

ПЕРМСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ

Е. А. Кузнецова

ГЕОТЕКТОНИКА

ДЛЯ СТУДЕНТОВ
ЗАОЧНОЙ ФОРМЫ ОБУЧЕНИЯ



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Е. А. Кузнецова

ГЕОТЕКТОНИКА
ДЛЯ СТУДЕНТОВ ЗАОЧНОЙ ФОРМЫ ОБУЧЕНИЯ

*Допущено методическим советом
Пермского государственного национального
исследовательского университета в качестве
учебного пособия для студентов, обучающихся
по направлению подготовки бакалавров
«Геология»*



Пермь 2022

УДК 551.24
ББК 26.32
К89

Кузнецова Е. А.

К89 Геотектоника для студентов заочной формы обучения [Электронный ресурс] : учебно-методическое пособие / Е. А. Кузнецова ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Электронные данные. – Пермь, 2022. – 8,14 Мб ; 96 с. – Режим доступа: <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/uchebnie-posobiya/Kuznecova-Geotektonika-Dlya-Studentov-Zaochnoj-Formy-Obucheniya.pdf>. – Заглавие с экрана.

ISBN 978-5-7944-3869-7

Учебно-методическое пособие содержит теоретические материалы, задания и методические рекомендации для выполнения лабораторных работ по дисциплине «Геотектоника». Издание предназначено студентам заочной формы обучения геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета, обучающимся по направлению подготовки бакалавров «Геология», а также для всех, кто интересуется данной темой.

УДК 551.24
ББК 26.32

*Издается по решению ученого совета геологического факультета
Пермского государственного национального исследовательского университета*

Рецензенты: АО «КамНИИКИГС» АО «Росгеология» (советник департамента геологии и нефтегазоносности, канд. геол.-мин. наук, доцент **Ю. А. Яковлев**);

начальник отдела нефтегазоносности Волго-Урала АО «КамНИИКИГС», канд. геол.-мин. наук **Н. Е. Соснин**

ISBN 978-5-7944-3869-7

© Кузнецова Е. А., 2022
© ПГНИУ, 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ.....	5
Методы изучения	5
Модели строения Земли.....	7
Строение и состав Земли	13
Лабораторная работа № 1	26
ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ	30
Лабораторная работа № 2	42
СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ	47
Тектонические движения на дивергентных границах. Рифтогенез	48
Тектонические движения на конвергентных границах.....	53
Внутриплитные тектонические процессы	62
СТРОЕНИЕ ГЛАВНЫХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ	64
Строение океанов.....	64
Строение континентов	73
Строение континентальных окраин	85
Лабораторная работа № 3	89
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	90
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	92
Приложение.....	94

ВВЕДЕНИЕ

Геотектоника – раздел геологии, предметом изучения которого являются строение Земли и формирующие его тектонические движения.

Так как геотектоника является лишь разделом геологии, а собственно геологические методы исследования (геологическое картирование и бурение) позволяют непосредственно изучать лишь земную кору и самую верхнюю часть мантии, правильнее дать следующее определение геотектоники.

Геотектоника – раздел геологии, наука о строении, движениях и деформациях литосферы и её развитии в связи с развитием Земли в целом. Литосфера включает в себя земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть мантии.

Но главные источники тектонических движений и деформаций находятся не в самой литосфере, а в более глубоких недрах Земли, прежде всего, в непосредственно подстилающем литосферу более пластичном и подвижном слое верхней мантии – астеносфере. В связи с этим литосферу и астеносферу нередко объединяют в одно понятие тектоносферы (или тектосферы), как главной области проявления тектонических процессов.

Геотектоника – наука о тектоносфере.

Однако источники тектонических движений и деформаций часто лежат еще глубже, в них вовлечены вся мантия и даже ядро, поэтому область интересов геотектоники распространяется на Землю в целом.

Настоящее учебно-методическое пособие содержит краткое изложение теоретического материала, а также задания и методические пояснения к лабораторным занятиям по дисциплине «Геотектоника» для заочного отделения геологического факультета. Последовательность изложения материала соответствует учебному плану и утвержденному учебно-методическому комплексу. При необходимости студент может самостоятельно освоить ту или иную тему, опираясь на пояснения к ней.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Методы изучения

Существуют две главные группы методов изучения состава и строения земной коры и верхней мантии – геофизические и геологические (полевые наблюдения и бурение скважин).

Важная роль в изучении строения Земли принадлежит геофизическим методам. Сейсмостратиграфия позволяет изучать строение осадочного чехла. Для исследования строения земной коры в целом широко применяется глубинное сейсмическое зондирование. Мантию же позволяет изучать сейсмотомография (см. рис. 1). Установить положение кровли астеносферы помогает магнитотеллурическое зондирование.

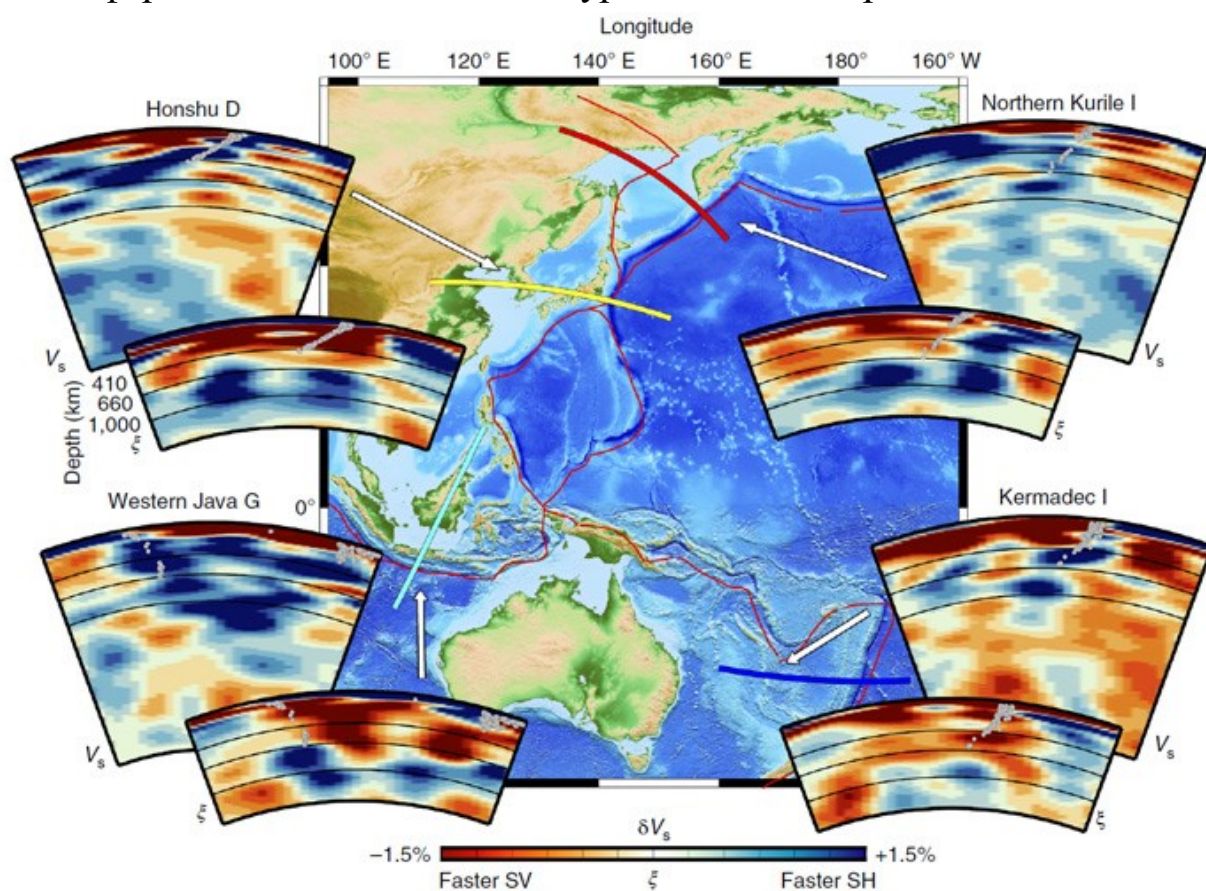


Рис. 1. Сейсмографические разрезы по четырем профилям в окраинных частях Тихоокеанского бассейна (Ana M. G. Ferreira etc., 2019). Для каждого профиля на верхней врезке показан разрез от поверхности до границы нижней мантии и ядра (глубиной 2900 км); цветом (в соответствии со шкалой внизу) показано отклонение δV_s (в процентах) скорости поперечных волн от средних для данной глубины: красным обозначены «медленные» (более горячие) зоны мантии, синим – «быстрые» (более холодные). На нижних врезках показаны разрезы до глубины 1400 км; цвет обозначает радиальную анизотропию: красный – зоны более быстрых SV-волн, синий – зоны более быстрых SH-волн. Серыми пятнами показаны субдуцирующие плиты

Научные сведения о составе и особенно физическом состоянии континентальной коры на больших глубинах получены с помощью бурения глубоких и сверхглубоких скважин. Прежде всего, Кольской сверхглубокой скважины на севере Мурманской обл. в 10 км от г. Заполярного, бурение которой началось в 1970 г. Её проектная глубина составляла 15 км. В 1991 г. бурение было прекращено на глубине 12 261 м. Кольская скважина до сих пор является самой глубокой, но не самой длинной, в мире. В рамках программы комплексных глубинных исследований недр России было пробурено 13 глубоких и сверхглубоких скважин (в России – 9, в Украине – 2, в Казахстане – 2). Параллельно бурение сверхглубоких скважин осуществлялось в США (скважина Берта Роджерс, глубиной 9583 м), а в Германии несколько позже была пробурена скважина КТБ-Оберпфальц в Баварии глубиной 9101 м. Кроме указанных ранее стран сверхглубокие скважины также пробурены в Австрии, Швеции, Катаре и других странах.

Строение и состав океанской коры были освещены бурением более чем 1250 скважин в Мировом океане. Глубоководным бурением особенно подробно изучен осадочный чехол океанов.

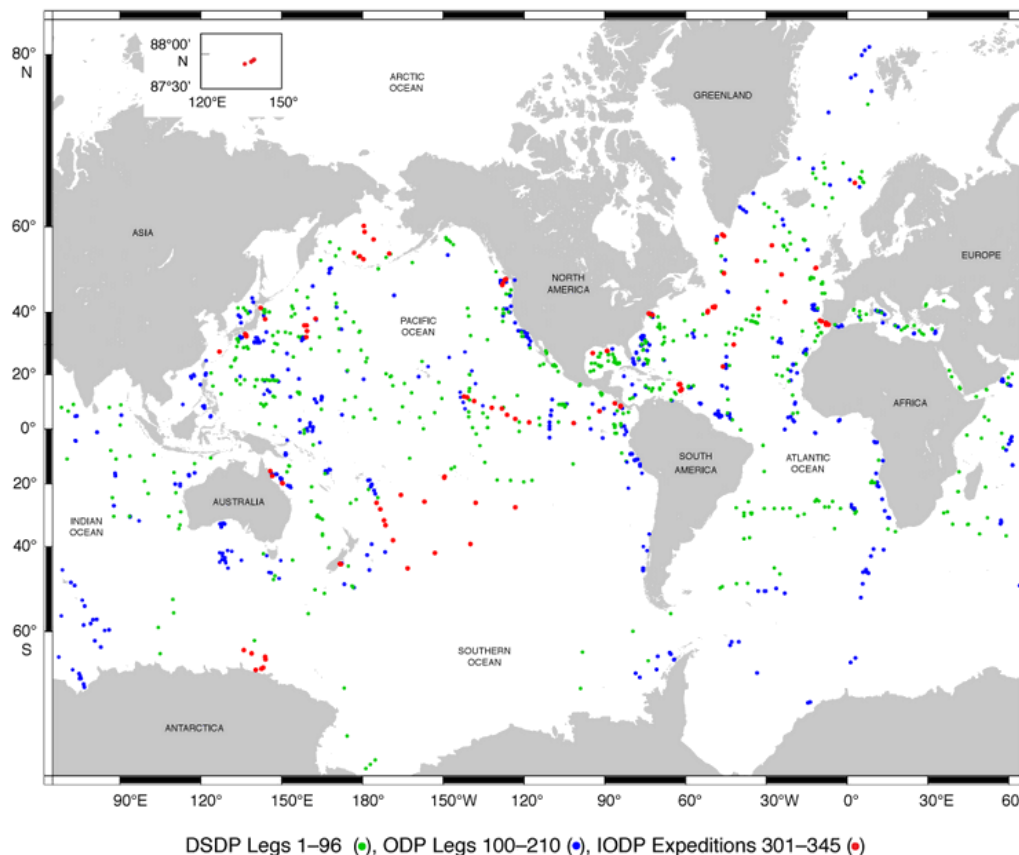


Рис. 2. Карта точек бурения в океанах
(по данным International Ocean Discovery Program)

Модели строения Земли

Из множества моделей строения Земли рассмотрим важнейшие.

1. Однородная модель – это одна из первых и простейших моделей планеты. Она исходит из того, что плотность земных недр с глубиной практически не меняется и составляет $5,52 \text{ г/см}^3$, что соответствует средней плотности Земли. В соответствии с однородной моделью ускорение силы тяжести должно изменяться по линейному закону, уменьшаясь от своего максимального значения на поверхности до нуля в центре.

Давление же должно возрастать от нуля на поверхности до максимальных значений в центре.

На самом деле ускорение силы тяжести падает значительно слабее, а давление нарастает сильнее. Все это говорит о том, что в реальной Земле наблюдается существенная концентрация массы к центру, а сама однородная модель не является удовлетворительным приближением к истине.

2. Сейсмическая модель Джеффриса-Гутенберга – одна из первых реальных моделей, названа в честь английского ученого Г. Джеффриса и американского геофизика Б. Гутенберга. Была построена в 30-х гг. прошлого века и оставалась неизменной до конца 60-х гг. XX в.

Данная модель, как и ряд последующих, составлена на основании скоростей распространения сейсмических волн (рис. 4). Сейсмические волны – волны, переносящие энергию упругих колебаний в горных породах. Источником сейсмической волны могут быть сейсмическое явление, взрыв, вибрация, удар, любое воздействие на горные породы, вызывающие в них появление упругих колебаний.

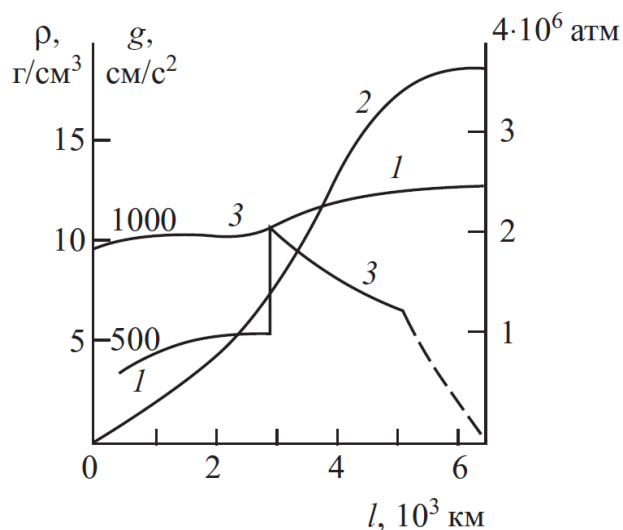


Рис. 3. Распределение плотности, давления и ускорения силы тяжести внутри Земли (В.Н. Жарков, 2013)
1 – плотность ρ , *2* – давление p , *3* – ускорение силы тяжести g ; справа – шкала давления p

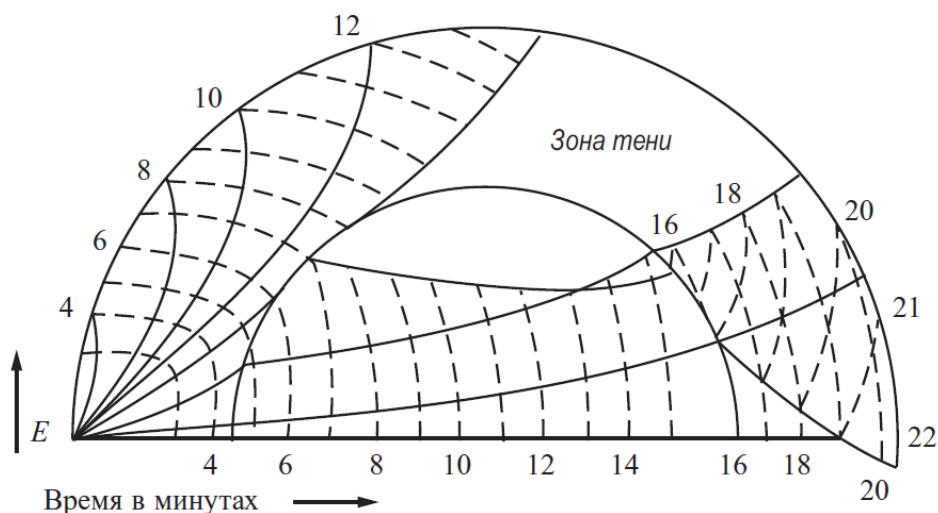


Рис. 4. Пути P -волн, время их распространения в недрах Земли. Сечение Земли показывает пути сейсмических P -волн, излучаемых из очага землетрясения, расположенного непосредственно под эпицентром (точка E); прерывистые линии (изохроны) указывают время прихода P -волн в различные точки земной поверхности (в мин.) P -волны не регистрируются в обширной зоне тени, что обусловлено преломлением этих волн на границе мантия – ядро

Последние делятся на объемные и поверхностные. Объемные волны бывают двух типов – продольные и поперечные. Продольные волны – это упругие волны сжатия, а поперечные волны – упругие волны сдвига. Распространение объемных волн в упругой Земле подобно распространению световых лучей в оптических средах.

Продольные и поперечные сейсмические волны, в отличие от поверхностных волн, распространяющихся вдоль земной поверхности, пронизывают весь объем (все тело) нашей планеты. Они в буквальном смысле слова просвечивают нашу планету и, подобно рентгеновскому анализу, позволяют выявить внутреннее строение Земли без непосредственного проникновения в её недра. Скорость продольных волн в 1,7 раза больше, чем скорость поперечных волн. Соответственно они регистрируются на сейсмограммах раньше и называются первичными, или волнами P , поперечные волны именуется вторичными (волны S).

По модели Джеффриса-Гутенберга (рис. 5) недра Земли делятся на три основные оболочки: земную кору, мантию и ядро. При этом плотность Земли не является функцией глубины, она меняется скачкообразно на границах раздела. Особенности изменения скоростей волн с глубиной связаны с изменением структуры земных пород. При переходе от земной коры (граниты, базальты) к мантии (ультраосновные породы) скорости возрас-

тают. Увеличение скоростей при приближении к ядру связано с наличием фазовых переходов минералов в более плотные кристаллические модификации. Падение скорости продольных волн при переходе из мантии в ядро указывает на то, что внешняя часть ядра жидкая, а плавное возрастание скоростей волн связано с нарастанием давления к центру Земли. Во внутреннем ядре скорость продольных волн не изменяется, так как давление к центру растёт незначительно. Поперечные волны отсутствуют, так как среда является жидкой.

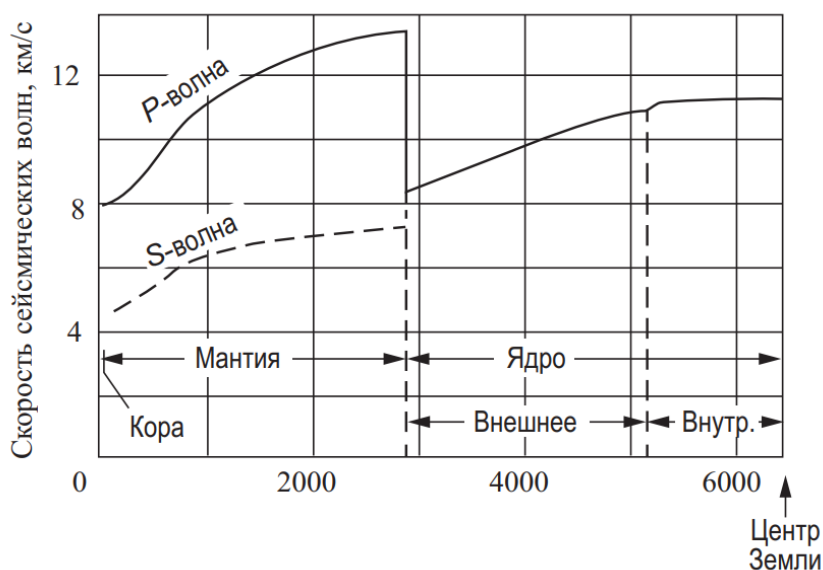


Рис. 5. Классическая сейсмическая модель Земли Джеффриса-Гутенберга (скорости волн P и S внутри Земли)

3. Сейсмическая модель К.Е. Буллена была предложена в начале 40-х гг. XX в. австралийским сейсмологом К.Е. Булленом. Согласно этой модели Земля разделялась на зоны, которые обозначались буквами (рис. 6): А — земная кора, В — верхняя мантия в интервале глубин 33–400 км, С — переходная зона — 400–1000 км, D — нижняя мантия — 1000–2900 км, E — внешнее ядро — 2900–4980 км, F — переходная зона — 4980–5120 км и G — внутреннее ядро — 5120–6370 км. Позднее зону D он разделил на зоны D' (1000–2700 км) и D'' (2700–2900 км). В настоящее время модель значительно видоизменена и лишь слой D'' используется достаточно широко. Тем не менее, модель Буллена послужила надежным фундаментом для всех самых современных моделей.

