування, розширення океанської кори шляхом її новоутворення в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів (СОХ). Оскільки радіус Землі істотно не міняється, новоутворена кора повинна поглинатися і йти під континентальну, тобто відбувається її субдукція (занурення).

Таким чином, завдяки новим тектонічним ідеям, вчення про геосинкліналі знаходить як би «друге дихання», що дозволяє реконструювати геодинамічну обстановку їх еволюції на базі актуалістичних методів. Виходячи із сказаного, під геосинклінальним поясом (ГП), (українним- або міжконтинентальним) розуміється пересувний пояс протяжністю в тисячі кілометрів, що закладається на межі плит літосфери, характеризується тривалим проявом різноманітного вулканізму, активного осадконакопичення і що перетворюється на кінцевих стадіях розвитку на гірсько-складчасту споруду з могутньою континентальною корою. Прикладом таких глобальних поясів є: міжконтинентальні — Урало-Охотський палеозойський; Середземноморський альпійський; Атлантичний палеозойський; околично-континентальні — Тихоокеанічний мезозойсько-кайнозойський та ін. ГП підрозділяються на геосинклінальні області (ГО) — крупні відрізки поясів, що відрізняються історією розвитку, структурою і що відділяються один від одного глибокими поперечними розломами, пережимами і т. д. У свою чергу, в межах областей можуть бути виділені геосинклінальні системи, що розділяються жорсткими блоками земної кори – серединними масивами або мікроконтинентами — структурами, які під час занурення навколишніх районів залишалися стабільними, відносно підведеними, і на яких накопичувався малопотужний чохол. Як правило, ці масиви є уламками тієї первинної древньої платформи, яка піддалася дробленню при формуванні рухомого геосинклінального поясу.

Континенти і океани характеризуються різною будовою земної кори і є найбільшими структурними елементами. У океанах виділяються серединно-океанічні рухомі пояси з трансформними розломами і зонами спредингу (спрединг (від англ. *spread* — розтягувати, розширювати). Спрединг — геодинамічний процес розтягування, що виражається в імпульсивному і багаторазовому розсовуванні блоків літосфери і в заповненні простору, що вивільняється, магмою, яка генерується в мантії, а також твердими протрузіями мантійних перидотитів (рис. 9.1). Процеси спредингу локалізуються, головним чином, в межах серединно-океанічних хребтів і формують океанічну кору. Крім того, процеси спредингу протікають в задугових басейнах і улоговинах окраїнних морів. Термін «спрединг морського дна» вперше був запропонований Р. Діетс (Dietz, P.) в 1961р., А концепція спредингу морського дна була сформульована Г. Хесом (Hess, H.) і розвинена в роботах Ле Пішон (Le Pichon K.) в 1960-х рр.

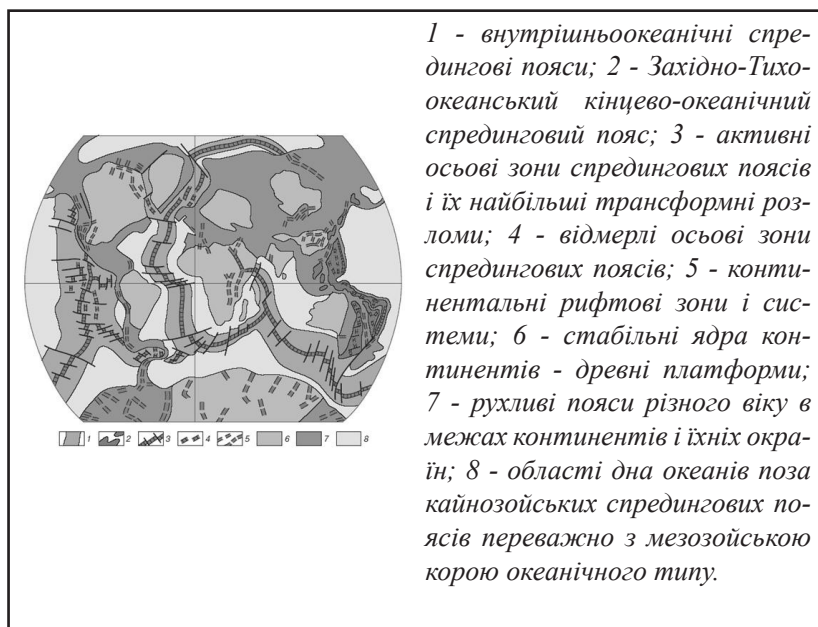


Рис. 9.1. Поширення кайнозойських континентальних рифтових зон і систем і океанічних спредингових поясів Землі.

До континентів приурочені платформи, епіплатформенні і епігеосинклінальні орогенні пояси, активні і пасивні континентальні околиці. Теорія тектоніки плит літосфери, що займає чільне місце у сучасному розумінні геологічної історії розвитку літосфери, добре пояснює розташування всіх структур земної кори в сьогоденні і в геологічному минулому, тоді як геосинклінальна концепція є лише сумою емпірично накопичених фактів.

9.2. Геосинклінальні і епігеосинклінальні орогенні пояси

Це найбільш важливий тип структурних зон земної кори з найбільшою тектонічною активністю, на якому утворюються інші типи структур материкової кори — епігеосинклінальні орогенні пояси, платформи і епіплатформенні пояси. Початком загальної теорії еволюції земної кори з'явилось навчання про геосинкліналі Д. Холу (*Hall D.*, 1859 р.), Дж. Дена (*Dana J. D.*, 1873 р.), Г. Штилі, Е. Аргана, М. С. Шатського й ін.

Геосинкліналь — велика, найчастіше витягнута, зона земної поверхні, що протягом тривалого часу (мільйони років) випробувувала занурення, в якій накопичилася могутня товща осадкових і вулканогенних порід. Виділяють два типи геосинкліналей, що формувалися в різних тектонічних умовах і розрізняються по будові осадової товщі: міогеосинкліналі і евгеосинкліналі. Послідовність розвитку тектонічних подій, що приводять до деформації накопичених в геосинкліналях осадків і утворення складчастих гір, описується з позицій теорії тектоніки плит. *Міогеосинкліналь* розвивається в умовах мілководного шельфового басейну, де земна кора настільки тонка і пластична, що легко деформується, прогинаючись під навантаженням. Западина, що утворюється таким чином, є пасткою для осадків, які у величезній кількості виносяться з материка крупними річками. Вага відкладень, що накопичуються, приводить до подальшого занурення западини, що сприяє накопиченню величезних товщ шаруватих осадків. Наприклад, в міогеосинкліналі, на місці якої згодом утворилася гірська система Аппалачів, товщина відкладень досягала майже 12 км. Склад осадків (піски, алеврити та мули, зокрема карбонатні), що відкладаються в міогеосинкліналях, характерний для прибережного мілководного Морея. Після мільйонів років під дією темпера-

тури і ваги вищерозміщених порід ці відклади перетворюються в пісковики, сланці і вапняки. Спокійні тектонічні умови, в яких накопичуються могутні осадові товщі, різко порушуються, якщо поблизу підстави континентального схилу, що розділяє шельф і глибші області океанічного дна, проходить межа плит, які конвергентно зближуються, — континентальною і океанічною. Уздовж цієї межі відбувається занурення — субдукція — океанічної плити під континентальну з утворенням на дні океану глибоководного жолоба.

У концепції тектоніки плит глибоководні океанічні жолоби (зазвичай глибше 6 км.) розглядаються як *евгеосинклінали*. На відміну від мігеосинкліналей, приурочених до континентальних шельфів, океанічні жолоби можуть займати різне положення. Деякі з них сліднують паралельно т.з. острівним дугам — архіпелагам островів з чисельними вулканами; інші обрамляють континентальні околиці, що також характеризуються інтенсивним вулканізмом, як, наприклад, західне побережжя Південної Америки. У глибоководних жолобах зазвичай відбувається інтенсивне осадконакопичення, причому на відміну від мігеосинкліналей вони заповнені в основному породами вулканічного походження. Уламкові відклади глибоководних жолобів мають грубіший склад, ніж мігеосинклінальні осідання, і перешаровуються з потоками базальтів, що вилилися в підводних умовах. Процес субдукції, що продовжується, захоплює ці відклади, які таким чином занурюються на глибину в сотні кілометрів в товщу мантії, де піддаються метаморфізму під впливом високих температур і тиску і перетворюються в гнейси, амфіболіти і зеленокам'яні породи.

Коли вся океанічна кора між континентами повністю знищується, процес субдукції припиняється, океан закривається, і відбувається колізія континентів. Матеріал, що накопичився в евгеосинкліналі, а потім метаморфізований, легше, ніж речовина мантії. В процесі колізії він виштовхується вгору і насувається на один з континентів, частково перекриваючи вапняки, сланці і пісковики, що заповнювали структуру, яка була мігеосинкліналь.

В результаті такої послідовності розвитку тектонічних подій утворюються крупні форми рельєфу — складчасті гори. По напрямку у бік суші від колишньої евгеосинкліналі геоморфологічний

ефект колізії виявляється у вигляді серії протяжних паралельних гірських хребтів. У структурному відношенні це кирпаті пласти осадкових порід, що заповнювали міogeосинкліналь і які піддалися тиску, що зім'яв їх в антиклінальні і синклінальні складки в процесі зближення континентальних плит.

У геосинкліналях багато глибинних розломів, велика рухливість витягнутих брил (лінійність), могутній магматизм, підвищена сейсмічність. Характерні великі гірські масиви, велика потужність осадків (до 20–25 км), різка їхня фаціальна мінливість — від глибоководних до континентальних, специфічний набір формацій — аспідна, флішова, моласова, яшмова, а також гіпербазитова (офіолітова), спіліто-кератофірова, порфірова, гранітних батолітів та ін. Потужність кори на початку невелика (як океанічна), а на заключній стадії — значно більша (у 2 рази більше, ніж на платформах). Перехід до платформ іноді поступовий, через парагеосинкліналі.

9.3. Внутрішня будова геосинклінальних поясів

Геосинкліналь — геосинклінальна область — геосинклінальний пояс. Складний (поліциклічний) геосинклінальний пояс (ГП) розташовується між древніми платформами, розвивається сотні млн. і навіть млрд. років, переходячи місцями й у різний час у епігеосинклінальний ороген, а пізніше — у молоду платформу (приклад — Тетіс), тобто складається із серії простих ГП, що поєднуються тісним приляганням один до одного, рівнобіжним простяганням з частковим перекриванням відносно молодим поясом більш древнього, і т.п. Довжина складчастого поясу — до 20 тис. км. (Середземноморського альпійського складчастого поясу), ширина — тисячі км. (рис. 9.1).

Геосинклінальні області (ГО) — сегменти ГП, виділені по простяганням й окремим особливостям розвитку. У Тихоокеанському кільці виділяються: Верхояно-Чукотська, Камчатсько-Ніпонська та ін. геосинклінальні області.

Геосинклінальні системи (ГС) — виділяються у поперечному напрямку в межах геосинклінальних поясів і геосинклінальних областей, як зони високої рухливості, інтенсивного занурення на початковій стадії та могутнього складкоутворення — у заключній. Система може причлінитися до поясу, наприклад, Пайхой до Уралу.

Системи, що розташовуються в одному ряді, утворюють систему ГП (Альпи — Карпати — Балкани — Південний Крим — Великий Кавказ — Копетдаг).

Серединні масиви — це уламки зон консолідації, що виникли в одному з більш ранніх циклів геосинклінального розвитку. Форма їх змінюється від ізометричної до подовженої, розміри до 1000 км, наприклад «Охотський масив». По периферії серединні масиви часто обмежені офіолітовими швами чи вулканічними поясами. На них можуть розвиватися накладені прогини (наприклад флішовий прогин нижнього палеогену на Угорському масиві). За віком консолідації (на ранніх чи пізніх стадіях розвитку геосинкліналі) серединні прогини поділяються на три різновиди.

Окремі геосинкліналі (інтрагеосинкліналі) і геоантикліналі (інтрагеоантикліналі) — це проміжні прогини і серединні підняття (як частини геосинклінальних систем), розділені звичайно глибинними розломами. Ширина їх від 2–5 м до 10–15 км. Ланцюжок дрібних скелястих островів іменуються кордільєрами (англ. cordillera).

Евгеосинкліналі — внутрішні прогини з високою магматичною діяльністю, сильним метаморфізмом порід. Міогеосинкліналі — зовнішні прогини, звернені до платформи, вивопнені глинистими, карбонатними або флішовими осадами, зі слабким магматизмом і низьким метаморфізмом, що формує породи. Евгеосинкліналі відокремлюються від міогеосинкліналей або тектонічним уступом, або геоантикліналлю. Орогенні підняття зв'язані з орогенним розвитком. Мегаантиклінорії — складна гірськоскладчаста споруда (Урал, Аппалачі, Великий Кавказ, Карпати).

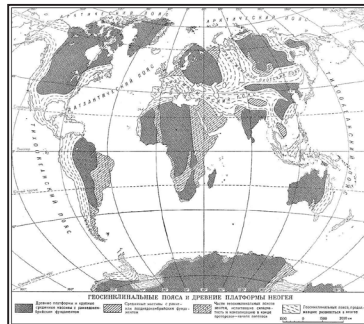


Рис. 9.1. Геосинклінальні пояси і древні платформи неогеоу

Антиклінорії і синклінорії — окремі позитивні і негативні складчасті спорудження в межах мегаантиклінорію. Передові (крайові) прогини — моласові вигини на границі геосинкліналі і платформи, що виникають на заключній стадії розвитку міogeосинкліналі, зі зсувом прогину убік платформи. Виникають на перекратонних опусканнях (Передуральський, Терсько-Дагестанський та ін.) [1, 3, 5, 7, 10–13, 15, 16].

Крайові шви і крайові вулканічні пояси — приграничні структури, що розвиваються на стику геосинкліналей з піднятими крайовими ділянками не цілком консолідованих платформ, ускладненими глибинними розломами (наприклад на границі каледонід і герцинід Казахстану по О. А Богданову).

Передгірські прогини — виникають на орогенній стадії розвитку, коли прогин виповнюється континентальними відкладами (Черамховський, Придобруджинський та ін.).

Поперечні прогини — структури, поділяючі складчасті формування, виникаючи з однієї геосинклінальної системи (Керченсько-Таманський прогин між гірськими масивами Гірського Кавказу і Південного Криму).

Субокеанічні западини внутрішніх морів — розвиваються в орогенну стадію на місці серединних масивів чи осьових частин складчастих споруд, що перетерпіли розтягання (рифтоформування) і обвалення (Чорне море, Середземне море — у західній частині).

ТЕМА 10. ОСНОВНІ СТАДІЇ ТЕКТОНІЧНОГО ЦИКЛУ

Протягом тектонічного циклу відбувається перетворення геосинкліналі як області інтенсивного опускання й осадконакопичення у свою протилежність — у гірське здіймання.

10.1. Схема розвитку геосинкліналі через інверсію

На початку тектонічного циклу геосинклінальна система представляє собою єдиний широкий нерозчленований прогин. Через деякий час структура цього прогину починає ускладнюватися шляхом утворення внутрішніх піднять (геоантикліналей), між якими відособлюються окремі геосинклінальні прогини (інтрагеосинкліналі). Найактивніше здійснюються геоантикліналі, що виникли в осьовій частині первинного геосинклінального прогину, тобто в зоні, що відчула перед цим найбільше занурення. Геоантикліналі утворюються не одночасно: одні раніше, інші пізніше. Новоутворення піднять складає місцеву (окрему) інверсію (звернення) тектонічного режиму, оскільки воно означає зміну знаку рухів кори на протилежний. До певного часу в геосинклінальній системі в цілому переважає занурення — геоантикліналі (інтрагеоантикліналі) займають значно вужчі смуги, ніж окремі геосинкліналі (інтрагеосинкліналі), здійснюються слабо і протягом більшої частини підсилюють своє занурення. Відбувається розширення центрального підняття, що залучає все більш і більш периферичні геоантикліналі та інтрагеосинкліналі, і паралельно цьому відцентровий зсув (міграція) осей прогинів.

Прогини на більшій своїй площі служать не зонами розмиву, а зонами накопичення менш могутніх і більш мілководих осадків. Основна маса уламкового матеріалу, що заповнює геосинклінальні прогини, приноситься з платформи, частково — з серединного масиву. Потім настає перелом в розвитку геосинклінальної області — перевага переходить до піднять. При цьому, як наголошувалося, провідну роль відіграє геоантикліналь (або геоантикліналі), що виникла раніше інших і в найбільш глибокій частині первинного прогину. Здіймання цього центрального підняття поступово розповсюджується на суміжні прогини, і це приводить до припинення в них осадконакопичення. Навпаки, окремі прогини, розташовані

ближче до периферії геосинклінальної системи, спочатку геосинкліналі — в синклінорії, в сукупності у складові мегантиклінорія. Прогини витісняються за межі системи і накладаються на край суміжної платформи (передові прогини) і серединного масиву (тильні прогини). Зустрічний рух тильних прогинів двох геосинклінальних систем приводить до утворення на місці серединного масиву міжгірського прогину. Так здійснюється загальна інверсія тектонічного режиму в геосинклінальній області — геосинклінальна система із зони занурення перетворюється на зону підняття, в мегантиклінорій, і, навпаки, зони підняття перетворюються в міжгірські прогини; така ж доля чекає на периферичні частини платформ, де виникають передові прогини [1, 3, 5, 7, 10–13, 19, 22].

10.2. Схема успадкованого розвитку

Початок циклу застає геосинклінальну систему вже розчленованою на окремі прогини геоантикліналями, які виникли або існували ще в попередньому циклі. Наростання занурень протягом першої половини циклу приводить до скорочення площ геоантиклінальних зон розмиву і до відповідного розширення інтрагеосинклінальних прогинів. З переходом до другої половини циклу тенденції стають зворотними — прогини звужуються і врешті-решт замикаються, геоантикліналі розширюються і поглинають суміжні прогини. Процес цей як і у разі розвитку через інверсію, йде таким чином, що одне з піднять приймає на себе роль центрального і від нього в обидві сторони йде розширення області здіймання, замикання прогинів і відтиснення зон максимального занурення. Закінчується розвиток утворенням крупного складчастого підняття — мегантиклінорія, в якому складові його антиклінорії і синклінорії успадковують геоантикліналі і інтрагеосинкліналі початку циклу, а також передового і тильного (потім міжгірського) прогинів на межі з платформою і серединним масивом.

10.3. Цикли розвитку геосинклінальних поясів

Розвиток геосинклінальних поясів у неогені розпадається на 6 циклів (етапів): гренвільський (R_2), байкальський (R_3-V), каледонський (PZ_1-S), герцинський (PZ_2-PZ_3), кіммерійський (MZ_1-2),

альпійський (MZ_3-KZ). Тривалість ранніх циклів 300–400 млн. років. Середніх — близько 200 млн. років і пізніх — 150 млн. років.

Кожен цикл включає власне геосинклінальну стадію (занурення) і орогенну (підняття), що відбивають 4 етапи геосинклінального циклу:

1. рання стадія (**початкових занурень**) відповідає посиленню занурень і розширенню області прогинання (для Великого Кавказу T_3-J_1). Накопичується могутня товща піщано-глинистих морських осадків сланцево-граувакової чи аспідної формації, супроводжувані вулканізмом (базальти, туфи) з утворенням спілітодіабазо-кератофірової формації (часто з яшмами і радіоляритами). Наприкінці стадії можливі гіпербазити (габро-перидотитова формація) — у евгеосинкліналях.

2. друга стадія — **зріла передорогенна**. Виникають острівні дуги, розділені глибокими морями. Вони трансгресують на перикратонні прогини і серединні масиви. У трогових басейнах глибиною приблизно 1000 м з активними донними плинами накопичується фліш, з його тонкою ритмічністю (карбонатний і теригенний фліш). Підняття розвиваються в умовах стиску, по розломах — проникнення лав з утворенням порфіритової (андезитової) формації (включаючи ліпаритові порфіри). Трансгресії моря обумовлюють скорочення зон розмиву і розвиток вапнякової формації в міогеосинкліналях і на серединних масивах; при цьому в трьох субформаціях — уламково-органогенна (мілководна), рифтогенна (на підняттях) і батіальна (кременисто-бітумінозно-пелітоморфна). З кінцем цієї стадії пов'язана загальна інверсія (її початок), замикання окремих прогинів і утворення синорогенних батолітів, гранітоїдів як у міо- так і в евгеосинкліналях (Урал).

3. третя стадія — **ранньоорогенетична**. Загальна інверсія і формування складчастого об'єкту. Осадонакопичення теригенне – нижня моласова формація (циклічність грубіше, ніж у флішу), вугленосна, соленосна моласа (Печора, Передкарпаття й ін.). Вулканізм слабшає (умови стиску). Продовжується утворення гранітних інтрузій (Магаданський батоліт формувався приблизно 60 млн. років — шість фаз).

4. четверта стадія — **власне орогенна**. Початок сьогодення

горотворення. Швидкість здійснення перевищує швидкість денудації. Коли зведене підняття досягне великої ширини, можливе просідання з утворенням внутрішніх западин (оз. Севан), грабенів, рифтів (Середньокамчатський). Накопичується верхня моласа, або континентальна — грубоуламкова, або сіроколірна піщано-глиниста (морська). По ожилних розломах — інтенсивний вулканізм, з утворенням андезит-ліпаритової чи порфірової формації (з достатком пірокластів), базальтової в Північній Америці (Колумбія). Має місце гравітаційна складчастість (насування, положисті покриви Карпат).

5. п'ята стадія — **посторогенна**. У складчастій гірській країні місцями виникають вузькі і довгі западини — грабени (типу Челябінського), що виповнюються сіроколірними вугленосними відкладами у гумідному кліматі і червоноколірними — в аридному. По розломах — виливи базальтів і вирівнювання рельєфу.

Викладена схема стадійності розвитку геосинклінальної системи не є універсальною, оскільки може мати місце злиття двох стадій в одну, або навпаки. Розвиток геосинклінальних систем відбувається по спіралі й окремі цикли не повторюють попередніх.

10.2.1. Поперечні структури в геосинклінальних поясах

Поділ їх на самостійні геосинклінальні області і системи обумовлено поперечними перегинами і глибинними розломами. Вони можуть продовжуватися й у суміжних платформах. Особливо круті геосинклінальні дуги (напр. Антильська) розчленовуються поперечними розломами на майже прямолінійні відрізки, що відрізняються один від одного за структурою й історією розвитку. Наприклад, у Великого Кавказу альпійське підняття головного хребта успадковує герцинське, а його північно-західний і східний сегменти характеризуються альпійською інверсією стосовно піднять J_1 – J_2 .

Поперечні перегиби найбільш характерні для крайових (передових) прогинів, включаючи Передуральський, Передкарпатський, Передкавказький і навіть Присяяно-Єнісейський.

Ділянки поперечних піднять служать центрами повздовжнього розтягання гірських масивів.

10.3. Сучасні геосинклінали

Е. Ог (*E. Og*, 1910 р.) вважав аналогом геосинкліналей сучасні океани начебто Атлантичного; Е. Арган (*E. Argan*, 1916 р.), Ж. Обуен (*Aubouin Jean*, 1968 р.) цей аналог бачать у сучасному Індонезійському архіпелазі.

Умовно виділяється 4 типи геосинкліналей:

1. молоді внутрішньо океанічні острівні дуги і глибоководні жолоби. Маріанська і суміжні дуги Філіппінського моря, острівні дуги Меланезії (Фіджі й ін.). Складено вони кайнозойськими ефузивами (ефузивні гірські породи (англ. *effusive rocks*) — магматичні гірські породи, що утворилися внаслідок застигання вулканічної лави на земній поверхні, що перекривають кристалічні сланці.

2. зрілі острівні дуги і суміжні глибоководні жолоби і субокеанічні западини на стику океану і континенту. Це протяжна смуга Східної і Південно-східної Азії від Камчатки до нової Гвінеї. Цей геосинклінальний пояс або безпосередньо примикає до океанічної платформи Тихого океану, чи відділений геосинклінальними прогинами. В області острівних дуг товщина кори 25–30 км (Курили, Японія), в окраїнних морях — до 10 км (Японське море).

3. геосинклінальні пояси перехідних зон від материків до «молодих» платформ. Це глибокі лінійні прогини в області шельфу і материкового схилу, що облямовує Атлантичне узбережжя Північної Америки. Тут були два прогини, рівнобіжні герцинідам Аппалачів і зіставляються з міо- і евгеосинкліналями останніх. Геофізиками подібні прогини, виповнені осадками на 8–10 км потужністю, встановлені біля берегів Південної Америки й ін.

4. області сучасних внутрішніх морів і гірських споруджень, що їх обрамляють. Це область Середземного, Чорного і Каспійського морів з навколишніми їхніми гірськими спорудженнями Піріней, Рифа, Кавказу, Ельбрусу та ін. Велика частина Середземного моря переживає орогенний розвиток, але в западинах відзначається інтенсивне осадконакопичення — у Ломбардській і Південно-Каспійській до 2000 м за четвертинний період. Критська острівна дуга знаходиться ще на орогенній стадії розвитку.

Результатом повного циклу розвитку геосинклінальної системи є утворення складчастої області. У внутрішніх частинах деяких

складчастих областей, серед типових геосинклінальних утворень останнього циклу зустрічаються брили докембрійських порід, слабко перероблені пізнішою складчастістю і метаморфізмом. Вони «обтікались» складками більш молодих шарів.

На території складчастих областей зустрічаються (іноді) на ділянках поперечних підняттях крайові масиви. Власне кажучи це окраїнні ділянки платформ, зтягнуті в загальне підняття геосинклінальних областей у заключну стадію свого розвитку. Фундамент їх більш древній, чим у внутрішніх геосинклінальних ядрах. Осадовий чохол залягає моноклінально з нахилом від осі складчастої зони. Зустрічаються дрібні інтрузивні тіла (діапіри, лаколіти) гранітоїдів. Приклади: Лабіно-Малкінська зона північного схилу Центрального Кавказу, яка була окраїною Скіфської плити, зтягнутою у загальне підняття Великого Кавказу) й ін. [3, 5, 7, 19–21].

Передові прогини закладаються уздовж стику геосинкліналі і платформ на кінцевій стадії геосинклінального розвитку. Є прогини, розвиті на складчастій і платформній основі, а є тільки на платформній (Східно-Кубанський). Вони протягаються на сотні і тисячі км (Передуральський прогин), а фундамент занурюється на 10–15 км із заповненням моласовою формацією (приклад — Урал). Для передових прогинів характерні негативні гравітаційні аномалії до — 200 млч.