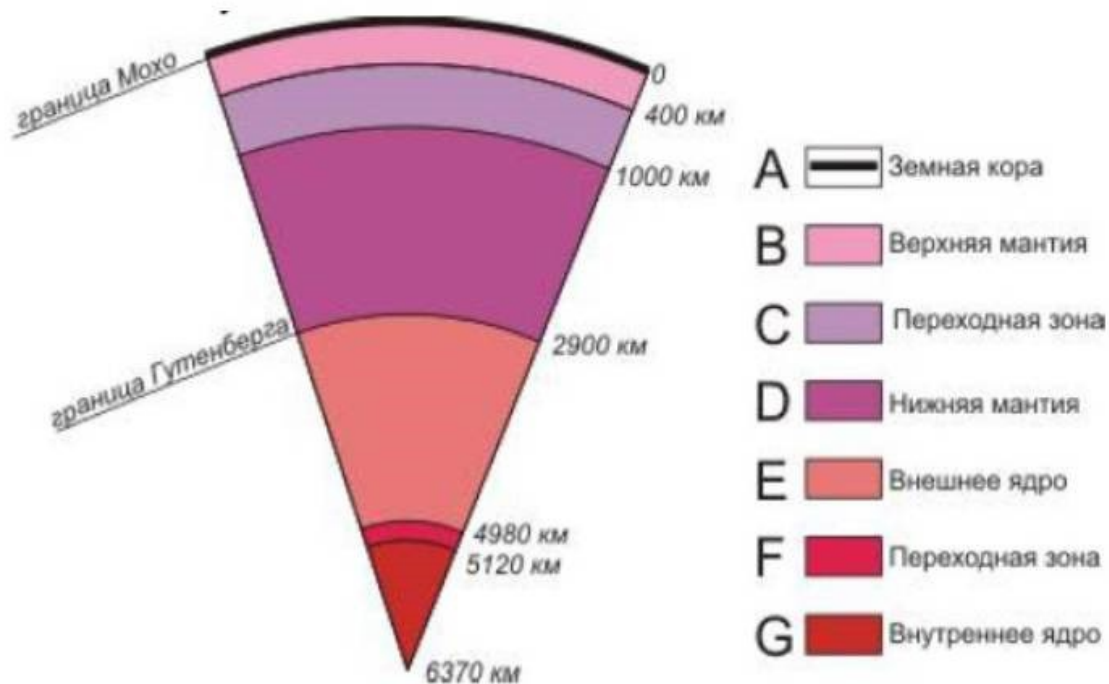


Рис. 6. Схема глубинного строения Земли (К.Е. Буллен)

Неравномерное распределение землетрясений и сейсмических станций на поверхности Земли и слабое её покрытие приёмниками – основные причины того, что информация о большей части земных недр в 40-60-х гг. прошлого столетия оставалась неизвестной. В начале 60-х гг. прошлого века была установлена мировая сеть сейсмометров WWSSN (Worldwide Standardized Seismographic Network). По мере накопления новых данных постепенно уточнялось строение глубинных сфер Земли и детализировалось строение верхних оболочек (рис. 7). В результате, в конце 70-х гг. прошлого столетия появилось новое поколение реальных моделей Земли:

4. Параметрические модели Земли – PEM (рис. 8, 9).

5. Одномерная скоростная модель (глобальная сферически симметричная сейсмическая модель – IASP91 (рис. 10).

6. Модель АК 135.

7. Модель Ю.М. Пущаровского и другие.

Дальнейшее изучение внутреннего строения Земли обусловлено ещё большей детализацией. В основе современных моделей нового поколения лежат данные сейсмотомографии, на основании которых построены глобальные сейсмотомографические карты для различных уровней земного шара, отражающие сейсмическую неоднородность недр.



Рис. 7. Одна из первых современных реальных моделей мантии Земли (построена по данным сейсмологии и результатам лабораторных исследований при высоких давлениях)

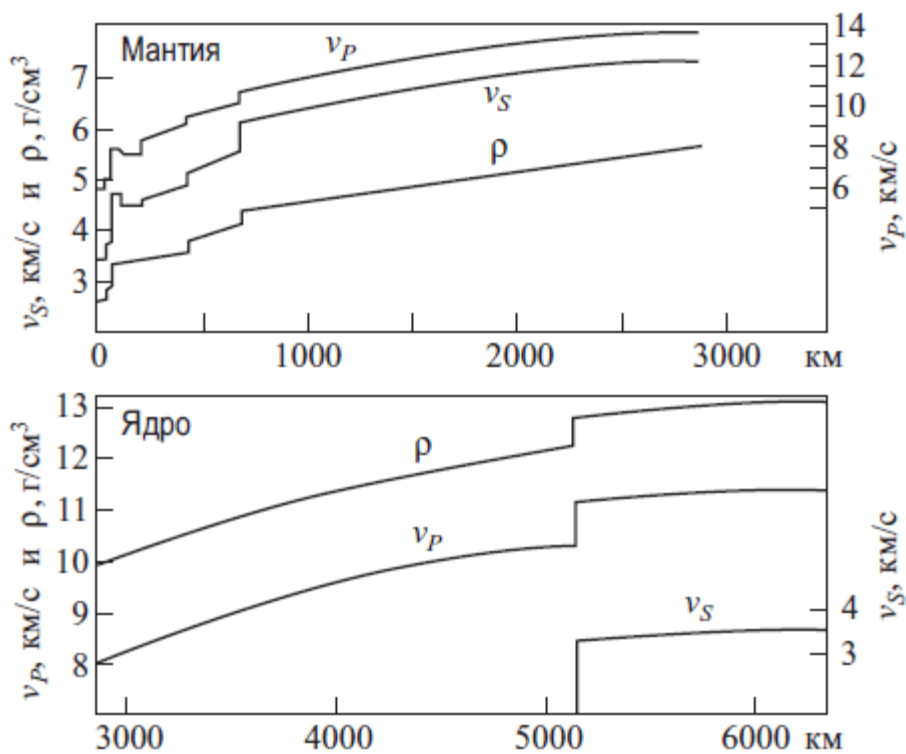


Рис. 8. Модель Земли РЕМ-С (континентальная)

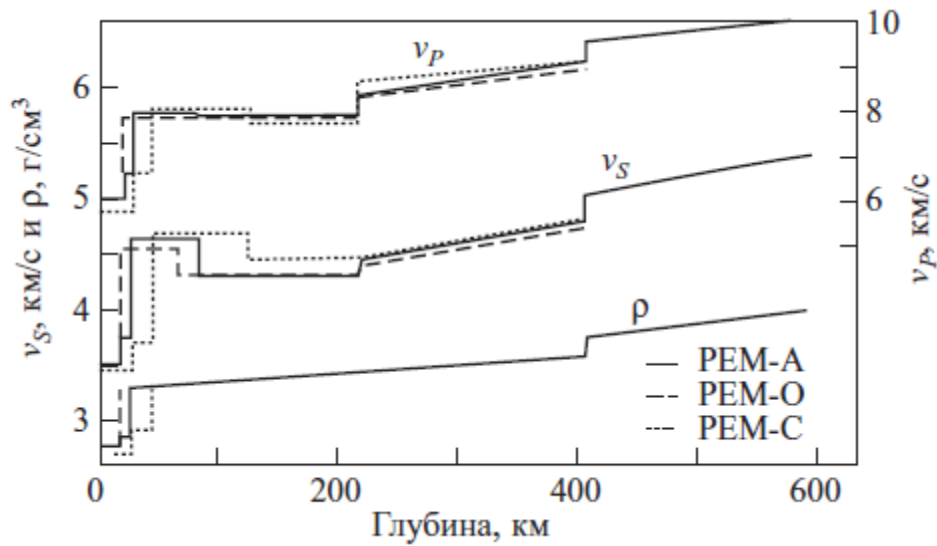


Рис. 9. Модели верхней мантии PEM-C – континентальная, PEM-O – океаническая и PEM-A – средняя Земля (для глубин, больших 420 км, параметры для моделей одинаковы)

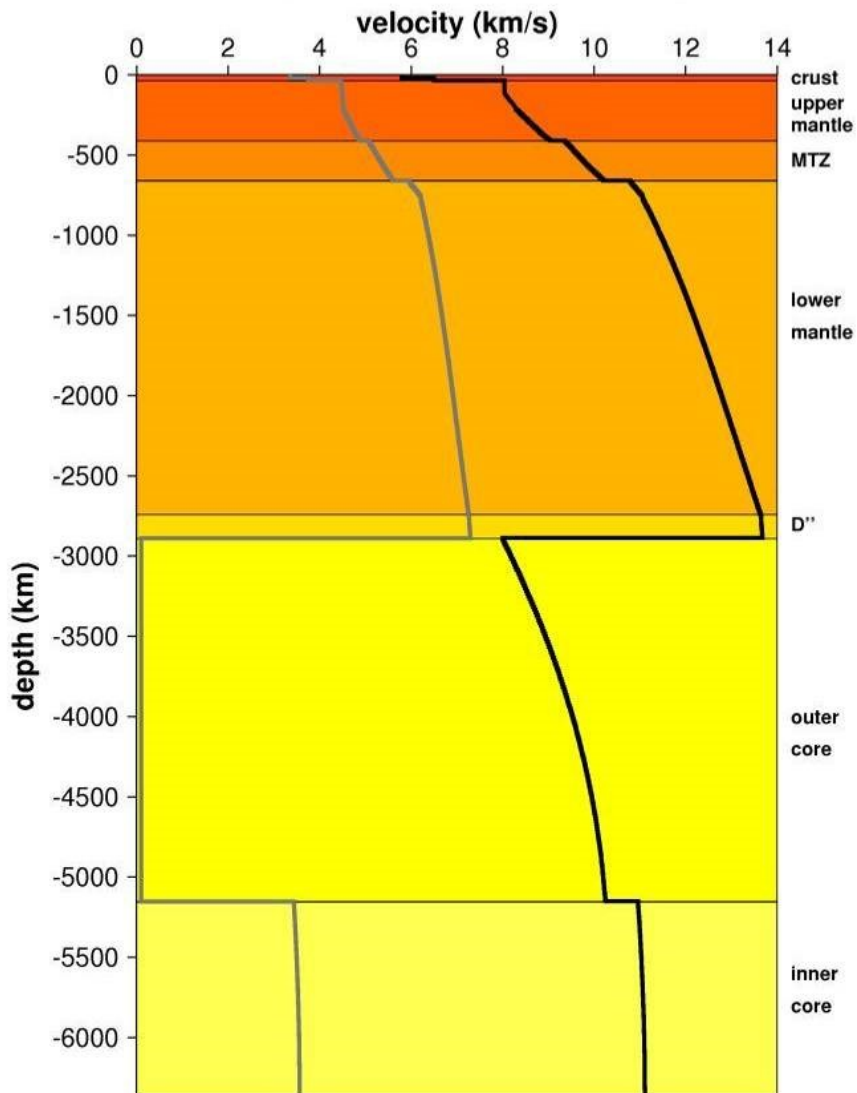


Рис. 10. Глобальная сферически симметричная сейсмическая модель – IASP91

Строение и состав Земли

Перейдем к более подробному описанию трех основных оболочек твердой Земли – земной коры, мантии и ядра (рис. 11, 12).

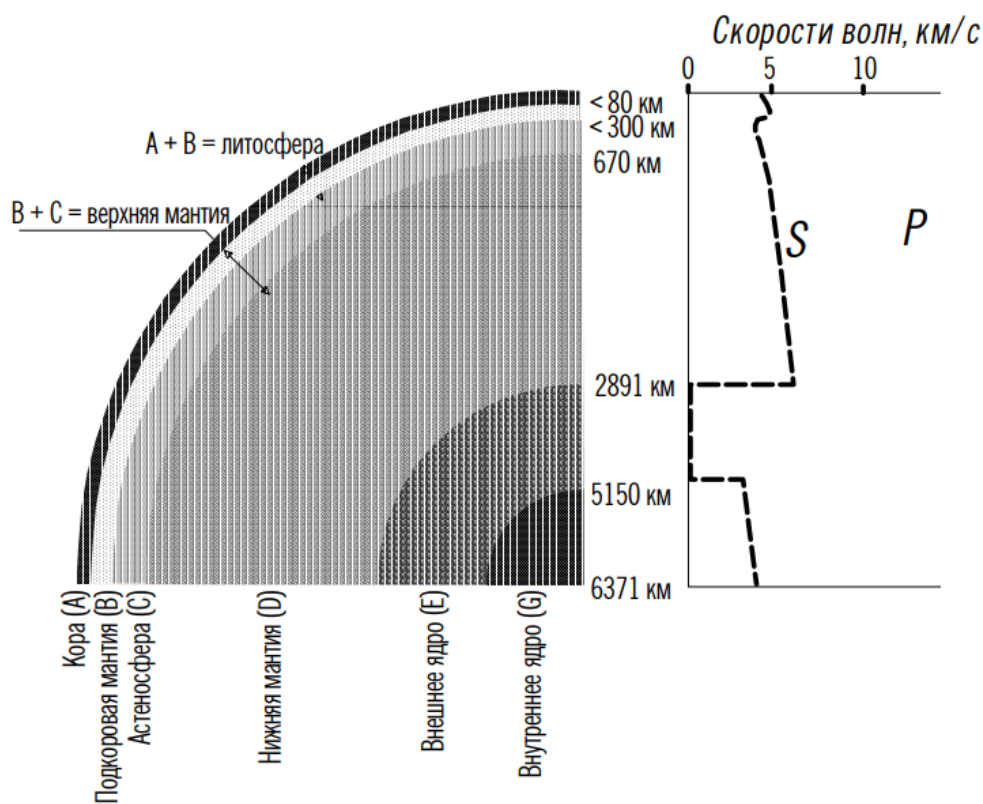


Рис. 11. Оболочки твердой земли (С.В. Аглонов, 2001)

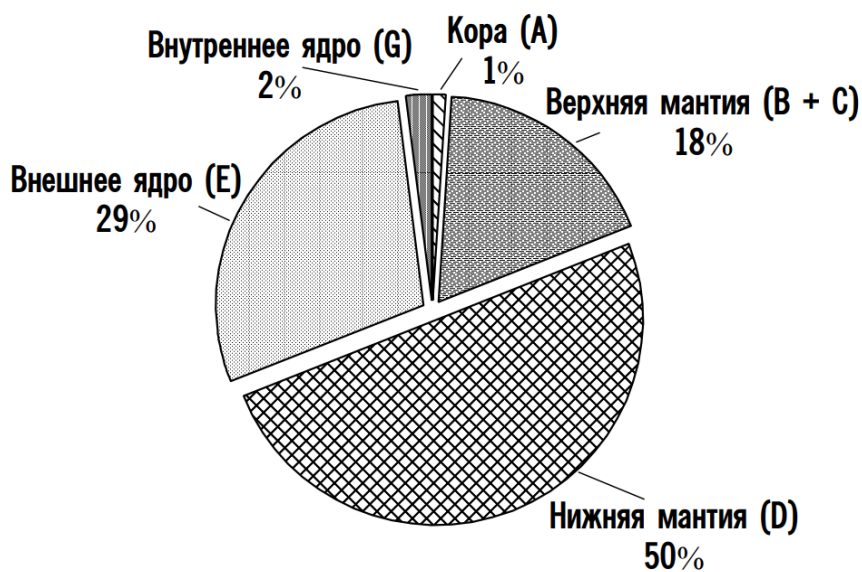


Рис. 12. Массы основных оболочек твердой Земли (С.В. Аглонов, 2001)

Земная кора

Земная кора составляет самую верхнюю оболочку твердой Земли. Она покрывает нашу планету почти сплошным слоем, изменяя свою мощность от 0 на некоторых участках срединно-океанских хребтов и океанских разломов до 70–75 км под высокими горными сооружениями Анд, Гималаев и Тибета (рис. 13).

Состав и строение коры очень различны под континентами и под океанами (рис. 14), что позволило выделить два её главных типа, но имеются и промежуточные.

Океанская кора занимает 56 % земной поверхности, мощность обычно не превышает 5–6 км и возрастает лишь к подножию континентов. Она развита в пределах ложа океанов, в глубоководных котловинах окраинных морей (Японское море, Южно-Охотская (Курильская) котловина Охотского моря, Филиппинское, Карибское).

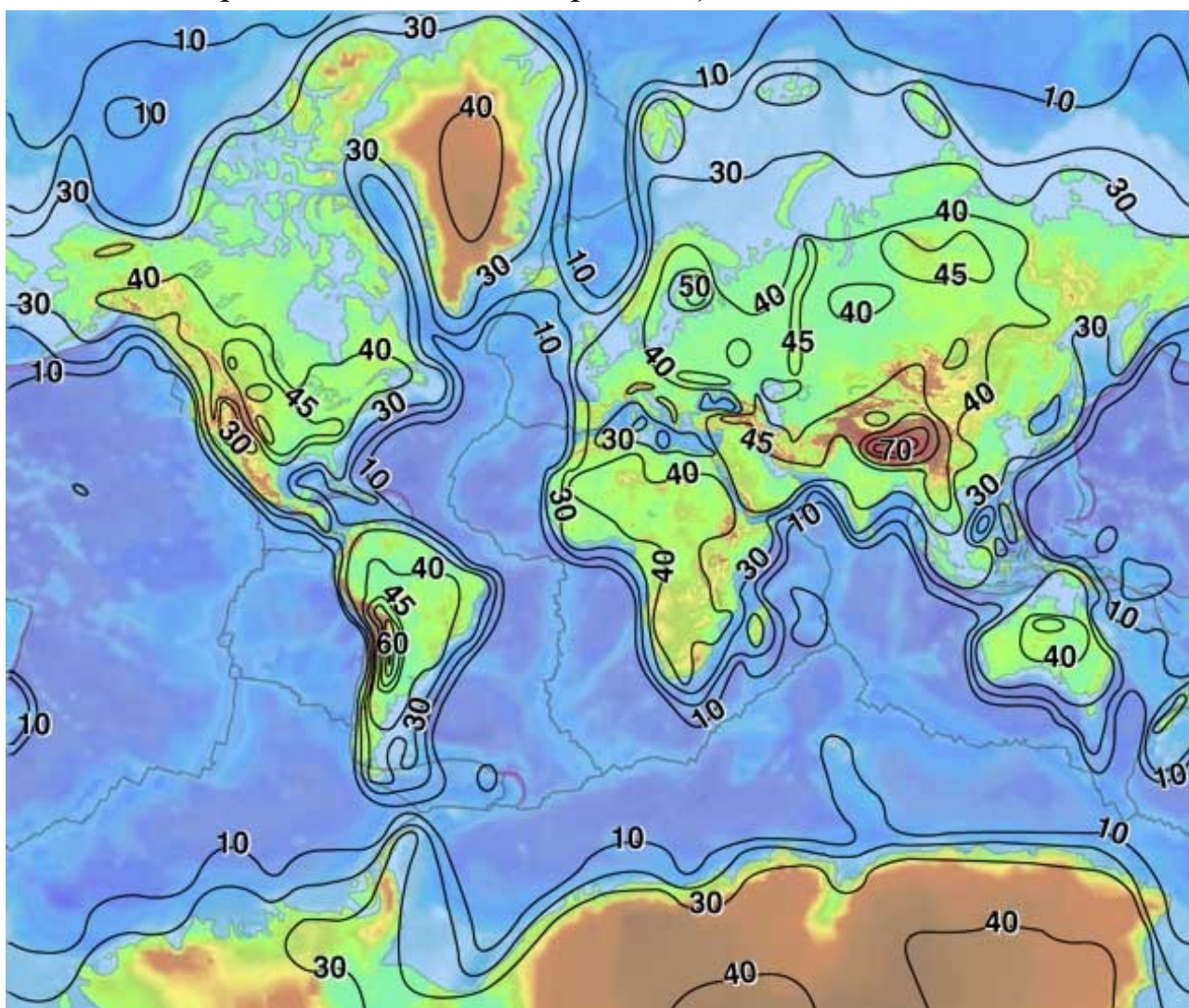


Рис. 13. Карта изменения мощности земной коры (по данным USGS)