Зчленування зі складчастою зоною відбувається звичайно по розломах. Внутрішній борт має складну будову (великі складки, розломи, насуви), а зовнішній, приплатформний — просту (положисті підняття, рифові масиви та ін.). Вулканізм не типовий, хоча і має місце (Терський прогин у м. Грозному, Передкарпатський — у Бакеу).

Серединні масиви — на одних ділянках фундамент масиву перед орогенною стадією залишається піднятий (Дзирульський масив у Закавказзі), на інших — опущеним, особливо по краях, де розвиваються тильні прогини (Зирянський — на краю Колимського масиву), побудовані аналогічно передовиць прогинам складчастої області, на третіх — серединний масив буває цілком зануреним і перероблений в міжгірський прогин з могутнім нагромадженням

моласових товщ (Куринський, Цайдамський прогини) — до 10–12 км (Таримський масив).

Міжгірські прогини побудовані у виді синкліноріїв, але «зворотні» (верхні моласи найбільшої потужності в центральній частині, а нижні — по краях).

Накладені западини океанічного типу – це западини внутрішніх і окраїнних морів з витонченою корою (без граніто-гнейсового шару) у порівнянні з континентальною, але з могутнім осадовим чохлам, Багато які з цих западин утворилися на продовженні серединних масивів: Чорноморська — на продовженні Закавказького і Мізійського, Південнокаспійська — Закавказького і Західно-туркменського, Карибська — Центральноамериканського і Наракаібського і т. п. Виходячи з набору типових елементів, їхнього взаємного розташування і внутрішньої структури виділяється кілька типів складчастих систем.

ТЕМА 11. ГЕОСТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ КОНТИНЕНТІВ. КОНТИНЕНТАЛЬНІ ПЛАТФОРМИ

11.1. Континентальні платформи

Це відносно стійкі, консолідованої складчастості, з метаморфізмом, інтрузіями, великі (багато дехто тис. км) брили літосфери, як основні елементи структури материків, що протистоять геосинкліналям і епігеосинклінальним орогенам і виникли внаслідок їхнього відмирання. Континентальні платформи в плані — правильні багатокутники обмежені крайовими розломами суміжних геосинкліналей (приклад: Східно-Європейська і Сибірська платформи) [1–3, 5–7, 10–13, 19, 21].

Геосинклінали складають обмеження платформ, а платформи у свою чергу є розломами геосинклінальних поясів. Обриси тих чи інших корегуються на початку кожного чергового тектонічного циклу. Розломи, що проникають усередину платформи, утворюють побічні чи геосинклінали авлакогени. Перехід від платформ до геосинкліналей може бути і поступовий, східчастий, через систему розломів.

Земна кора в межах континентальних платформ має тришарову будову: осадовий шар (платформний чохол), «гранітний» і «базальтовий» — останні звичайно дислоковані, метаморфізовані, пронизані інтрузіями, ущільнені. Товщина кори складає 35–50 км, зі зменшенням по напрямку від внутрішніх западин до піднятиїв (через зменшення товщини чохла). Однак, на Українському щиті потужність кори зростає.

Осадки чохла майже завжди мілководні (неритмічні) і континентальні, сполуки їх одноманітні — це карбонатні товщі ордовіку Східного Сибіру, мергельно-крейдові в західній частини Європейської платформи і т.п. Товщина їх у 3–10 разів менше, ніж у геосинкліналях, крім авлакогенів.

Осадовий чохол залягає майже горизонтально, ускладнений складками у зв'язку з блоковою тектонікою фундаменту, або солянню тектонікою — у западинах з могутнім соленакопиченням (Ангаро-Ленська, Прикаспійська й ін. западини). Ступінь метаморфізму (регіонального і дислокаційного) порід чохла звичайно низька.

Менш різноманітний і магматизм — в основному похідні базальтової лави (Тунгуська синекліза).

Сучасний рельєф рівнинний чи шельфовий (Балтійського й Азовського моря). Слабка сейсмічність. Геотермічний градієнт у 2–4 рази менше, ніж у геосинкліналях. Гравітаційні і магнітні аномалії мозаїчні по малюнку і невеликі по амплітуді.

11.2. Внутрішня будова платформ

Усі континентальні платформи чи кратони (кратон (англ. *craton*) — консолідовані ділянки земної кори, нездатні до перетворення альпінотипною складчастістю. Розрізняють: підняті і занурені кратони) виникли на місці геосинкліналей, що відбиті в складчастій основі (фундаменті), перекритому, звичайно, чохлам (включаючи вулканіти) з майже горизонтальними шарами. Вік платформ визначається за часом закінчення геосинклінального розвитку і встановленню платформних умов — епікаледонський, епігерцинський і т.п.

11.2.1. Древні платформи

Древні платформи — добайкальської складчастості (до середини протерозою), молоді — що виникли пізніше. Площі, покриті чохлам — плити, а складені породами фундаменту — щити (Український щит, архейські брили Алдану, Феноскандинавії). Якщо фундамент у минулому був перекритий малопотужним осадовим чохлам, нагромадження якого відбувалися з перервами, то це масив (Анабарський, Воронежський та ін.).

У межах плит виділяються синеклізи (потужність чохла до 5 км), і антеклізи (потужність чохла до 1,5 км), розміри їх у поперечнику 500–1000 км. Для синекліз і антекліз характерно стійкий розвиток протягом усього тектонічного циклу. У наступному можуть виникати накладені структури (Тунгуська і Вілюйська синеклізи).

Структури нижчого порядку — зводи (Татарський) западини (Мелекеська), потім — вали, куполи і прогини, і нарешті — локальні підняття і невеликі западини (структури III-го порядку). Крім того, виділяються мегавали (над прогинами).

11.2.2. Авлакогени

Авлакогени (грабеноподібні прогини) — лінійні структури довжиною до 500–1000 км, шириною 10–100 км, обмежені рівнобіжними розломами. Розвиваються порівняно недовго (десяток млн. років), але з інтенсивним осадонакопиченням (осадові товщі до 10–12 км потужністю) і високим градієнтом занурення (Дніпровсько-Донецький авлакоген (ДДЗ)). У наступному часі авлакогени переходять у жолоби, а потім у синеклізи (у чохлі розломи поступово загасають). Позитивними структурами авлакогенів є горстоподібні виступи чи гряди, обмежені розломами (Котельничський виступ, Печорська гряда й ін.).

Авлакогени можуть бути складними з поперечними виступами, начебто Чернігівського, наскрізні (через усю платформу, типу Вічичи) і замкнуті. По товщині і комплексу формацій вони можуть переходити в інтракратонні міогеосинклінали, подібно Донбасу [13, 14, 16].

У результаті інверсії і складчастості на місці авлакогенів утворюються внутрішньоплатформенні складчасті зони або параантиклінорії, т.ч. авлакогени пасивно відмирають, перетворюючись в синеклізи (Дніпровсько-Донецька западина), чи переживають інверсію і складчастість, переходячи в параантиклінорії.

Для авлакогенів характерні помірні, у порівнянні з інтрогеосинкліналями, прогинання (до 8–10 км), відсутність типових геосинклінальних формацій і гранітоїдних інтрузій, лінійно-переривчаста складчастість без насувань.

11.2.3. Крайові синеклізи (батісинеклізи)

Величезні (до 1000 км у поперечнику) звичайно округлі западини з потужністю чохла від 10–15 до 20 км, відділені від плит концентричними розломами по фундаменті і флексурами в осадовому чохлі. Для них характерно потоншення чи навіть виклинювання гранітного шару в центральній частині (приклади Прикаспійська, Баренцевоморська й ін. синеклізи). Дуже типова соляна тектоніка. Крайові системи, включають перикратонні прогини, крайові шви і поперечні крайові прогини і навіть міогеосинклінали (Зоненштайн Л. П. й ін.) [5].

Перикратонне опускання — схили платформ — це широкі (до 1000 км) зони різко зануреного фундаменту, з нахилом убік суміжного складчастого спорудження (Ангаро-Ленське опускання по С.В. Павловському).

11.3. Етапи розвитку древніх платформ

Фундамент древніх платформ (за даними буравлення й ін.) складений породами архею і раннього протерозою, включаючи гнейси і гранітогнейси, що утворюють гнейсові куполи. Архейські брили розділяються смуговими зонами ранньопротерозойської складчастості, що часто складені джеспілітами, основними вулканітами і гіпербазитами (магнітні максимуми).

Початок консолідації фундаменту відноситься на кінець раннього протерозою (прибл. 2000 млн. років тому) і зв'язан з ранньокарельською тектоно-магматичною епохою. У середньому протерозої відбувається кратонізація, включаючи викиди кислих вулканітів і впровадження гранітів-рапаківі. Місцями утворилися грабени, що ознаменували розвиток нової стадії розвитку платформ - авлакогенної, що відбувалася на тлі загальних піднять і розтягань фундаменту. Авлакогени заповнені утвореннями рифею (1. 600–750 млн. років), включаючи континентальні — грубоуламкові (унизу), лагунно-строкато-кольорові (у середині) і морські — доломітові (угорі розрізу), а також трапові формації.

Наступна — **плитна стадія**, датується рифеєм на Сибірській платформі, вендом — на Російській і Сахарській плитах, середнім кембрієм — на Північноамериканській. Для цієї стадії характерно циклічне осадконакопичення і формування суцільного осадкового покриву. Від кінця утворення фундаменту до початку утворення чохла перерва від 400 — на Сибірській платформі, до 800–900 млн. років — на Північноамериканській.

Оформившись наприкінці протерозою і початку палеозою, древні платформи пережили потім ряд тектонічних циклів (що проявилися буйно на суміжних геосинкліналях), початок яких знаменувався трансгресією моря, хоча і з запізненням стосовно геосинкліналей.

В міру наступу моря, нагромадження лагунно-континентальних формацій на древній платформі змінюється утворенням морських

піщано-глинистих товщ (піски, темні і бітумінозні глини, мергелі).

Середина циклу — час максимальної трансгресії і максимального тектонічного розвитку з нагромадженням основним чином карбонатних і часто соленосних відкладів (у залежності від кліматичної обстановки).

У другій половині цього циклу знову переважають уламкові формації, починаючи від евапоритово-червоноколірних в аридному кліматі і вугленосних — у гумідному (мезозой Вілюйської западини). Вище (пізніше) вони змінюються континентальними червоноколірниками, каолініт-кварцпіщаною формацією і покрівно-льодовиковими відкладами.

Таким чином, для платформ характерно більш складний розподіл формацій (включаючи аридні і гумідні) відносно геосинкліналей.

Структурний план платформ від циклу до циклу притерпає частковій зміні, що відбиваються в географічних неузгодженнях між структурними комплексами. Ці зміни не чіпляють однак стійкі щити (типу Балтійського) і деякі западини, що довгостроково прогинаються (напр., Прикаспійська). Правда, відомо багато фактів розчленування древніх щитів під впливом авлакогенів. Так, на півдні Російської плити сарматський щит у протерозої розпався на два блоки, а потім знову пережив подроблення в рифей і ранньому девоні.

Загальна еволюція структури платформ по окремим тектонічним циклам починається з «гомогенізації» різнорідних елементів геосинклінальної області в єдиний консолідований блок і його кратонізацію. Потім проявляється стадія авлакогенів, пов'язана з розколюванням блоку уздовж швів гетерогенних структур.

У наступні цикли авлакогени стають платформними структурами і під ними формуються більш широкі і положисті прогини (синеклізи). Поява авлакогенів приводить до розпаду щитів, а їхнє перетворення в синеклізи — до подальшого збільшення областей занурення й утворенню великих плит і антеккліз (із щитів). Це плитна стадія. Ведуча роль при цьому належить зануренням з їхніми найбільшими амплітудами в порівнянні з підняттями, хоча останні охоплюють досить великі території платформ.

Явище інверсії зон прогинання, утворення нових підняттяв не характерних для платформ — інверсія, що властива тільки в авлакогенах з утворенням вузьких мегавалів (Гірський Мангшлак), при цьому по фундаменті зберігається прогин.

Авлакогени поступово відмирають, синеклізи й антеклізи розширюються і структура платформи стає менш диференційованою. До кінця кожного циклу і початку наступного платформа представляє єдиний масив суші, що пов'язано, ймовірно, з евстатичним зниженням рівня світового океану, унаслідок поглиблення океанічних западин.

11.4. Рухливі древні платформи

Це Китайська, Індостанська, Африканська, Сибірська, Південно-Американська платформи чи параплатформи.

Для них характерно високе положення стосовно рівня світового океану, панування процесів розмиву та нагромадження континентальних формацій у внутрішньоматерикових западинах. Глибинні розломи тут захоплюють чохол, супроводжуючи рух магматизмом і підвищеною сейсмічністю. Вилив магм основної сполуки — трапова формація (на плато — базальтова).

На тлі загального здіймання окремі ділянки платформ перетерплюють обвалення з утворенням накладених синекліз і авлакогенів (Ванварська западина була накладена у пізньому палеозої на Катангський звід).

Крім виливів лав по тріщинах, відомі вулканічні апарати і трубки вибуху (кімберліти Якутії в ранньому тріасі, Південної Африки в пізній крейді й ін.). Інтрузивним аналогом трапової формації є габро-гранітова (гранофірова) формація (Канада, Південна Африка, у Сибіру — Далдаканська інтрузія (нижній тріас)). На Кольському п-ові відома субформа нефелінових сієнітів з апатитом (Хібінське родовище).

Кінець тектонічного циклу відповідає високому положенню рухливих платформ, а в умовах вологого, холодного клімату це приведе до покривного заледеніння й утворення льодовикової формації (С₃-Р₁ у Південній Америці, Індостані, Південній Африці, Австралії й Антарктиді). Вони широко розвиті й у пізньому протерозої, ордовіку і силурі — Південна Африка, Південна Америка.

На наступній стадії циклу виникають накладені синеклізи і грабени в якій за умови помірного клімату накопичується лімнічна вугленосна формація (юра Іркутського басейну, пермокарбон Тунгуської синеклізи) потужністю до 3–4 км.

Нагору по розрізі вугленосна формація змінюється аридною червоноколірною — з еолових пісків (тріас Південної Африки і Південної Америки), гравелітів і конгломератів (Китай) потужністю до 3 км, моласоїдного вигляду.

Наприкінці циклу — різке поживлення розломів і вулканічної активності з нагромадженням трапової (толент-базальтової) формації — Сибірська платформа. Траповий вулканізм (по Штілле) зливається з заключним базальтовим магматизмом у сусідніх геосинкліналях (у Західному Сибіру — це зв'язано з пермо-тріасом).

На закінчення відзначимо, що древні стійкі платформи на ранніх стадіях свого розвитку розвивалися як типові рухливі платформи з могутнім проявом трапового вулканізму (діабазу рифею Російської плити, і трапи нижнього кембрію в Австралії й ін.) з нагромадженням континентальних червонокольорів і тилітів.

11.5. Епіплатформенні орогенні пояси

Думка про можливість зворотного перетворення платформи в орогенні пояси вперше була висловлена В. А. Обручевим і Є. Органом, на прикладі Тянь-Шаню, Куньлуня, Алтаю й ін. Пізніше М. Ф. Мірлінк (1940) назвав такі відроджені гори глибовими структурами, а Є. В. Павловський (1948) — областями аркогенеза (зведенняутворення). Б. А. Петрушевський, А. Д. Архангельський й ін. називали їх відродженими геосинкліналями, В. В. Белоусов й ін. — активізованими платформами, В. С. Хаїн й ін. виділили в них два типи структур — епігеосинклінальні і епіплатформенні орогенні пояси [1–5, 19, 20].

Останні — епіплатформенні орогенні пояси (ЕПОП) — є рухливі пояси в межах континентів з перевагою інтенсивних піднятих і середньо- і високогірним рельєфом, що мають зведено-глибову структуру, велику (тисячі км) довжину і значний вік (сотні млн. років) у вигляді платформних областей.

По своєму розташуванню вони поділяються на три типи: 1. перигеосинклінальні; 2. периокеанічні; 3. інтракратонні.

1. Перигеосинклінальні ЕПОП займають окраїнні частини платформ, витягнуті в орогенну стадію розвитку геосинкліналей, у загальне підняття і які ввійшли в склад гірських країн. Вони характерні для Тихоокеанського (системи Кордильєр, палеозони, що активізувалися в мезозої — кайнозої) і Середземноморського (Гірський Крим, Гіндукуш, Памір, Гімалаї, залучені в підняття альпід) поясів. Сюди відноситься і Верхояно-Чукотська гірська країна й інші периферичні зони на заході Тихоокеанського поясу.

Епіплатформенні орогени цього типу розташовуються таким чином між епігеосинклінальними орогенами і континентальними платформами, не зміненими активізацією.

2. Периокеанічні ЕПОП широко поширені в Східній Африці і Західній Аравії, де вони утворюють Аравійсько-Африканський періокеанічний пояс відносно Індійського океану. Відомі вони й уздовж Атлантичного узбережжя Південної Америки (Гвіанське нагір'я), Північної Америки (Аппалачі), Європи (Скандинавські гори) й ін.

Усі ці системи підняттяв асоціюють із глибокими періокеанічними перегинами в межах підводної окраїни континентів, виповненими могутньою (до 8–10 км) товщею осадків і встановленими повсюдно уздовж Атлантичного й Індійського океанів.

3. Інтракратонні чи внутрішньоконтинентальні ЕПОП— це гірські масиви на місці континентальних платформ, відлучені як від геосинкліналей, так і від океанів і звичайно відділені від останніх неактивізованими ділянками. Сюди відноситься класичний Центрально-Азіатський пояс, між Тянь-Шанем і Великим Хінганом, і від Прибайкалля до Тибету, автономне положення займають Урал, підлідні гірські масиви Антарктиди й ін.

Утворення сучасних ЕПОП відноситься до олігоцену-антропогену, тобто збігається з циклом альпід, при цьому вони займають не менші простори, не поступаються по висоті і сейсмічності і епігеосинклінальним поясам альпійської складчастості.

Гірські масиви ЕПОП виникли на різних стадіях новітнього етапу розвитку земної кори, при цьому, чим далі вони розташовані від альпід, тим пізніше переживали підняття. Це особливо справедливо для ЕПОП Центральної Азії. Остання, узагалі, переживала

кількаразовий орогенез, у кожному планетарну епоху тектоно-магматичної активізації (напр. Саяно-Алтайська обл.).

Для більшості ЕПОП характерна перевага підняття над западинами, тому значна частина продуктів розмиву виноситься за межі пояса, а осадки, що залишилися у внутрішніх прогинах, утворюють континентальні масиви, у нижній частині малоуламкові, у верхній - грубоуламкові.

Перигеосинклінальні ЕПОП представлені чередуванням підняття і прогинів шириною від 20–30 до 20–300 км (мегаскладки), розбиті розривами на блоки-ступні, особливо в крайових зонах. Тому їх називають горст-геосинкліналями і грабен-мегасинкліналями. Іноді вони ускладнені насувами (Ангарське насування в Прибайкаллі, насуви у Північному Тянь-Шані й ін.). По В. Н. Даниловичу (1953) — це аркогенні насуви.

Складчасті деформації, виявляючись дуже мінливо, задіюють моласовий комплекс межгірських западин, де спостерігаються відбиті надрозломні складки, діапірові (якщо є евапорити), прирозломні (біля насувів — на р. Шиніхті). На Північному Паміру весь чохол охоплений складчастістю загального стиску, а в передгір'я Південного Криму – шари майже горизонтальні чи залягають моноклінально.

Товщина кори в перигеосинклінальних поясах підвищена — 55–65 км на Тянь-Шані і Паміру, замість 40–45 км на Туранській плиті. Магматизм проявляється нерівномірно – місцями не відзначається, а в Монголо-Охотському відгалуженні Тихоокеанського пояса і Східних Скелястих гір США розвинуті інтрузії гранітного мезозою невеликих розмірів.

В областях зведення і рифтоутворення (напр. Байкальське зведення і рифт оз. Байкал) земна кора має меншу (близько 30 км) товщину, чим у континентальних платформ, при цьому рифтові зони характеризуються підвищеною сейсмічністю. Намічається подібність між рифтами й авлакогенами, оскільки ті й інші відносяться до однієї групи планетарних глибинних структур розсоювання, точніше, до підгрупи континентальних рифтів.

Утворення рифтів зв'язане не тільки з процесами розтягання, але і зі зведенняутворення з одночасним виносом величезної маси

магми з підкорових вогнищ, що обумовило осідання дна рифтів (Байкальський рифт). Рифти закладаються по древніх тектонічних швах — ослабленим зонам літосфери, з якими зв'язані виливи магми. Це приводить спочатку до прогинання і заповнення грабена рихлими осадами з одночасним підйомом на зустріч астеносферного матеріалу, а потім — підняття, у наслідку повного «переродження» континентальної кори в кору океанічного типу (рифти Червоного моря й ін.). Так виникає зведене підняття. Тривалість розвитку ЕПОП складає 3–5 десятків млн. років, тобто набагато коротше, ніж у геосинклінальних поясів, включаючи епіплатформні, епігеосинклінальні і серединно-океанічні. Для ЕПОП властиво цікава металогенія, включаючи руди кольорових і рідкісних металів, а в міжгірних западинах поширені великі поклади каустобіолітів (Ферганська і Таджикицька западини, Скелясті Гори США, Чульманська западина Бама, Суецький грабен й ін.).

ТЕМА 12. ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ КОНТИНЕНТІВ. СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКА ПЛАТФОРМА.

12.1. Принципи тектонічного районування континентів

Древні платформи (кратони) — відносно стабільні області континентів, що виникали на місці тектонічно і магматичноактивних областей раннього докембрію після їх консолідації. Глибинна будова їх кори та двоповерхова тектонічна будова (фундамент і чохол). Особливості тектонічних рухів, рельєфу, характерні типи відкладів, що відображають тектонічний режим і кліматичні обставини. Термічний режим, особливості магматизму, метаморфізму і тектонічних структур на доплатформенному мегаетапі і платформенних мегаетапах розвитку кратонів (авлакогени і плити).

Метаплатформи — області перехідного тектонічного режиму і будови між древніми платформами і рухливими поясами, що займають проміжне положення між ними. Їх основні тектонічні зони (авлакогеосинклінальні прогини, пізні — складчасті зони та метаплатформенні масиви) [1, 3, 5, 7-10-13, 19].

12.2. Східноєвропейська платформа

Східноєвропейська платформа (СЄП) належить до числа древніх платформ Північної Євразії, які мають архейський і ранньопротерозойський фундамент. Її територія складає приблизно 5,5 млн. км². Рельєф СЄП майже цілком виражений обширною рівниною такої ж назви. В центральній частині розташовані Український щит і Воронезький масив. В південній частині рівнини розташовані Волино-Подільське, Придніпровське і Приазовське підняття і Донецький кряж.

12.2.1. Границі СЄП

Проблема положення границь СЄП однозначно поки ще не вирішене. Це пов'язано як з різним підходом до трактування поняття «платформа» — одні вчені до платформ відносять стабільні області з фундаментом любого докембрійського віку (включаючи і протерозой), а інші — тільки області з доверхньопротерозойським метаморфічним фундаментом, так і з різним визначенням границь

платформи — перехідні зони, зони глибинних геологічних розломів. СЄП представляє з себе відносно тектонічно стабільний, майже ізометричний блок. Блок на північному заході, сході, а також на півдні і південному заході межує зі складчастими поясами, а на заході, південному і північному сході — з метаплатформенними областями (рис. 12.1).

На південному сході, між верхів'ям Вісли і низов'ям р. Дунаю, на протязі 750 км границя древньої платформи проходить понад північно-східного борту Передкарпатського альпійського краєвого прогину. Його північно-східне, зовнішнє крило на цій ділянці було накладене в міоцені на північно-східне крило СЄП, а під його внутрішнім південно-західним крилом, частково «задвинутим» насувами і шар'яжами Східних Карпат, схоронена байкальська складчаста зона, яка була регенерована у палеозої. Вона представляє з себе ланку, що зв'язує між собою байкальські і палеозойські складчасті зони Свентокшінських гір на північному заході і Добруджі на південному сході.

На південь від низовій Дунаю оголюється вузька середньопалеозойська складчаста зона Добруджу, яка насунута на північній схід на Переддобруджинську (Молдавську) западину, і відокремлює СЄП від Мізійської плити (або метаплатформенного масиву) докембрійським фундаментом. На заході, півночі і на півдні цю плиту огинають альпійські складчасті споруди Південних Карпат і Балкан, а на сході вона входить у межі Чорноморської глибоководної западини.

На півдні СЄП граничить з розташованою в північній частині Середньоземноморського альпійського складчастого поясу молоді Скіфської плити з герцинським і частково байкальським фундаментом, яка займає частину Рівнинного Криму і Передкавказ'є.



Рис. 12.1. Тектонічна схема Східно-Європейської платформи (за О. А. Богдановим).

12.2.2. Тектонічна структура Східно-Європейської платформи

Східно-Європейська платформа (СЄП) має метаморфічний фундамент архейського і в меншому мірілі — ранньопротерозойського віку. Цей фундамент може також бути названо добайкальським. В окремих районах він виходить на поверхню, але у більшій її частині перекритий платформенним чохлам, який складається із субгоризонтально- або пологозалягаючих відкладів верхнього протерозою, палеозою, мезозою, кайнозою загальною потужністю від декількох сотень метрів до 5–10, а місцями навіть 20–22 км.

Краєва система платформи СЄП є крупною негативною структурою, виповненою осадковими комплексами порід байкальського, каледонського, герцинського, кімерійського і альпійського віку, що

відкладалися в умовах міогеосинкліналі, внутрішньоплатформених рифтогенних і краєвих прогинів, загальною товщиною до 10 км. Це найбільш мобільна, перехідна до геосинкліналі зона платформених.

Зона виступів фундаменту СЄП зчленовується з півдня і південного заходу по глибинному розлому з складчастими системами СП і Північної Добруджі. Окремі блоки південної зони виступів залучалися до прогинання в різні епохи тектоногенезу. Тому в сучасному зрізі зона стародавніх виступів фундаменту СЄП похоронена під різновіковими відкладами різної потужності.

Відклади кіммерійського структурного поверху виповнюють інверсійні тріасо-юрські грабеноподібні западини: Дністровсько-Тендрівську і Троянсько-Вилковську, що сформувалися на місці північного і південного бортів палеозойських прогинів або стабільних поперечних догерцинських піднять. Ступінь дислокованості тріас-юрських порід складає 5–150, товщина до 3,0 км.

Відклади альпійського структурного комплексу в межах краєвої системи СЄП виповнюють Каркінітсько-Північнокримський крейдо-палеоген-неогеновий прогин. Потужність їх досягає 7,0 км, кути падіння не перевищують 5-70°.

12.3.Український щит

Український щит (український кристалічний масив) — піднята південно-західна частина фундаменту Східно-Європейської платформи.

Простягається з північного заходу на південний схід, приблизно на 1 000 км від ріки Горині до Азовського моря. Найбільша ширина 250 км, площа в контурах виходу докембрійських утворень складає 136 500 км², при загальній площі з врахуванням схилів, 256 600 км². Кристалічні породи у межах українського кристалічного масиву виступають вище базису ерозії, часом як мальовничі скелі та пороги (так званий гранітовий краєвид). Поверхня Українського щита (УЩ) злегка хвиляста, ускладнена тектонічними рухами та процесами денудації. Складчастий фундамент розчленований меридіональними глибинними розломами на ряд блоків, що виділяються в рельєфі: Волинсько-Подільський, Білоцерківсько-Одеський, Кіровоградський, Придніпровський (так звана

Запорізька гряда) і Приазовський. Найбільша абсолютна висота 347 м (у верхів'ях Південного Бугу).

УЩ майже весь складається з метаморфічних і магматичних порід, основна маса яких глибоко перероблена ультраметаморфічними процесами, включно з гранітизацією і вибірковим анатексисом, що спричиняли формування корових магм. Є райони, де ці процеси виявлялися порівняно слабо і де можна визначити первинні літологічні й вулканогенні формації. УЩ був і є об'єктом інтенсивних досліджень; існують деякі розбіжності в поглядах на його тектоніку, магматизм і метаморфізм. Але загалом УЩ розглядають як багатоярусну складчасту споруду, розчленовану глибинними і регіональними розломами на великі блоки неоднакової величини, переміщені відносно один одного по вертикалі на різні глибини. Найпоширеніші архейські породи (переважно гнейси, амфіболіти, кристалічні лупаки, мігматити, метабазити), на які припадає понад 50% території УЩ з виходами докембрійських формацій. Ступінь метаморфізації їх вищий, ніж ін. докембрійських порід УЩ. Осадкові і первинні магматичні формації утворилися в умовах архейської рухомої зони (геосинкліналі). Нагорі архейського розрізу залягають дайкові породи, які розглядаються як утворення епіархейської платформи. Вік архею (докембрій I + II) 2 800–3 500 млн. рр.; нижньопротерозойські формації (докембрій III, вік 1 600–2 000 млн рр.) є типові геосинклінальні утвори, слабше метаморфізовані, ніж архейські (рис. 12.2) [8, 9].

Зустрічаються ультраметаморфічні формації (мігматитові гранітоїди), переважають метабазити і метаультрабазити, епідотові і актинолітові амфіболіти, зелені лупаки, метаморфізовані конгломерати. Сюди належить криворізька серія порід, поширена в центр. частині УЩ і зібрана в складчасті структури субмеридіонального простягання. Залізородні родовища пов'язані з мікрокварцитами, джаспелітами і залізо-силікатними лупаками. З середнього протерозою (докембрій IV, вік 1 150–1 600 млн. рр.) почався етап стабілізації УЩ. Відклалися типові платформні осадові породи, які перейшли слабкий ступінь метаморфізації, перетворившись на кварцити і лупаки. Утворилися маси вивержених порід (коростенський і корсунь-новомиргородський плутони гранітоїдів-рапаківі,

приазовський комплекс лугових порід та ін.). Породи верхнього протерозою (докембрій IV) у межах УЩ відомі тільки в його південно-західній частині, де вони складають овруцьку серію, утворену в континентальних умовах (теригенно-ефузивна формація). До цього ж циклу віднесено дайкові породи з ізотопним віком, меншим 1 500 млн. рр., поширені в північно-західній і південно-східній частинах УЩ. Більшість їх діабаз, частково порфірити. Вони фіксують найпізніші прояви магматизму в докембрії УЩ. В західній частині УЩ встановлені чарнокіти. Відмічається невисокий тепловий потік — у середньому 37 мВт/м². Кристалічний фундамент перекритий неоген-четвертинними породами, товщиною від нуля до кілька сотень метрів.

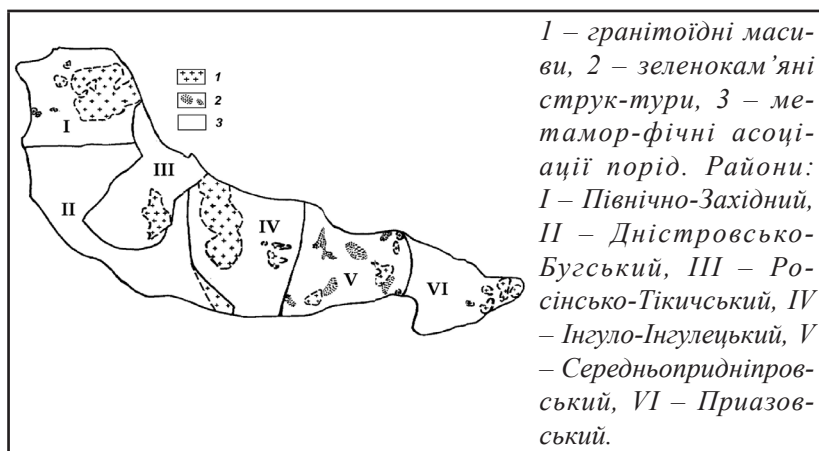


Рис. 12.2. Схема тектонічного районування Українського щита

З породами кристалічного фундаменту Українського щита пов'язано багато родовищ корисних копалин: залізної руди Криворізького басейну, будівельних матеріалів, керамічної та петрургічної сировини.

Кристалічні породи вкриті незначним шаром (від 0 до 50 м) крихких осадових порід, палеогенових, неогенових та четвертинних. З породами цього покриву на схилах УЩ пов'язані Дніпровський буровугільний басейн і Нікопольське родовище марганцевих руд.

Український щит з північного сходу і півночі крупними розломами скидового типу відділяється від Дніпровсько-Донецького авлакогену. На заході, південному заході і півдні поверхня УЩ полого занурюється під чохол Львівської і Причорноморської перикратонних западин. Найбільш підняті (до 0,3–0,4 км) північно-західна (Подільський виступ) і крайня південно-східна частина щита (Азовський виступ), які напіввіддалені від його середньої частини неглибоким центроклінальним Конкським прогином. Більша середня частина щита у палеогені і міоцені пережила слабке занурення і була перекрита малопотужним чохлам континентальних і прибережних відкладів, який після відновлення потім піднятті був перерізаний багато чисельними річковими долинами і розрізаний на ряд малих останців. Структуру УЩ ускладнюють декілька своєрідних кільцевих западин мезозойського віку (Болтишська і ін.), які розглядаються як древні метеоритні кратери — астроблеми.

Від самого початку виникнення ідеї про блокову структуру УЩ, засновником якої слід вважати Г. І. Каляєва [6], склалися уявлення про так звану *складчасто-блокову будову* цього регіону. Вони базувалися на тому, що «територія всього Українського щита представляє собою лише частину єдиного величезного геосинклінального поясу, консолідованого в Російській платформі». Цей пояс складався з численних геосинклінальних систем та відгалужень, що розділялися серединними масивами. Останні представляють собою початкові ядра докембрійських платформ, які характеризувалися в ранньому докембрії нестійким станом, інтенсивним гранітоїдним магматизмом та поєднаною з ним глибинною складчастістю. Тому поняття «платформний блок» стосовно раннього докембрію є досить умовним. Блоки, або перелічені «серединні масиви», мають свої відмінні риси. В якості важливої відмінної особливості блоків та геосинклінальних зон виступають характерні риси складчастості в тих і інших геотектонічних елементах.

Складчасті форми виникли внаслідок процесів гранітизації – плавлення та магматичного заміщення вулканогенних утворень евгеосинклінальних зон або «гранітного діапїризму» в зовнішніх зонах. Ці уявлення повністю повторені в монографії В. П. Кирилюка, присвяченій тектоніці УЩ, в якій всебічно обґрунтовується геосинклінальна природа цього регіону. Всі міркування узагально-

ються висновком про те, що «докембрійські щити мають блокову і разом з тим складчасту будову фундаменту. До цього необхідно додати ще одну специфічну рису — тісний зв'язок глибинної складчастості з процесами ультраметаморфізму».

Уявлення про складчасто-блокову будову структури УЩ, без застосування поглядів про поверхову будову блоків, увійшли в численні узагальнюючі роботи, в яких поруч з УЩ розглядаються інші щити території Північної Євразії та Північної Америки і Австралії. Висловлювалися різноманітні погляди на природу складчастості, більшість яких коротко розглянута в роботі Г. І. Каляєва з співавторами [є], в якій наводиться вдосконалена схема розташування основних структурних елементів без будь-яких ознак їхньої внутрішньої будови. Автори обґрунтовують існування на різних ділянках УЩ шести типів складчастих структур і відповідних комплексів або груп складчастості. Вони можуть бути доповнені оригінальними уявленнями про походження внутрішньоблокових та міжблокових складчастих структур К. Ф. Тяпкіна та Є. І. Паталахи і І. Б. Щербакова.

Ще один з імовірних варіантів тектонічної структури УЩ в останні роки розробляється В. П. Кирилюком і може бути визначений як *поверхово-блокова концепція будови щитів* (рис. 12.3) [8, 9].

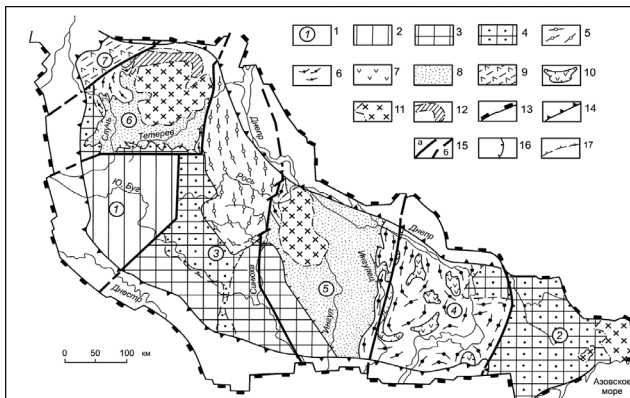


Рис. 12.3. Основні елементи поверхово-блокової структури Українського щита (В. П. Кирилюк)

1–6 – Поверхи та підповерхи мегаблоків (головні формаційні комплекси): 1 – гранулітові, 2 – зеленокам'яні /метавулканогенні/, 5 – сланцеві. 7 – мегаблоки: I – Подільський гранулітовий, II – грануліт-діафторитовий, III – Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий, IV – Придніпровський амфіболіт-зеленокам'яний /гранітно-зеленокам'яний/, V – Кіровоградський та VI – Волинський гранітно-гнейсо-сланцеві. 8 – пограничні міжмегаблокові зони розломів /шовні зони/ – цифри в кружках на схемі: 1 – Суцано-Пержанська, 2–Тетеревська, 3–Андрушівська, 4 – Брусилівська, 5–Звіздаль-Заліська, 6 – Немирівська, 7 – Ядловсько-Трахтемирівська, 8 – Первомайська, 9–криворізько-Кременчуцька, 10 – Оріхово-Павлоградська. 9 – границі структурних поверхів мегаблоків. 10–границі структурних підповерхів мегаблоків, 11 – Волино-Поліський вулcano-плутонічний пояс, 12 – великі плутонічні масиви (дрібні масиви плутонічних формацій GNDL97 включені в межі комплексів, що вони проривають), 13 – прирозломні трогои та западини, 14 – границя щита по крайових скидах.

Основний зміст її полягає в тому, що в межах більшості мегаблоків щитів виділяється декілька структурних поверхів, основу яких складають різновікові стратиграфічні підрозділи. Ці поверхи, крім найдревніших гранулітових, в сучасній структурі блоків займають обмежені площі. Але для них в геологічному минулому передбачається поширення на всій території блоку, в той час як сучасне їх розташування є результатом тривалого денудаційного руйнування, яке завжди супроводжується скороченням площ розповсюдження стратигенних товщ. Інтенсивні процеси метаморфізму, ультраметаморфізму та деформації, що відбувалися у верхніх поверхах неминуче відбивали на речовинному складі та будові нижніх поверхів. Тому вони в сучасному вигляді не можуть вважатися закінченим результатом більш ранніх етапів розвитку.

Однією з актуальних проблем сучасної геофізики є створення всебічно обґрунтованих геолого-геофізичних моделей будови земної кори ССП і УЩ. Дослідження в цьому напрямку почали активно розвиватися протягом останніх 25–30 років в першу чергу шляхом створення моделей за даними глибинного сейсмічного

зондування (ГСЗ) і методу спільної глибинної точки (СГТ), магнітотелурічного зондування (МТЗ), петрогустинного і петромагнітного моделювання та вивчення теплового потоку. Створення геолого-геофізичної моделі для одного з найбільш складних для пошуків різних корисних копалин регіонів УЩ і насичення її сучасною геологічною інформацією дозволяє отримати не тільки нові дані про геологічну будову верхньої частини літосфери регіону, а й виявити загальні закономірності формування і розміщення родовищ корисних копалин.

ТЕМА 13. МОЛОДІ ПЛАТФОРМИ, ЇХНІ ВІДМІННОСТІ ВІД ДРЕВНІХ ПЛАТФОРМ

Поряд з древніми, виділяють молоді платформи, які мають складчасту основу палеозойського віку. У їх межах геосинклінальна стадія розвитку тривала до кінця палеозойської ери, і лише з цього часу почалося формування платформного чохла. Однак розвиток різних частин молодих платформ протікало по-різному. У деяких з них головна складчастість відбувалася в середині палеозою. Цю складчастість називають каледонською (за старовинною назвою частини Шотландії — Каледонії, де вона проявилася дуже виразно перед девоном), а створені нею складчасті структури і пояси називають каледоніди. В інших значних частинах молодих платформ головна складчастість створювалася в кінці палеозою. За стародавнім назвою Рейнських гір, Гарца і гір Тюрінгії, які римляни іменували «герцинськими ланцюгами», вона отримала назву герцинська (іноді її також називають варійською), а для створених нею складчастих структур застосовують назву герциніди.

Таким чином, розрізняють дві категорії молодих платформ, що утворилися з палеозойських геосинклінальних областей поверх каледонід і герцинід. Їх нерідко називають епікаледонською і епігерцинською. Однак платформний чохол в обох випадках почав утворюватися тільки з мезозою. Платформний режим у них почався одночасно, і вони є по суті єдині епіпалеозойські молоді платформи. Поряд з ними є ще більш молоді складчасті області, геосинклінальний розвиток яких продовжувалося не тільки в палеозої, але і протягом більшої частини мезозою, і завершився лише в його кінці. Тут поверх складчастої основи ще не встиг утворитися осадовий чохол. Хоча етап геосинклінального розвитку в їх межах закінчився до початку кайнозойської ери, справжня платформна стадія ще не наступила. Ці області, що займають проміжне положення між геосинклінальною і платформною стадіями розвитку, іменують областями мезозойської складчастості, уникаючи терміну платформа, хоча, звичайно, по суті, вони являють собою платформи в самій початковій стадії існування. Такі області поширені на великих просторах по околицях узбережжя Тихого океану, як в Азії, так і в Північній Америці.

Молоді платформи це платформи, що виникли на місці каледонських, герцинських і мезозойських складчастих зон. Дані генерації платформ утворилися протягом останнього мегациклу, що і визначає їхню незавершену консолідацію, меншу гомогенізацію, твердість і «кристалічність», і більш тісний зв'язок структури чохла і структури фундаменту.

Штілле Г. (Stille. H.) називає молоді платформи квазикратонами, Ю.М. Шейнман — областями незавершеної складчастості. Ці платформи не утворюють самостійних настилів материкової кори, а обрамляють древні кратони чи розташовуються між ними (напр. Скіфська плита — СП).

Площі плит у молодих платформах більше чим у щитів, а синекліз — чим фундаменту, що видно в Західному Сибіру й ін. За геофізичними даними та матеріалами буріння, серединні масиви з фундаментом докембрію займають значну площу в межах плит і щитів молодих платформ. Для останніх, крім успадкованих, характерні і накладені структури, зокрема западини і грабени.

У зниженнях рельєфу фундаменту, на сильно дислокованих і метаморфізованих породах часто залягають майже не змінені осадові (включаючи моласові) і ефузивні утворення значної товщини (до 2000 м), утворюючи перехідний (проміжний) комплекс доплатформного чохла (Західна Сибір).

Послідовність нагромадження формацій на молодих платформах мало відрізняється від древніх платформ, однак у їхній товщі більше теригенного матеріалу (у порівнянні з карбонатним) при цьому автохтонного походження (із внутрішніх піднятих).

Магматизм тут також переважно траповий, зв'язаний з початком циклу (тріас у Західному Сибіру, в Альпах й ін.).

Серед молодих платформ, подібних древнім, можна виділити більш стійкі (Урало-Сибірська і Скіфська) і більш рухливі (Західно-Європейська і Монголо-Дунбейська), виходячи з масштабів руху, ролі піднятих, наявності накладених структур, сейсмічності, прояву вулканізму і т.п.

З осадовим чохлом молодих платформ зв'язані численні корисні копалини (нафта, газ, залізні руди, сіль і т.п.).

13.1. Скіфська плита

13.1.1. Структурно-тектонічні особливості

Скіфська плита (СП) простягається від масиву Північної Добруджі на заході до Північного Каспію на сході в субширотному напрямку смугою шириною 150–180 км. На півдні Скіфську плиту від глибоководної Чорноморської западини відокремлює Одер-Кавказький лінеамент (лінеамент (англ. *lineament*) — регіональний, лінійно орієнтований елемент структури і рельєфу земної кори, довжина якого у багато разів перевищує ширину). Встановлюється за геологічними (ланцюжки інтрузій, складок, розривів, геологічні границі) і фізико-географічними (випрямлені хребти, долини, ланцюжки озер) ознаками, добре вираженими на аерокосмічних знімках. Лінеаменти розглядаються як відображення глибинних розломів у земній корі.). У будові плити виділяються великі тектонічні елементи — складчаста зона Добруджі і Переддобруджинський палеозойський прогин. Вони відрізняються один від одного віком фундаменту, стратиграфічними особливостями осадового чохла, походженням та історією формування. Складчаста споруда Добруджі розташовується в західній частині СП і зі заходу обмежена глибинними розломами (Лунковіца-Консул, Печеняга-Камена). Південною границею є околиця СП, східна межа проходить по Одеському розлому, на півночі — з Кагул-Георгіївському тектонічному шву. Переддобруджинський палеозойський перикратонний прогин розташований з північно-західної частини плити. Південно-західним кордоном прогину є Кагул-Георгіївський розлом, що відокремлює прогин від складчастої зони Добруджі. На заході, прогин виположується і зчленовується з Передкарпатським прогином. Одеський розлом є східним кордоном, а північний борт прогину переходить в південний схил УЩ.

У будові фундаменту СП виділяються два структурних комплекси: верхній і нижній. Нижній структурний комплекс складний древніми породами, які були зім'яті в складки в байкальську епоху складчастості. Верхній структурний комплекс представлений палеозойськими породами, дислокованими головним чином в герцинську епоху складчастості, як наслідок зазнали впливу більше молодих тектонічних рухів [6, 18, 19].

Питання про становище кордону між СЄП і СП є спірним. Такі дослідники як В.С. Бураковський та Г.П. Гуревич кордон між платформами проводять по лінії м. Болград — гирло лиману Сасик — с. Стрелкове в Криму, І. А. Гаркаленко зі співавторами по лінії м.Сулін — південніше о. Зміїний — північний берег Тарханкутського півострова.

Район зчленування двох платформ представляє собою Причорноморську крейдо-кайнозойську западину, яка вперше, як геоструктурні елемент частині давньої СЄП, була виділена О. Д. Архангельським як периферична частина альпійської складчастої області. Пізніше ця негативна мегаструктура була віднесена до крайової зони СЄП.

Причорноморська крейдо-кайнозойська западина накладена на різновікові тектонічні елементи СЄП і СП і є наймолодшою структурою в межах північно-західного шельфу Чорного моря.

Скіфська плита складна у тектонічному відношенні. В її західній частині розташована складчаста зона Добруджі, в межах якої герцинський фундамент виходить на поверхню, а в північно-західній — Придобруджинський палеозойський прогин. На південному заході межею прогину служить Кагул-Георгієвський розлом, східною межею прогину є Одеський глибинний розлом. За Арцизьким розломом, амплітуда якого збільшується з півночі на південь, розташований виступ Зміїний, обмежений з усіх боків розломами. Між Нижньодністровською депресією і виступом Зміїним проходить Алібейський щабель. Фундамент в склепінних частинах Суворівського і Зміїного виступів залягає відповідно на глибинах 4 і 2 км. Виступ Зміїний і Алібейський щабель повністю розташовані в межах моря.

В межах акваторіальної частини СП виділені: вал Губкіна, Чорноморсько-Каламітський вал, Південно-Губкінсько-Донузлавський грабен, Красвий ступінь, південний борт Каркінітсько-Північно-кримського прогину, Альмінська западина, західна перикліналь Гірського Криму та інші.

У будові гетерогенного складчастого фундаменту СП беруть участь утворення ранньо- і пізньобайкальського, герцинського і кімерійського структурних комплексів, що розвивалися в евге-

осинклінальних умовах. Складчастий фундамент байкальського віку, метаморфізований до амфіболітової і/або зелено-сланцевої фацій, передбачається на Чорноморсько-Каламітському валу і валу Губкіна.

Осадний чохол СП представлений, в основному, відкладами альпійського структурного комплексу, у складі якого виділяються: нижньокрейдовий, верхньокрейдовий-еоценовий, олігоцен-нижньоміоценовий і середньоміоцен-антропогеновий структурні поверхи.

Відклади олігоцен-нижньоміоценового поверху в акваторіальній частині СП залягають із слабкою кутовою незгодою на відкладах верхньокрейдово-еоценового, рідше древніх (аж до фундаменту) комплексах порід. Максимальні потужності олігоцен-нижньокрейдових відкладів розвинені в Каркінітсько-Північнокримському прогині, вибиваються клином на Тарханкутському піднятті, Чорноморсько-Каламітському валу і валу Губкіна.

У будові пізньокіммерійського (ранньокрейдового) структурного поверху беруть участь теригенні, теригенно-глинисті, карбонатні, хемогенні і глинисті товщі юрської системи, а також комплекси герцинського і ранньокіммерійського структурних поверхів фундаменту СП. В результаті інтенсивних диференційованих висхідних рухів, що охопили регіон в ранньокрейдову епоху, товщі, складаючи пізньокіммерійський структурний поверх, були роздроблені на численні блоки. Блокова будова і є характерною особливістю пізньокіммерійського структурного поверху. З формуванням пізньокіммерійського етапу тектогенезу завершилося становлення основи фундаменту СП.

У фундаменті СП (епікіммерійської платформи) виділені дві крупні структурні одиниці — Центральна і Північна Добруджа. Межею цих структурних елементів є розлом Печеняга-Камінна, що розглядається як крутопадаючий на південний захід надвиг (взкидо-надвиг). Центральна Добруджа розглядається як Мізійський серединний масив — область ранньобайкальської консолідації усередині герцинської складчастої споруди.

13.3. Зона зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити

У геологічній будові досліджуваного району і прилеглих територій беруть участь два різновікові структурні елементи: СЄП і СП. Причому описувана ділянка є зоною зчленування цих двох крупних структур в межах північно-західного Чорномор'я. В межах СЄП в прибереговому районі виділяється Придобруджинський перикратонний прогин. В основі розрізу цієї ділянки залягають архейсько-протерозойські утворення УЩ, які перекриваються могутніми товщами осадкових порід, починаючи від кембрію і закінчуючи антропогеном [2, 4, 6, 7, 10–13, 18–19].

У будові докембрійського фундаменту важлива роль відводиться розривним порушенням, що зумовили розвиток тектоніки глиби і які простежуються як у фундаменті, так і в осадковому чохлі.

СП простягається в субширотному напрямі. Її основними структурами в даному районі є масив Північної Добруджі і Придунайський горстовий мегаблок. На території Північною Добруджі виділяється декілька вузьких, роз'єднаних глибинними розломами, блоків, включаючи зону Тулча і Кілійську сходи́ну, розділених Георгіївським розломом, по якому було закладено Георгіївське гирло Дунаю. Кілійська сходи́на відокремлена від Придобруджинського прогину Болградським субширотним розломом. Осадковий чохол складений породами юрсько-крейдяного і неоген-четвертичного віку. По осадковому чохлу виділяються наступні структури, що мають субмеридіональне простягання: Придунайське (Ренійське) підняття (горст; осадковий чохол — неоген-антропогеновий) до якого зі сходу примикає прогин (осадковий чохол складений породами юри) Ізмаїла і далі на схід — Кілійське і Вилківське підняття, розділені Татарбунарським розломом. Південніше Вилківського підняття розташовується Змеїноостровський горст, де на денну поверхню виходить середньопалеозойська (девонська) геосинклінальна товща. Район дельти Дунаю розбитий серією розривних порушень субширотного простягання, що протягуються уподовж Сулінського гирла на схід і що обмежують з півдня Ренійський, Ізмаїло-Кілійський і Вилковський блоки. Між собою блоки розбиті розривними порушеннями північно-західного простягання. З од-

ним з таких розломів зв'язують коліновидний вигин Кілійського рукава у м. Ізмаїла. Цей розлом далі до заходу з'єднується із зоною розломів північно-західного простягання у р. Рені. З південним розломом пов'язане Сулінське гирло р. Дунай. Зв'язок описаних розломів з рельєфом суші указує на відновлення тектонічних рухів по них в мезо-кайнозойській час.

Великий вплив на формування сучасного структурного плану району мають неотектонічні і сучасні рухи. Новітні тектонічні рухи зумовили неодноразові трансгресії і регресії моря. По сучасних вертикальних рухах, територія СП характеризується як відносно сильно диференційована. Разом із стабільними ділянками намічаються зони з відносним підняттям, тобто на тлі загально-го регіонального прогинання місцями проявляються вертикальні рухи і позитивного знаку [2, 4, 6, 7, 10–13, 18–19].

13.4. Західно-Сибірська плита

Кордон Західно-Сибірської плити (ЗСП) на заході проходить по виходах палеозойських порід гірсько-складчастої області Уралу, на півдні — по Кустанайської сідловині і по виходах палеозойських утворень Центрального і Східного Казахстану, Алтаю, Салаїро-Саянської області, на сході — по виходах докембрійських порід Єнісейського кряжу і Турухансько-Норільської гряди. Північна межа плити неясно визначена [1–4, 6, 7, 10–13, 18–19].