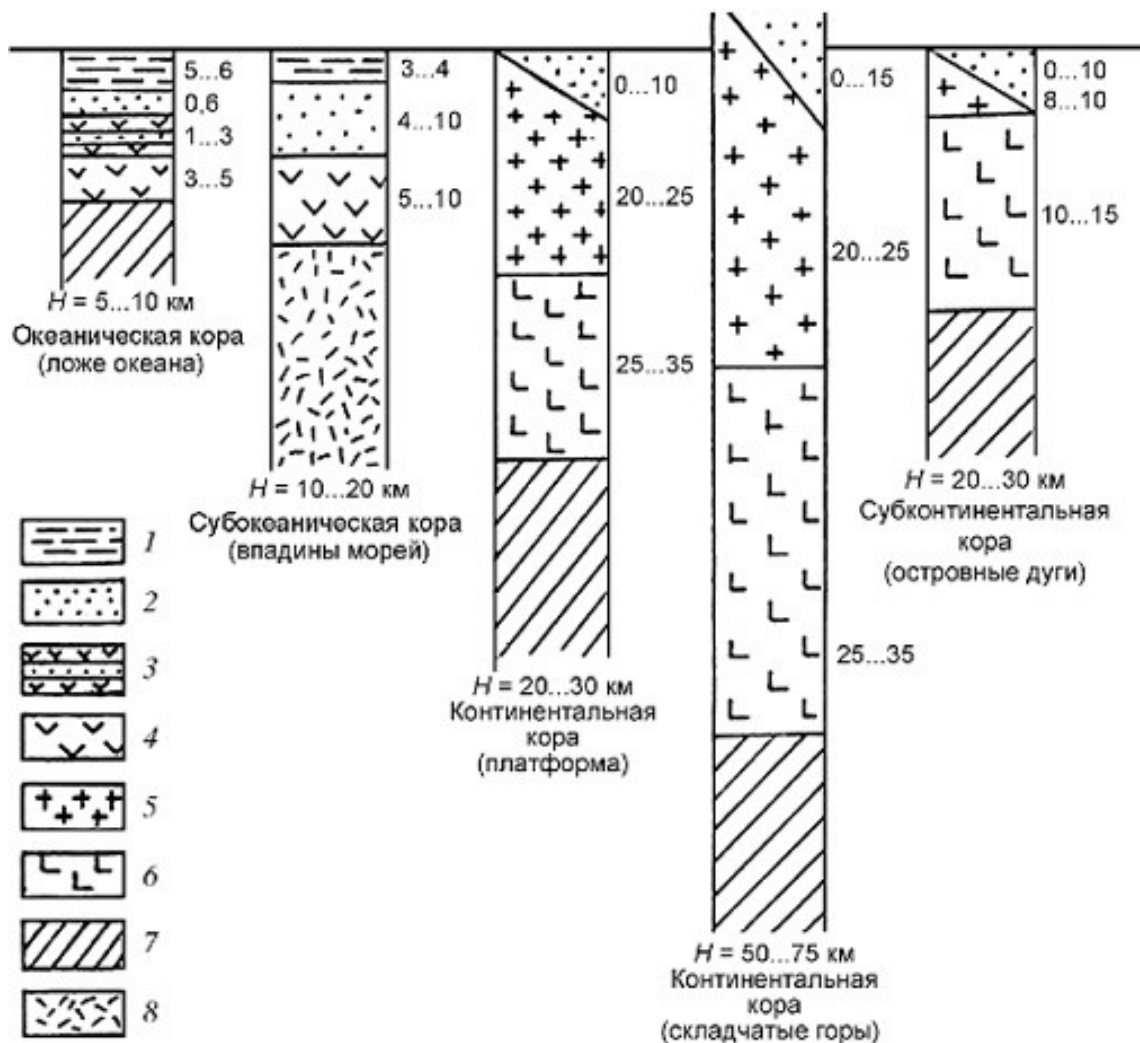


Рис. 14. Типы земной коры:

- 1 – вода; 2 – осадочный слой; 3 – переслаивание осадочных пород и базальтов;
 4 – базальты и кристаллические ультраосновные породы;
 5 – гранитно-метаморфический слой; 6 – гранулитово-базитовый слой;
 7 – нормальная мантия; 8 – разуплотненная мантия

В её строении достаточно отчетливо выделяются три слоя.

Первый (осадочный) слой мощностью не более 1 км – в центральной части океанов, вплоть до полного отсутствия местами в осевых зонах СО-Хов, и до 10–15 км – на периферии океанов, близ континентальных подножий. Сложен глинистыми, кремнистыми и карбонатными глубоководными пелагическими осадками. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесенного с суши; это так называемые гемипелагические осадки. Скорость распространения продольных сейсмических волн в 1-м слое 2,0–5,0 км/с. Возраст осадков этого слоя не превышает 180 млн лет (рис. 15).

Второй слой в своей основной верхней части сложен базальтами с редкими и тонкими прослоями пелагических осадков; базальты эти нередко обладают характерной подушечной в поперечном сечении отдельностью (пиллоу-лавы), но встречаются и покровы массивных базальтов. В нижней части 2-го слоя развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность 2-го слоя 1,5–2 км, а скорость продольных сейсмических волн 4,5–5,5 км/с. Мощность 1–3 км.

Третий слой океанской коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и подчиненно ультраосновного составов. В его верхней части развиты породы типа габбро, а ниже – «полосчатый комплекс», состоящий из чередования габбро и ультраосновных горных пород. Мощность 3-го слоя 3–5 км. Скорость продольных волн в этом слое достигает 6,0–7,5 км/с.

Полные разрезы океанской коры и верхов мантии наблюдались в Атлантике французской и советской экспедициями в стенках разломов.

Считается, что породы 2-го и 3-го слоев образовались примерно одновременно с породами 1-го слоя. Однако в некоторых и, возможно, не столь уж редких случаях базальты 2-го слоя залегают с перерывом на породах 3-го слоя; это особенно характерно для древних аналогов океанской коры.

Ранее упоминалось, что возраст коры современных океанов (и окраинных морей) не превышает 180 млн лет. Однако в пределах складчатых поясов континентов встречается более древняя, вплоть до раннедокембрийской, кора океанского типа (рис. 16), представленная так называемыми офиолитовыми комплексами (или просто офиолитами). Офиолиты – это характерная «триада» пород, обычно встречающихся вместе в центральных зонах складчатых систем, а именно серпентинизированных ультраосновных пород, габбро, базальтов и радиоларитов, океанская кора геологического прошлого.

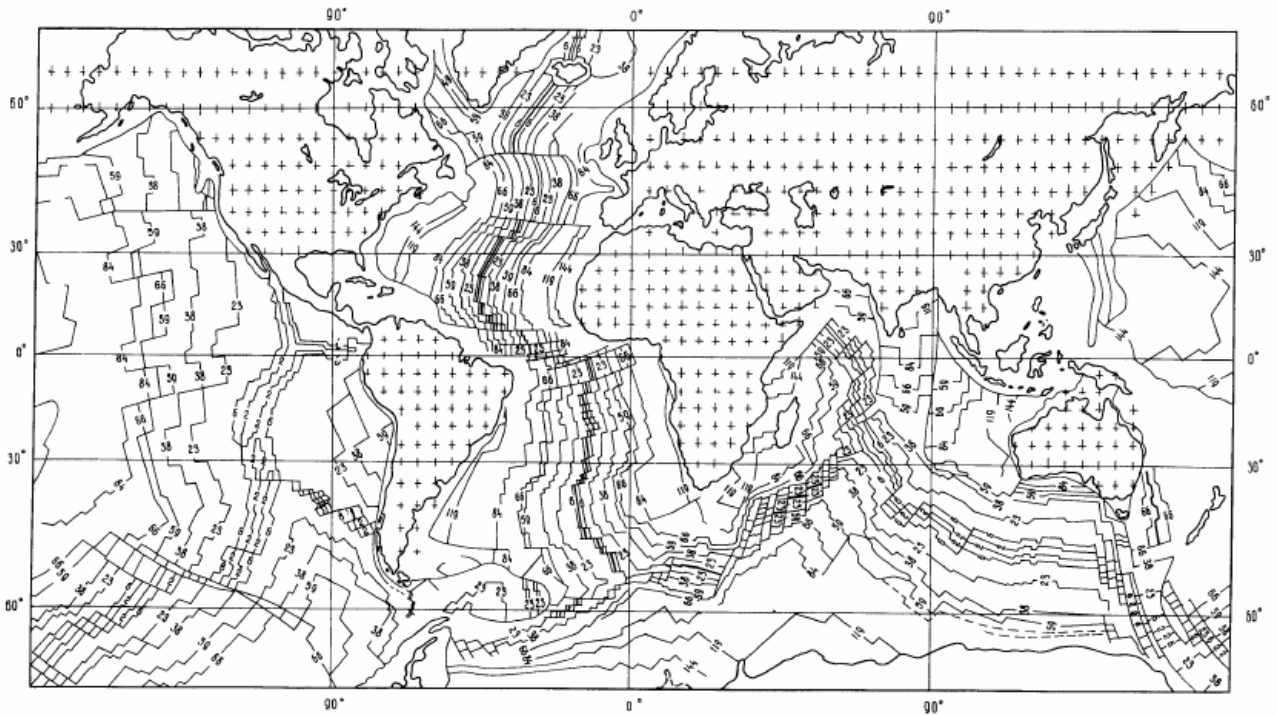


Рис. 15. Возраст океанской коры (О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, 2002)

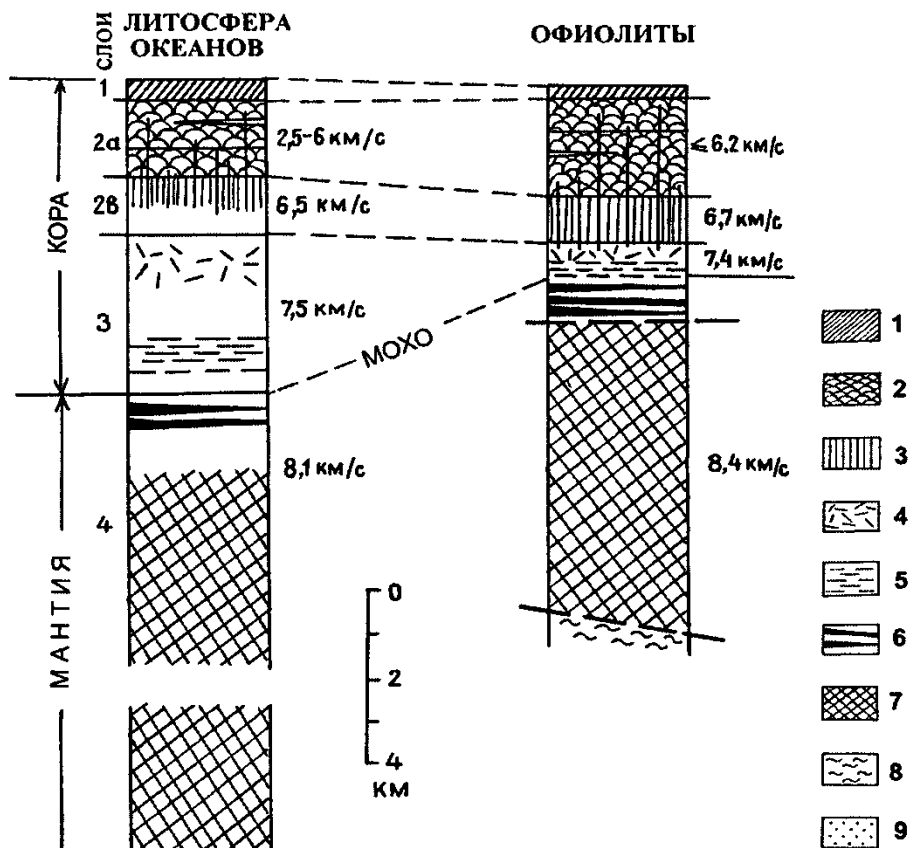


Рис. 16. Разрез литосферы океанов в сравнении с усредненным разрезом офиолитовых аллохтонов (В.Е. Хаин, 2012):

- 1 – пелагические осадки; 2 – излившиеся базальты; 3 – комплекс параллельных даек (долериты); 4 – верхние (нерасслоенные) габброиды и габбро-долериты;
- 5, 6 – расслоенный комплекс; 5 – габброиды, 6 – ультраосновные породы;
- 7 – тектонизированные перидотиты; 8 – базальтовый метаморфический ореол;
- 9 – базальтовая магма

Некоторые исследователи выделяют в качестве особых типов еще две разновидности океанской коры: 1) утолщенная до 25–30 км океанская кора внутренних поднятий океана (Исландия и др.) и 2) кора океанского типа, «надстроенная» мощным, до 15–20 км, осадочным чехлом (Прикаспийская впадина и др.).

Континентальная кора распространена не только в пределах собственно континентов, т.е. суши, за возможным исключением наиболее глубоких впадин, но и в пределах шельфовых зон континентальных окраин и отдельных участков внутри океанских бассейнов – микроконтинентов. Общая площадь развития континентальной коры меньше, чем океанской, и составляет 41 % земной поверхности.

Средняя мощность континентальной коры 35–40 км; она уменьшается к окраинам континентов и в пределах микроконтинентов и возрастает под горными сооружениями до 70–75 км.

В общем, континентальная кора, так же как и океанская, имеет трехслойное строение, но состав слоев, особенно двух нижних, существенно отличается от наблюдаемых в океанской коре.

Осадочный слой обычно именуется осадочным чехлом. Его мощность изменяется от нуля на щитах и менее крупных поднятиях фундамента платформ и осевых зон складчатых сооружений до 10 и даже 20 км во впадинах платформ, передовых и межгорных прогибах горных поясов (рис. 17).

В состав осадочного слоя входят различные осадочные породы преимущественно континентального или мелководного морского, реже глубоководного происхождения, а также редкие покровы и силлы основных магматических пород, образующие трапповые поля.

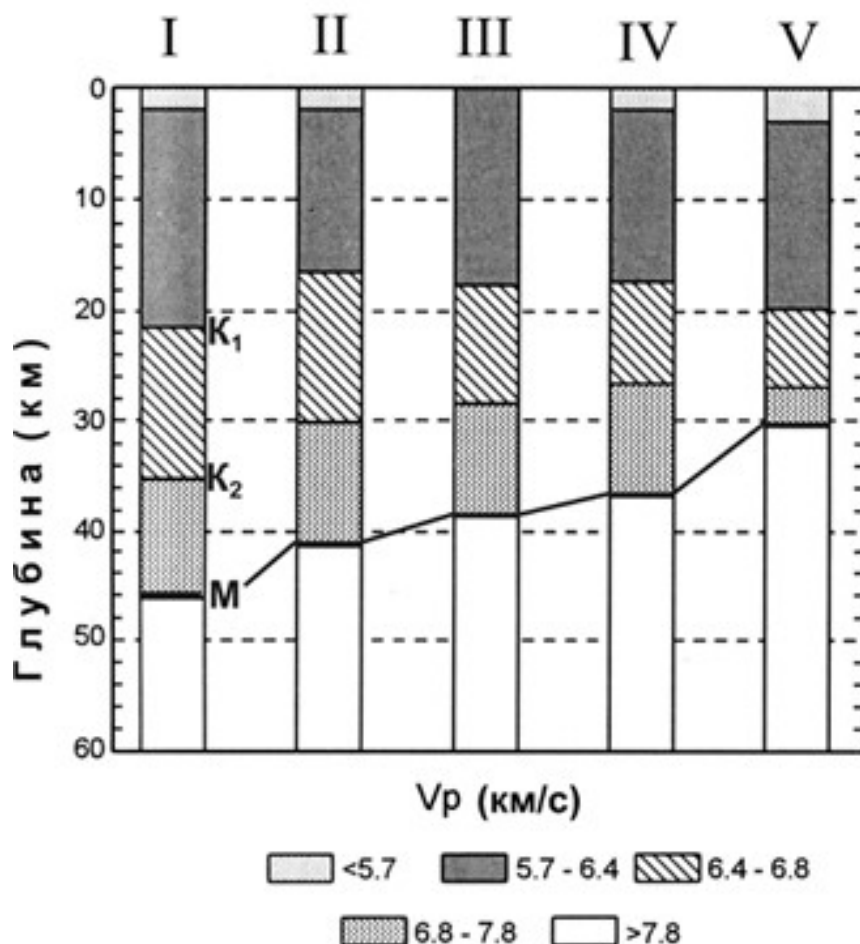


Рис. 17. Структура и мощность континентальной коры (В.Е. Хаин, 2012).

Основные типы разреза по сейсмическим данным: I–II – древние платформы (I – щиты, II – синеклизы), III – шельфы, IV – молодые орогены. K1, K2 – поверхности Конрада, M – поверхность Мохоровичича, скорости указаны для продольных волн

Скорость продольных волн в осадочном слое составляет 2,0–5,0 км/с с максимумом для карбонатных пород. Возрастной диапазон пород осадочного чехла – до 1,7 млрд лет, т.е. на порядок выше, чем возрастной диапазон осадочного слоя современных океанов.

Верхний слой консолидированной коры выступает на дневную поверхность на щитах и массивах платформ и в осевых зонах складчатых сооружений; он вскрыт на глубину 12 км в Кольской скважине. Состав этого слоя в пределах древних платформ: различные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и граниты, в связи с чем он нередко именуется гранитогнейсовым. Скорость продольных волн в нем составляет 6,0–6,5 км/с.

В фундаменте молодых платформ, имеющих рифейско-палеозойский или даже мезозойский возраст, а частично и во внутренних зонах молодых складчатых сооружений этот же слой сложен менее метаморфи-

зованными (зеленосланцевая фация вместо амфиболитовой) породами и содержит меньше гранитов, поэтому здесь его часто называют гранитно-метаморфическим слоем, а типичные скорости продольных волн в нем – 5,5–6,0 км/с.

Мощность данного слоя коры достигает 15–20 км на платформах и 25–30 км в горных сооружениях; поэтому попытки достигнуть бурением его подошвы оказались безуспешными.

Первоначально предполагалось, что между 2 и 3 слоями существует четкая сейсмическая граница – граница Конрада. Бурение поставило под сомнение существование такой четкой границы; иногда вместо неё сейсмика обнаруживает в коре две границы (рис. 17).

Состав пород, слагающих нижний слой консолидированной коры недостаточно известен, так как скважинами она не достигнута, а на поверхности обнажается фрагментарно. Исходя из общих соображений сделан вывод, что в нижней коре должны преобладать породы, находящиеся на более высокой ступени метаморфизма и более основного состава, чем в верхней коре. Поэтому этот слой коры назван гранулит-базитовым. Скорость продольных волн в нижней коре 6,4–7,7 км/с, мощность 25–35 км.

На сегодняшний день большинство геофизиков различают верхнюю и нижнюю кору по другому признаку – по их отличным реологическим свойствам: верхняя кора – жесткая и хрупкая, нижняя – пластичная. На многих сейсмических профилях через фундамент платформ нижняя кора характеризуется наличием многочисленных параллельных отражающих площадок, которые рядом исследователей интерпретируют как пластовые внедрения основных магматических пород. Если это так, то лишним раз подтверждается наименование данного слоя коры как гранулит-базитового.

Между двумя крайними типами земной коры (океанским и континентальным) существуют переходные типы (3 % в сумме).

Субокеанская кора развита вдоль континентальных склонов и подножий и, возможно, подстилает дно котловин некоторых не очень глубоких и широких окраинных и внутренних морей. Это утоненная до 15–20 км и пронизанная дайками и силлами основных магматических пород континентальная кора.

Субконтинентальная кора образуется в том случае, когда океанская кора в энсиматических вулканических дугах превращается в континентальную, но еще не достигает полной «зрелости», обладая пониженной, менее 25 км, мощностью и более низкой степенью консолидированности, что отражается в пониженных скоростях сейсмических волн – не более 5,0–5,5 км/с в низах коры.

Мантия и ядро Земли

Граница между корой и мантией, обычно сейсмически достаточно четко выраженная скачком скоростей продольных волн от 7,5–7,7 до 7,9–8,2 км/с, известна как поверхность Мохоровичича (или просто Мохо и даже М), по имени установившего её хорватского геофизика.