Фундамент ЗСП найбільш вивчений поблизу гірського обрамлення, де глибина до нього не перевищує декількох сотень метрів. За даними буріння глибоких свердловин він досліджений у південних і центральних районах Західного Сибіру. На півночі основу плити бурінням не розкрито і всі уявлення про неї базуються на геофізичних даних.

На більшій частині території ЗСП фундамент представлений метаморфічними і магматичними утвореннями, вік яких визначається як Пізньопалеозойський. У східних районах, прикордонних з древньою Сибірської платформою, на півночі плити, а можливо, і в центральних районах фундамент, як припускає ряд вчених, більш давній (ймовірно, байкальського віку). Тут до складу осадового чохла ЗСП слід включати тріасові, а можливо, і більш давні відкладення. Геофізичні дані свідчать, зокрема,

про те, що в цих районах нижче юрської товщі простежуються осадові утворення потужністю до 3–4 км, що залягають згідно з юрського-крейдовими комплексами чохла. У просторі вони мають плащеподібне поширення, що побічно вказує на приналежність тут тріасових і, ймовірно, більш древніх відкладень осадового чохла. На решті території ЗСП положення тріасового комплексу викликає великі суперечки. Одні дослідники відносять його до фундаменту, інші — до чохла, треті виділяють його як особливий «проміжний», або «перехідний», комплекс. Представлені тріасові відкладення туринської серією, що складаються з грубоуламкових порід, місцями строкатокольорових з вуглистими включеннями і прошарками трапів. Відкладення виповнюють грабени фундаменту типу Челябінського, Кушмурунського, Тюменського.

Осадовий чохол ЗСП повсюдно починається з юрських відкладень і закінчується сучасними болотними та річковими осадами. Розріз одноманітний — перешарування глин, аргілітів, алевролітів, пісковиків, пісків. Нагромадження цих уламкових порід відбувалося в озерно-болотних континентальних умовах або в мілководно-морському басейні. У міру наближення до Уралу відзначається погрубшання осадів. У верхній частині розрізу відомі прошарки мергелів і опок, часто зустрічаються включення кам'яного вугілля. Загальна потужність відкладів осадового чохла досягає 8 км.

Тектонічна будова ЗСП багато в чому ще не вивчена. Найбільшу дискусію викликає структура фундаменту. Більшість дослідників справедливо вважають, що він складається з декількох великих геоблоків, що мають різний вік консолідації і розмежованих глибинними розломами. Будова фундаменту ускладнене численними грабенами — тафрогенами (аналог *авлакогена древніх платформ*), заповненими пермськими, тріасовими і частково ніжньоюрськими породами потужністю до 4 км.

У тектонічній будові Західно-Сибірської плити можна виділити ряд великих геоелементів: антекліз, синекліз, зон піднять, склепінь, валів, западин і прогинів (рис. 13.2).

Для позитивних геоелементів характерна знижена потужність осадового чохла в результаті випадання з розрізу нижньо-середньоюрських горизонтів і внаслідок загального скорочення

потужності відкладень. У межах плити виділяють Ямальську, Сосьвінську, Тобольську, Середньообську (Хантейську) і Колпашівську антекклізи і Малохетсько-Хетську, Приколиванську і Казачинську зони підняття.

Відносно добре вивчена бурінням і геофізикою Середньообська антеккліза, розташована в центральних районах Західно-Сибірської плити. Вона простягається в субмеридіональному напрямку на відстань 900–1000 км при ширині 350 км. Підшва юрських утворень у її межах залягає в середньому на глибині 3 км. Із заходу і сходу антеккліза обмежена зонами великих розломів, що відокремлюють її від сусідніх синекліз і мегапрогинів. У складі Середньообської антекклізи виділяють Сургутське, Нижньовартовське, Пурпейське, Дем'янівське і Каймисовське склепіння, розділені Юганським, Локосовським, Єд'яхінським прогинами. Склепіння, як правило, мають ізометричні, трохи витягнуті в субмеридіональному напрямку обриси. Вони ускладнені валоподібними підняттями, які в свою чергу складаються з ряду локальних структур.

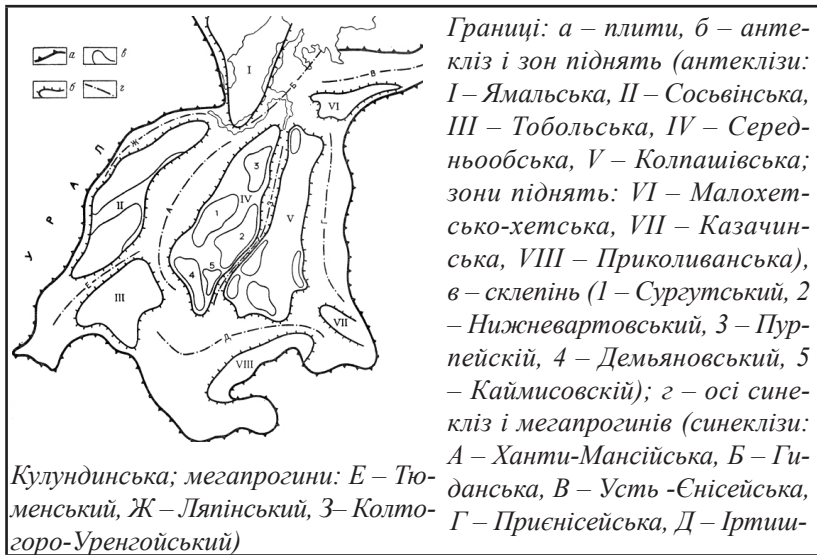


Рис. 13.2. Схема регіональної тектоніки Західно-Сибірської плити.

Наприклад, Нижньовартовський звід, на якому виявлено ряд нафтових родовищ (Мегіонське, Самотлорське, Соснінско-Радянське). У його склепінній частині поверхня фундаменту залягає на глибині 2,5–2,6 км, а на крилах занурюється до 3 км. Амплітуда становить, таким чином, близько 500 м. За покрівлею середньоюрських відкладень вона зменшується до 400 м, а по покрівлі неокомських — до 150–200 м. По поверхні порід сеноману Нижньовартовський звід перетворюється на майже плоску поверхню, ускладнену окремими куполами і має регіональний нахил на захід. Отже, вгору по розрізу відбувається структурного плану вилежеться, що характерно і для інших склепінь Середньобської антеклізи. Нижньовартовський звід включає до себе ряд валів: Самотлорський, Мегіонський та ін.

Малохетсько-Хетська, Казачинська і Приколиванська зони підняття розташовуються уздовж східного та південного обрамлення плити. Вони являють собою області піднесеного залягання фундаменту, що має блокову будову. Позитивні геоструктурні елементи ЗСП поділяються великими областями прогинання – Ханті-Мансійська, Гиданська, Усть-Єнісейська, Приєнісейська, Іртиш-Кулундинська синеклізи і великими Ляпінським, Тюменським, Колтогоро-Уренгойським прогинами. Для від'ємних геоелементів характерне стійке і тривале прогинання в мезозойський і палеогеновий час, накопичення осадових утворень потужністю до 6-8 км.

Найбільша Ханті-Мансійська синекліза розташована між Сосьвінською, Тобольською, Середньобською і Ямальською антеклізам. В основі чохла синеклізи залягають континентальні нижньосередньоюрські відклади товщиною до 350 км. У південній її частині в основі чохла є покриви ефузивних порід ймовірно пермсько-тріасового віку. Західний борт синеклізи з боку Сосьвінської антеклізи ускладнений серією розломів, що створюють ступеневе занурення фундаменту. Глибина залягання його коливається від 1,0–1,5 км на бортах синеклізи до 3–4 км в її центральній частині.

Важливою особливістю тектоніки фундаменту та осадового чохла Західно-Сибірської плити є наявність великих (регіональних) розломів. Більшість з них орієнтовані у північно-західному і північно-східному напрямках, зустрічаються розломи і субширотного

простягання. У фундаменті регіональні розломи створюють зони дроблення, які відображаються в осадовому чохлі ланцюжками локальних піднять. Більшість великих розломів Західно-Сибірської плити залягали вже на геосинклінальний етап розвитку регіону, і в період формування осадового чохла вони виявлялися консидиментацією і практично постійно.

ТЕМА 14. ГЕОСТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ОКЕАНІВ

Древні океани — це гіпотетичний найбільший за площею і глибиною тип водоймища, що виник на Землі до палеозойської ери, найбільший негативний елемент мегарельєфа планети, величезна западина, заповнена океанськими водами. Походження і вік древніх океанів, як і походження і вік сучасних, майже однакові, але відрізняються вони, перш за все, товщиною, будовою і складом земної кори.

14.1. Океанічна кора — будова і походження

Океанська кора має середню потужність 6–7 км, причому на всьому просторі, де експонована океанська кора (а це близько 70% земної поверхні), за винятком серединно-океанських хребтів, підводних гір і плато, її потужність залишається приблизно постійною. Середня глибина океанських улоговин — близько 4,5 км (при максимальній глибині 11 022 м в Маріанській западині). Вік найдавніших порід океанського дна — трохи більше 160 млн років (середня юра). Це означає, що вся сучасна океанська кора утворилася в інтервалі часу, що становить всього 3–4% від геологічного віку Землі [19].

В океанах виділяються три основні геоморфологічні провінції: серединно-океанські хребти з середньою глибиною гребенів близько 3 км; океанські абіссали з середньою глибиною 6,5 км і континентальні околиці, які можуть бути пасивними або активними (в першому випадку околиці відповідає континентальний схил, у другому — глибоководний жолоб). Найбільш повний розріз океанська кора має під абіссалями і складається з трьох шарів, для яких прийнято цифробуквене позначення (рис. 14.1).

Шар 1 представлений слаболітифікованими теригенними осадами, його середня товщина 0,4 км. Настільки незначна товщина осадочного шару океанської кори пояснюється, з одного боку, віддаленістю більшої частини океанського простору від джерел зносу теригенного матеріалу (окраїн континентів), а з іншого, — тим, що більша частина океанського дна розташована глибше рівня карбонатної компенсації, починаючи з якого в океанській воді практично відсутній вільний кисень, і карбонати в ній розчиняються.

Відповідно на потужність теригенних осадків шару 1 у відкритому океані істотно впливають переважаючі напрямки вітрів (еолове рознесення частинок осадків) і течій (перевідкладення осадків на океанському дні) [2, 4, 6, 7, 10–13, 18–19].

В середньому по всіх океанах товщина шару 1 закономірно зростає в сторони від серединно-океанічних хребтів, де кора має наймолодший (в рифтових зонах хребтів — «нульовий») вік, і відклади просто відсутні, оскільки не встигають накопичитися. Навпаки, поблизу континентальних околиць, де океанська кора найбільш зріла, а джерело знесення розташоване близько, потужність осадового шару різко збільшується, іноді до 12–15 км, а в розрізі осадового шару можуть з'являтися підлеглі карбонатні прошарки, оскільки континентальний схил частково розташований вище рівня карбонатної компенсації. Швидкість поширення Р-хвиль в слаболітифікованих осадах шару 1 океанської кори варіює в діапазоні 1,6–2,5 км/с.

Шар 2 має середню товщину 1,4 км, що змінюється в межах від 1,0 до 2,5 км. Швидкість поширення Р-хвиль в ньому варіює в межах 3,4–6,2 км/с. Шар 2 в цілому представлений олівіновими базальтами (толеїтами) з низьким вмістом калію, причому середній склад шару 2 залишається практично постійним для кори всього Світового океану.

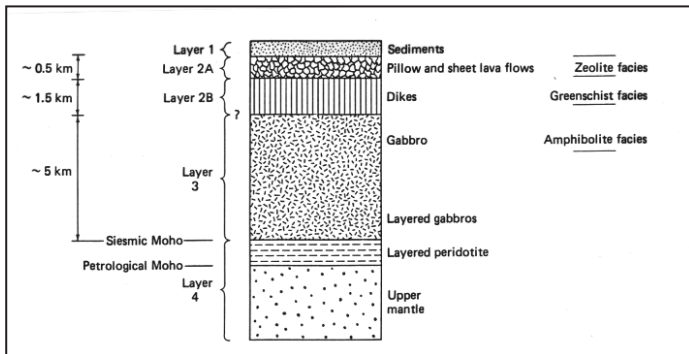


Рис .14.1. Повний розріз океанської кори.

Разом з тим сучасні моделі океанської кори пропонують поділ шару 2 на три підшарки, співвідношення (і навіть присутність) яких в розрізі океанської кори залежить від ступеня її зрілості (віку). Верхній підшарок 2А присутній тільки в сучасній корі рифтових зон серединно-океанічних хребтів, охопленої інтенсивною гідротермальною циркуляцією. Потужність підшарку 2А змінюється від 0 до 1 км. Характерна форма порід підшарку 2А, що утворюються в процесі миттєвого застигання базальтової лави при контакті з холодною океанською корою, закріпила за ними назву «подушкові лави», або піллоулав (базальтів). При первинному магматичному походженні пористість і водонасиченість піллоулав підшарку 2А викликає пониження в ньому швидкостей Р-хвиль в середньому до 3,6 км/с (для самих верхніх горизонтів толейтових базальтів підшарку 2А зареєстровані низькі швидкості до 2,1 км/с, що дозволяють оцінити пористість базальтів в 30–50 %). Проте пористість і водонасиченість базальтів швидко і різко знижуються майже відразу після їх формування, у зв'язку з чим вони перетворюються в підшарок 2В із заміщенням пор вторинними мінералами — кальцитом, кварцом та ін. Швидкості Р-хвиль в підшарку 2В зростають до 4,8–5,5 км/с. Середня потужність нижнього підшарку 2С складає 1 км, він характеризується швидкостями Р-хвиль 5,8–6,2 км/с і представлений інтрузивними аналогами базальтів — пластинчастими долеритовими дайками.

Шар 3 має середню потужність близько 5 км і в сучасних моделях океанської кори підрозділяється на дві частини: верхній підшарок 3А зі швидкостями Р-хвиль 6,5–6,8 км/с і нижній більш високошвидкісний підшарок 3В (7,0–7,7 км/с). Підшарок 3А представлений ізотропним габро, кристалізується на стінках магматичної камери, а підшарок 3В — серпентинізованими перидотитами, що утворюються за рахунок гідратації верхньої мантії в умовах інтенсивної гідротермальної циркуляції. Таким чином, підшарок 3В на відміну від решти океанської кори первинно мантійного походження.

Наші знання про будову океанської кори були б неповними, якщо б базувалися лише на даних драгування (відбору зразків з поверхні) і глибоководного буріння власне в Світовому океані. На

щастя, на Землі є об'єкти, набагато більш доступні для спостереження, ніж океанське дно, і разом з тим дозволяють судити про будову і склад океанської кори. Це офіоліти – останці океанської кори, що збереглися в сучасних і древніх складчастих поясах, що виникли на місці закриття океанів. В офіолітових комплексах послідовно оголюються всі верстви колишньої океанської кори і навіть, що особливо важливо, самих верхніх шарів мантиї, яка під океанами, звичайно, абсолютно недоступна для безпосереднього спостереження. Типовий розріз офіоліти і його аналогією з шарами сучасної океанської кори наведені в табл. 14.1. Подібність офіоліти з океанською корою і літосферою підкреслюється практично повною ідентичністю хімічного складу з утримання основних оксидів з деякими відмінностями в концентраціях рідкісних елементів [3, 5, 19, 22].

Таблиця 14.1. Співставлення типового розрізу офіолітового комплексу з шарами сучасної океанської літосфери

Офіолітовий комплекс	Океанська кора
Глибоководні осадки	Шар 1
Базальтові (толейтові) подушкові лави, що переходять в долеритові дайки	Шар 2
Габро	Шар 3 (підшарок 3А)
Олівінові габро, піроксеніти, перидотити (частково серпентинізовані)	Шар 3 (підшарок 3В) <i>Границя М</i>
Гарцбургіти, лерцоліти, дуніти	Верхня мантия

14.2. Океани, їхня структура і походження

Завдяки глибоководного буравлення та картування лінійних магнітних аномалій вік сучасних океанських басейнів може вважатися встановленим. В якості головних структурних елементів літосфери першого порядку виступають континенти й океани. Розглядаючи континенти й океани в якості головних структурних

одиниць літосфери і всієї тектоносфери, слід мати на увазі, що їх геолого-геофізичне розуміння відрізняється від суто геологічного. За тими ж ознаками — будовою та складом кори і всієї літосфери, а також по тектонічному режиму — ці одиниці першого порядку поділяються на одиниці другого порядку — рухливі пояси і стійкі площі. В океанах перший представлені серединно-океанічними хребтами, другі — абісальними рівнинами.

Теорія тектоніки літосферних плит дає пояснення походженню океанів. Тільки спрединг може пояснити збіг наступних даних:

- систематичне збільшення віку базальтів 2-го шару і перекирвання їх осадами від осей серединних океанів у напрямку континентів;

- збільшення товщини і стратиграфічного діапазону осадового шару від нульових значень на осі спредингу в тому ж напрямку;

- збільшення глибини океану зі збільшенням віку кори і перехід від більш мілководних, хоча і пелагічних осадів до більш глибоководних вгору по розрізу осадового чохла;

- присутність в основі осадового шару металоносних осадків, відкладених гідротермами на осях спредингу;

- збільшення потужності і щільності літосфери від серединного хребта до континенту;

- зменшення інтенсивності магнітних аномалій в тому ж напрямку;

- зниження величини теплового потоку в тому ж напрямку.

Океанічна кора займає близько 2/3 загальної поверхні літосфери. В умовах океанічного дна відмічається збіг великих геоморфологічних елементів (морфоструктур) з тектонічними (тектоноструктурами).

Границею між континентальними й океанічними сегментами літосфери є уступ континентального схилу, шириною 15–50 км, висотою близько 3,5 км із середнім ухилом 2–6° і загальною довжиною приблизно 350 тис. км. До глибини близько 2 км схил має кору континентального типу, що різко змінюється потім океанічною корою. Контакт між ними ймовірно по розломах [1, 7, 19, 20].

У межах океанічного ложа виділяється два головних типи структурних елементів: океанічні орогенні пояси (ООП) й океанічні платформи (ОПФ).

14.1.1. Океанічні орогенні пояси (георифтогеналі)

Утворюють систему піднять планетарного масштабу у всіх океанах і деяких окраїнних і внутрішніх морях (східна частина Середземного, Тасманова й ін. морів).

У рельєфі ООП відповідають серединно-океанічні хребти. Структура ООП різко розчленована повздовжніми розривами з утворенням блоків-пластин. Уздовж вісі хребтів протягаються вузькі (5–10 до 25–30 км) і глибокі (3–5 км), крутостінні (до 30° і більше) грабени — рифти. Схил їхній складений габро і інтер-базитами, іноді зміненими ефузивами основної сполуки, тоді як гребні і схили хребтів звичайно складені «свіжими» толейтовими базальтами.

Ширина серединно-океанічних хребтів, включаючи зони грядово-глибового рельєфу (по 5–15 км шириною і до 1 км висотою кожна) змінюється від 150 до 1500 км і більше, а загальна їхня довжина перевищує 80 000 км. Піднімаються вони на 1–3 км вище прилягаючих абісальних улоговин, що відповідають океанічним платформам.

Серединним хребтам відповідають підняття океанічної кори, з деяким потоншенням її шарів, особливо осадового, тоді як на їхніх далеких крилах кора підстеляється нормальною (8,2 км/сек) мантією. Для осьових зон ООП характерна підвищена сейсмічність, але гіпоцентри землетрусів залягають неглибоко (10–30 км). Система ООП розділена поперечними розломами, що протягаються навіть у суміжні континенти, зі зсувом окремих відрізків до 6 000 км і шириною тріщин відриву до 8 км (наприклад у Серединно-Атлантичному хребті). Це (за Вільсоном) трансформні розриви.

До цих систем приурочені смугові магнітні аномалії, які інтенсивні в гребньовій частини хребтів і слабшають до периферії, що погоджується зі стадіями впровадження базальтів з мантії в роздвиги кори на місці рифтів. Вік цих базальтів зростає в сторони від рифтової зони. Таким чином, ООП — є великі лінійні підняття океанічної кори в основному присвячені до середини океанів з тенденцією охоплення (оперізування) континентів.

14.1.2. Океанічні платформи чи таласократони

Океанічні платформи займають ложа океанів між серединними хребтами і континентальним схилом (або зовнішнім краєм глибоководних жолобів). Океанічні платформи (ОПФ) виділяються у всіх океанах. Їхня поверхня майже рівна — абісальні рівнини, або горбкувата — горбкуваті рівнини, покрита рихлими осадами чохла Q відкладень до 300 м потужністю, що підстилаються ущільненими породами ZZZ (з ефузивами) — потужністю близько 5 км, 1,5 км, що залягають на океанічному (3 - м) шарі (потужність кори — 6 км), а нижче — поверхня Мохо. В.Є. Хаїн (1964) називає їх таласосинеклізами.

Монотонність їхньої будови порушується лінійними підняттями довжиною в 2–5 тис. км, шириною сотні км і висотою 2–3 км, з конусами вулканів вище рівня океану.

Серед лінійних піднять виділяються:

1. авулканічні й асейсмічні лінійні підняття — наприклад, Східно-Індійський хребет;
2. вулканічні підняття — підводні хребти Гавайський, Туамоту, Лайн та ін. у Тихому океані.

Крім того відомі ізометричні підняття (внутрішньооплитні по Г. Менарду), що мають менші розміри (площею до 100 тис. км² з перевищенням над дном ООП від 2 до 3 км). Їх називають ще внутрішньоокеанічними зводами. Це підняття Шатського, Маніхіки в Тихому океані. Бермудське в Атлантичному, плато Крозе — в Індійському. Утворення їх зв'язується з вулканізмом — по лініях пересічних розломів. Деякі геологи виділяють також крайові вали, шириною 300–400 м, і положисті (200–400 м над рівнем суміжних ОПФ) здіймання океанічного дна, розташованих між ОПФ і глибоководними жолобами окраїн континентів. Над цими валами фіксуються позитивні аномалії сили тяжіння (ущільнена верхня мантія) [1, 7, 19, 20].

Океанічні платформи як і океанічні орогенні пояси, перетинаються великими, трансокеанічними розломами довжиною до 3 - 4 тис. км, субширотного простягання.

ТЕМА 15. ТЕКТОНІКА ЛІТОСФЕРНИХ ПЛИТ. БАЗОВІ ПОЛОЖЕННЯ

15.1. Становлення ідей мобілізму в геології

В кінці XIX століття з'явилися перші науково обгрунтовані мобілістські ідеї, що кардинально переглядають усталену контракційну гіпотезу. Вони належали англійському фізику Освальду Фішеру (Oswald Fisher 1889 р.), який за основу геодинамічної моделі розвитку земної кори прийняв закономірності руху лавових кірок, що утворюються при охолодженні магми в лавових озерах кратерів вулканів на Гавайських островах. Ці кірки переміщалися від відкритих тріщин, заповнених рідкою магмою (з якої при охолодженні і формувалися самі кірки), до місць їх торошення і занурення в глибини розплавленої магми лавового озера. Екстраполюючи свої спостереження на земну кору, Фішер зробив висновок, що океанська кора також утворюється за рахунок вилливу базальтів з тріщин в зонах її розтягування, а поглинається в зонах стиснення, де океанське дно підсувається під острівні дуги і активні окраїни континентів. Рушійним механізмом, що переміщує блоки земної кори, служили, по Фішеру, конвективні течії подкорового субстрату.

Вражаюче, що за 80 років до появи сучасної тектоніки літосферних плит була намальована така близька до неї модель розвитку геологічних процесів на Землі. Однак ідеї Фішера занадто випередили свою епоху і не були по достоїнству оцінені сучасниками. Тепер залишається тільки гадати, наскільки швидше пішов би розвиток сучасної геології, якби ідеї Фішера були сприйняті науковим співтовариством, але цього не сталося.

Наступний великий крок у розвитку мобілізму зробив видатний німецький метеоролог Альфред Вегенер (Alfred Wegener, 1912 р.), який запропонував свою знамениту гіпотезу дрейфу континентів. Він не просто припустив можливість горизонтальних переміщень континентів, але й привів цілу систему обгрунтованих доказів даного явища. Крім уже згадуваної подібності обрисів західних і східних берегових ліній Атлантичного океану, Вегенер вказав на однотипність геологічної будови суміжних материків, що оточують

цей океан, спільність давньої палеозойської і мезозойської фауни і флори на роз'єднаних нині материках, а також на сліди майже одночасного пізньопалеозойського покривного заледеніння в Південній Америці, Африці, Індії та Австралії. На жаль, з трагічною загибеллю А. Вегенера в Гренландії в 1930 р. його смілива гіпотеза була віддана забуттю. Цьому було кілька причин. По-перше, А. Вегенер не був геологом, і після його смерті наукове співтовариство отримало можливість нероздільної критики опонента, який до того ж не відноситься до «їх цеху». По-друге, науці властивий природний консерватизм, іноді, до речі, цілком виправданий, оскільки він захищає науку від прийняття легковажних гіпотез. По-третє, нарешті, А. Вегенер не зміг правильно пояснити механізм дрейфу континентів: він припускав, що переміщення материків відбуваються за рахунок ротаційних сил, пов'язаних з обертанням Землі, і приливних взаємодій Землі з Місяцем. Дуже скоро (1934 р.) знаменитий англійський геофізик Гарольд Джеффріс (Harold Jeffreys) показав, що запропоновані А. Вегенером механізми на багато порядків слабкіше тих сил, які могли б змістити материки.

Для відродження ідей мобілізму знадобилося тривалий час накопичення нових фактів, переконливо підтвердили не тільки дрейф континентів, а й відкрили нове явище — розростання (спрединг) океанського дна. Це відбулося тільки наприкінці 1950-х років після проведення палеомагнітних досліджень на континентах і широкомасштабного геолого-геофізичного вивчення океанського дна. Після відкриття глобальної системи підводних хребтів, які переходять з океану в океан і оперізують всю Землю безперервним ланцюгом довжиною близько 70 000 км, гіпотеза дрейфу континентів стала швидко відроджуватися, але вже на абсолютно новому рівні. У 1961 р. віце-адмірал ВМС США і одночасно професор геології Принстонського університету Гаррі Хесс (Harry Hess) і американський геофізик Роберт Дітц (Robert Ditz) повторно висловили ідею Фішера про утворення океанської кори в осьових зонах серединно-океанських хребтів, про молодість і розтіканні (спрединга) океанського дна, а також про занурення океанської кори в мантію в межах сполучених структур глибоководних жолобів з острівними дугами або активними околицями континентів.

У 1965 р. канадський геолог Джордж Т. Вілсон (George Wilson) першим сформулював припущення про те, що жорстка оболонка Землі, її літосфера, розбита на ряд плит, оконтурених трьома типами меж — розбіжності, сходження і ковзання. У тому ж році англійський геофізик Едвард Буллард (Edward Bullard) вперше використав комп'ютери для побудови кількісних реконструкцій положення дрейфуючих континентів в минулі геологічні епохи.

Нарешті, в 1968 р. американський геофізик Джасон Морган (Jason Morgan) і французький геофізик Ксав'є Ле Пішон (Xavier Le Pichon) виділили найбільші літосферні плити Землі і розрахували параметри їх руху по поверхні земної кулі. Від дати публікації статті Моргана «Rises, trenches, great faults and crustal blocks» в журналі *Journal of Geophysical Researches* і відраховує свою історію сучасна тектоніка плит, хоча плити в цій статті ще називаються блоками. Термін «плити» був застосований вперше англійцем Деном Макензі (Dan McKenzie), роком пізніше в спільній з Морганом статті. У 1970 р. англійські геологи Джеймс Дьюї (James Dewey) і Джордж Берд (George Bird) вперше пояснили з точки зору тектоніки плит процес утворення гірських поясів Землі; японський геофізик Сейя Уеда (Seiya Uyeda) докладно вивчив механізми занурення океанських літосферних плит в мантію під острівними дугами і активними околицями континентів.

15.2. Сучасна геологічна теорія про рух літосфери

Згідно теорії тектоніки плит, зовнішня оболонка Землі розділена на ряд жорстких плит, які рухаються один щодо одного. Швидкості їх відносного руху по порядку величини складають декілька сантиметрів в рік. Хоча ці швидкості представляються незначними, виявляється, що велику частину всіх землетрусів, вулканічних вивержень і процесів утворення гір можна віднести за рахунок взаємодії між сусідніми літосферними плитами на їх межах [1, 7, 19, 20].

Плити складені з відносно холодних порід і мають товщину близько 100 кілометрів. Вони безперервно створюються і поглинаються. Поблизу серединно-океанічних хребтів, де плити розходяться в протилежні сторони, йде процес розсовування океанічного дна — спредингу (спрединг від англ. *spread* — розтягувати,

розширювати). Спрединг це геодинамічний процес розтягування, що виражається в імпульсивно і багаторазовому розсуванні блоків літосфери і в заповненні вивільненого простору магмою, що генерується в мантії, а також твердими протрузіями мантійних перидотитів

Відбувається це в серединної-океанічних хребтах, де утворюється нова океанічна кора через вулканічну активність, а потім поступово переміщується від хребта (рис.15.1). Спрединг допомагає пояснити континентальний дрейф в теорії тектоніки плит. У загальному випадку спрединг починається як рифт в континентальній плиті. У проміжках між плитами знизу підіймаються гарячі мантійні породи, які охолоджуються, стають жорсткими і формують нові ділянки плит. З цієї причини серединно-океанічні хребти називають також межами нарощування плит.

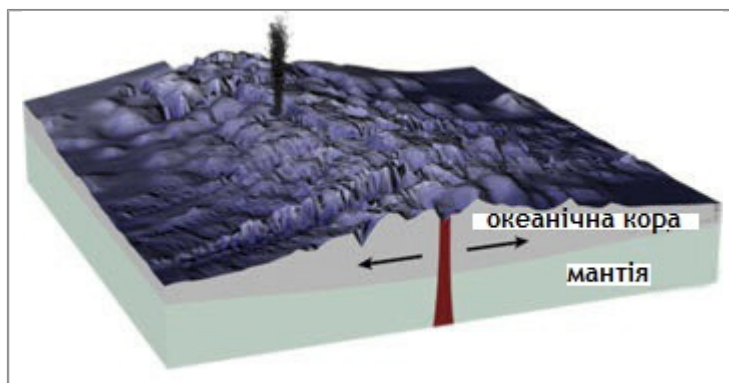


Рис. 15.1. Схема будови серединно-океанського хребта

Площа поверхні Землі залишається практично постійною, тому разом із створенням плит повинні відбуватися і процеси їх знищення. Вони відбуваються в районі так званих океанічних жолобів. Тут дві суміжні плити сходяться, і одна з них йде під іншу, опускаючись в глиб Землі. Цей процес називається субдукцією (зона субдукції (англ. *subduction zone*) — область, де одна літосферна плита занурюється під іншу біля конвергентної границі плит. Також відома як зона Вадаті-Заварицького-Беньофа) [19, 20].

Зона субдукції — місце, де океанічна кора занурюється в мантію. До зон субдукції приурочено більшість землетрусів і безліч вулканів. Геоморфологічними виразом зон субдукції є глибоководні жолоби. З зонами субдукції пов'язані дві широко поширені геодинамічних обстановки: активні континентальні околиці і острівні дуги. У класичному варіанті зона субдукції реалізується в разі взаємодії двох океанічних або океанічної і континентальної плит. Однак, в останні десятиліття виявлено, що при колізії континентальних літосферних плит, також має місце піддвиг однієї плити літосфери під іншу, це явище отримало назву континентальної субдукції (рис. 15.1).

Субдукції є одним з основних геологічних режимів. При загальній протяжності сучасних конвергентних кордонів плит близько 57 000 кілометрів, 45 000 з них припадає на субдукційних, решта 12 000 — на колізійні.

Вченим абсолютно не ясно, куди рухаються і рухаються чи материки взагалі, а якщо рухаються, то за рахунок дії яких сил і джерел енергії. Широко поширене припущення про те, що причиною руху земної кори служить теплова конвекція, по суті, непереконливо, бо виявилось, що такого роду припущення йдуть врозріз з основними положеннями багатьох фізичних законів, експериментальних даних і численних спостережень, включаючи дані космічних досліджень про тектоніку і будову інших планет. Реальних схем теплової конвекції, що не суперечать законам фізики, і єдиного логічно обґрунтованого механізму руху речовини, однаково прийнятних для умов надр зірок, планет і їх супутників, до цих пір не знайдено.

У серединно-океанічних хребтах утворюється нова розігріта океанічна кора, яка, остигаючи, знову занурюється в надра мантії і розсіює теплову енергію, що йде на переміщення плит земної кори [1, 7, 19, 20].

Гігантські геологічні процеси, такі як піднімання гірських хребтів, потужні землетруси, утворення глибоководних западин, виверження вулканів, — всі вони, врешті-решт, породжуються рухом плит земної кори, при якому відбувається поступове охолодження мантії планети.

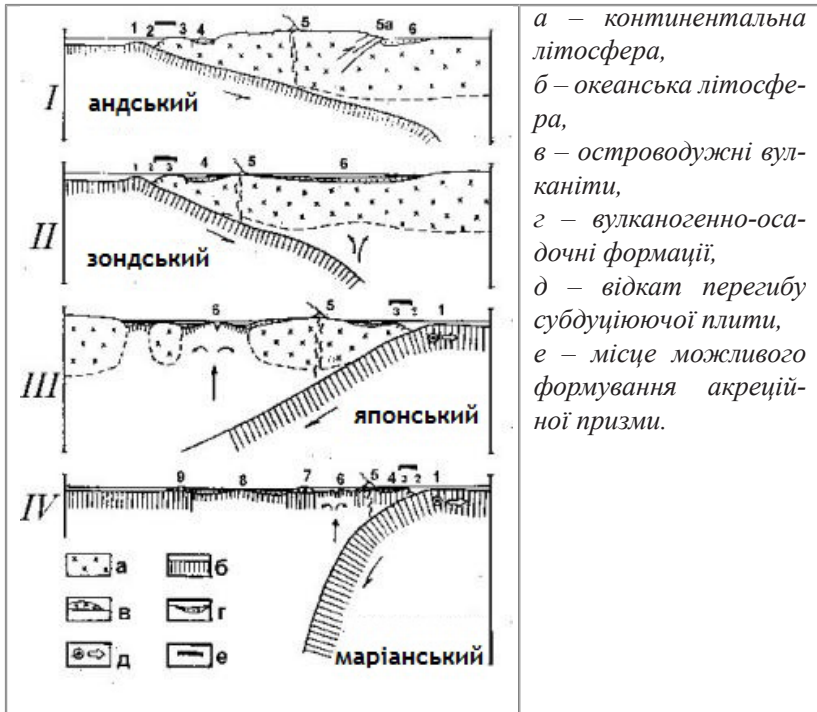


Рис. 15.1. Головні тектонічні типи зон субдукції (I–IV) та їх латеральні ряди (1–9), по М. Г. Ломідзе.

Класична тектоніка плит адекватно описує процеси еволюції Землі лише приблизно з початку протерозою (останні 2,5 млрд. років геологічної історії). Що ж до архейської і особливо катархейської (більше 4 млрд. років) геодинаміки, то вона істотно відрізнялася від сучасної як за стилем тектонічних процесів, так і за їх енергетикою. Чималий внесок у розуміння динаміки ранньої Землі вносять на сучасному етапі також дані порівняльної планетології [1, 19].

Крім того, за останні роки відкрилися зовсім нові галузі застосування тектоніки плит для прогнозу різних корисних копалин, насамперед нафти і газу. За кордоном відповідний напрям отримав назву «басейнового аналізу» (англ. *basin analysis*). На перших

порах він включав лише набір методів інтерпретації геолого-геофізичних даних з позицій тектоніки плит, а також чисельне моделювання занурення осадових басейнів різного типу та їх геотермічний історії. Однак до теперішнього часу вже досліджуються можливості повномасштабного геодинамічного аналізу осадових басейнів, при якому їх нафтогазоносність ставиться в залежність від чисельно модельованих процесів закладання і розвитку.

Тектоніка плит в 1960-х–1970-х роках отримала всебічні підтвердження і стала геологічної теорією. Її значення для геології ХХ століття цілком можливо порівняти з внеском квантової механіки в фізику чи генетики в біологію. Пізніше тектоніка плит увійшла органічною складовою частиною в більш загальну науку - геодинаміку. Мабуть, недалекий той день, коли геологія, завдяки геодинаміці і її невід’ємної складової частини — тектоніці плит, перетвориться з чисто описової науки в науку набагато більш високого методологічного рівня.

16. ДРЕЙФ КОНТИНЕНТІВ

16.1. Гіпотеза континентального дрейфу

Гіпотеза континентального дрейфу стверджує, що відносне положення континентів мінялося впродовж історії Землі. Уважно розглянувши контури берегових ліній західного побережжя Африки і східного побережжя Південної Америки, мимовільно здивуєшся їх приголомшливій схожості. Ще в 1620 р. великий англієць Френсіс Бекон пояснював цей збіг можливим зв'язком двох континентів у далекому минулому. У 1912 р. А. Вегенер висловив якнайповніші гіпотезу континентального дрейфу в своїй книзі «Походження океанів і континентів». Крім схожості берегових контурів він знайшов відповідність геологічних структур, безперервність реліктових гірських хребтів і тотожність викопних залишків на різних континентах. Вегенер відстоював ідею про існування єдиного суперконтиненту Пангея, його розкол і подальший дрейф континентів, що утворилися, в різні боки [1, 7, 19, 20].

Пізніше А. Дю Тойт (1937) відкинув ідею єдиного суперконтиненту, припускаючи, що спочатку існували північний континент Лавразія, південна Гондвана і океан Тетіс що їх розділяв. Згідно П. Хофману (Paul Hoffman, 1991), за всю історію Землі континенти принаймні п'ять разів об'єднувалися в суперконтинент, утворюючи по черзі Лаурентію (1,9 млрд. років тому), безіменний (1,5 млрд. років тому), Роднію (1 млрд. років тому), Гондвану (650 млн. років тому) і Пангею (250 млн. років тому) (Рис. 16.1).

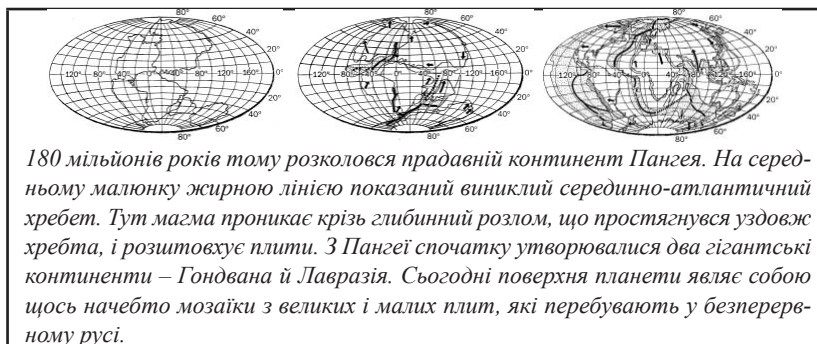


Рис. 16.1. Дрейф континентів.

В області осей океанічних хребтів постійно відбувається формування нових ділянок океанічного дна, що розходяться в сторони від хребта. Дією цього процесу можна пояснити схожість контурів континентальних околиць. Дійсно, можна припускати, що між частинами континенту, що розколовся, утворюється новий океанічний хребет, а океанічне дно, нарощуване симетрично в обидві сторони від нього, формує новий океан. Швидше за все, таким чином виник Атлантичний океан, посеред якого тепер розташований розтинаючий його на дві частини Серединно-Атлантичний хребет.

Концепція континентального дрейфу завоювала загальне визнання дослідників Землі лише в період між 1967 і 1970 рр. До цього вивчення твердої Землі велося в основному на континентах, де яскраво виявляються вертикальні рухи земної кори.

Щоб континенти могли рухатися, на них повинні діяти сили. А. Вегенер припускав, що рухи в Землі, які впливають на континентальний дрейф, викликаються або приливними силами, або силами, пов'язаними з обертанням Землі.

Проте пізніше англійський геофізик сер Г. Джефаріс (Harold Jeffreys) показав, що ці сили виявляються недостатніми. Для приведення в рух континентів необхідно знайти якийсь інший механізм. Він повинен мати запас енергії, достатній, принаймні, для того, щоб покривати витрату енергії, що безперервно втрачається при землетрусах, вулканічних виверженнях і горотворенні. Як такий гіпотетичний механізм була запропонована теплова конвекція – вертикальні потоки рідкої речовини мантії. Конвекція може виникнути в рідині, що знаходиться в полі сили тяжіння, якщо рідина нагрівається знизу або зсередини і охолоджується зверху. В результаті холодніші породи занурюються в глиб мантії, а нагріті підіймаються до поверхні Землі. Згідно однієї з концепцій, нагрівання мантії відбувається за рахунок радіоактивного розпаду ізоотопів урану ^{235}U і ^{238}U , торію ^{232}Th і калію ^{40}K .

У 60-х роках в основному склався теоретичний фундамент для розуміння явищ і процесів, пов'язаних з континентальним дрейфом. Останньою і найважливішою гіпотезою, висунутою американцем Дж. Морганом (Jason Morgan) і французом Кс. Ле Пішоном (Xavie Le Pichon), була концепція мозаїчної структури поверхневої

оболонки Землі, розбитої на жорсткі плити, що приводяться в рух мантійної конвекцією. Дрейф континентів став складовою частиною так званої тектоніки плит (від лат. *tectonicus*, що означає науку про форму, орнамент і збірку при конструюванні). Тепер він пояснюється рухом плит, на яких розміщені континенти.

16.2. Теорія тектоніки плит

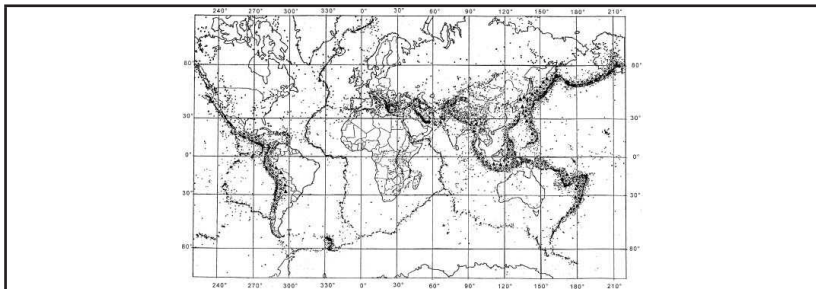
Геологічна вивченість різних континентів досягла такого рівня, коли стало можливим реконструювати історію становлення континентальної кори і висказати допущення, що континентальні маси переміщуються відносно один одного. Коли були отримані відомості про природу і будову океанічних басейнів стало можливим висунути узагальнюючу теорію — **теорію тектоніки плит**. Модель тектоніки плит увібрала в себе дані, що лежали в основі **геосинклінальної теорії** розвитку складчастих гірських систем і теорії континентального дрейфу.

Тектоніка плит, нова глобальна тектоніка (*plate tectonics*),— геодинамічна теорія, що пояснює рухи, деформації і сейсмічну активність верхньої оболонки Землі. Тектоніка плит — сучасний варіант концепції мобілізму.

Основні положення тектоніки плит зводяться до наступного. Літосфера підстеляється менш в'язкою астеносферою, яка встановлюється за даними сейсмічних і магнітотелуричних досліджень (зниження швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль і електричний опір). Літосфера розділена на обмежене число великих (7) і малих плит, межі яких проводяться по згущуванню епіцентрів землетрусів або горячих точках. До крупних плит належать: Тихоокеанська, Євразійська, Північно-Американська, Південно-Американська, Африканська, Індо-Австралійська, Антарктична. Менші плити — Аравійська, Карібська, Філіпінська, Наска, Кокос і ще шість дрібніших, які виділяються на регіональному рівні. Плити складаються із океанічної і континентальної кори або і тої й іншої разом.

Плити літосфери, які переміщуються по астеносфері, характеризуються достатньою жорсткістю і монолітністю; випробовують взаємні горизонтальні переміщення трьох типів: а) розбіжність (дивергенцію) в осьових зонах серединно-океанічних хребтів; б)

сходження (конвергенцію) по периферії океанів, в глибоководних жолобах, де океанські плити підсовуються під континентальні або островодужні, в) ковзання уподовж трансформних розломів. Всі ці типи зсувів встановлюються по сейсмічним даним (визначення механізмів зсувів у гіпоцентрах землетрусів). Розширення — спрединг ложа океанів у зв'язку з розбіжністю плит уздовж осей серединних хребтів і народження нової океанської кори компенсуються її поглинанням в зонах піддвигу — субдукції океанської кори в глибоководних жолобах, завдяки чому об'єм Землі залишається постійним. Рух плит по поверхні астеносфери підкоряється теоремі Л. Ейлера, що описує траєкторії взаємного переміщення зв'язаних точок на сфері як дуги кіл, проведених щодо деяких полюсів обертання; останні розташовані на перетині поверхні Землі віссю, що проходить через центр Землі. Причина переміщення плит літосфери — теплова конвекція в мантії Землі.



На карті позначені тектонічні платформи. Їхні границі визначені по епіцентрах землетрусів. Видно на карті, що лінії границь складаються із точок, хрестиків, трикутників. Їх так багато, що подекуди вони злилися в суцільні чорні лінії. Кожний такий значок на карті вказує місце землетрусу середньої сили (магнітуда 4) у період між 1964 і 2000 роками. Точки – це місця коливань Землі з гіпоцентрами (фокусами землетрусів), що лежать нижче 75 кілометрів від її поверхні; трикутники показують фокуси, що перебувають на глибинах більш 300 кілометрів. Ці глибинні джерела характерні для зон, де відбувається субдукція – одна плита йде під іншу. Хрестики відповідають місцям землетрусів на середній глибині 160 кілометрів.

Рис. 16.2. Глобальне районування тектонічних платформ.

Типовий серединно-океанічний хребет — це витягнуте гористе

підняття у вигляді зведення з осьовим рифтом шириною у декілька кілометрів. Серединно-океанічні хребти (англ. *submarine ridges*, *submarine ranges*, *oceanic ridges*, *oceanic ranges*) — лінійно-довгасті підняття, розташовані на дні океанів, протяжністю в тисячі км і шириною в тисячі км. Висота хребта становить звичайно 1-3 км. Особливо виділяється система серединно-океанічних хребтів, загальною протяжністю більше 60 000 км. Окремі вершини їх підіймаються над рівнем океану з утворенням вулканічних островів (див. рис. 15.1).

У осьовій частині системи серединно-океанічних хребтів розташовуються рифтові долини. Вздовж рифтових западин виявлені осередки неглибоких (перші кілометри) землетрусів. Тут же відмічається високий тепловий потік, приблизно в 2-3 рази вищий середнього значення для Землі. Вздовж осі серединно-океанічних хребтів концентруються численні вулкани, відмічені прояви гідротермальної діяльності з утворенням відкладів металоносних мулів. Утворення серединно-океанічних хребтів пов'язується з підняттям покрівлі астеносфери. Осьові зони серединно-океанічних хребтів є областями розходження літосферних плит — їх дивергентними кордонами.

Хребет має кайму з декількох нахилених та обмежених розривами блоків. Серединно-Атлантичний хребет складається з декількох коротких відрізків, які витягнуті у північно-північно-східному напрямку. Близько краю рифту товщина кори сягає приблизно 6 км.

Основні активні у даний час океанічні жолоби зосереджені у границь Тихого океану і близьких до нього басейнів. До них відносяться Чилійсько-Перуанський, Центральньо-Американський, Алеутський, Курильський, Японський та ін. Молоді зони субдукції у геологічному розумінні недавнього геологічного минулого існують у Гімалаях і Середньоземноморському регіоні.

При опусканні холодних, крихких океанічних плит по похилим зонам субдукції виникають багато мілких, проміжних по глибині і глибоких землетрусів. Там, де плити, що опускаються, несуть на собі товстий покрив осадових і вулканічних порід, ці породи деформуються з утворенням гірських поясів покривно-складчастої будови. Плита може зберігати, напевно, свою цілісність до глибини

400-700 км, після чого вона розплавляється і поглинається речовиною мантії. Часткове плавлення плити, що занурюється, на глибині від 50 до 100 км приводить до утворення магми, яка піднімається у напрямку до поверхні.

16.2.1. Трансформні розломи

Розломам, по яких проходить зміщення серединно-океанічних хребтів, Дж. Т. Вілсон (1965 р.) дав назву трансформних, оскільки вони різко обриваються, поступаючи місцем зонам стиснення або розтягу. Термін використовувався ним для опису поперечних горизонтально-зміщених скидів, уздовж яких зміщуються серединно-океанічні хребти. Положенням трансформного розлому маркується зона, повздовж котрої плита була зламана у якийсь момент у минулому. Пізніше рух по цьому порушенні звелось до зміщення, яке складалось з чистого спредингу (у хребті) і чистого горизонтального зрушення (трансформний розрив у проміжку між відрізками хребта) [1, 5, 19].

Трансформний розлом — тип розлому, зона зміщення якого розташовується уздовж межі літосферних плит. Відносний рух плит є переважно горизонтальним в одному або протилежному напрямку. Трансформаційні розломи остаточно формують плити, об'єднуючи разом ділянки хребтів і жолобів. Свою назву вони отримали за те, що зустрічаються в місцях, де хребти чи жолоби різко обриваються і трансформуються в іншу структурну форму — розлом. Трансформні розломи відіграють значну роль в утворенні нових океанів при розколі континентів по хаотично орієнтованим лініям.

Не всі розломи є трансформними, і не всі межі плит є трансформними розломами. Більшість трансформних розломів розташовані на океанічній корі, де вони зміщують активні зони спредингу і формують зигзагоподібні межі плит. Проте найбільш відомі трансформні розломи знаходяться на суші.

Трансформні (трансформаційні) розломи різняться за своїм масштабом та значенням. Перш за все виділяється категорія найбільших розломів. В.С.Хайн запропонував іменувати їх магістральними, а Ю. М. Пушаровський — трансокеанськими, вони перетинають океан від краю до краю, не тільки серединні хребти, а й абісальні рівнини, і можуть продовжуватися у межі суміжних ма-

териків. Протяжність подібних розломів нерідко становить кілька тисяч кілометрів, наприклад розломів-гігантів у північно-східній частині. Тихого океану — Мендосино, Мар, Кларіон, Клиппертон, а відстань між ними – близько тисячі кілометрів. Такі розломи відомі у всіх океанах: в Тихому — крім названих розлом (зона розломів) Елтанін в південно-східній його частині, в Атлантичному — розломи Чарлі — Гіббс, Азора-Гібралтарський, розломи екваторіальній зони: Віма, Чейн, Оманш, розломи Ріу-Гранди і Фолклендські-Агульясські, в Індійському — Оуен на північному заході, в Північному Льодовитому — Шпіцбергенський розлом.



В межах Атлантичного океану виділяється потужна гірська система, яка простирається з півночі на південь – Серединно-Атлантичний хребет, що є елементом глобальної системи серединно-океанічних хребтів, а також глибоководні улоговини і жолоби. Серединно-Атлантичний хребет простирається на 17 тис. км при ширині до 1000 км. Його гребінь на багатьох ділянках розсічений поздовжніми ущелинами – рифтовими долинами, а також поперечними депресіями – трансформними розломами, які розбивають його на окремі блоки з широтним зсувом повздовж вісі хребта. Рельєф хребта, сильно розчленований в осьовій зоні, вирівнюється до периферії за рахунок накопичення осадків. Епіцентри мілкофокусних землетрусів локалізуються в осьовій зоні уздовж гребеня хребта й на ділянках трансформних розломів.

Рис. 16.3. Геоморфологічна карта дна Атлантичного хребта

Ці розломи в найбільшій мірі відповідають початковим уявленням Дж. Т. Вілсона. Вони ділять океани на сегменти, що розкриваються в різний час. Наприклад, Атлантика на південь від Азор-Гібралтарського розлому почала розкриватися ще наприкінці середньої – початку пізньої юри, а на північ — лише на початку крейди.

Крім магістральних розломів існує ще принаймні три порядки трансформних розломів меншого масштабу. Найбільші з них перетинають серединні хребти приблизно через 100–200 км і продовжуються на деяку відстань в межі абісальних рівнин. Розломи наступної за значенням категорії не виходять за межі серединних хребтів і відстоять один від одного на десятки кілометрів. Нарешті, більш дрібні розломи перетинають лише гребневі зони і рифтові долини.