Обычно граница Мохо в океанах несет следы сильной тектонизации, т.е. вдоль неё происходят значительные подвижки и даже срывы коры относительно мантии.

Выходы верхней мантии можно наблюдать местами на суше в составе низов офиолитовых комплексов. Их мощность в Омане достигает 8 км, а в Папуа-Новой Гвинее, возможно, – даже 12 км. Сложены они перидотитами.

На континентах поверхность Мохо недоступна непосредственному изучению. Исследование включений в лавах и кимберлитах из трубок показывает, что и под континентами верхняя мантия в основном сложена перидотитами, причем как здесь, так и под океанами в верхней части это – шпинелевые перидотиты, а ниже – гранатовые. Но в континентальной мантии, по тем же данным, кроме перидотитов в подчиненном количестве присутствуют эклогиты, т.е. глубокометаморфизованные основные породы.

Средний первичный состав мантии должен быть близок к гипотетической смеси перидотита и базальта в пропорции 3:1, названной пиролитом.

Скорость продольных волн в верхней мантии возрастает до 9 км/с, но в астеносфере наблюдается понижение скоростей сейсмических волн.

На глубине около 400 км начинается быстрое возрастание скорости сейсмических волн; отсюда до 670–700 км простирается слой Голицына, названный так в честь русского сейсмолога Б.Б. Голицына. Его выделяют еще в качестве средней мантии, или мезосферы – переходной зоны между верхней и нижней мантией. Возрастание скоростей упругих колебаний в слое Голицына объясняется увеличением плотности вещества мантии примерно на 10 % (рис. 18) в связи с переходом одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов: оливина в шпинель, пироксена в гранат. Скорость распространения продольных волн здесь достигает 11,4 км/с. в недрах Земли (С.В. Аплонов, 2001)

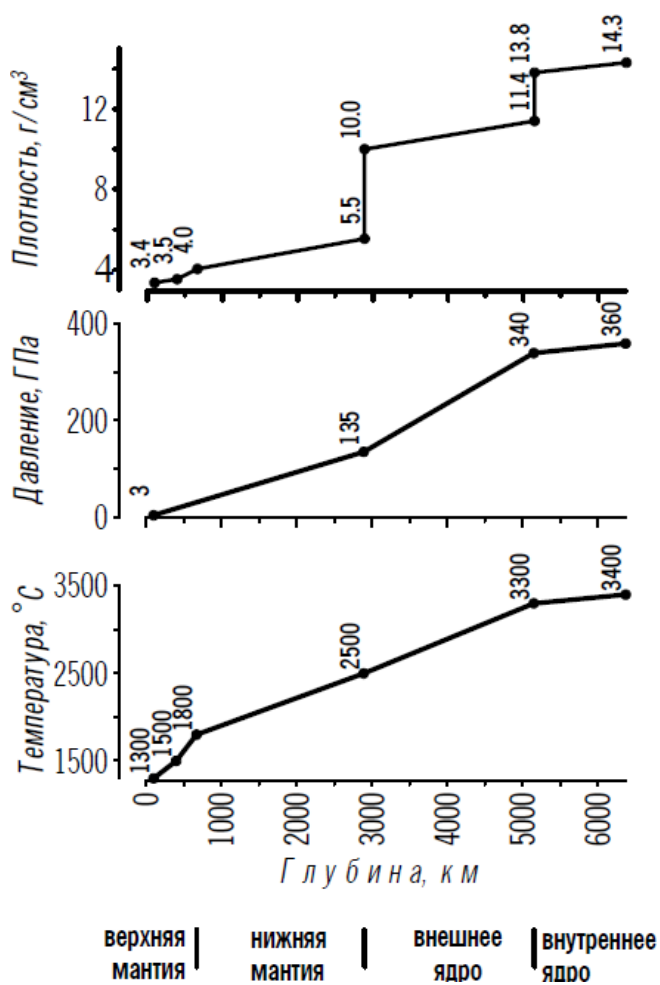


Рис. 18. Изменение физических параметров

Нижняя мантия, которая начинается с глубины порядка 670 км, должна быть сложена продуктами дальнейшего изменения минералов, слагающих среднюю мантию. Вероятно некоторое изменение её химического состава, т.е. увеличения отношения Fe/Mg. В основании нижней мантии скорость продольных волн достигает 13,6 км/с.

На границе мантии и ядра выделяется переходный слой мощностью до 300 км.

Ядро Земли в своей внешней части, по данным сейсмологии, является жидким, а внутреннее – снова твердым. Конвекция во внешнем ядре генерирует главное магнитное поле Земли. Состав ядра подавляющим большинством геофизиков принимается железным. По экспериментальным данным приходится допустить некоторую примесь никеля, а также серы либо кислорода, либо кремния, чтобы объяснить пониженную плотность ядра по сравнению с определенной для чистого железа. Внешнее

ядро характеризуется скоростями продольных волн от 8,1 до 10,4 км/с, а внутреннее ядро – до 11,3 км/с.

Литосфера и астеносфера

Литосфера и астеносфера – понятия чисто физические, вернее, геологические. Исходным основанием для выделения астеносферы – ослабленной, пластичной оболочки, подстилающей более жесткую и хрупкую литосферу – была необходимость объяснения факта изостатической уравновешенности коры, обнаруженного при измерениях силы тяжести у подножия горных сооружений.

Изостазия – общее стремление земной коры к уравновешенности за счет мантии.

Предложены 2 способа осуществления изостазии (рис. 19). Первый (автор Дж. Эри) заключается в том, что изостазия обеспечивается вариациями мощности земной коры, и нижняя поверхность последней обладает рельефом, обратным рельефу земной поверхности. Таким образом формируются «корни гор». Второй способ (по Дж. Пратту) выражается в том, что участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а участки пониженного – более плотными.

Уравновешенность континентов и океанов достигается комбинацией обоих механизмов – кора под океанами и много тоньше, и заметно плотнее, чем под континентами.

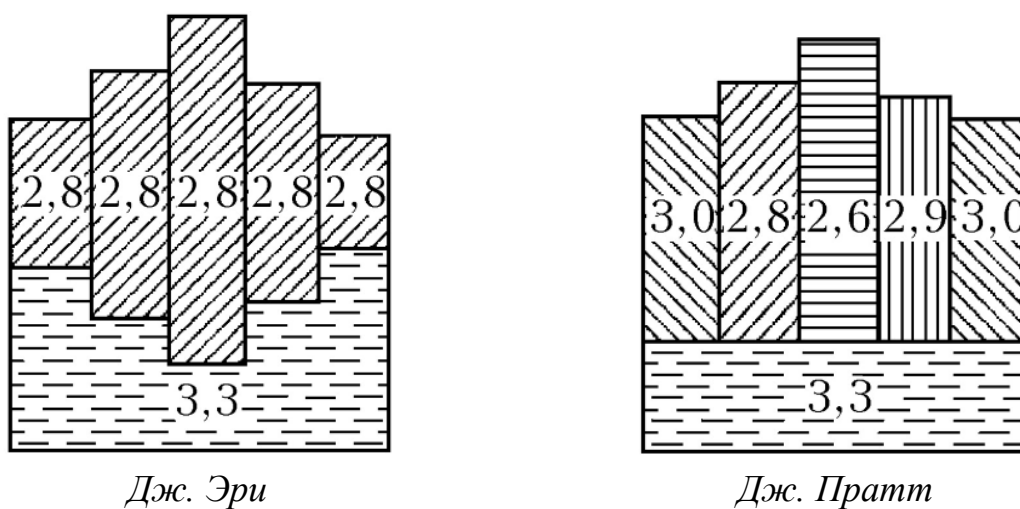


Рис. 19. Способы осуществления изостазии

Гравиметрические исследования показали, что большая часть поверхности Земли находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию. Действие изостазии наглядно проявляется в том, что под тяжестью ледниковых покровов, достигающих 4-километровой мощности, поверхность коры в пределах Антарктиды и Гренландии испытала значительное прогибание, опустившись на больших участках ниже уровня океана. Напротив, Скандинавия и Канада, освободившись сравнительно недавно от ледникового панциря, испытывают поднятие, на порядок превышающее по скорости то поднятие, которое они испытывали до наступления ледникового периода.

Для существования изостазии необходимо, чтобы под корой существовал достаточно пластичный слой, способный к перетеканию из областей повышенного геостатического давления в области пониженного давления – астеносфера, что означает «слабая оболочка». При магнитотеллурическом зондировании астеносфера проявляет себя как зона понижения электрического сопротивления, повышенных затуханий сейсмических волн (рис. 20), пониженной по сравнению с литосферой вязкости.

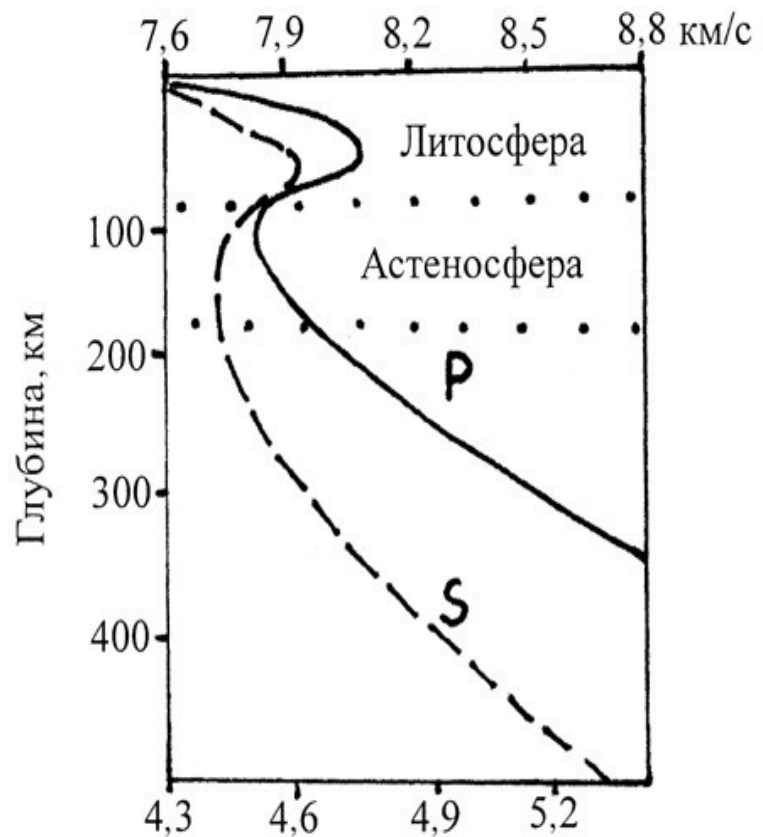


Рис. 20. Астеносфера – слой пониженных скоростей продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн в верхней мантии Земли (В.Н. Жарков, 2013)

Такие свойства астеносферы объясняют частично расплавленным состоянием слагающего её вещества. Содержание расплава должно быть невелико и составляет всего лишь несколько процентов; пленка расплава вокруг твердых зерен снижает вязкость и увеличивает пластичность.

Астеносфера является главным источником магматической деятельности на Земле. Но магматические очаги возникают и в коре, и в лито-

сферной мантии, они часто являются вторичными по отношению к астеносферным и играют подчиненную роль. Мантийные магмы имеют базальтовый состав, если они возникают за счет истощенной, деплетированной мантии, их отличает крайне низкое содержание щелочей – толеитовые базальты. В случае если магматические очаги образуются в недеплетированной мантии, они дают щелочные базальты, обогащенные некогерентными элементами.

Коровые магмы имеют более разнообразный и более кислый состав, вплоть до риолитов и гранитов. Широко распространены породы, образовавшиеся благодаря взаимодействию мантийных магм с коровым веществом. Существенное влияние на состав магм и пород имеют поднимающиеся из мантийных глубин флюиды, вызывающие метасоматические изменения мантии и (или) коры и привносящие в них легкоподвижные компоненты.

Астеносфере принадлежит также ведущая роль в движениях литосферы. Течение астеносферного вещества увлекает за собой литосферные пластины-плиты и вызывает их горизонтальные перемещения. Подъем поверхности астеносферы приводит к подъему литосферы, а в предельном случае – к разрыву её сплошности, образованию раздвига и опусканию. К последнему приводит также отток астеносферы.

В осевых зонах срединно-океанических хребтов, особенно на Восточно-Тихоокеанском поднятии, кровля астеносферы находится на глубине всего 3–4 км (литосфера ограничивается лишь верхней частью коры). По мере движения к периферии океанов толщина литосферы увеличивается за счет низов коры и верхов мантии, и может достигать 80–100 км. В центральных частях континентов (рис. 21), в пределах древних платформ мощность литосферы измеряется уже 150–200 км и более (в Южной Африке – 350 км); по некоторым представлениям, она может достигать 400 км, т.е. здесь вся верхняя мантия выше слоя Голицына должна входить в состав литосферы.

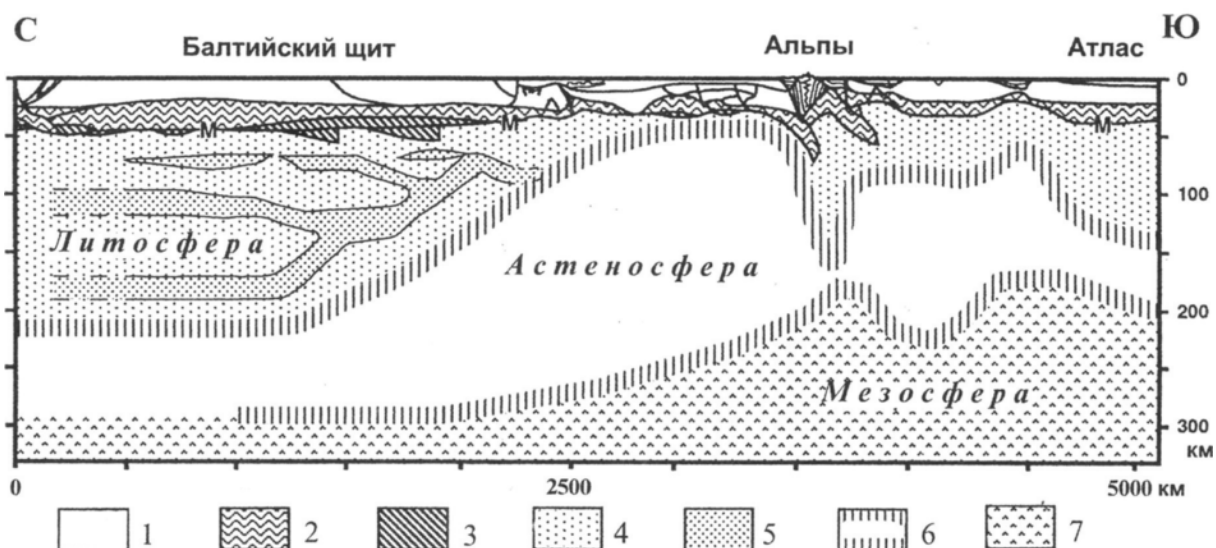


Рис. 21. Главный астеносферный слой и внутрилитосферные слои пониженных скоростей сейсмических волн на геофизическом профиле вдоль линии Европейского Геотраверса (В.Е. Хаин, 2012): *M* – поверхность Мохоровичича; 1 – верхняя кора; 2 – породы нижней коры со скоростями $V_p = 6,5–7,0$ км/с; 3 – породы нижней коры со скоростью $V_p = 7,0–7,5$ км/с; 4 – литосфера; 5 – внутрилитосферные слои пониженных скоростей сейсмических волн; 6 – астеносфера; 7 – мезосфера

И все это определяется величиной идущего из недр теплового потока: чем выше этот поток и соответственно геотермический градиент, тем на меньшей глубине происходит переход от литосферы к астеносфере и тем мощнее оказывается последняя.

Лабораторная работа № 1

Цель занятия: научиться находить и выделять тектонические структуры Восточно-Европейской платформы разного порядка на геологической карте.

Геологическая карта – пространственное отображение на топографической основе той или иной территории одного или нескольких свойств геологических тел и их геологических границ (следов пересечения с дневной поверхностью) с обязательным указанием возраста геологического тела. Геолог обязан уметь читать геологическую карту, выделять в разноцветной палитре геологических систем и магматических образований тектонические структуры разного типа и порядка. Работа с геологической картой предполагает, прежде всего, знание общей стратиграфической шкалы (прил. 1) и изучение условных обозначений геологической карты.

В пределах Восточно-Европейской платформы выделяют ряд тектонических структур различного порядка.

Щиты

Балтийский. Расположен в северо-западной части платформы, охватывает территорию Кольского полуострова и Карелии. Это выходы на поверхность архея и нижнего протерозоя, осложненные многочисленными интрузиями.

Украинский. Расположен в южной части платформы. Выделяется по выходам на поверхность магматических и метаморфических пород архея и нижнего протерозоя среди кайнозоя. Иногда Украинский щит называют щитом-массивом, поскольку значительная его часть перекрыта осадочными образованиями.

Плита

Русская. Занимает центральную часть платформы, расположена между Балтийским щитом на севере, Украинским щитом на юге и Предуральским прогибом на востоке. Поле распространения фанерозойской эонотемы.

Антеклизы

Белорусская. Находится на западе платформы. Условно граница проводится по кровле среднего отдела девонской системы, вокруг городов Вильнюса и Минска.

Воронежская. Расположена к югу от г. Москвы, приблизительно в контуре г. Брянск – г. Тамбов – левобережье р. Медведицы – г. Белгород – г. Гомель. Поле докембрия и девонской системы, перекрытое каменноугольными и мезо-кайнозойскими отложениями.

Волго-Уральская (Волго-Камская). Занимает всю восточную часть платформы. Поле пермской системы – между триасом Прикаспийской (на юге) и Московской (на севере) синеклиз. На юго-западе перекрыта юрскими и меловыми отложениями. Граничит с Пачелмским прогибом по линии г. Москва (г. Владимир) – г. Саратов. Антеклиза осложнена несколькими сводами, разделенными впадинами и прогибами.

Синеклизы

Балтийская. Находится на западе платформы. Поле развития меловой системы – к востоку от г. Калининграда. Представлена лишь своей восточной частью, остальная часть скрыта под водами Балтийского моря.

Московская. Расположена между Балтийским щитом и Волго-Уральской антеклизой. Поле каменноугольных и мезозойских отложений. Граница условно проводится от северо-западного участка Мезенской губы Белого моря на юг до г. Котласа, далее – на юго-запад по подошве триаса и юры до г. Твери, затем по карбону до границы с Воронежской антеклизой через г. Смоленск – г. Калугу – г. Рязань – г. Иваново, далее по подошве триасовой системы в район г. Кирова к г. Сыктывкару до границы с Тиманским кряжем и на север к Чешской губе.

Прикаспийская. Это одна из глубочайших впадин в мире. Фундамент в её центральной части погружен (по данным геофизических исследований) на глубину до 20–22 км. Расположена на юго-востоке платформы. Область распространения юрско-меловых и кайнозойских отложений. От г. Волгограда граница синеклизы идет на северо-восток и восток по серии флексур южнее выходов каменноугольной и пермской систем Жигулевско-Пугачевского свода до г. Уральска, через г. Актюбинск в верховья р. Эмбы и далее – по её левому берегу до залива Комсомольского, что совпадает с положением погребенного глубинного разлома; затем граница проходит южнее г. Астрахани и по правобережью р. Волги до г. Волгограда.

Украинская. Выделяется севернее Украинского щита. Это поле кайнозойских отложений, протянувшееся от р. Дон на юге до Балтийского моря. Перекрывает Днепровско-Донецкий и Припятский прогибы.

Прогибы и авлакогены

Днепровско-Донецкий. Расположен между Украинским щитом и Воронежской антеклизой, имеет северо-западное простирание. Поле распространения каменноугольной, пермской и триасовой систем под юрско-меловыми и кайнозойскими отложениями – к северу от линии г. Днепропетровск – г. Киев и южнее линии г. Луганск – г. Гомель.

Припятский. Продолжает Днепровско-Донецкий прогиб на запад. Поле девона, карбона и перми перекрытое юрскими и меловыми отложениями в бассейне р. Припяти западнее г. Чернигова.

Пачелмский (Рязано-Саратовский). Расположен вдоль линии г. Москва (г. Владимир) – г. Рязань – г. Саратов, разделяет Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы.

Впадины

Причерноморская. Находится к югу от Украинского щита. Поле развития неогеновой системы между г. Одессой на западе и г. Мелитополем на востоке.

Львовская. Выделяется западнее Украинского щита. Это поле меловых отложений севернее г. Львова.

Седловина

Латвийская. Выделяется между Белорусской антеклизой и Балтийским щитом. Поле развития верхнего отдела девонской системы.