Активна частина трансформного розлому (англ. *active part of the transform fault*), являє собою область зсувних переміщень країв плит в серединно-океанічному хребті з активною сейсмічністю, сформовану в результаті спредингу. У рельєфі дна океану вона виражена жолобом, розташованим між двома рифтовими долинами. Її протяжність може досягати перших сотень км при ширині до перших десятків км. Жолоб активної частини розлому, як правило, не заповнений осадовим чохлам або товщина шару осадків знаходяться на межі виявлення високочастотними і одноканальними методами сейсмічного профілювання. Будова може ускладнюватися медіанними хребтами або депресіями. Власне переміщення відбувається по зоні головного трансформного зміщення, яке проявлено розривами, що перетинають жолоб розлому під невеликим кутом.

17. МЕХАНІЗМ РУХУ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ ПЛИТ

17.1. Конвекція

Конвективні течії у мантиї були запропоновані як механізм, що пояснює прогин земної кори, наслідком якого є накопичення товщ осадків і послідує зминання цих осадків з утворенням складчастих гірських систем. Застосовуючи ідею конвективного кругообігу до спредингу океанічного дна, мається на увазі, що конвекція відбувається тільки у верхній частині мантиї.

17.1.1. Джерела енергії

Можливими джерелами енергії для конвективних течій є: 1) радіоактивність; 2) тепло, що виділяється при фазових перетвореннях, таких як перехід базальтів в еклогіт; 3) гравітаційне усідання окремих компонентів, таких як опускання заліза із мантиї у ядро; 4) тепло, що виділяється при кристалізації заліза на границі зовнішнього і внутрішнього ядра [1, 7, 19, 20].

Якщо головними рушійними силами при переміщенні плит напевне є тепло і сила тяжіння, то конкретний механізм руху плит поки ще не вияснено.

Згідно теорії тектоніки плит, зовнішня оболонка Землі розділена на ряд жорстких плит, які рухаються одна щодо одної. Швидкості їх відносного руху по порядку величини складають декілька сантиметрів в рік. Хоча ці швидкості представляються незначними, виявляється, що велику частину всіх землетрусів, вулканічних вивержень і процесів утворення гір можна віднести за рахунок взаємодії між сусідніми літосферними плитами на їх межах.

Плити складені з відносно холодних порід і мають товщину близько 100 км. Вони безперервно створюються і поглинаються. Поблизу серединно-океанічних хребтів, де плити розходяться в протилежні сторони, йде процес розсовування океанічного дна (спредингу). У проміжках між ними знизу підіймаються гарячі мантийні породи, які охолоджуються, стають жорсткими і формують нові ділянки плит. З цієї причини серединно-океанічні хребти називають також межами нарощування плит.

Площа поверхні Землі залишається практично постійною, тому разом із створенням плит повинні відбуватися і процеси їх зни-

щення. Вони відбуваються в районі так званих океанічних жолобів. Тут дві суміжні плити сходяться, і одна з них йде під іншу, опускаючись в глиб Землі. Цей процес називається субдукцією. Тому океанічні жолоби називають також межами знищення плит. Літосфера складена відносно холодними і жорсткими породами, завдяки чому плити можуть рухатися по земній поверхні, майже не зім'явшись. Тверді породи мантії, що знаходяться під літосферою, сильно нагріті і тому можуть легко деформуватися. Вони утворюють так звану астеносферу, по якій літосферні плити ковзають, випробовуючи відносно малий опір. Рухаючись від зони нарощування до зони знищення, плити охолоджуються і товщають. Саме тут, між тією, що занурюється, і тою, що примикає до неї зверху, літосферними плитами розташовуються головні розломи земної поверхні. У області цих розломів, в холодних крихких породах плит, чужорідних для гарячої навколишньої речовини мантії, відбувається найбільша кількість сильних землетрусів планети.

Уздовж майже всіх океанічних жолобів тягнеться ланцюг діючих вулканів; літосферний блок опускається під них на глибину близько 150 кілометрів. Там його породи плавляться, і розплав, легший, ніж його оточення, підіймається і лавою виливається на поверхню. Якщо ланцюг вулканів лежить на дні океану, утворюється острівна дуга, типовим прикладом якої можуть служити Алеутські острови в північній частині Тихого океану. Якщо ж океанічний жолоб проходить поблизу континенту, вулкани виникають на поверхні суші.

Таким чином, теорія тектоніки плит принесла нове уявлення про зовнішню оболонку Землі як про систему жорстких структур, рухомих один щодо одного. Але вона не зачіпає процесів в глибоких надрах Землі і практично ігнорує роль чисто вертикальних рухів в еволюції земної поверхні. Не дає вона відповіді і на ряд принципових питань, наприклад, чому після свого формування суперконтинент розколюється на частини, які, обертаючись, розходяться в різні боки?

17.2. Тектоніка плумів

Впродовж двох десятиліть в геофізиці широко обговорюється питання: чи охоплює конвекція всю мантію або мантійний матері-

ал циркулює у верхньому і нижньому її шарах роздільно, ніколи не змішуючись? Більшість дослідників вважає, що мантія завтовшки близько 2900 км розділена на два шари межею на глибині 660 км, де мантієвий матеріал піддається фазовим змінам. Але в той же час вони сперечаються, чи служить ця межа бар'єром для загальномантієвої конвекції. Геохіміки вважають, що верхня і нижня частини мантії відрізняються по своєму хімічному складу. Якщо це так, то обидві частини повинні мати ізольовані конвективні осередки, і матеріал літосферної плити, що занурюється, залишається у верхній мантії. З другого боку, ряд геофізиків, в основному сейсмологів, вважає, що конвекція пронизує всю мантію. Їх упевненість заснована на сейсмічних даних, які показують що літосферна плита занурюється вглиб мантії, досягаючи межі ядра [19, 20].

Глобальні сейсмічні дослідження починаються з вивчення часів приходу пружних сейсмічних хвиль, які розповсюджуються від гіпоцентру землетрусів і пронизують всю Землю по різних напрямках. Знаючи час приходу хвилі і шлях, пройдений нею, сейсмологи визначають швидкість хвилі в кожній «точці» мантії (під «точкою» розуміється тривимірний блок із сторонами 100–200 км). Цей метод, відомий як глобальна сейсмічна томографія, схожий на комп'ютерну томографію.

В 1963 році Дж. Вілсон (Wilson, J. T.) першим висунув ідею, що Гавайські острови утворювалися в результаті руху океанічної літосфери над стаціонарною «гарячою точкою». В 1971 році Д. Морган (William Jason Morgan) припустив, що гарячі точки виникають за рахунок вертикальних потоків у мантії — плюмів.

Плюм — вузький «потік» у мантії, що піднімається у твердому стані. Вважається, що його діаметр порядку 100 км і утворюється плюм у гарячому граничному шарі з низькою в'язкістю, розташованому безпосередньо над сейсмічним розділом 660 км або близько границі ядро-мантія на глибині 2900 км. Плюми відносно стабільні в часі. Сучасні плюми мають вік до 100–150 млн. років. Речовина, що піднімається, викликає плавлення мантії, що залягає вище, й тому супроводжується на поверхні Землі активним вулканізмом у так званих «гарячих точках» (рис. 17.1). Походження

гарячих точок є предметом жвавих дискусій уже багато років. Увага до них виникла одночасно з початком вивчення батиметрії морського дна й виникненням тектоніки плит. Відразу була запропонована модель утворення гарячих точок над гарячими мантійними потоками, незалежними від конвективних мантійних плинів, що рухають літосферні плити. У той же час було запропоновано кілька альтернативних моделей утворення гарячих точок. Так, деякі дослідники намагалися обґрунтувати утворення прогресивної послідовності вулканів результатом декомпресійного плавлення над кінцем тріщини, що розколює плиту.

Японський геофізик Ш. Маруяма (Maruyama) в 1994 р. запропонував теоретичне пояснення сейсмічним спостереженням, назвавши свою гіпотезу тектонікою плюмів (від англ. *plume* — пір'я, на яке формою схожий мантійний матеріал). Він вважає, що літосферні плити, занурюючись в глиб Землі, застряють на межі між верхньою і нижньою мантією. Холодний матеріал плит накопичується тут сотні мільйонів років, поки не прорве межу. Занурюючись до межі ядра, він охолоджує залізо-нікельовий (*Fe-Ni*) розплав, який опускається в зовнішнє рідке ядро Землі. Витиснений ним вгору гарячий суперплюм викликає континентальний розкол і дрейф континентів, що знов утворилися. Після цього тектоніка плит стає незалежною від тектоніки плюмів ще на декілька стільників мільйонів років, коли процес повториться. Маруяма вважає, що холодні плюми утворюються в нижній мантії досить випадково, на ранній стадії континентального дрейфу після розколу суперконтиненту. А холодний суперплюм може розвиватися під суперконтинентом, що формується, на зразок Лавразії, існуючої 200 мільйонів років тому.

Гаряча точка (hotspot) – область тривалого внутрішньоплитного магматизму, яка залишається майже нерухомою щодо літосферних плит, які рухаються. Найвідомішим прикладом гарячої точки є Гавайська точка й протяжний ланцюжок діючих і погаслих вулканів, названий Гавайсько-Імператорським хребтом. Вік вулканів у ланцюжку збільшується від його південного краю, де розташовані нині активні вулкани до півночі; зростає з віддаленням від положення сучасного активного вулканізму.

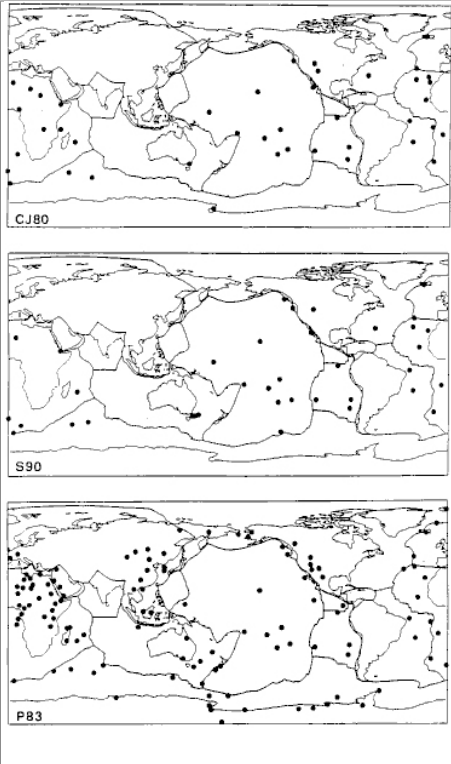


Рис. 17.1 Розподіл гарячих точок на поверхні Землі відповідно до трьох каталогів: CJ80 – (Grough, Jurdy, 1980); S90 – (Sleep, 1990); P83 - (Pollack et al., 1983).

Тектоніка плит описує процеси, що відбуваються на глибинах до 1/10 радіусу Землі, тоді як тектоніка плюмів охоплює всю мантію, пояснюючи її конвекцію, виникнення і розкол континентів, конвективні течії в зовнішньому ядрі. Тектоніка плит, таким чином, стає частиною тектоніки плюмів.

Основний недолік і тектоніки плит, що приводяться в рух мантійною конвекцією, і тектоніки плюмів, відповідальних за рухи в мантії, полягає у тому, що обидві теорії не брали до уваги вплив рухомих континентів на мантійні процеси. А роль їх в динаміці Землі несподівано виявилася дуже великою.

Довгий час була поширена думка, що рух плит визначається головним чином тепловою конвекцією в мантії. При цьому вважалося, що континенти пасивно дрейфують під дією в'язких течій і їх зворотний вплив на конвекцію мантії не істотний. Проте, як вперше встановлено американським геофізиком М. Гурнісом (M. Gurnis, 1988), континенти можуть істотно впливати на структуру мантійної конвекції. Проведений ним теоретичний експеримент (ІТ) показав, що континенти з'єднуються в місцях низхідного потоку речовини. Могутня континентальна плита перекидає потік тепла з мантії, її температура росте, під плитою виникає висхідний потік, і континенти розходяться в різні боки. Ця модель, будучи двовимірною, не могла показати всієї складної картини руху континентів. Поверхня Землі, яку ми звикли вважати непорушною твердою, насправді розбита на систему жорстких літосферних плит, які дуже повільно, але безперервно рухаються. Рух плит відбувається під дією глибинних процесів в земній мантії.

Для теорії тектоніки плит дуже корисною виявилася одна особливість гарячих точок – їх нерухомість. Це дозволило знайти точки відліку для плит, що безупинно переміщуються, і визначити не тільки відносні, але й абсолютні їхні переміщення.

З концепції плюмів випливає кілька проорокувань:

- це вузькі вертикальні сейсмічні аномалії, які трасуються крізь усю мантію;
- високі температури мантії в плюмі й виробленої в них магми;
- відносна нерухомість гарячих точок.

Надалі теорія плюмів і гарячих точок трохи відділилася від класичної тектоніки плит і стала застосовуватися для пояснення ледве чи не всіх внутрішньоплитних тектонічних і магматичних процесів, у той час як тектоніка плит використовувалася для опису процесів на границях плит. Плюмами стали пояснювати найбільші магматичні провінції, вулканічні континентальні окраїни, океанічні плато, розкидані по океанічній корі підводні гори (сімаунти) і ланцюжка океанічних островів.

17.3. Тектоніка плит як система наук

Зараз тектоніку вже не можна розглядати як чисто геологічну концепцію. Вона відіграє ключову роль у всіх науках про Землю, в

ній виділилося декілька методичних підходів з різними базовими поняттями і принципами.

З точки зору *кінематичного підходу*, рухи плит можна описати геометричними законами переміщення фігур на сфері. Земля розглядається як мозаїка плит різного розміру, що переміщуються відносно одна одної і самої планети. Палеомагнітні дані дають можливість відновити положення магнітного полюса відносно кожної плити на різні моменти часу. Узагальнення даних по різних плитах привело до реконструкції всієї послідовності відносних переміщень плит. Об'єднання цих даних з інформацією, отриманою з нерухомих гарячих точок, зробило можливим визначити абсолютні переміщення плит і історію руху магнітних полюсів Землі.

Теплофізичний підхід розглядає Землю як «теплову машину», в якій теплова енергія частково перетворюється на механічну. В рамках цього підходу рух речовини у внутрішніх шарах Землі моделюється як потік в'язкої рідини, описуваний рівняннями Нав'є — Стоксу. Мантійна конвекція супроводжується фазовими переходами і хімічними реакціями, які відіграють визначальну роль в структурі мантійних течій. Ґрунтуючись на даних геофізичного зондування, результатах теплофізичних експериментів і аналітичних і математичних розрахунках, учені намагаються деталізувати структуру мантійної конвекції, знайти швидкості потоків й інші важливі характеристики глибинних процесів. Особливо важливі ці дані для розуміння будови найглибших частин Землі — нижньої мантії і ядра, які недоступні для безпосереднього вивчення, але, поза сумнівом, значно впливають на процеси, що йдуть на поверхні планети.

Геохімічний підхід. Для геохімії тектоніка плит важлива як механізм безперервного обміну речовиною і енергією між різними оболонками Землі. Для кожної геодинамічної обстановки характерні специфічні асоціації гірських порід з різними геохімічними характеристиками. У свою чергу, по цих характерних особливостях можна визначити геодинамічну обстановку, в якій утворилася порода.

Історичний підхід. У сенсі історії планети Земля, тектоніка плит — це історія континентів, що з'єднуються і розколюються, наро-

дження і згасання вулканічних ланцюгів, появи і закриття океанів і морів. Зараз для крупних блоків кори історія переміщень встановлена з великою детальністю і за значний проміжок часу, але для невеликих плит методичні труднощі значно більші. Найскладніші геодинамічні процеси відбуваються в зонах зіткнення плит, де утворюються гірські ланцюги, складені безліччю дрібних різно-рідних блоків — террейнів (рис. 17.2). При вивченні Скелястих гір зародився особливий напрям геологічних досліджень — террейновий аналіз, який увібрав в себе комплекс методів, по виділенню террейнів і реконструкції їх історії і був розроблений американськими вченими П. Конейбом, Д. Л.Джонсом і Дж. В. Монгером (Coney P.J. Jones D.L., Monger J.W.H., 1980) [22].

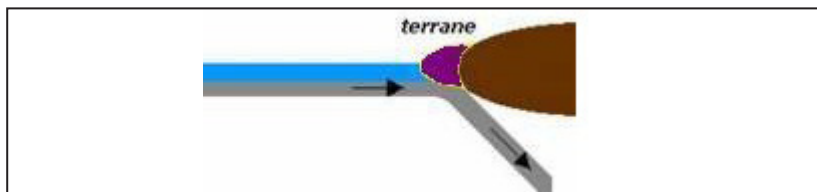


Рис. 17.2. Схема формування террейну.

Як правило, террейн представляє собою відносно невелику ділянку земної кори, і складений більш-менш однорідним комплексом порід. В такому випадку звичайні методи геодинамічних реконструкції, засновані на комплексному використанні різних методів, не можуть застосовуватися, і доводиться витягати максимум інформації їх доступних формацій. Террейновий аналіз (террейнологія, террейнова тектоніка, концепція колажу террейнів) — розділ тектоніки плит, що займається вивченням структури і історії розвитку складчастих поясів. З точки зору цієї теорії в межах складчастих поясів можна виділити окремі блоки — террейни, які мають індивідуальною історію. Террейновий аналіз полягає в комплексі специфічних методів для вивчення цих виключно складних частин земної кори. Зміст террейнового аналізу полягає у виділенні террейнів, визначенні характеру їх кордонів, вивченні і з'ясуванні геодинамічних обстановок формування террейнів,

їх геологічної історії, траєкторії переміщення, амальгамування (з'єднання), акреції (накопичення) і зв'язку з сусідніми територіями.

18. ТЕКТОНІЧНІ КАРТИ. ЇХ ЗМІСТ

18.1. Методи і принципи складання тектонічних карт

Попередниками тектонічних карт були дрібномасштабні тектонічні схеми. Одній з перших таких схем є тектонічна схема Юрських гір Франції і Швейцарії (А. Греслі, 1838). Велике розповсюдження подібні схеми отримали в кінці XIX — початку XX ст. у роботах Е. Зюсса, Ф. Кудлата, М. Бертрана, Е. Аргана, Р. Е. Ога, Х. Штілле, О. П. Карпінського.

У 1944 р. була опублікована перша оглядова «Тектонічна карта США», як така, що має в основному структурне навантаження. Тектонічні дані, накопичені в СРСР в результаті геологічного картування, були узагальнені в «Тектонічній карті СРСР і суміжних країн», опублікованій в 1953 р. в масштабі 1:4 000 000 і в 1956 р. — в масштабі 1:5 000 000 під редакцією М. С. Шатського. Ці карти отримали широке визнання в СРСР і за кордоном і послужили зразком для складання Міжнародних тектонічних карт Європи (1964 р.), ін. континентів і країн світу.

Тектонічні карти — це карти, що зображують структуру земної кори і відображають, зазвичай, основні етапи її розвитку в межах окремих регіонів або Землі в цілому. Тектонічні карти складаються на основі геологічних карт з використанням геофізичних і ін. даних. Самі геологічні карти відображають геологічну будову якої-небудь ділянки верхньої частини земної кори і є результатом геологічної зйомки. Можуть бути складені також на підставі обробки матеріалів, накопичених при геологічних дослідженнях. Геологічні карти дозволяють робити висновки про будову і розвиток земної кори, закономірності розповсюдження корисних копалини; служать основою при проектуванні пошукових і розвідувальних робіт, проведенні інженерно-геологічних досліджень, будівельних робіт, досліджень по водопостачанню і меліорації.

Залежно від змісту і призначення розрізняють: власне геологічні карти, карти антропогенових (четвертинних) відкладень, тектонічні, літологічні, палеогеографічні, гидрогеологические, інженерно-геологічні, карти корисних копалини, прогностичні і геохімічні.

По масштабах геологічні карти діляться на чотири групи: дрібномасштабні, середньомасштабні, великомасштабні і детальні.

Дрібномасштабні геологічні карти (від 1:500000 і дрібніше) дають уявлення про геологічну будову всієї площі якого-небудь регіону, держави, материка або всього світу. Прикладом може служити геологічна карта Євразії масштабу 1:2500000 (видавництво 1966 р.). Середньомасштабні геологічні карти (1:200000, 1:100000) складаються з метою зображення основних рис геологічної будови території і прогностичної оцінки її відносно корисних копалини. Великомасштабні геологічні карти (1:50000, 1:25000) служать для докладнішого освітлення геологічної будови районів, перспективних відносно родовищ корисних копалини або призначених для їх освоєння, будівництва міст, підприємств, гідростанцій і ін. Детальні геологічні карти (1:10000 і більше) дозволяють вирішувати питання, пов'язані із закономірностями розміщення рудних тіл, з підрахунком запасів корисних копалини і можливостями промислового і цивільного будівництва.

18.2. Загальні і спеціальні тектонічні карти

Тектонічні карти прийнято ділити на дві основні категорії: структурні і власне тектонічні. Структурні карти відображають морфологію тектонічних структур, а тектонічні, окрім морфології, розкривають історію формування цих структур, стадії і етапи їх розвитку, показують зв'язок магматизма з тектонікою. (Рис. 18.1)

Тектонічні структури — форми залягання гірських порід, що закономірно повторюються в земній корі. У широкому сенсі термін «Тектонічні структури» охоплює різноманітні частини земної кори, що утворюються завдяки поєднанню ряду різних дрібніших структурних форм. Найбільш істотними ознаками, по яких класифікують тектонічні структури, є масштаб, морфологія і генезис.

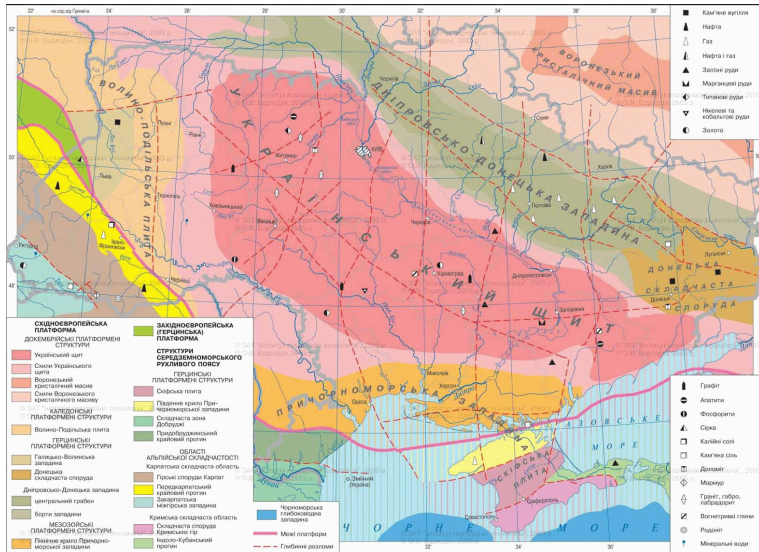


Рис. 18.1. Тектонічна карта України.

Розрізняють елементарні структурні форми (шари, складки, тріщини, розривні порушення — скидання, зрушення, надвиги, шарьяжі) і тектонічні структури магматичних тіл (дайки, сіли, лаколіти, батоліти і ін.), які, у свою чергу, можуть мати структурні риси менших розмірів, аж до утворення тектонічних структур мікроскопічних розмірів.

Закономірні комплекси елементарних структурних форм утворюють тектонічні структури крупніших порядків, наприклад складки групуються в складні структурні форми — антиклинорії, синклінорії, які, у свою чергу, формують складчасті системи; на платформах виділяються синеклізи, антеклізи, авлакогени. Найбільш крупні тектонічні структури земної кори йдуть корінням у верхню мантію і називаються глибинними структурами; до найважливіших з них відносяться континентальні і океанічні платформи (плити), океанічні, геосинклінальні і орогенні рухомі пояси, що у свою чергу складають континент, і океанічні сегменти літосфери, а також глибинні розломи і рифти. Глибинні структури,

розвиток яких протікає головним чином в земній корі, називаються коровими структурами. Утворення тектонічних структур відбувається під впливом рухів, що мають певну спрямованість та історію (кінематику) розвитку, і сил, які викликають тектонічні деформації і відображають динаміку процесу.

Серед власне тектонічних карт розрізняють декілька типів: звичайні тектонічні, палеотектонічні, тематичні (наприклад, тектонічні карти фундаменту Українського щита) і спеціалізовані (наприклад, сеймотектонічні) карти. Кожен із вказаних типів підрозділяється на карти оглядові (у масштабі 1: 2 000 000 і дрібніше) і регіональні (зазвичай в масштабі від 1: 200 000 до 1:1000000).

У число оглядових входять карти Євразії (1:5000000); полярних областей Землі (1: 10000000); Тихоокеанського сегменту Землі (1:10000000); Тектоніка докембрія континентів світу (1: 15000000). По схожій методиці за кордоном складені й опубліковані Тектонічні карти Північної Америки (1: 5 000 000), Африки (1: 5 000 000), Індії (1: 2000000), Австралії (1:5000000). Під керівництвом Міжнародного геологічного конгресу ведуться роботи (в основному в Україні і Росії) зі створення Тектонічної карти світу в масштабі 1: 15000000.

18.3. Принципи тектонічного районування

Провідний принцип в складанні тектонічні карти в 50-70- х рр. — принцип районування за часом переходу тієї або іншої ділянки земної кори з геосинклинального (високорухомого) полягання у відносно консолідовану складчасту споруду (за віком основної епохи складчастості). Окремі стадії розвитку геосинклиналей і складчастих систем, що виникають з них, відображаються шляхом виділення структурних поверхів, що залягають в певній віковій послідовності, володіють структурною самостійністю і зазвичай розділених неузгодженнями. В межах платформ східчастим розфарбовуванням (колір відповідає віку платформи, тобто часу завершення становлення її фундаменту) показуються зміна глибини залягання їх фундаменту і, розповсюдження окремих стратиграфічних комплексів осадкового чохла. Складчасті комплекси різного віку зображаються певним кольором, а складові їх структурні яруси — відтінками цього основного кольору. Інший

принцип складання тектонічних карт — регіональний, або історико-генетичний.

Тектонічна карта — геологічна карта, що відображає історію тектонічних рухів і будову земної кори. У дрібних масштабах на тектонічних картах зображаються платформи, щити, плити, геосинклінали, складчасті області, в крупних масштабах — окремі складки, розломи, горсти, грабени і т.д. Розрізняють карти тектонічного районування, на яких виділяються природні структурно-формаційні одиниці і структурні карти, що відображають структурні форми за допомогою стратоізогипс. Районування по віку головної складчастості, по типам розвитку, по часу становлення континентальної кори, по геодинамічним обставинам.