Данная лабораторная работа предусматривает получение навыков прочтения геологической карты. Используя Геологические карты СССР, необходимо научиться выделять указанные выше тектонические элементы Восточно-Европейской платформы.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Тектоника литосферных плит – первая научная теория, имеющая достаточную предсказательную силу. Она имеет определенную математическую количественную формулировку, благодаря которой современная или так называемая мгновенная кинематика плит, включающая направления и скорости их взаимных перемещений, может быть экстраполирована и в прошлое, и в будущее. Это резко отличает тектонику плит от прежних гипотез.

Рассмотрим основные положения тектоники литосферных плит:

Первой предпосылкой тектоники плит является разделение верхней части твердой Земли на две оболочки, существенно отличающиеся по реологическим свойствам (вязкости), – жесткую и хрупкую литосферу и более пластичную и подвижную астеносферу (рис. 22).

	<i>Вещественный состав</i>	<i>Реологические свойства</i>
Тектоносфера	Земная кора	Литосфера
	Верхняя мантия	Астеносфера

Рис. 22. Строение тектоносферы

Выделение этих двух оболочек производится по сейсмологическим (затухание сейсмических волн) (рис. 18) или магнитотеллурическим (понижение электрического сопротивления) данным, причем надо добавить, что граница литосферы и астеносферы по этим двум категориям данных может не совпадать.

Второе положение тектоники плит, которому она и обязана своим названием, состоит в том, что литосфера естественно подразделена на ограниченное число плит (рис. 23) – в настоящее время семь, крупных и столько же малых. Основание для их выделения и проведения границ – размещение очагов землетрясений (рис. 24), которое отличается крайней неравномерностью: внутренние части плит практически асейсмичны, вернее очень слабо сейсмичны (есть исключения), а основное выделение сейсмической энергии происходит на границах между плитами, которые по этому признаку и проводятся.



Рис. 23. Литосферные плиты (Н.В. Короновский, Г.В. Брянцева, 2011)

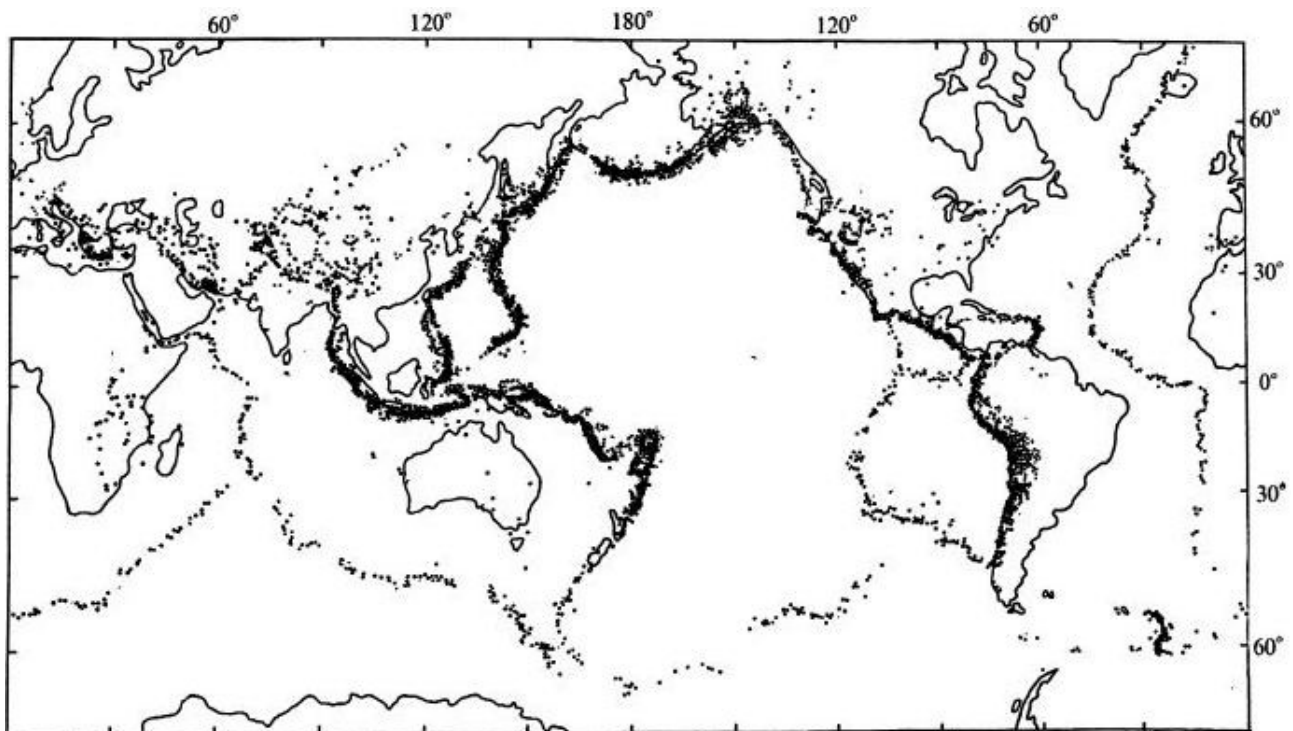


Рис. 24. Размещение эпицентров землетрясений на поверхности Земли (В.Е. Хаин, 2012)

Третье положение тектоники плит: плиты перемещаются относительно друг друга. Различают три рода таких перемещений и соответственно границ между плитами (рис. 25, 26).

1. Дивергентные границы, вдоль которых происходит раздвижение плит, и протекают процессы рифтогенеза, в частности спрединга.

2. Конвергентные границы, на которых идет сближение плит, обычно выражающееся поддвигом одной плиты под другую. Если океанская плита пододвигается под континентальную, этот процесс называется субдукцией. В случае, когда океанская плита (кора, литосфера) надвигается на континентальную, происходит обдукция. Столкновение двух континентальных плит, обычно также с поддвигом одной под другую, происходит в процессе коллизии.

3. Трансформные границы, вдоль которых происходит горизонтальное скольжение одной плиты относительно другой по плоскости вертикального трансформного разлома.



Рис. 25. Литосферные плиты Земли (Аплонов С.В., 2001): 1 – дивергентные границы (*a* – рифтовые зоны океанов, *б* – континентальные рифты); 2 – трансформные границы; 3 – конвергентные границы (*a*, *б* – активные континентальные окраины, *в* – зоны коллизии); 4 – направления и скорости (см/год) движения плит

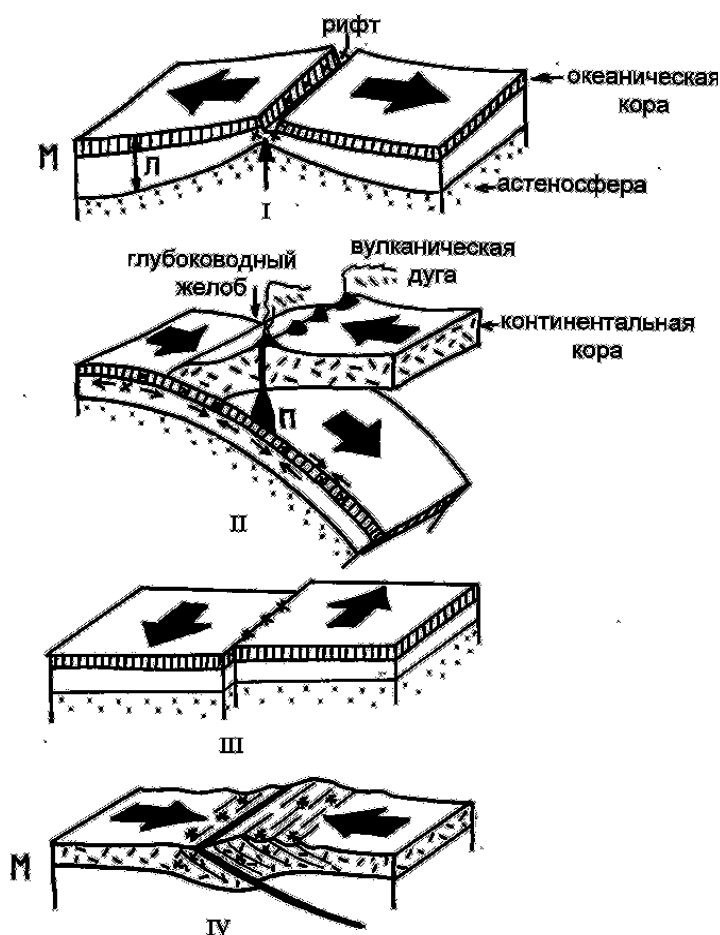


Рис. 26. Типы границ литосферных плит (Н.В. Короновский, 2006):

- I – дивергентные границы:
- М – поверхность Мохоровичича,
- Л – литосфера. II – конвергентные границы: тонкими стрелками показан механизм растяжения – сжатия в гипоцентрах землетрясений (звездочки);
- II – первичные магматические очаги.
- III – трансформные границы;
- IV – коллизионные границы

В природе преобладают границы первых двух типов. Дивергентные границы приурочены к осевым зонам срединно-океанских хребтов и межконтинентальным рифтам, конвергентные – к осевым зонам глубоководных желобов, сопряженных с островными дугами.

На дивергентных границах, в зонах спрединга, происходит непрерывное рождение новой океанской коры; поэтому эти границы называют еще конструктивными. Кора эта перемещается астеносферным течением в сторону зон субдукции, где она поглощается на глубине; это дает основание называть такие границы деструктивными, что не очень удачно, так как за счет океанской коры здесь рождается континентальная.

Все границы плит на поверхности Земли сочленяются друг с другом. Особый интерес представляют тройные сочленения (рис. 27), где сходятся три границы, причем эти границы могут быть разного рода – оси спрединга, оси глубоководных желобов, т.е. зоны субдукции, трансформные границы. Наиболее распространено сочленение трех осей спрединга, как это наблюдается на юге Атлантического океана или в центре Индийского океана.

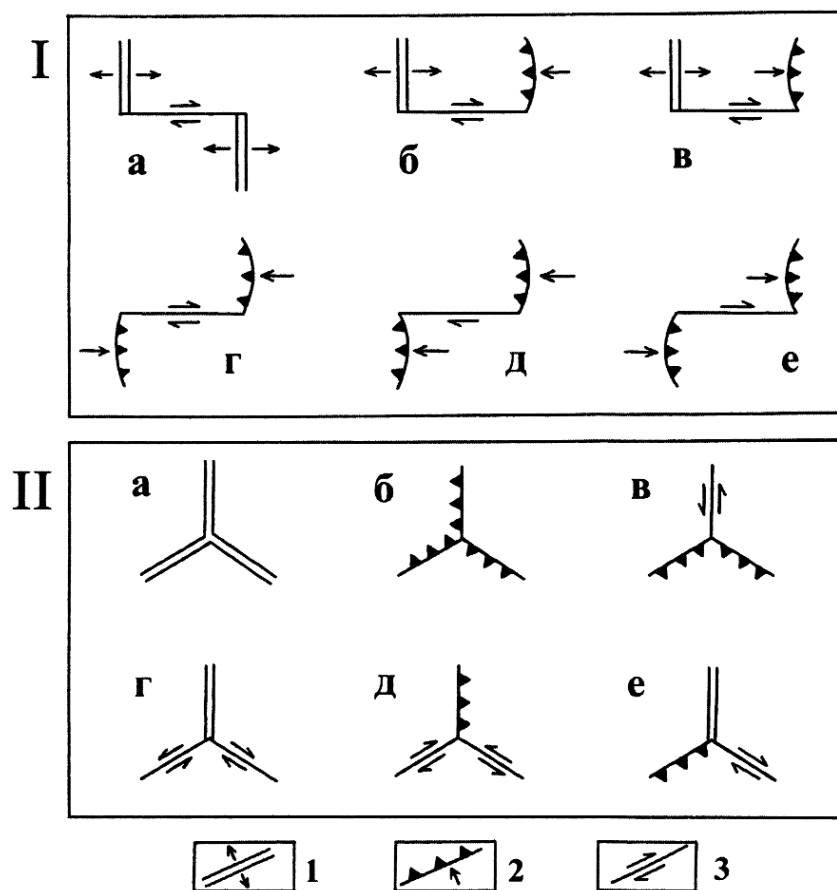


Рис. 27. Главные типы трансформных разломов (I) и тройных сочленений (II) (В.Е. Хаин, 2012): 1 – ось спрединга («хребет»); 2 – конвергентная граница («дуга», «желоб»); 3 – трансформный разлом

Четвертое положение тектоники плит заключается в том, что при своих перемещениях плиты подчиняются законам сферической геометрии, а точнее, теореме Эйлера, согласно которой любое перемещение двух сопряженных точек по сфере совершается вдоль окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли (рис. 28). Выход этой воображаемой оси на земную поверхность называется полюсом вращения или раскрытия. Поскольку на поверхности Земли трансформные разломы простираются вдоль тех же дуг окружностей, в центре которых находится полюс вращения, эта воображаемая точка может быть найдена как точка пересечения перпендикуляров, проведенных относительно трансформных разломов.

Это положение тектоники плит накладывает вполне определенные ограничения на реконструкции их перемещений и позволяет производить компьютерное моделирование.

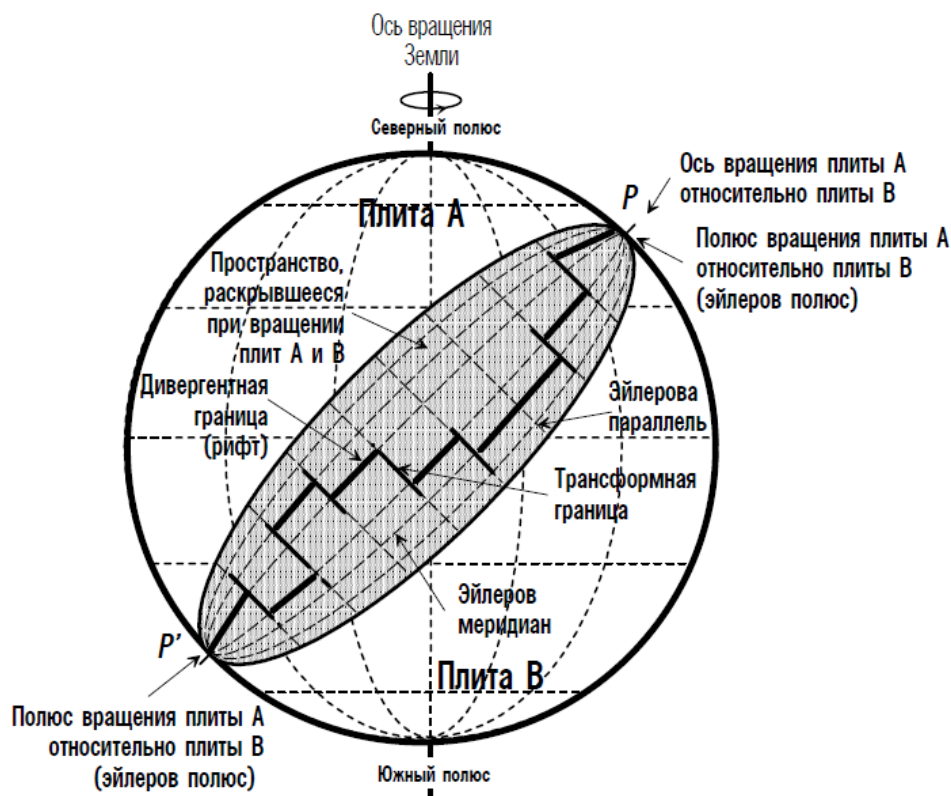


Рис. 28. Вращение плит на сферической Земле (С.В. Аплонов, 2001)

Пятое положение тектоники плит гласит, что объем поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга. Таким образом, субдукция полностью компенсирует спрединг, и объем Земли и ее радиус остаются постоянными вопреки тому, что допускалось гипотезами контракции, пульсации и расширения Земли. Именно это постоянство радиуса Земли обеспечивает достоверность плитнотектонических палеореконструкций.

Шестое положение тектоники плит усматривает основную причину движения плит в мантийной конвекции (рис. 29, 30). Эта конвекция в классической модели является чисто тепловой и общемантийной: находящиеся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются течением последней и движутся как на ленте конвейера от осей спрединга к зонам субдукции. В целом схема мантийной конвекции, приводящей к плитнотектонической модели движений литосферы, состоит в том, что под срединно-океанскими хребтами располагаются восходящие ветви конвективных ячеек, под зонами субдукции – нисходящие, а в промежутке между хребтами и желобами, под абиссальными равнинами и континентами – горизонтальные отрезки этих ячеек.

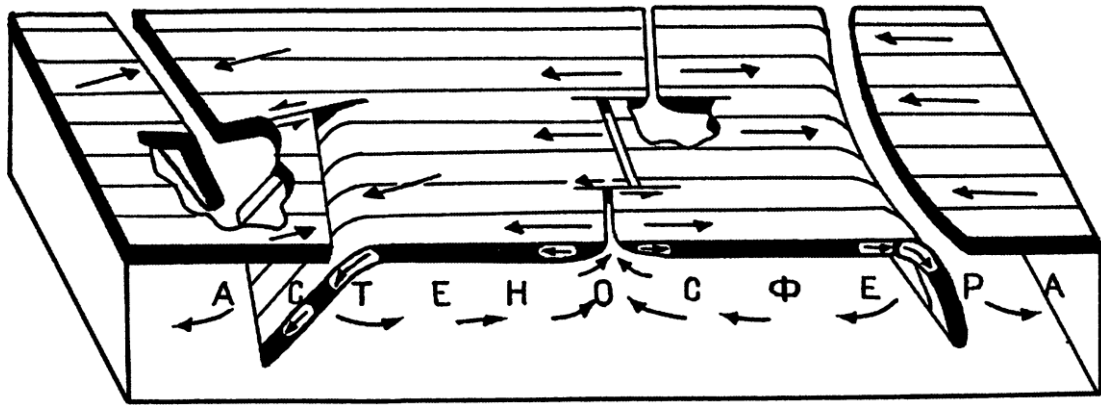


Рис. 29. Относительное движение жестких литосферных плит, формирующихся в зонах спрединга и поглощаемых в зонах субдукции (В.Е. Хаин, 2012)

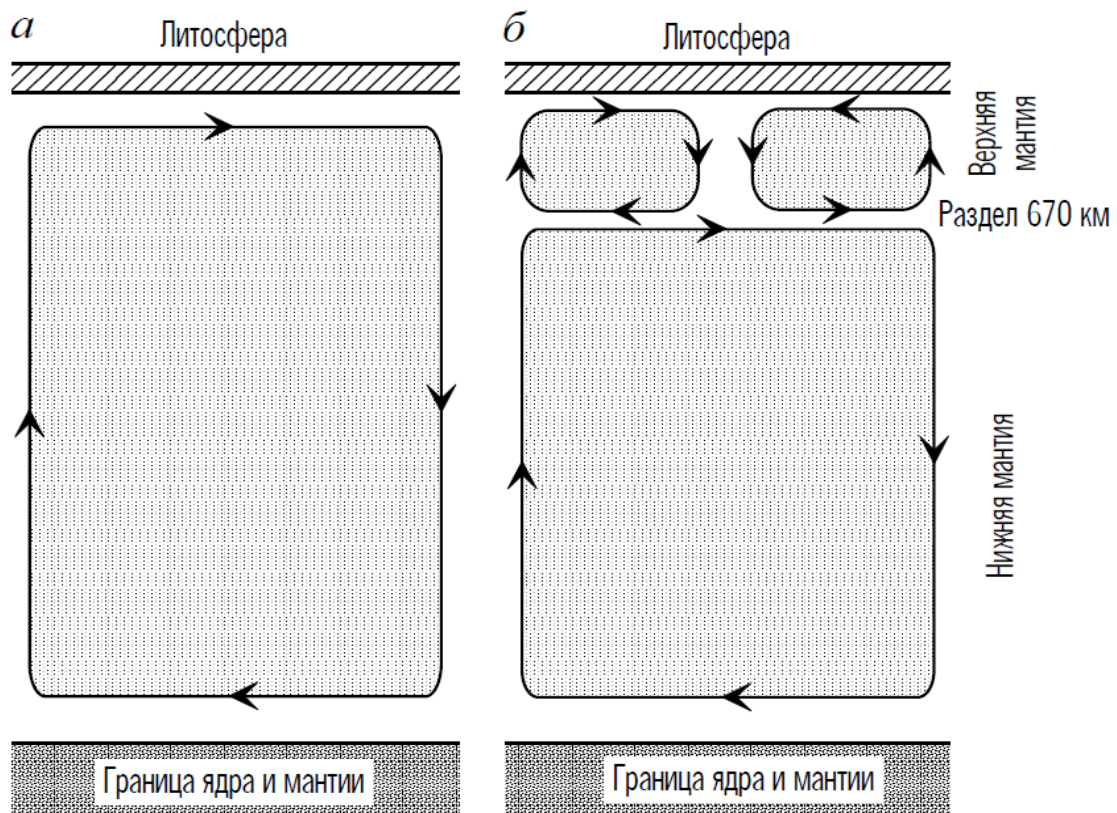


Рис. 30. Принципиальные схемы *а* – сквозьмантийной и *б* – двухъярусной мантийной конвекции (С.В. Аглонов, 2001)

В настоящее время непосредственное увлечение литосферных плит астеносферным течением не считается единственной и даже главной, движущей плиты, силой. Большая роль отводится двум другим силам – отталкиванию литосферных плит от осей срединных хребтов под влиянием гравитации, вследствие их значительного превышения над абиссальными равнинами и их затягивания в зоны субдукции, поскольку в результате охлаждения океанская литосфера оказывается более тяжелой, чем астеносфера, и утрачивает благодаря этому свою плавучесть.

Тектоника плит в своей первоначальной форме не рассматривала и ряд других важных вопросов. В частности вопрос о внутриплитной тектонике. Литосферные плиты вовсе не являются столь жесткими, монолитными и недеформируемыми, как это декларируется во втором положении изложенной концепции. Об этом свидетельствуют значительные внутриплитные и окраинно-плитные дислокации и проявления магматизма. Этот пробел тектоники плит был восполнен появлением дополнительной гипотезы – «горячих точек» и «мантийных струй (плюмов)», – предложенной Дж. Вилсоном и Дж. Морганом.

Тектоника плюмов (горячих полей) – раздел геодинамики, предметом которого являются процессы в мантии, связанные с восходящими потоками и (или) мантийными струями (плюмами). Концепция рассматривает столбообразное, грибовидное в верхней части воздымание мантийного вещества, отделенного от окружающей среды и отличающегося повышенной температурой, пониженной плотностью и геохимически обособленного.

Мантийные плюмы представляют собой струи расплавленного вещества, которые поднимаются из глубины мантии к подошве литосферы и могут проплавливать литосферу. Они имеют либо чисто тепловую, либо термохимическую природу. В первом случае это локальный источник тепла, во втором – зона плавления, возникающая при локальном добавлении легкоплавкого компонента, которое снижает температуру плавления мантийного вещества.

Время подъема нижнемантийных плюмов составляет 0,5–5 млн лет, время существования может достигать 100 млн лет.

Два наиболее крупных современных плюма (суперплюмы) – Тихоокеанский и Африканский – намечены в нижней мантии, по данным сейсмической томографии.

В верхней части мантии глубинные плюмы приобретают форму грибообразной «шляпы», растекающейся над подошвой литосферы на огромные расстояния. Интенсивное же взаимодействие мантийных плюмов с разогретой литосферой приводит к образованию большого числа локальных плюмов.

Проявлениями мантийных плюмов на поверхности Земли служат специфические магматические образования: вулканы центрального типа щелочных базальтов, покровы толеитовых базальтов, бимодальные серии пород, в которых наблюдаются обогащение легкими редкоземельными

элементами и изотопные отношения, характерные для неистощенной мантии. По мнению ряда исследователей, с плюмами также связано образование кимберлитовых трубок, интрузии ультраосновных щелочных пород с карбонатами, а взаимодействие мантийных расплавов с нижней корой может приводить к формированию бимодальных серий и автономных массивов щелочных гранитоидов и сиенитов.

Районы в пределах литосферной плиты, расположенные над локальными плюмами, называют «горячими точками» (рис. 31), а обширные поля концентрации внутриплитового магматизма (4000–10 000 км в поперечнике), не совпадающие с границами литосферных плит и соответствующие им области высоких температур в мантии – «горячими областями». С мантийными плюмами связано формирование многих типов месторождений.

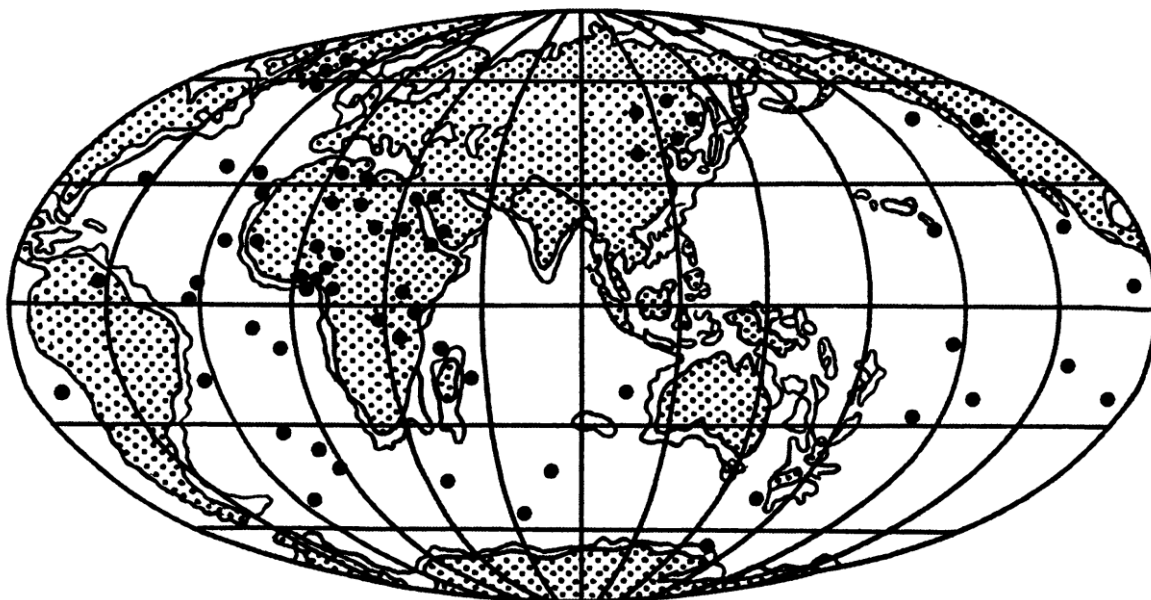


Рис. 31. Современное размещение главных горячих точек (В.Е. Хаин, 2012)

Исходным примером для данной гипотезы послужили Гавайский и Императорский хребты в Тихом океане. Гавайский хребет представляет собой цепь островов с потухшими вулканами, заканчивающуюся на юго-востоке о. Гавайи с крупными действующими вулканами; это широко известные Килауэа, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа. Возраст потухших вулканов закономерно увеличивается до эоценового на северо-западной оконечности цепи. Здесь она сочленяется с цепью подводных вулканических возвышенностей – Императорским хребтом, возраст вулканических построек которого возрастает от эоценового до позднемелового (рис. 32).

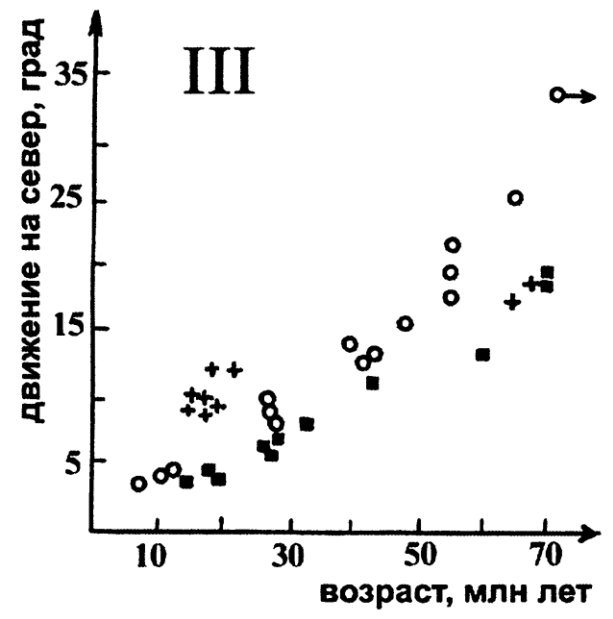
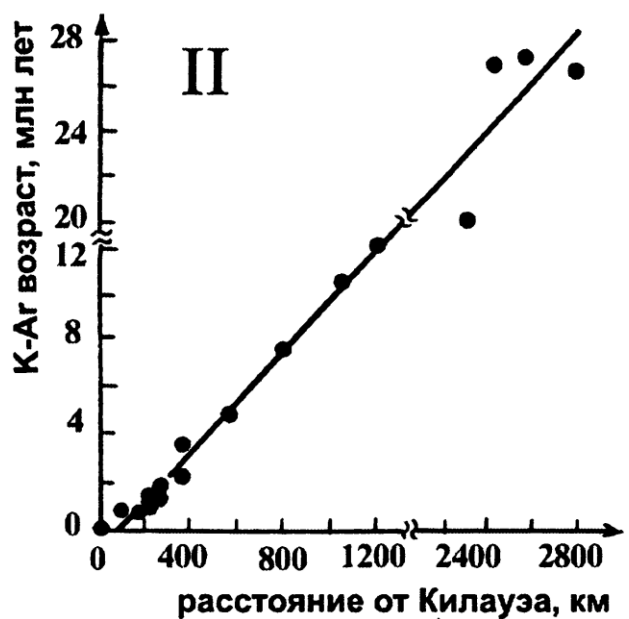
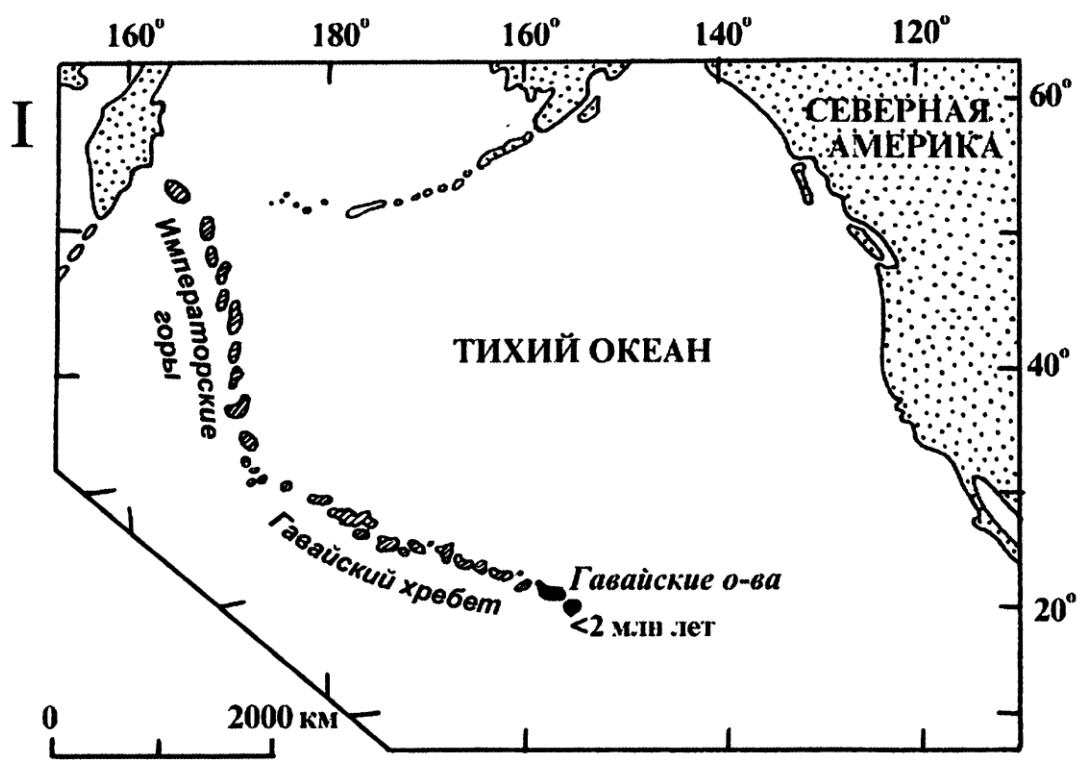


Рис. 32. Увеличение возраста вулканических построек Гавайско-Императорской цепи по мере удаления от вулканически активных Гавайских островов и его интерпретация согласно гипотезе горячих точек (В.Е. Хаин, 2012): I – общая схема, по Д. Клэки с соавторами (1975); II – зависимость возраста вулканов Гавайского хребта от расстояния до Килауэа, наклон линии соответствует скорости кажущейся миграции вулканизма $9,41 \pm 0,27$ см/год, по И. МакДоуталу, Р. Дункану (1980); III – сравнение величин перемещения Тихоокеанской плиты в северном направлении, полученных разными методами; по возрасту вулканитов Гавайско-Императорской цепи, т.е. относительно Гавайской горячей точки (кружки); по палеомагнитным данным (крестики); по осадочным фациям экваториальной зоны (прямоугольники)

Таким образом, мы наблюдаем закономерную миграцию во времени и в пространстве вулканических центров, которая объясняется тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя, «пробивающая» литосферу и астеносферу и занимающая стационарное положение. Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем, с 42 млн лет, в запад-северо-западном направлении, в то время как горячая струя её «прошивала» и создавала все новые вулканы. Добавим, что Гавайско-Императорский хребет не единственный пример подобного рода, назовем, в частности, Восточно-Индийский подводный хребет в Индийском океане, хребет Луисвилл в Тихом океане, есть и другие.

Со всеми или почти всеми горячими точками связаны проявления вулканической деятельности. Магма этих вулканов, как в океанах, так и на континентах, неизменно относится к щелочно-базальтовой формации, что доказывает глубинное положение «корней» горячих точек. Ряд исследователей считают, что мантийные струи, создающие горячие точки, поднимаются от границы ядра, так как наблюдается определенная их корреляция с выступами поверхности последнего. Вместе с тем локализация горячих точек на земной поверхности обнаруживает определенную зависимость от особенностей структуры коры и литосферы.

Возникает еще один вопрос, каким образом вертикально поднимающиеся мантийные струи преодолевают горизонтальные конвективные течения в астеносфере? Очевидно, это возможно при условии, если скорость струи выше, чем скорость астеносферного течения, некоторое его отклоняющее влияние вероятно.

Горячие точки, если их источник действительно стационарен относительно фигуры Земли, дают возможность определять не относительные, как это обычно делается по полюсам вращения, а абсолютные движения плит.

Для объяснения другой их части, касающейся тектонических деформаций, полезно привлечение концепции, предложенной Л.И. Лобковским и названной им двухъярусной тектоникой плит. Она основана на отмеченном уже факте реологической расслоенности литосферы, при которой верхняя кора и литосферная мантия ведут себя как жесткие тела, а нижняя кора (в океане верхняя часть мантии) – как пластичные (рис. 33).

В этих условиях могут происходить отслаивание земной коры от мантии и её самостоятельное перемещение.

Например, литосферная мантия может испытывать поддвиг под смежную плиту, а верхняя кора – на неё надвигаться и т.п. (рис. 34).

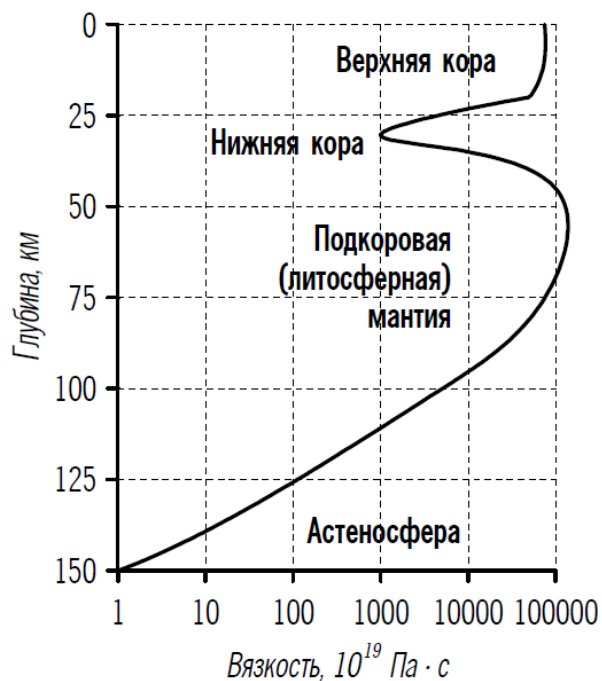


Рис. 33. Изменение вязкости континентальной литосферы с глубиной (С.В. Аглонов, 2001)

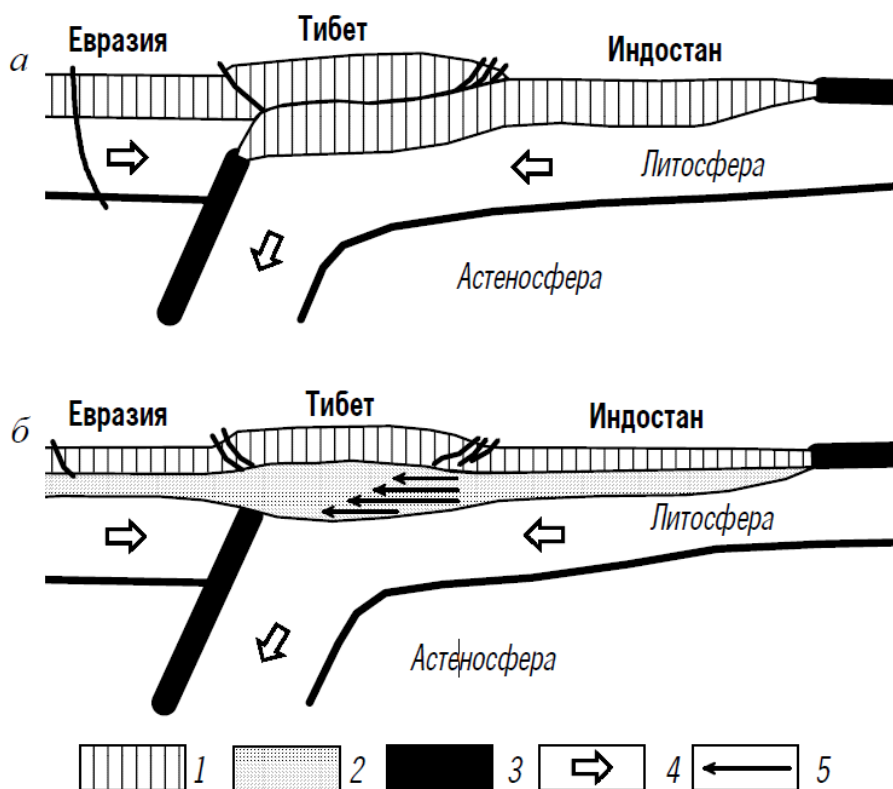


Рис. 34. Объяснение резкого утолщения коры под плато Тибет (С.В. Аглонов, 2001): традиционное (а) и с позиций двухъярусной тектоники плит (б): 1 – упругая континентальная кора; 2 – пластичная нижняя кора; 3 – океанская кора; 4 – направление движений плит; 5 – направление течений в астеносфере

Лабораторная работа № 2

Цель занятия: знакомство с некоторыми положениями тектоники литосферных плит, изучение глобальной схемы литосферных плит и их разнообразных границ.

Тектоническая карта, в отличие от геологической, отражающей геологическое строение поверхности, – документ синтетический. Она содержит данные по стратиграфии, магматизму, структурной геологии, отражает историю геологического развития и глубинное строение каждого из участков исследуемого региона.

Тектонические карты делятся на три главных группы: 1) тектонические схемы, 2) общие тектонические карты, 3) специальные тектонические карты.

Каждая группа в свою очередь подразделяется на глобальные, обзорные и региональные карты. Глобальные изображают строение поверхности всей планеты (континенты и океаны) и составляются в масштабах от 1 : 15 000 000 до 1 : 45 000 000. На обзорных картах, имеющих масштабы от 1 : 5 000 000 до 1 : 2 500 000, показывается тектоника отдельных континентов, океанов, крупных государств. В масштабах от 1 : 1 500 000 до 1 : 500 000 обычно составляют региональные карты, охватывающие территории складчатых систем, платформ.

Тектонические схемы имеют сравнительно простую нагрузку и обобщенные контуры тектонических элементов. В качестве примера можно привести глобальную схему литосферных плит (рис. 35) и схему глобальной системы современных океанских и континентальных рифтов, главных зон субдукции и коллизии (рис. 36), знакомство с которыми необходимо для изучения основных положений тектоники литосферных плит и выполнения лабораторной работы № 2.