18.4. Геологічна зйомка і геологічне картування

Геологічне картування є одною з головних частина геологічної зйомки, основного методу регіональних геологічних досліджень. Сучасні тектонічні карти повністю ґрунтуються на принципах тектоніки плит та є одночасно геодинамічними картами, оскільки в них першорядне значення надається картуванням геодинамічних обстановок поряд зі збереженням історичного принципу. При цьому деякі укладачі таких карт віддають повний пріоритет геодинамічним обстановкам, показуючи їх кольором і позначаючи вік лише відтінками кольору. Інші автори, в їх числі укладачі нових видань тектонічних карт Європи, Африки та Північної Америки, зберігають кольори для виділення утворень різного віку, а геодинамічні обстановки, що відповідають цим утворенням, прагнуть показати різним крапом і відтінками кольорів.

Природно, що підхід до зображення тектоніки ложа океанів і континентів повинен бути різний і їх виділення є першим завданням тектонічного районування. Особливого підходу вимагає і зображення перехідних від континентів до океанів областей — пасивних континентальних окраїн, внутрішніх і окраїнних морів.

У відношенні океанів загальноприйнятим є розчленування їх ложа за віком покрівлі другого, базальтового, шару — підшви осадочного чохла з використанням лінійних магнітних аномалій і даних глибинноводного буріння. Можливі три варіанти такого підрозділу: 1) виділення рівновеликих інтервалів, скажімо по 20

млн. років кожен; перевага способу в тому, що по ширині відповідних смуг можна відразу робити висновки про зміни швидкості спредингу, 2) поділ кори по найбільш чітко виражених і добре прослідковуваних магнітним аномаліям; 3) проведення кордонів відповідно до віку тектонічних підрозділів складчастих систем континентів. Найбільше переважає поєднання другого і третього способів, що приводить до порівнянності подій на континенті і в океані. В океанах особливо важливим є проведення сучасних і відмерлих осей спредингу і трансформних розломів. Крім того, повинні бути виділені внутрішньоплитні підняття, вік яких має бути показаний у відповідності з часом припинення вулканічної активності.

У межах континентів найважливішим завданням є виділення структур (швів) між літосферними плитами. В оголених складчастих системах це робиться на основі геологічних критеріїв, а під платформних чохлам — переважно за геофізичних даними, з урахуванням даних буріння.

Наступне завдання — розчленування складчастих комплексів за віком головних деформацій, тобто по епохах і фазах складчастості. Детальність такого розчленування залежить від масштабу карти і, як вказувалося вище, бажаного порівняння з підрозділами океанської кори. Так, одна з подібних границь може бути проведена вздовж кордону еоцен-олігоцен, якому в океані відповідає аномалія з віком 35 млн. років.

Найбільш складним завданням, що має розв'язуватися паралельно і в зв'язку з попереднім, слід вважати визначення геодинамічної обстановки утворення кожного з виділених геохронологічних інтервалів. Робиться це на основі аналізу відповідних їм літодинамічних комплексів. Прикладами геодинамічних обстановок рухливих поясів служать обстановки острівних дуг (вулканічних і невулканічних), крайніх морів, перед-, між- і тильнодугових прогинів, глибоководних жолобів.

Серед раннього докембрійського утворень вимагають спеціальних позначень зеленокам'яні і грануліт-гнейсові пояса.

Велике місце в межах континентальних частин тектонічних (геодинамічних) карт належить відображенню платформних чохлам

різного віку. З практичної точки зору важливо перш за все відобразити на картах потужність платформного чохла і відповідно глибину залягання фундаменту. Зазвичай це досягається, крім проведення ізоліній, використанням відтінків кольору, присвоєного чохлам певного вікового діапазону, – фанерозойського на древніх платформах, мезозойсько-кайнозойського на молодих. Необхідно виділяти протоплатформенні чохла ранньо- та середньопротерозойського віку.

В основі платформних чохлів зазвичай виявляються поховані, врізані в фундамент ранні авлакогени, на древніх платформах заповнені рифейськими відкладами. Повинні бути показані особливими знаками їх розломне обмеження та виповнення (крапом). Показ розчленування самого фундаменту на блоки, що відповідають ранньопротерозойським мікроплітам, досягається вже трасуванням похованих структур.

На шельфи континентальних окраїн і ложі мілководних внутрішніх морів може бути поширена легенда, прийнята для континентів, але з використанням більш блідих відтінків тих же кольорів. У тому випадку, якщо вік фундаменту невідомий, доводиться вдаватися до спеціальних позначень. Континентальні схили, підніжжя і ложі глибоководних окраїнних і внутрішніх морів повинні бути зображені так, щоб відобразити вік консолідованої кори океанського або субокеанського типу, товщину і вік осадового чохла.

Прояви магматизму прив'язують до геодинамічної обстановки. Відповідно розрізняють: внутрішньоплитний магматизм, континентальний (платобазальти, диференційовані інтрузії, в тому числі граніти-рапаківі і «анорогенні» гранітоїди, лужні базальти, ультраосновні породи) або океанський (лужні базальти, їх диференціати і коагматичні утворення); магматизм конвергентних кордонів плит (вапняк лужний, лужний і сублужний островодужний комплекс, вулканіти і гранітоїди крайових вулканоплутонічних поясів, колізійні гранітоїди). Особливо мають відображатися офіоліти, що зустрічаються або у вигляді обдуцированих пластин, або у вигляді меланжу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Основна

1. Аглонов С. В. Геодинамика. — Изд-во С.-Петербургского ун-та. — 2001. — 345 с.
2. Белоусов В. В. Геотектоника: Учеб. пособие. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976. — 333 с.
3. Вотах О. А. Введение в геотектонику. — Новосибирск: Наука, 1985. — 235 с.
4. Геологический словарь. М., Недра.— 1978, — т. 1, — 486 с., т. 2 — 456 с.
5. Зоненштайн Л. П., Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра — 1990. — Кн. 1. — 328 с.
6. Каляев Г. И., Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточноевропейской платформы // Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973. — 156 с.
7. Косыгин Ю. А. Геотектоника. — М.:Недра, 1983.
8. Кирилюк В. П. Тектоніка фундаменту Українського щита (Пояснювальна записка до «Тектонічної карти фундаменту Українського щита» масштабу 1:2 000 000). Київ: УкрДГРІ, 2007. 76 с.
9. Кирилюк В. П. Основные черты тектоники и эволюции фундамента Украинского щита //Материалы 14-й Международной конференции. — Львовский национальный университет имени Ивана Франко, г. Львов, Украина. — 1998 — С. 54–59.
10. Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии. М., изд. МГУ. — 1976. — 134 с.
11. Лазько Е. М. Региональная геология СССР. М., Недра. — 1975. — т. 1.— 234 с.
12. Лазько Е. М. Региональная геология СССР. М., Недра. — 1978. — т. 2. — 246 с.
13. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез на древних платформах. М., Недра. — 1983. — 280 с..
14. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез в подвижных поясах. М., Недра. — 1987. — 295 с.

15. Милановский Е. Е. Региональная геология СССР. М., изд. МГУ. — 1986. Т. 1, 2, 3.
16. Развитие рельефа и динамика литосферы / В. В. Бронгулеев, Г. Н. Пшенин, А. А. Асеев и др.; Рос. акад. наук, Ин-т географии . — Москва: Наука, 1994 . — 200 с.
17. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. М.Гостоптехиздат., 1963. — 256 с.
18. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Чёрного моря. М.: «Наука», 1981. — 243 с.
19. Хаин В. Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. — М.:Недра. — 1985. —157 с.
20. Хаин В. Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. — М.:Изд-во Мос. ун-та, 1995. — 358 с.
21. Coney, P. J., Jones, D.L., и Monger, J.W.H., 1980, «Cordilleran suspect terranes»: Nature, v. 288, p. 329–333.
22. Goldshmidt V., Rybakov M., and Rotstein Y. 1999. Regional density differences as a possible cause of different uplifting styles of the Dead Sea Transform shoulders. Israel Geological Society, Annual Meeting. Dead Sea. p. 32.

СЛОВНИК ТЕРМІНІВ

Авлакоген (англ. — **aulacogen**) — 1. Борознова складна структура між двома ділянками платформи. 2. Третя гілка потрійного зчленування, яка відмирає і відходить убік разом з континентом, тоді як розкол і розсування йдуть по двох інших гілок. Син. *відмерлий рифт, геосинкліналь*.

Автохтон (англ. — **autochthone**) — комплекс гірських порід, що залягає під поверхнею насування та не випробував значних горизонтальних переміщень з місця свого утворення. Разом з паравтохтоном утворює лежаче крило тектонічного покриву.

Акреція (англ. — **accretion**) — процес падіння речовини на гравітуюче космічне тіло з навколишнього середовища.

Акумуляція (англ. — **accumulation**) — припаювання екзотичних блоків (террейнів) до околиць раніше існуючих континентальних масивів. Син. *акреція*.

Алохтонні (англ. — **allochthone**) — комплекс гірських порід, що залягає над поверхнею насування та переміщений з місця свого утворення по цій поверхні. Утворює висяче крило тектонічного покриву.

Антекліза (англ. — **anticlise**) — позитивна структура континентальної платформи, що має в плані ізометричну або витягнуту форму, сотні кілометрів у поперечнику і площу в декілька десятків і навіть сотень тисяч кв.км. Відкладення платформного чохла, що складають А., характеризуються періклінальним заляганням з нахилом верств на крилах 3-7 градусів. У центрі А. можуть бути невеликі виходи фундаменту, а в деяких випадках А. є багатoverшинною, ці вершини іменуються склепіннями.

Антиклінорій (англ. — **anticlinorium**) — складна антиформа, що складається з декількох складок іншого порядку.

Басейн (англ.— **basin**) — ізометричні велика структура земної кори синклінальної будови, область занурення і осадконакопичення. Розрізняють: 1) осадкові басейни, утворення яких передують осадконакопичення або відбувається одночасно з ним; 2) структурні басейни, які придбали свою форму в основному після відкладення

шарів осадків, що їх заповнюють; 3) фізико-географічні басейни - знижені ділянки рельєфу.

Блокування зон субдукції (англ. — **blocking**) — припинення процесів субдукції в даній зоні внаслідок приєднання до неї мікроконтиненту, континенту, острівної дуги або іншої великої більш легкої і плавучої маси кори, коли подалі поглинання стає неможливим.

Будінаж (англ. — **boudinage**) — 1) шар компетентної гірської породи в некомпетентному матриксі, деформований таким чином, що розчленовується на сегменти, кожний з яких має бочонковидний вигляд у поперечному перерізі і відділений від суміжних сегментів тріщинами, заповненими осадовим матеріалом. 2) процес розчленування шару на будини. Син. *будінування*.

Геодинаміка (англ. — **geodynamics**) — наука про глибинні явища і процеси, що виникають у результаті еволюції Землі і обумовлюють рух мас речовини і енергії як всередині, так і в зовнішніх оболонках Землі; вивчає динаміку геосфер і Землі в цілому, досліджує фізичні умови тектонічних рухів, деформацій мас гірських порід і земної поверхні, а також зовнішні сили, що діють на динаміку планети. Г. тісно пов'язана з науками про Землю: геофізикою, геохімією, петрологією. При вивченні природи глибинних процесів вельми важливими є вихідні теоретичні концепції про утворення та еволюцію планет Сонячної системи.

Геосинкліналь (англ. — **geosyncline**) — 1) велика, лінійно витягнута рухлива ділянка земної кори, що характеризується накопиченням потужних осадків, контрастними тектонічними рухами, інтенсивним магматизмом і деформаціями порід і перетворюється в ході розвитку в складчасту споруду. 2) складний, більш-менш симетричний витягнутий басейн, який у певних зонах і в певні епохи характеризується досить потужною акумуляцією в основному морських осадків, що включає в деяких зонах і в деякі епохи глибоководні й вулканогенні відкладення.

Геосфера (англ. — **geosphere**) — концентричні оболонки, з яких складається Земля. Геосфери різняться між собою будовою,

фізичними й хімічними властивостями. Наукове уявлення про особливості окремих геосфер базується головним чином на даних геофізичних методів дослідження. Виділяють зовнішні оболонки — магнітосферу, атмосферу і гідросферу, та внутрішні — літосферу, мантію і ядро Землі. і ін.).

Геотектоніка (англ. — **geotectonics**) — наука про будову, рухах, деформаціях літосфери та її перетворення у зв'язку з розвитком Землі.

Гіпотеза дрейфу континентів (англ. — **mobilism**) — гіпотеза, що визнає головним механізмом тектогенезу горизонтальні зміщення континентів по астеносфері.

Гіпотеза контракції (англ. — **hypothesis contraction**) — гіпотеза походження складчастості внаслідок стиснення земної кори при охолодженні.

Гіпотеза розширення Землі (англ. — **Earth expansion hypothesis**) — гіпотеза розвитку Землі, заснована на уявленнях про істотне збільшення в часі радіуса планети.

Горст (англ. — **horst**) — піднятий блок земної кори будь-яких розмірів, обмежений розломами приблизно паралельного простягання, довжина якого значно більше ширини.

Грабен (англ. — **graben**) — блок земної кори будь-яких розмірів, опущень за системою розломів, що його обмежують, довжина якого значно більше ширини. Близько. *тпог*.

Границі плит (англ. — **plate boundary**) — сейсмічно активні зони зіткнення (сходження), розсовуючого або латерального зміщення (ковзання) плит.

Границі розбіжності плит (дивергентні) (англ. — **diverging (accreting) plate boundary**) — межі, уздовж яких відбувається розсування плит, внаслідок чого утворюється нова океанська кора. Син. *границі дивергентні, конструктивні, нароцування, аккреційні*.

Границі ковзання плит (трансформаційний) (англ. — **transform plate boundary**) — межі, уздовж яких відбувається горизонтальне ковзання однієї плити відносно іншої. Син. *кордон*

трансформаційний, консервативні.

Границі сходження плит (конвергентні) (англ. — **converging plate boundary**) — межі, уздовж яких йде зближення плит, зазвичай виражається піддвигом однієї плити під іншу, поглинання океанської і новоутворення континентальної кори. Син. *границі конвергентні, поглинання, деструктивні, субдукційні, колізійні.*

Границі плит трансресивні (англ. — **transpression plate boundary**) — кордони, які поєднують у собі елементи піддвигу (насування) та зсуву.

Границі плит транстенсивні (англ. — **transtension plate boundary**) — кордони, які поєднують у собі елементи розсовуючі та зсуву.

Рухи плит абсолютні (англ. — **absolute plate motions**) — зміщення літосферних плит щодо системи географічних координат.

Рухи плит відносні (англ. — **relative plate motions**) — зміщення літосферних плит щодо однієї з них, прийнятої за нерухому.

Рухи тектонічні (англ. — **tectonic movements**) — механічні горизонтальні і вертикальні переміщення окремих ділянок, блоків земної кори, літосферних плит, що призводять до складчастості і розривним дислокаціям гірських порід. Виділяють Р.Т. верхньокорові, коромантійні, планетарні й екзогенні.

Депресія (англ. — **depression**) — 1. Область прогинання земної кори, або западина. 2. Область зниженого тиску, наприклад, депресійна вирва.

Діапіри (англ. — **diapir**) — куполоподібні або антиклінальні структури, які утворюються в шаруватих товщах при впровадженні в них порід, що володіють низькою в'язкістю або низькою щільністю. Розрізняють Д. соляні, Д. глинисті, Д. серпентинітові й Д. магматичні.

Діапір мантійний (англ. — **mantle diapir**) — виступ склепіння, складений високотемпературною і нізкощільнісною мантією, спливаючою з-під літосфери, здатний викликати розтяг у перекиваючих шарах, високий тепловий потік і, можливо, спрединг і

базальтовий вулканізм. Син. *астеносферний (термальний) діапір*. Близько. *магматичний діапір*.

Долина рифтова (англ. — **rift (median, central) valley**) — витягнута долина, що утворилася в результаті опускання блоку земної кори між двома паралельними розривами. Д. р. представляють собою окремі випадки грабенів. Син. *серединна (центральна) долина*.

Домен (англ. — **(geologic, ensialic, ensimatic domain)**) — область, район поширення гірських порід, однорідних за літологічними або фаціальними особливостями. Розрізняють енсіалічні й енсіматичні домени, розташовані відповідно на сіалічній і сіматичній корі.

Драг-субдукції (англ. — **drag-subduction**) — див. *субдукція*. Прим.: Термін запропонований для протиставлення саг-субдукції.

Дрейф континентів (літосферних плит) (англ. — **drift**) — взаємне переміщення великих блоків літосфери на поверхні Землі.

Дуги острівні (англ. — **island arc**) — складний структурний комплекс, що входить в обрамлення океанських басейнів. Морфологічно вистав ланцюжками вулканічних островів та прилеглих до них глибоководних жолобів; у систему острівних дуг включаються також невулканічні острова й околичні моря (задугових басейнів). У напрямку від осі жолоба до континенту спостерігаються: нижній або внутрішній схил жолоба, фронтальна дуга, вулканічна дуга, задугових басейн (окраїнне море), залишкова чи третя дуга.

Едукція (англ. — **eduction**) — 1. Виток до поверхні тектонітів і метаморфітів, що виникли раніше в зоні субдукції у випадках, коли підсувається під континент спрединговий хребет витягнутий уздовж континентальної країни й швидкість спрединга більше швидкості піддвигання. 2. Процес висування мантійного матеріалу в глибоководних ринвах до земної поверхні з-під країв континентів і острівних дуг.

Екструзивна зона — центральна частина рифтової долини серединно-океанського хребта, складена найбільш молодими вулканітами.

Епоха тектонічна (англ. — **tectonic era**) — великий відрізок часу (десятки й сотні млн. років), що характеризується значним згущенням тектонічних фаз (фаз складкоутворення).

Ерозія субдукційна (англ. — **tectonic (subduction) erosion**) — руйнування знизу висячого крила зони субдукції із захватом матеріалу сиалічної кори і його тектонічним переміщенням на глибину в область магноутворювання. Син. **тектонічна ерозія**.

Етапи формування покривно-складчастої структури — в рамках концепції тектонічного розшарування літосфери виділяються: 1) аккреаційний етап, коли в процесі мантійного діпіризму на активній окраїні створюються передумови для тектонічного розшарування літосфери на відособлені літопластини; 2) коллізійний, у ході якого утворюються покривні системи — пакети пластин різної розмірності й рівня закладення.

Жолоб глибоководний (англ. — **(oceanic) trench**) — довга вузька асиметрична западина в океанському дні вздовж океанського боку острівної дуги або континентальної окраїни, зазвичай з паралельними бортами, занурена, щонайменше, на 2000 м нижче суміжних ділянок дна. Зона активного контакту сходження плит. У складі жолоби розрізняють схили зовнішній (приокеанський) і внутрішній (островодужний або приконтинентальний).

Звід (англ. — **arch**) — велика полого структура антиклінальної або куполоподібної будови.

Зона Беньофа (Вадати-Заваріцького-Беньофа) (англ. — **Benioff zone, deep earthquake zone**) — нерівна, криволінійна зона концентрації. Гіпоцентр землетрусів, нахилена убік від океанських жолобів під активні острівні дуги або континентальні околиці на глибину до декількох сотень кілометрів, за якою відбувається занурення однієї плити під іншу. Іноді складається з двох зон, розташованих зверху і знизу. Син. **сейсмофокальна зона, зона субдукції**.

Зона дроблення (англ. — **shatter zone**) ділянка земної кори, в якій пласти гірських порід розбиті численними тріщинами і розломами, перетерті в мілоніти, місцями перетворені на бласто-мілоніти.

Зона сколювання (англ. — **shear zone**) — пластоподібна зона, складена роздробленими і брекчірованими породами, розбитими численними паралельними тріщинами, розвиток яких зумовлений сколюванням.

Зона скупчування (англ. — **roll down zone**) — 1. Зона розвитку офіолітової тектонічних покривів у складчастому обрамленні глибоководних улоговин околичних і внутрішніх морів, що відповідає початковим фазам тектонічного розтягу в крайових частинах океанів. 2. Зона широкого розвитку тектонічних покривів і збільшення потужності континентальної кори

Зона субдукції (англ. — **subduction zone**) — лінійна зона, уздовж якої відбувається занурення одних блоків земної кори під інші. У складі зони субдукції виділяються ведучий (верхній, висячий) край плити (leading upper edge) і занурювальний край плити (sinking edge). Див. зона Беньофа.

Зрушення (англ. — **strike slip fault**) — розрив з переважно горизонтальним зсувом. Див. також **трансформний розлом**.

Ізостазії (англ. — **isostasy**) — рівноважний стан земної кори, при якому надлишок або недолік мас над поверхнею Землі врівноважується нестачею або надлишком мас у її надрах.

Інверсії геомагнітного поля (англ. — **magnetic reversal**) — зміна полярності магнітного поля Землі.

Колаж террейнів (англ. — **tectonic collage**) — тектонічна мозаїка, що формується шляхом акреції (об'єднання) різнорідних структурних елементів - уламків континентів, островних дуг, утворень ложа океанів і їх окраїнних морів, внутріокеанських піднять, що утворилися в різний час і у різних геодинамічних ситуаціях.

Колізія (англ. — **collision**) — зіткнення двох континентів чи континенту з островною дугою, що супроводжується деформацією літосфери, її потовщенням, розшаруванням і «скручуванням», утворенням палінгенних гранітних магм, накопиченням моласи і формуванням гірської складчастої споруди. Син. (**Континентальне зіткнення**).

Комплекс геодинамічний (англ. — **geodynamic complex**) —

природна асоціація структурно-речовинних комплексів, що утворилася в умовах конкретної геодинамічної обстановки (островодужний геодинамічний комплекс, комплекс спредінгових зон і т.п.).

Комплекс структурно-речовинний (structural-material complex) — комплекс мінеральних мас, велике геологічне тіло, що відрізняється від суміжних тіл значеннями структурних і речових характеристик у рамках прийнятої класифікації.

Комплекс інфракрустальний (англ. — **infracrustal complex**) — узагальнена назва всіх інтенсивно перетворених розгнейсованих, мігматізованих і гранітованих порід. Утворює нижній поверх складчастих областей, що відрізняються підвищеним ступенем метаморфізму.

Комплекс паралельних даек (англ. — **sheeted dyke complex**) — елемент офіолітової асоціації. Шар, що складається з паралельних даек долеритів, перпендикулярних його підшві. Розташовується між базальтів і габроїдів, у нижній частині іншого шару океанської кори.

Комплекс субдукційний (англ. — **subduction complex**) — комплекс, що утворюється в зоні субдукції і складається із шаруватих товщ, зазвичай зім'ятих в ізоклінальні складки, розсланцованих і розруслених метаморфічних тектонітів і хаотичного меланжу, що складається з роздробленого матриксу і занурених у нього уламків. Складає акреційний клин.

Комплекс супракрустальний (англ. — **supracrustal complex**) — узагальнена назва осадових і вулканогенних порід, що утворилися на поверхні Землі і не зазнали інтенсивного перетворення. Утворює верхній поверх складчастих областей.

Конвекція (англ. — **convection**) — процес тепломасопереносу за рахунок циркуляції речовини з різною щільністю.

Конвекція двоярусна (двошарова) (англ. — **two-level convection**) — процес конвекції, що протікає роздільно в нижній і верхній мантії.

Конвекція вільна (англ. — **free convection**) — процес, при-

чиною якого служить теплове розширення частинок теплоносія, супроводжуване зменшенням їх щільності, та їх переміщення під дією силового поля в напрямку зменшення потенціалу останнього.

Консолідація (англ. — **consolidation**) — ослаблене або повне припинення процесів деформації в регіоні, стабілізація рухомого пояса.

Континент (англ. — **continent**) — велика ділянка земної поверхні, оточена з усіх боків океанами і відрізняється від ложа океанів характером геологічної будови і глибинною структурою земної кори. Прим.: Р. Дітц розглядає континенти як структури, «не прані з лику Землі» (nongeogradable structure).

Кора земна (англ. — **Earth's crust**) — зовнішня геосфера Землі, верхня частина літосфери товщиною до 40–75 км, що складає зовнішню тверду оболонку й перекриває мантію вище розділу Моховичича (М).

Кора земна консолідована (англ. — **consolidated crust**) — шари континентальної земної кори, що підстиляють осадовий шар.

Кора земна континентальна (англ. — **continental crust**) — зовнішня оболонка континентів, що складається з осадового (потужністю від 0 до 75 км) та консолідованого (до 60 км) шарів. У консолідованому шарі нижче поверхні кристалічного фундаменту до кордону Мохо виділяється 3 поверхи: верхній, проміжний і нижній.

Кора земна океанська (океанічна) (англ. — **oceanic crust**) — тип земної кори, що складає океанську ложу.

Лавразія (англ. — **Laurasia**) — гіпотетичний суперконтинент, що існував наприкінці палеозою і складався з континентальних мас Північної півкулі.

Лінеamenti (англ. — **lineament**) — лінійний або дугоподібний елемент рельєфу і структури планетарного масштабу, зазвичай зобов'язаний своїм походженням розлому глибокого закладення. Широкі і протяжні зони концентрації тріщин, розривів, даєк магматичних порід, які можуть перетинати як платформи, так і складчасті системи. За У. Хоббса, лінеamenti — це витягнуті в

одному напрямку елементи рельєфу і структури, тобто примітні лінії ландшафту, що відображають приховану архітектуру порід кристалічного фундаменту.

Літосфера (англ. — **lithosphere**) — силікатна оболонка Землі потужністю близько 100 км, що включає мантію і кору і об'єднує жорсткі шари, що лежать над пластичною астеносферою.

Потужність літосфери змінюється від 400 км на деяких ділянках континентів до перших кілометрів у серединно-океанічних хребтах. Син. *тектоносфери*.

Магматизм (англ. — **magmatism**) — геологічні процеси, пов'язані з виливом лави або впровадженням магми.

Магматизм внутрішньоплитний (англ. — **within-plate magmatism**) — магматизм, що проявляється усередині літосферних плит і обумовлений діяльністю мантійних струменів. Характерні переважно толейтові й сублужні базальти.

Магнітні аномалії лінійні (англ. — **linear (positive, negative) — magnetic anomalies**), що чергуються смуги позитивних і негативних магнітних аномалій в океані, паралельні зонам спрединга, обумовлені інверсіями геомагнітного поля й рухом літосферних плит.

Мантійний струмінь (англ. — **hot plume, mantle plume**) — висхідна гілка стовбуватого потоку гарячої мантійної речовини, що рухається із глибин мантії до поверхні Землі. Син. *гарячий струмінь, мантійний факел, плюм*.

Магнітуда землетрусу (англ. — **magnitude of an earthquake**) — умовна величина, що характеризує кількість енергії, яка виділилася у гіпоцентрі землетрусу. Пропорційна логарифму максимальної амплітуди зміщення частинок ґрунту, яке фіксується сейсмічними станціями.