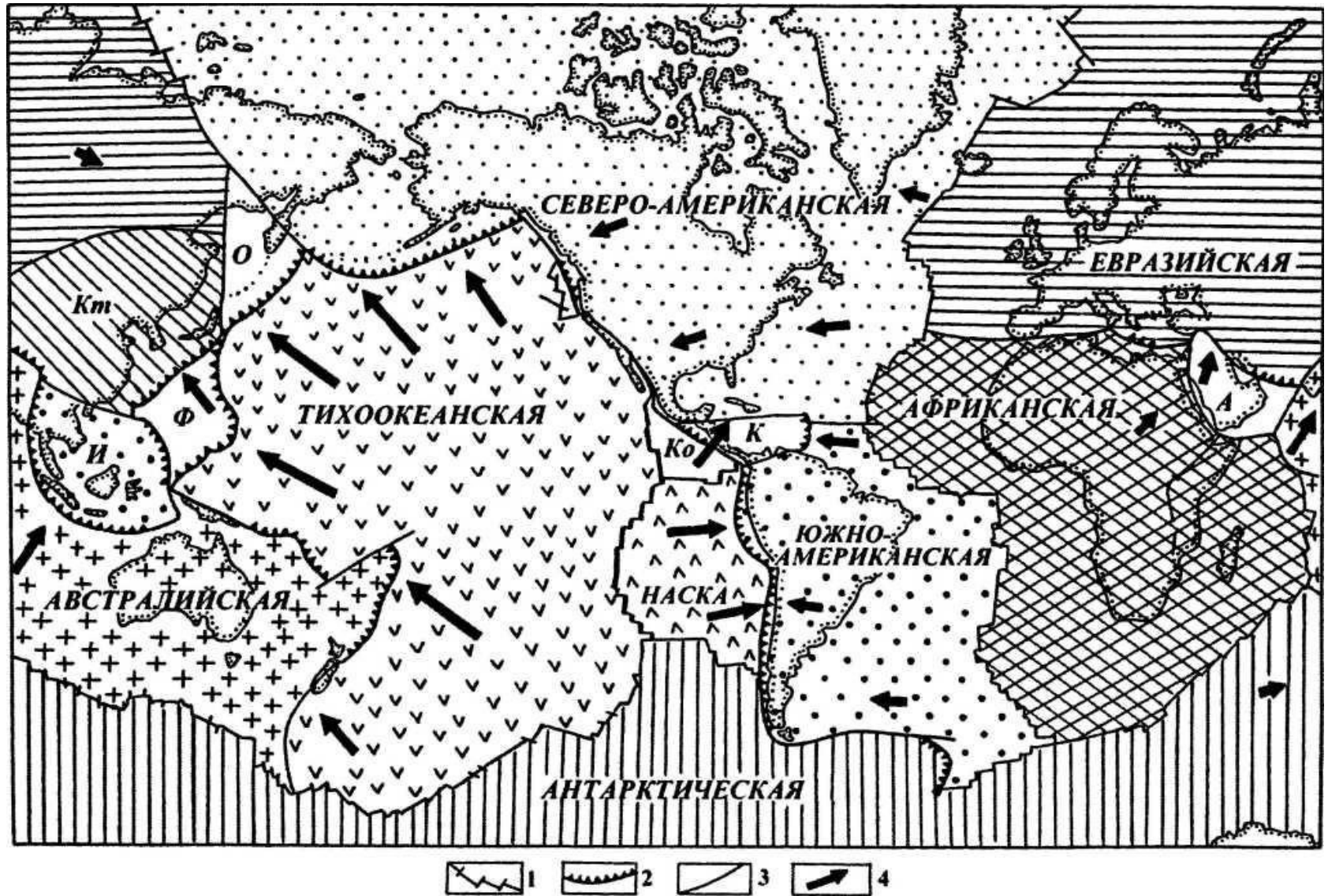


Рис. 35. Глобальная схема литосферных плит (В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе, 2012):

1 – дивергентные границы (оси спрединга); 2 – конвергентные границы (зоны субдукции, реже – зоны коллизии);
 3 – трансформные разломы; 4 – векторы движений литосферных плит

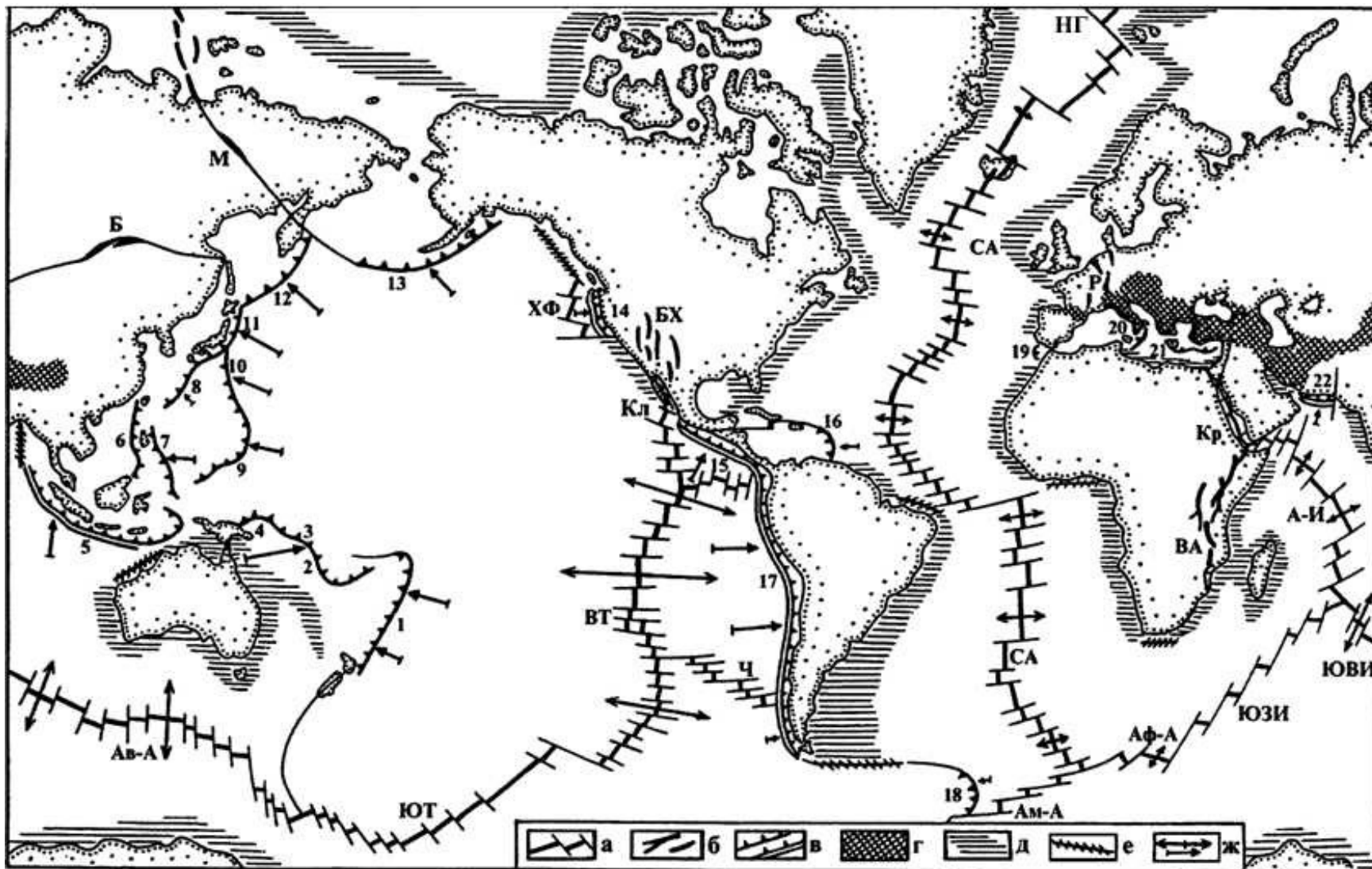


Рис. 36. Глобальная система современных океанских и континентальных рифтов, главных зон субдукции и коллизии (В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе, 2012): а – океанические рифты и трансформные разломы; б – континентальные рифты; в – зоны субдукции; г – зоны коллизии; д – пассивные континентальные окраины; е – трансформные континентальные окраины; ж – векторы

Литосферные плиты (рис. 35):

Тихоокеанская	Китайская (Кт)
Северо-Американская	Охотская (О)
Евразийская	Индокитайская (И)
Африканская	Филиппинская (Ф)
Южно-Американская	Хуан-де-Фука (Х)
Антарктическая	Кокос (Ко)
Австралийская	Карибская (К)
Наска	Аравийская (А)

Рифтовые зоны океанов (рис. 36):

Срединно-Атлантическая (СА)
Американо-Антарктическая (Ам-А)
Африкано-Антарктическая (Аф-А)
Юго-Западная Индоокеанская (ЮЗИ)
Юго-Восточная Индоокеанская (ЮВИ)
Красноморская (Кр)
Аравийско-Индийская (А-И)
Австрало-Антарктическая (Ав-А)
Южно-Тихоокеанская (ЮТ)
Восточно-Тихоокеанская (ВТ)
Западно-Чилийская (ЗЧ)
Галапагосская (Г)
Калифорнийская (Кл)
Горда – Хуан-де-Фука (ХФ)
Нансена-Гаккеля (НГ)

Рифтовые зоны континентов (рис. 36):

Восточно-Африканская (ВА)
Момская (М)
Рио-Гранде – Бассейнов и Хребтов (БХ)
Байкальская (Б)
Рейнская (Р)

Зоны субдукции (рис. 36):

- Тонга – Кермадек (1)
- Ново-Гебридская (2)
- Соломон (3)
- Ново-Британская (4)
- Зондская (5)
- Манильская (6)
- Филиппинская (7)
- Рюкю (8)
- Марианская (9)
- Идзу-Бонинская (10)
- Японская (11)
- Курило-Камчатская (12)
- Алеутская (13)
- Каскадных гор (14)
- Центрально-Американская (15)
- Мало-Антильская (16)
- Андская (17)
- Скотия (Южных Антил) (18)
- Гибралтарская (19)
- Калабрийская (Эоловая) (20)
- Критская (Эгейская) (21)
- Мекран (22)

Используя физическую карту мира и тектонические схемы, представленные на рис. 35 и 36, необходимо найти и запомнить перечисленные выше тектонические элементы.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Тектонические движения – механические движения земной коры, вызываемые силами, которые действуют в земной коре и в мантии Земли, приводящие к деформации слагающих кору пород. Они связаны, как правило, с изменением химического состава, фазового состояния (минерального состава) и внутренней структуры подвергающихся деформации горных пород. Скорость движений невелика – от сотых долей до первых десятков мм/год, и только накопления этих движения в ходе очень продолжительного геологического времени приводят к крупным суммарным перемещениям отдельных участков земной коры.

По направлению тектонические движения делятся на вертикальные (радиальные) и горизонтальные (тангенциальные). Хотя это разделение носит в большей мере условный характер, так как эти движения взаимосвязаны и переходят одни в другие. На основании изучения современных вертикальных и горизонтальных движений установлено, что вся поверхность Земли охвачена этими движениями, первые носят колебательный, а вторые – направленный характер.

Американские геологи Г. Джильберт и Х. Штилле предложили разделять тектонические движения по скорости на эпейрогенические, т.е. длительные поднятия и опускания крупных участков земной поверхности, и орогенические, которые проявляются эпизодически (в орогенические фазы) в определённых зонах образованием складок и разрывов, формируя горные сооружения.

По уровню зарождения тектонические движения можно разделить на поверхностные, глубинные, сверхглубинные и планетарные; а по времени – на современные, новейшие и прошлых геологических эпох.

Современная тектоническая активность, распределенная крайне неравномерно, сосредоточена главным образом на границах литосферных плит. Двум главным видам этих границ соответствуют и главные геодинамические обстановки. На дивергентных границах развивается рифтогенез. Конвергентное взаимодействие литосферных плит выражается субдукцией, обдукцией и коллизией.

Тектонические движения на дивергентных границах. Рифтогенез

Рифтогенез – процесс образования рифтов.

Рифт – впадина в рельефе регионального или глобального протяжения, образовавшаяся в результате опускания вдоль сбросов примерно параллельного простирания, с которой связаны сейсмическая и обычно вулканическая активность (рис. 37).

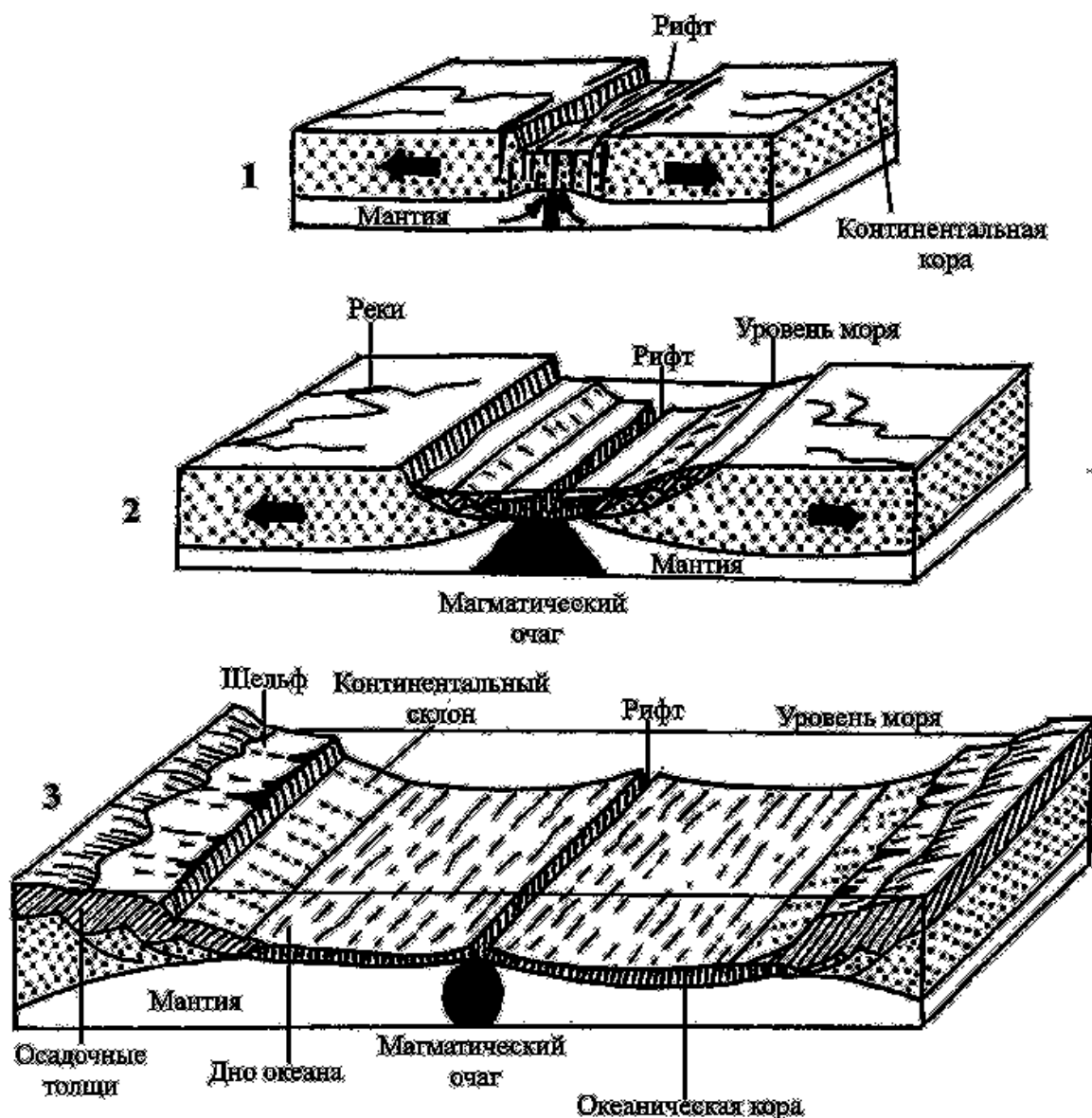


Рис. 37. Формирование океанической коры в результате процесса спрединга при расколе континента (Н.В. Короновский, 2006):

1 – начало раскола, образование рифта, внедрение даек; 2 – дальнейшее развитие рифта, образование океанической коры путем излияния базальтов из магматического близ поверхностного очага (черный); 3 – разрастание океанического дна, образование пассивных континентальных окраин, формирование шельфа и континентального склона, дальнейшее функционирование рифта как места поступления базальтовых лав

Рифты отличаются комплексом своеобразных признаков, как структурных, геоморфологических, так и выраженных в специфике магматических и осадочных образований.

Подразделяются на два крупных класса – рифты континентальные и рифты океанические, каждый из которых, в свою очередь, включает ряд морфологических и генетических типов, формирующихся в определенных геодинамических обстановках.

Большинство современных рифтовых зон связаны между собой, образуя глобальную систему (рис. 38). В системе рифтовых зон Земли большая её часть (около 60 тыс. км) находится в океанах, где выражена срединно-океанскими хребтами.

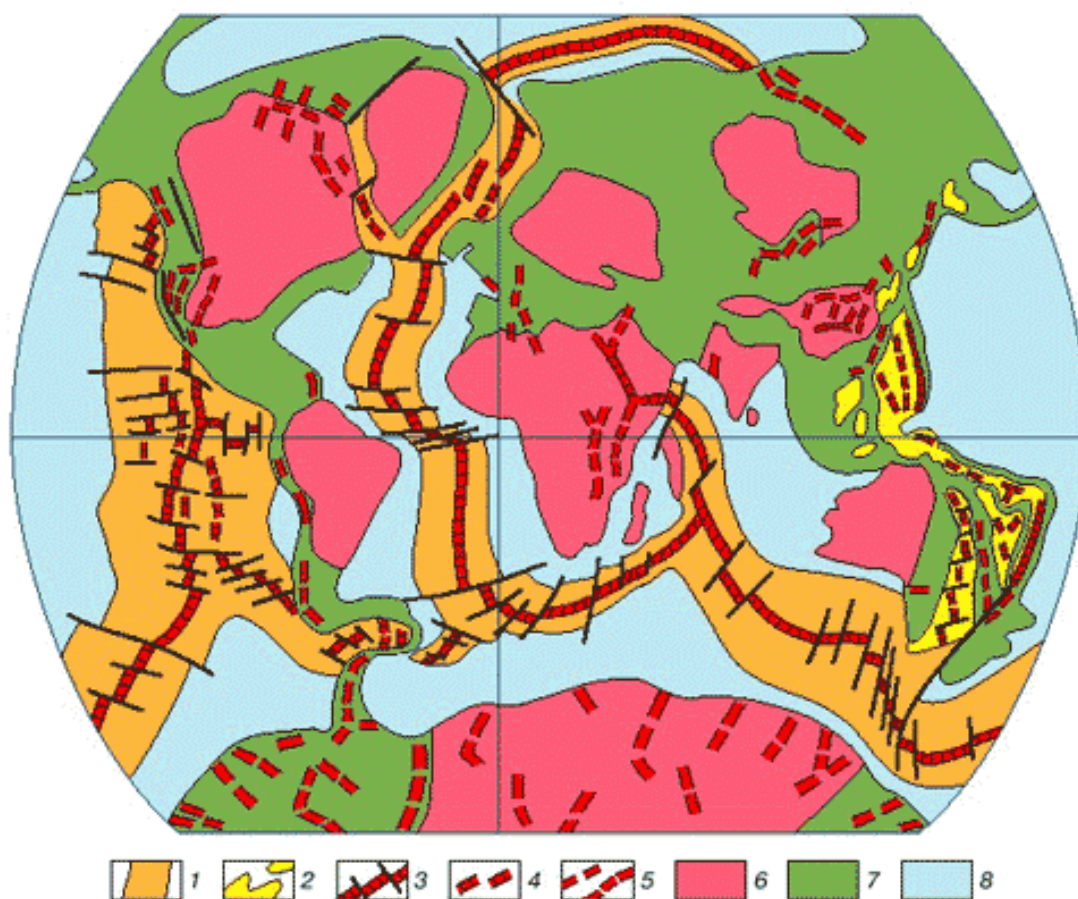


Рис. 38. Распространение кайнозойских континентальных рифтовых зон и систем и океанических спрединговых поясов Земли (Е.Е. Милановский, 1999):

1 – внутриокеанические спрединговые пояса; 2 – Западно-Тихоокеанский окраинно-океанический спрединговый пояс; 3 – активные осевые зоны спрединговых поясов и пересекающие их крупнейшие трансформные разломы; 4 – отмершие осевые зоны спрединговых поясов; 5 – континентальные рифтовые зоны и системы; 6 – стабильные ядра континентов – древние платформы; 7 – подвижные пояса разного возраста в пределах континентов и их окраин; 8 – области дна океанов вне кайнозойских спрединговых поясов преимущественно с мезозойской корой океанского типа

Эти хребты продолжают один другой. Пересекая границу с пассивными континентальными окраинами, океанские рифты продолжают континентальными. Там, где срединно-океанские хребты подходят к активной континентальной окраине, они могут поглощаться в зоне субдукции.