Мантія (англ. — **mantle**) — геосфера, розташована між земною корою і ядром, тобто між поверхнями Мохоровичича й Вихерта-Гутенберга.

Мантія верхня (англ. — **upper mantle**) — частина мантії, розташована між границею Мохоровичича нагорі й нижньою грани-

цею шару Голіцина (на глибині 670 км) унизу.

Мантія виснажена (англ. — **depleted mantle**) — частина верхньої мантії Землі, збіднена несумісними елементами в результаті диференціації. Син. *деплетирована мантія*.

Мантія нижня (англ. — **lower mantle**) — геосфера, розташована між границею Голіцина (на глибині близько 670 км) нагорі й границею Вихерта-Гутенберга (на глибині 2900 км) унизу.

Масив (англ. — **massif**) — великий вихід на поверхню кристалічної основи або інтрузивних порід, більш прадавніх у порівнянні з навколишніми товщами.

Меланж (англ. — **melange**) — товщі брекчий, що містять строкати по составу й фарбуванню уламки порід.

Меланж тектонічний (англ. — **tectonic melange**) — гігантський по потужності тектоніт, що полягає із суміші однорідного матрикса й численних включень різної розмірності й строкатих за складом та кольором порід: гипербазитів, габброїдів, діабазів, спилитів, туфів, рожевих і зелених кремнисто-глинистих сланців, радіоларитів і екзотичних брил різних вапняків і метаморфічних сланців. Усі ці породи зім'яті, розсланцовані, роздроблені й хаотично перемішані. Важливий елемент акреаційних комплексів.

Методи тектонічні (англ. — **tectonic methods**) — методи дослідження будови ділянки земної кори, що визначаються сукупністю тектонічних порушень і історією їх розвитку.

Міграція вулканізму зон субдукції — зсув магматичної осі від глибоководної ринви або назад внаслідок зміни нахилу зони Беньофа або її глибини.

Мікроконтинент (англ. — **microcontinent**) — 1. Внутрішнє підняття океану з типової, але тоншої (25–30 км) корою континентального типу, плоским рельєфом на глибинах аж до 2–3 км. 2. Елемент структури складчасто-покровного пояса із кристалічним фундаментом. Син. *серединний масив, террейн* (частково).

Мікроплита (англ. — **microplate**) — плита щодо малих розмірів. На такі плити розділені деякі області океанів (напр., на заході Тихого) і континентів (напр. у Східній Євразії). Прим.: уживається

також синонім *мініплата (miniplate)*.

Милоніт (англ. — **mylonite**) — інтенсивно деформована, розсланцьована і тонкоперетерта в зоні розламу гірська порода, звичайно з лінійним орієнтуванням.

Міогеосинкліналь (англ. — **miogeosyncline**) — зовнішня зона геосинкліналі з відносно слабким проявом або відсутністю вулканічної активності й метаморфізму, з перевагою осадових комплексів, слабкою дифференційністю. Прим.: термін застарілий. Близьк.: пасивна країна континенту.

Мобілізм — сукупність тектонічних гіпотез і теорій, що припускають провідну роль горизонтальних рухів земної кори й великі горизонтальні переміщення континентальних мас.

Моделі геодинамічні (англ. — **geodynamic models**) — просторово-часові моделі геодинамічних процесів і відповідних їх обстановок причинно-наслідкові зв'язки, що характеризують, динамічні і кінематичні параметри рухів і взаємодій літосферних плит, мікроплит, блоків, а також особливості просторового розподілу геологічних процесів, що ведуть до формування конкретних структурно-речовинних комплексів і їх асоціацій.

Монокліналь (англ. — **monoclinale**) — форма залягання верств гірських порід на великих територіях з нахилом в один бік. Нерідко монокліналь є одне з крил великих платформних структур — антекліз і синекліз. Моноклінальне залягання — порушене залягання гірських порід, при якому шари нахилені в один бік приблизно під одним і тим же кутом і не повторюються в розрізі.

Намагніченість залишкова (англ. — **remanent magnetism**) — характеристика магнітного поля Землі, зафіксована в орієнтуванні вектора намагніченості магнітних мінералів у породах.

Нашаровування (англ. — **overplating, overaccretion**) — збільшення потужності кори шляхом впровадження матеріалу в її верхню частину (напр. офіолитова обдукція).

Неогей — пізній мегахрон тектонічного розвитку Землі тривалістю близько 1,6 млрд. років (пізній протерозой, що охоплює і фанерозой).

Неотектоніка (англ. — **neotectonics**) — розділ тектоніки, що вивчає тектонічні процеси, що проявляються в земній корі в неоген-четвертинний час.

Палеомагнетизм (англ. — **paleomagnetism**) — наука, що вивчає геомагнітне поле минулих геологічних епох, відбите в природній залишковій намагніченості гірських порід. У результаті палеомагнітних досліджень визначаються магнітні палеовектори й палеоширота прадавнього поля, що використовується при палеореконструкціях положення континентів (плит, блоків), виходячи з гіпотези природи магнітного поля Землі.

Палеомагнітний метод (англ. — **paleomagnetic method**) — метод дослідження геомагнітного поля минулих геологічних епох. Використовується для визначення горизонтальних зсувів блоків гірських порід за допомогою виміру в них залишкової намагніченості.

Пангея (англ. — **Pangaea**) — гіпотетичний суперконтинент, що поєднував у ранні геологічні епохи всі континентальні маси земної кулі.

Панталасса (англ. — **Pantalassa**) — гіпотетичний суперокеан, що поєднував у минулому всі океанські простори Землі.

Паравтохтон (англ. — **paraautochton**) — частина автохтона, що випробувала незначне переміщення (менш 10 км) тектонічним покривом, що рухається.

Переміщення плит абсолютні (англ. — **absolute plate motion**) — абсолютна величина переміщення літосферних плит відносно «гарячих точок», що вважаються нерухливими.

Платформа (англ. — **platform**; нім. — Plattform) — одна з головних структур континенту, що володіє двох'ярусною будовою (фундамент і платформний чохол); відносно стабільний сегмент континентальної кори, що випробовує повільні вертикальні (епейрогенічні) рухи.

Платформа древня — платформа з докембрійським (звичайно дорифейським) фундаментом. Син. *кратон*.

Платформа молода — платформа з епіпалеозойським (епігер-

цинським) фундаментом. Син. *плита* (2). Прим.: іноді виділяють молоді платформи з епірифейським фундаментом.

Плита (англ. — **plate**) — 1. Значна по площі частина платформи, у межах якої фундамент перекритий платформним чохлам. 2. Молода платформа (бажане вживання в комбінації із вказівкою віку - епіпалеозойська, епігерцинська й т.п. 3. Великий блок літосфери. Див. літосферная плита.

Плита літосферна (англ. — **plate of lithosphere**) — велика ділянка або блок літосфери, який поводитья як порівняно тверде тіло, здатне рухатися по астеносфері. Внутрішні деформації П.л. мають другорядне значення в порівнянні з горизонтальними переміщеннями щодо суміжних плит.

Плюм мантійний (англ. — **plume**) — вузький, що піднімається у твердому стані потік у мантії. Див. *мантійний струмінь*.

Плюм-тектоніка (англ. — **plume tectonics**) — Див. тектоніка гарячих полів. Близьк. *глибинна геодинаміка*.

Підніжжя континентальне (англ. — **continental rise**) — полого плато, що поринає від більш крутого континентального схилу до океанської абісальної рівнини.

Підняття куполоподібне (англ. — **dome-folded uplift**) — платформна позитивна структура площею від 200 до 10000 кв. км із поперечником у десятки км.

Покрив тектонічний (англ. — **nappe**) — 1. Горизонтальний, пологий або хвилясте велике насування з переміщенням до багатьох десятків або навіть сотень кілометрів. 2. Великий і в основному цільний пластиновидний аллохтонний тектонічний комплекс, що перемістився на значну відстань, звичайно більш ніж на 5 км, уздовж субгоризонтальної поверхні розриву. Син. *шарьяж*.

Полярність геомагнітного поля — напрямок магнітного поля Землі, яке в плинні окремих епох (не перевищуючих 100 тис. років) може змінюватися на протилежні за знаком.

Пояс зеленокам'яний (англ. — **greenstone belt**) — структурний елемент архейського кратона, складений інтенсивно складчастими та розлусленими, відносно слабо (зеленокам'янно) метаморфізо-

ванними, основними й ультраосновними вулканітами, і в меншій кількості, осадовими породами.

Пояс орогенний (англ. — **orogenic belt**) — Див. ороген. Син. *складчастий (складчасто-покривний) пояс*.

Пояс рухливий (англ. — **mobile belt**) — 1. Велике полосовидне в плані гірське складчасте спорудження, що виникло на місці геосинклінальної області. Син. *складчастий (складчасто-покривний) пояс*. 2. Елемент протерозойської структури, що обмежує архейський кратон.

Пояс складчато-покривний — див. ороген.

Призма аккреційна (англ. — **accretion prism**) — див. глибоководні ринви й острівні дуги.

Прогин міжгорський (англ. — **intermontane trough (trench)**) — прогин, накладений на гетерогенний фундамент і заповнений потужною товщею моласи, що й утворюється на орогенному етапі розвитку рухливого пояса.

Прогин передової (англ. — **foredeep**) — прогин, розташований у зоні зчленування платформ зі складчастою областю, що перетворюється в орогенний пояс. Заповнений моласою, яка частково є морською. Син. *крайовий прогин*.

Рівнина абісальна (англ. — **abyssal plain**) — елемент ложа океану. Розпадається на улоговини, що мають опукло-овальну форму з довгою віссю близько 1000 км і розділені підводними хребтами й височинами. Характерно: типово океанська кора, плавне збільшення в напрямку до континенту потужності літосфери з її удревленням, а також потужності чохла з появою більш прадавніх обривів.

Розлом (розрив) (англ. — **fault, fracture**) — структура, що виникає в результаті порушення сплошности шарів зі зсувами будь-якого характеру. Прим.: термін зазвичай застосовується до крутих і вертикальних структур.

Розлом глибинний, — розлом, що розвивається; тривалий час-розлом великої довжини, що розсікає земну кору або навіть літосферу. Прим.: у закордонній літературі аналогічне поняття відсутнє.

Розлом лістричний (англ. — **listric fault**) — розлом або тріщи-

на, закономірно виположуюча із глибиною. Р. л. — характерний структурний елемент земної кори, який бере участь у покривно-лускатій будові складчастих поясів і визначає горсто-грабену структуру континентальних і океанських рифтів.

Розлом трансформний (англ. — **transform fault**) — розлом здвигового типу, що перетинає серединно-океанічні хребти, по якому переміщуються сегменти літосферних плит.

Рифт (англ. — **rift**) — велика лінійна структура горизонтального розтягання земної кори, виражена в її верхній частині грабено-подібною западиною, обмеженою розломами скидного (рідше здвигового) типу, з якою зв'язана сейсмічна й магматична активність.

Рифт колізійний (англ. — **impactogen**) — рифтогена структура, що виникає в результаті зіткнення континентів, орієнтована, здебільшого, під більшими кутами до простягання складчастого пояса.

Рифтогенез (англ. — **rifting**) — процес утворення рифтів у результаті реалізації розтягувальних напруг. Син. *рифтинг*.

Рифтогенез активний (англ. — **active rifting**) — утворення рифта висхідним потоком, що зародився на глибині, мантійної речовини, яка піднімає й розсовує літосферу.

Рифтогенез континентальний (англ. — **continental rifting**) — процес утворення рифтів на континентальній корі.

Рифтогенез океанський (океанічний) (англ. — **oceanic rifting**) — процес утворення рифтів на серединно-океанічних хребтах, у задугових і міждугових басейнах.

Рифтогенез пасивний (англ. — **passive rifting**) — утворення рифта при бічному впливі зовнішніх сил на літосферну плиту, здатному створити локальне розтягання.

Рифтогенез розосереджений (англ. — **decentralized rifting**) — процес площинного розтягання земної кори з утворенням розосереджених рифтів, в основі яких лежить тектонотермальна переробка субстрату. Син. *ареальний рифтинг (рифтогенез)*.

Синеклиза (англ. — **synecclise**) — негативна структура на кон-

тинентальній платформі, що має розміри в десятки до сотні тисяч кв.км, центроклінальне полого (до 10°) падіння крил, що й утворюється в результаті повільного прогинання земної кори. Синеклизи можуть складатися з декількох западин, розділених зводами або сідлами.

Синклінорій (англ. — **synclinorium**) — складна структура синклінальної будови, що полягає з більш дрібних складок.

Синформа (англ. — **synform**) — синкліналеподібна складка, опукла донизу, вік порід у ядрі якої вірогідно не встановлений через неясність стратиграфічного розрізу. Термін звичайно застосовується до складонодеформованих товщ тектонічних покривів.

Система рифтова глобальна (англ. — **system of global rift**) — глобальна система серединно-океанічних хребтів, місцями зв'язаних між собою потрійними зчленуваннями, а місцями продовжуються у континентальні рифти. Досягає в довжину близько 60 тис. км.

Система зон субдукції (англ. — **subduction zone system**) — глобальна система, що охоплює зони субдукції периферії Тихого океану, Малих і Південних Антил, самостійну Зондську, а також ряд невеликих реліктових зон Середземного моря.

Складчастість (англ. — **orogeny**) — процес інтенсивної епізодичної незворотної деформації літосфери, у тому числі й у вузьких поясах на границях літосферних плит. Син. **орогенез**.

Схил континентальний (англ. — **continental slope**) — частина країни континенту, що простягається від зовнішнього краю шельфу до континентального підніжжя.

Спрединг (англ. — **sea-floor spreading**) — розбіжність літосферних плит від серединно-океанічного хребта розширення, що викликає, площі дна океану завдяки вступу нового магматичного матеріалу.

Спрединг задуговий (англ. — **back-arc spreading**) — процес спрединга в окраїнному морі.

Структура геологічна (тектонічна) (англ. — **texture, structure, fabric**) — 1. Просторове розташування й форма залягання гірських

порід, будова тієї або іншої ділянки в цілому. 2. Конкретні ділянки земної кори (блоки, складки, масиви й т.п.), що відрізняються від суміжних певною комбінацією складу й форм залягання гірських порід.

Структура луската (англ. — **imbricate structure**) — структура, що полягає з пачок гірських порід, укладених у вигляді пластин між численними приблизно паралельними, звичайно пологими поверхнями насувань.

Стикування (англ. — **docking**) — причленування террейна до кратону. Син. *аккреція, швартування*.

Субдукція (англ. — **subduction**) — підсув літосферної плити з океанською корою під край іншої плити, що відбувається під впливом сили, яка виникає внаслідок твердофазового переходу (еклогитизація) у плиті, що опускається, і (або) за рахунок сили тертя в результаті теплових гравітаційних плинів в астеносфері.

Субдукція активна (англ. — **active subduction**) субдукція, пов'язана із квазістаціонарним спредингом морського дна й підтримуюча підвищенням щільності (еклогитизацією) океанської кори при її охолодженні в міру збільшення віку.

Субдукція фронтальна (англ. — **front subduction**) — субдукція, що здійснюється в напрямку, перпендикулярному границі сходження плит.

Суперконтинент (англ. — **supercontinent**) — у тектоніці плит континент, який містить майже всю континентальну кору Землі. Вивчення історії переміщення континентів показало, що з періодичністю близько 600 млн років всі континентальні блоки збираються в єдиний блок, який потім розколюється.

Суперконтиненти давні (англ. — **ancient supercontinents**) — найбільші континенти, що поєднували всі континентальні маси на різних етапах тектонічного розвитку Землі. В.С. Хайн і Н.А. Божко розрізняють три суперконтиненти: Пангею 0 на рубежі архею й протерозою, Пангею 1 — на рубежі раннього й пізнього протерозою, пізньопалеозойську Пангею 2. По О.Г. Сорохтину й С.А. Ушакову виділяються Моногея (кінець архею, 2,6-2,4 млрд років тому),

Мегагея (кінець раннього протерозою, 1,8-1,7 млрд років тому), Мезогея (кінець середнього рифея, близько 1 млрд років тому), Пангея (пізній палеозой, близько 0,2 млрд років тому). У схемі В.Є. Хаїна та Н.А. Ясаманова фігурують шість суперконтинентів (у дужках зазначені інтервали їх існування в мільйонах років тому): Археогея (3660–3445), Прогея (3015–2800 = Пангея 0), Протогея (2370–2155), Мегагея (1725–1510 = Пангея1), Палеогея (1080–865), Пангея (435–220).

Суперплюм (англ. — **superplume**) — мантійний струмінь величезних розмірів. Вважається, що його діаметр порядку 100 км і утворюється плюм у гарячому граничному шарі з низькою в'язкістю, розташованому безпосередньо над сейсмічним розділом 660 км або близько границі ядро-мантія на глибині 2900 км.

Террейн (англ. — **terrane**) — був визначений як обмежений розломами блок кори, який зберіг геологічну інформацію, відмінну від суміжних груп пластів.

Тектогенез (англ. — **tectogenesis**) — сукупність тектонічних рухів і процесів, що приводять до деформацій земної кори, що й створюють її тектонічну структуру.

Тектоніка (англ. — **tectonics**) — розділ геології, що займається вивченням загальної будови верхньої частини земної кори: вивченням регіональних структур або форм деформації, їх взаємин, походження й історичного розвитку. Виділяють Т. регіональну, історичну, експериментальну, внутрішньоплитну, гарячих полів, плит, литосферних плит, малих плит, плюмів, тощо

Тектоніка внутрішньоплитна (англ. — **plate inside tectonics**) — прояв тектонічної й магматичної активності усередині литосферних плит.

Тектоніка плит двох'ярусна (англ. — **two-levelplate tectonics**) — синтез класичної тектоніки литосферних плит і концепції тектонічного розшарування літосфери. Розрізняють два яруси й два масштаби прояву тектоніки плит: літосферний і коровий. Літосферний ярус характеризує глобальні (у кілька тисяч кілометрів) переміщення літосферних плит з ковзанням їх по астеносферному

шару. Коровий ярус тектоніки плит характеризує регіональні (у десятки й сотні кілометрів) переміщення й деформації корових мікроплит і блоків з ковзанням по внутрішньолітосферним або коровим астеносшарам — хвилеводам.

Тектоніка гарячих полів (англ. — **plume tectonics**) — розділ геодинаміки, предметом якого є процеси в нижній мантії, пов'язані з висхідними потоками й (або) мантійними струменями, які генеруються на границі ядро-мантія й трансформуються на границі нижня - верхня мантія. Син. *тектоніка плюмів*.

Тектоніка літосферних плит (англ. — **plate tectonics**) — тектонічна парадигма, яка пояснює тектонічну й сейсмічну активність у верхній оболонці Землі взаємодією літосферних плит, що розсоваються внаслідок спрединга в сторони від серединно-океанічних хребтів, які піддвигуються одна під іншу в результаті субдукції або, що зустрічаються при колізії. Син. *тектоніка плит*.

Тектоніка соляна (англ. — **salt tectonics**) — вивчення будови й механізму впровадження соляних куполів.

Тектоніти (англ. — **tectonites**) — всі роздроблені, розсланцовані й перетерті породи (від брекчій до милонітів) розривні зсуви, що супроводжують рух у розломних зонах.

Тектоносфера (англ. — **tectonosphere**) — 1. Геосфера, що полягає з літосфери й астеносфери, що є головною областю прояву тектонічних процесів. 2. Геосфера, яка може розглядатися як єдина плита, що деформується дисгармонійно стосовно астеносфери. Близьк.: тектосфера, літосфера.

Тектонофізика (англ. — **tectonophysics**) — 1. Науковий напрям, що включає фізичне й математичне моделювання різних тектонічних структур і деформацій; 2. Галузь геофізики, що займається вивченням сил, які викликають тектонічні рухи в земній корі і її деформації.

Томографія сейсмічна (англ. — **seismic tomography**) — новий метод у сейсмології, що полягає в комп'ютерному аналізі проходження сейсмічних хвиль від багатьох тисяч землетрусів крізь усю товщу мантії аж до границі ядра, що й виявляє тривимірну

структуру середовища.

Точка (пляма) гаряча (англ. — **hot spot**) — область у межах литосферної плити, розташована над мантийним струменем, що й характеризується підвищеним геотермічним потоком і зміною потужності земної кори і, як правило, виливами лужних базальтових магм на поверхню.

Точка (пляма) холодна (англ. — **cold spot**) — область аномально низьких значень теплового потоку.

Траппи (англ. — **trap**) — комплекс ефузивних і гіпабісальних магматичних порід основного складу, продукти внутрішньоплитного магматизма, розвинені в платформних областях, іноді займаючи величезні площі. В середині плит відбуваються грандіозні виливи розплавів, які на континентах формують траппи, а в океанах океанічні плато. Особливість цього типу магматизму в тому, що він відбувається за короткий у геологічному сенсі час — близько декількох мільйонів років, але захоплює величезні площі (десятки тисяч км²); при цьому виливається колосальний обсяг базальтів, порівнюваний з їх кількістю, що кристалізується в серединно-океанічних хребтах.

Трог (англ. — **trough**) — див. грабен, западина.

Улоговина (англ. — **basin, trough, depression, cavity**) — опущена (прогнута) ділянка земної кори, звичайно ізометричний і заповнений осадовими або іншими відкладеннями.

Улоговина міжгірська (англ. — **intermontane basin (trough)**) — западина, що виникає при орогенезу в межах консолідованої складчастої області. Син. *Міжгірський прогин*.

Уніформізм (англ. — **uniformitarianism**) — доктрина, згідно з якою діючі в цей час геологічні процеси діяли в такий же спосіб і з такою ж інтенсивністю протягом усього геологічного часу.

Фаза тектонічна (складчастості) (англ. — **phase tectonic**) — короткочасне (3–5 млн. років) прискорення тектонічних рухів, складкоутворення й, у цілому, ендегенної активності, зафіксоване кутовими незгодами.

Фази інверсії — відносно швидкі в геологічному масштабі часу

зміни спадних рухів земної кори на висхідні або зміни місцями магнітних полюсів Землі.

Фіксизм — сукупність тектонічних гіпотез, що базуються на теорії про незмінний взаєморозташування континентів і їх основних тектонічних елементів щодо мантиї, що підстилає, у ході історії Землі, що й домінує ролі вертикальних рухів.

Флексура (англ. — **flexure, monoclinal flexure, monoclinal fold, monocline**) — ділянка більш крутого залягання шарів у монокліналі або вигин, подібний сходи́нці, на тлі горизонтального залягання шарів.

Фліш (англ. — **flysch**) — потужна товща уламкових морських відкладів ритмічно-шаруватої будови, обумовленої багаторазовим чередуванням малопотужних пачок з конгломератами, пісковиками й алевролітами в їхніх нижніх частинах; глинами, мергелями й вапняками — у верхніх; осадки мулистого потоку, що відклалися на морському дні. Формується в самих різних геодинамічних обстановках. Син. *турбідити*.

Фундамент (англ. — **basement**) — великий комплекс порід, з незгодою, що перекривається породами чохла або більш молодими відкладами орогена, що відрізняються від нього стилем тектоніки, меншим метаморфізмом і деформаціями.

Фундамент кристалічний (англ. — **basement crystalline**) — складчастий фундамент прадавньої платформи (або пасивної окраїни континенту), складений метаморфічними й магматичними породами, як правило, докембрійського (або навіть дорифейського) віку.

Хребет асейсмічний (англ. — **aseismic ridge**) — хребет на океанському дні, складений вулканічними товщами, що виникли в результаті дії «гарячої точки», яка послідовно «пропалювала» плиту, що рухається над нею. Х.а. включає серію вулканічних апаратів центрального типу. Характерна закономірна зміна віку виливів по простяганню хребтів. Склад лав відповідає лужним (близько 5%) і толеїтовим (більш 90%) базальтам.

Хребет океанський (англ. — **oceanic ridge**) — лінійно витяг-

нута топографічна височина на дні океанських басейнів. Морфологічно виділяються спредингові (океанський-океанські-серединно-океанські), хребти вулканічних островів (асейсмічні хребти), хребти острівних дуг.

Хребет (підняття) срединно-океанський (англ. — **mid-oceanic ridge**) — найбільша позитивна форма рельєфу океанського дна, що характеризується центральною рифтовою долиною, сейсмічною й вулканічною активністю. Висота над рівнем дна становить 1–3 км, ширина до 1500 км, загальна довжина досягає 60 тис. км. Розчленований трансформними розломами на окремі сегменти. Є границею літосферних плит; у їхніх межах утворюється нова океанічна кора.

Цикл Уїлсона (англ. — **Wilson cycle**) — схема розвитку океанських басейнів, що включає стадії: 1) континентального рифтогенеза (ембріональна — континентальна кора розколюється над мантийним струменем); 2) ранню (юності — два континенти вже розділені морем); 3) зрілу (зрілості — подальше розсування й утворення океану); 4) вгасання (занепаду — початок скорочення океану); 5) заключну (кінцеву — зближення континентів і утворення гірських ланцюгів); 6) реліктову (з'єднання континентів, утворення реліктового рубця — геосутури).

Чохол платформений (англ. — **platform cover**) — товща слабо порушених осадових порід, що перекривають кристалічний фундамент платформи.

Шельф континентальний (англ. — **shelf**) — частина континенту, затоплена морем (океаном) і розташована між берегом і континентальним схилом до глибин близько 200 м.

Щит (англ. — **shield**) — велика область виходу на поверхню порід кристалічного фундаменту платформи, що випробовує досить стійку тенденцію до підняття.

Ядро (англ. — **core of the Earth**) — внутрішня геосфера Землі, розташована нижче границі Вихерта-Гутенберга на глибині 2900 км. Ядро розділяється на зовнішнє й внутрішнє ядро границею Булларда на глибині 5100 км.

Навчальне видання

ГЕОТЕКТОНІКА

Чепіжко Олександр Валентинович

Конспект лекцій
для студентів геолого-географічного факультету
спеціальності 7.070701 (Геологія)

Редактор
Верстка О. І. Карлічук

Підп. до друку 24.04.2012. Формат 60x84/8.
Гарн. Таймс. Умов.-друк. арк.8,4.Тираж 100 прим.
Зам. № 450.

Видавець і виготовлювач
Одеський національний університет
ім. І. І. Мечникова
Свідоцтво ДК № 4215 від 22.11.2011 р.

65082, м. Одеса, вул. Єлісаветинська, 12, Україна
Тел.: (048) 723 28 39. E-mail: druk@onu.edu.ua