В нескольких местах они связаны между собой «тройными сочленениями»: на соединениях Западно-Чилийского и Галапагосского хребтов с Восточно-Тихоокеанским.

Система рифтовых зон обнаруживает геометрическую правильность и определенным образом ориентирована относительно оси вращения геоида.

Рифты континентальные – области растяжения материковой литосферы, цельность которой сохраняется до того момента, когда величина напряжений, возникающая при растяжении, превысит её прочность на разрыв и в результате подъема верхнемантийных расплавов начнет формироваться кора океанического типа (рис. 39).

Активным рифтовым зонам континентов свойственны расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм, которые отчетливо контролируются крупными разломами, преимущественно сбросами.

Наиболее общие черты континентальных рифтов выражаются в широком развитии щелочных вулканических пород: преимущественно щелочных базальтоидов. В отдельных рифтовых системах присутствуют интрузии ультраосновных щелочных пород, в т.ч. с карбонатитами. Из осадочных формаций наиболее характерны терригенные: молассы, сочетающиеся с вулканитами, озерные турбидиты, а в тропическом климате – органогенные и хемогенные карбонатные, содовые, кремнистые и эвапориты.

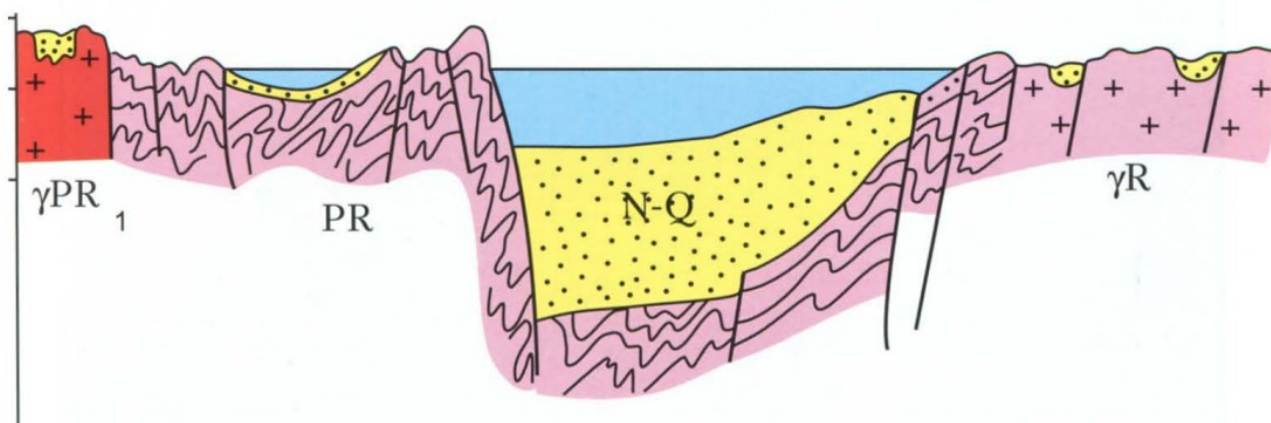


Рис. 39. Рифт оз. Байкал (Н.В. Короновский, Г.В. Брянцева, 2011)

Мощность коры под континентальными рифтами уменьшается и происходит соответствующий подъем поверхности Мохоровичича, которая находится в зеркальном соответствии с наземным рельефом.

Рифты океанические связаны со срединно-океаническими хребтами и обуславливают само их развитие. Они располагаются в осевой их части, возникают в результате процесса раздвига (спрединга) океанического дна и фиксируют дивергентные границы литосферных плит. В пределах океанических рифтов рождается новая океаническая кора.

Спрединг – геодинамический процесс растяжения, выражающийся в импульсивном и многократном раздвигании блоков литосферы или земной коры и в заполнении высвобождающегося пространства магмой, генерируемой в мантии (рис. 40). Выделяются следующие типы спрединга:

- срединно-океанических хребтов (расхождение литосферных плит от срединно-океанического хребта, вызывающее расширение площади океана благодаря поступлению нового магматического материала; процесс подразумевает непрерывное или периодическое пополнение снизу нагретым материалом относительно пластичного мантийного диапира – выступа разуплотненной мантии);

- задуговой (процесс спрединга в окраинном море);

- пластичный (внутриплитный процесс раздвижения блоков);

- рассеянный – общего растяжения и утонения коры, проявляющийся на обширной площади континента, окраинного моря, пассивной континентальной окраины или над погребенным продолжением срединно-океанического хребта.

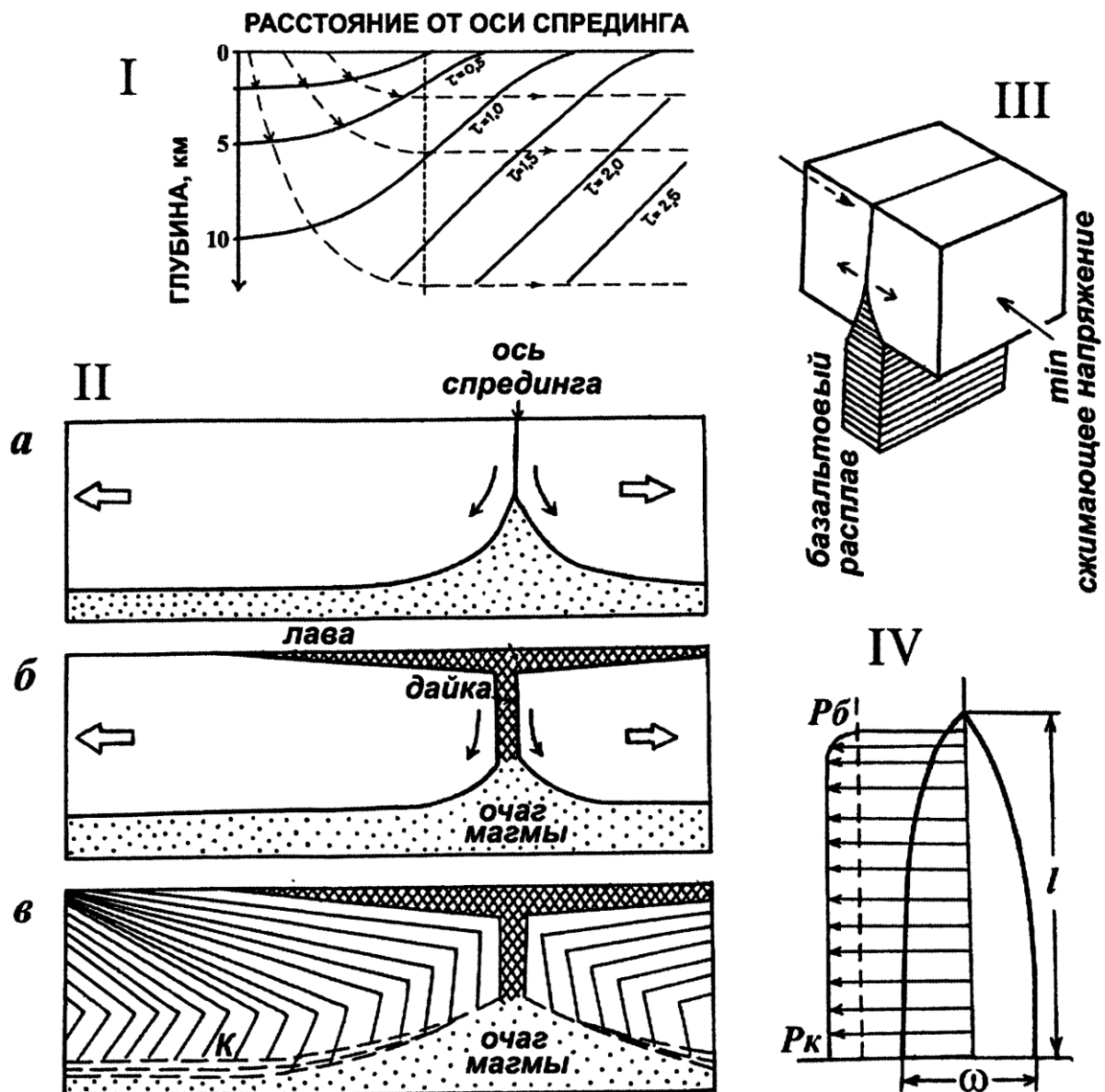


Рис. 40. Модель формирования второго слоя океанской коры в Исландии, Срединно-Атлантическая зона спрединга (В.Е. Хаин, 2012):

I – кинематическая схема Г. Пальмасона (1973): траектории перемещения излившихся базальтов (пунктир) и изохроны их перемещения (сплошные линии) в процессе раздвига и изостатического опускания; II – схема И. Гибсона и А. Гиббса (1987), поясняющая механизм спрединга посредством внедрения даек и поверхностных излияний базальта: расклинивающее воздействие даек определяет раздвиг, проседание под нагрузкой базальтов формирует веерообразные моноклинали по обе стороны от осевой зоны (К – комплекс параллельных даек); III – внедрение базальтовой дайки в плоскости, перпендикулярной минимальному сжимающему напряжению, по Э. Андерсону и М. Хаберту; IV – базальтовая дайка как гидравлический клин: эпюра распирающих трещину напряжений (P), которые резко убывают к вершине гидравлического клина обратно пропорционально кубу раскрытия трещины, что создает там концентрацию напряжений, расклинивающий эффект и продвижение клина (по А.А. Пэку, 1968): l – длина трещины; d – раскрытие трещины; P_k – давление нагнетаемой жидкости у начала трещины; P_b – боковые напряжения, сжимающие трещину

Тектонические движения на конвергентных границах

Общая протяженность современных конвергентных границ составляет около 57 тыс. км, из них 45 приходится на субдукционные, остальные 12 – на коллизионные. Обдукционное взаимодействие литосферных плит в наши дни нигде не установлено, хотя известны участки, где эпизод обдукции произошел в сравнительно недавнее геологическое время.

Субдукция – процесс погружения океанской литосферы в астеносферный слой мантии, происходящий на конвергентных границах плит – опускание края одной более тяжелой (более плотной и холодной) литосферной плиты под окраинную часть другой, более легкой (рис. 41, 42). Сопровождается скольжением погружающейся части плиты (слэба) в мантию, его преобразованием и, в конечном счете, разрушением (ассимиляцией) у подошвы верхней мантии.

Субдукция активная связана с устойчивым спредингом морского дна и поддерживается повышением плотности океанической коры при её охлаждении по мере увеличения возраста. Субдукция пассивная происходит при появлении на океанской литосфере развивающихся гор и островных дуг или нагрузки в виде огромных дельт.

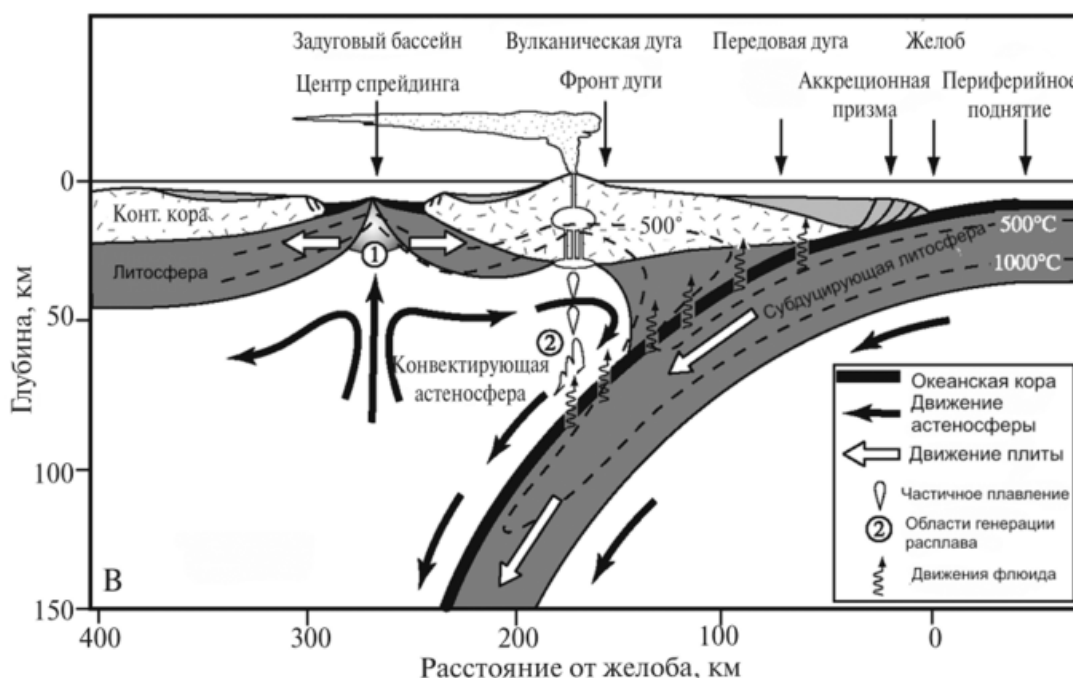


Рис. 41. Схема зоны субдукции океанической литосферы вблизи океанического желоба (Stern, 2002)

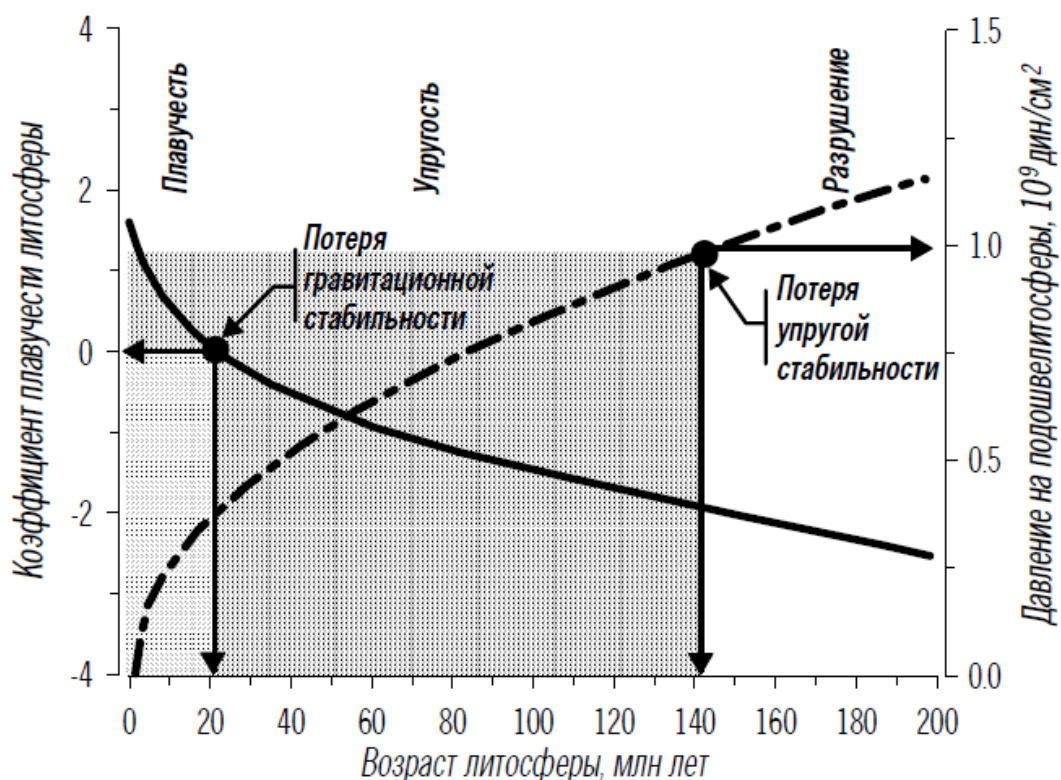


Рис. 42. Изменение параметров океанской литосферы по мере увеличения её возраста (С.В. Аплонов, 2001)

Выделяют несколько режимов субдукции.

Субдукционная аккреция (рис. 43) – процесс субдукции, когда край надвигающейся плиты служит жестким упором, который задерживает и снимает некоторую часть осадочного материала с поддвигающейся океанской литосферы и приводит к формированию аккреционной призмы. Субдукционная аккреция происходит за счет не только чехла океанской коры (главным образом пелагических и гемипелагических осадков), но и отложений глубоководного желоба (главным образом турбидитов). В некоторых аккреционных призмах (Зондская зона субдукции) среди осадочного материала зажаты тектонические линзы офиолитов, т.е. фрагменты субдуцирующей океанической литосферы. При чешуйчатом строении аккреционных призм все эти образования могут чередоваться. В тыльной части аккреционных призм на поверхности нередко появляются породы, претерпевшие в зоне субдукции метаморфизм высоких давлений и низких температур (глаукофановые сланцы). Значительная часть осадочного материала поддвигающейся плиты все же субдуцирует, в аккреционных призмах задерживается в среднем до 1/4 материала, перемещаемого литосферной плитой на подходе к внутреннему борту желоба.

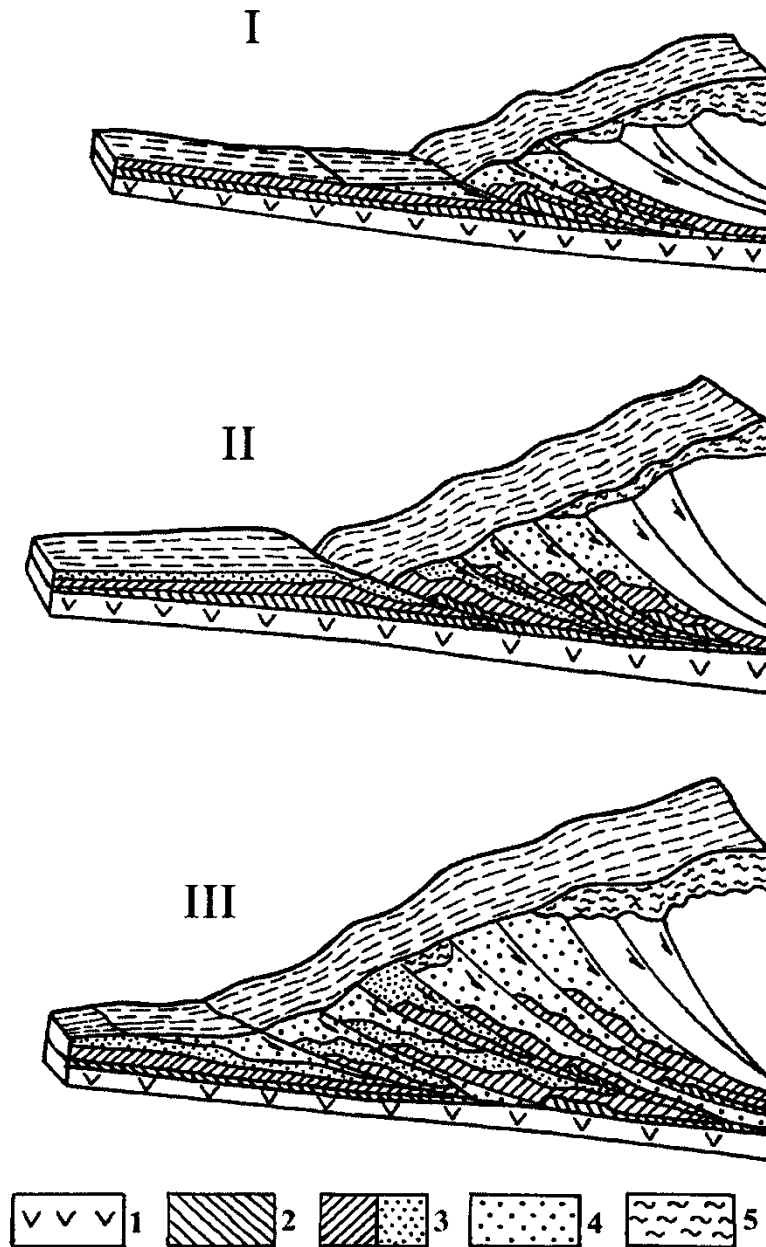


Рис. 43. Субдукционная аккреция. Последовательное пододвигание новых клиньев осадочного материала наращивает и приподнимает аккреционную призму (В.Е. Хаин, 2012):

- 1 – базальтовая кора; 2 – пелагические илы; 3 – тонкие турбидиты;
- 4 – песчаные турбидиты; 5 – отложения континентального склона

Субдукционная эрозия (рис. 44) выражается в срезании в зоне субдукции висячего крыла снизу и (либо) во фронтальной его части под действием пододвигающейся океанической литосферной плиты, уносящей продукты разрушения на глубину. При этом отсутствует накопление гравитационных образований в глубоководном желобе. Вместе с другими осадками они вовлекаются в субдукцию. Аккреционная призма не образуется.

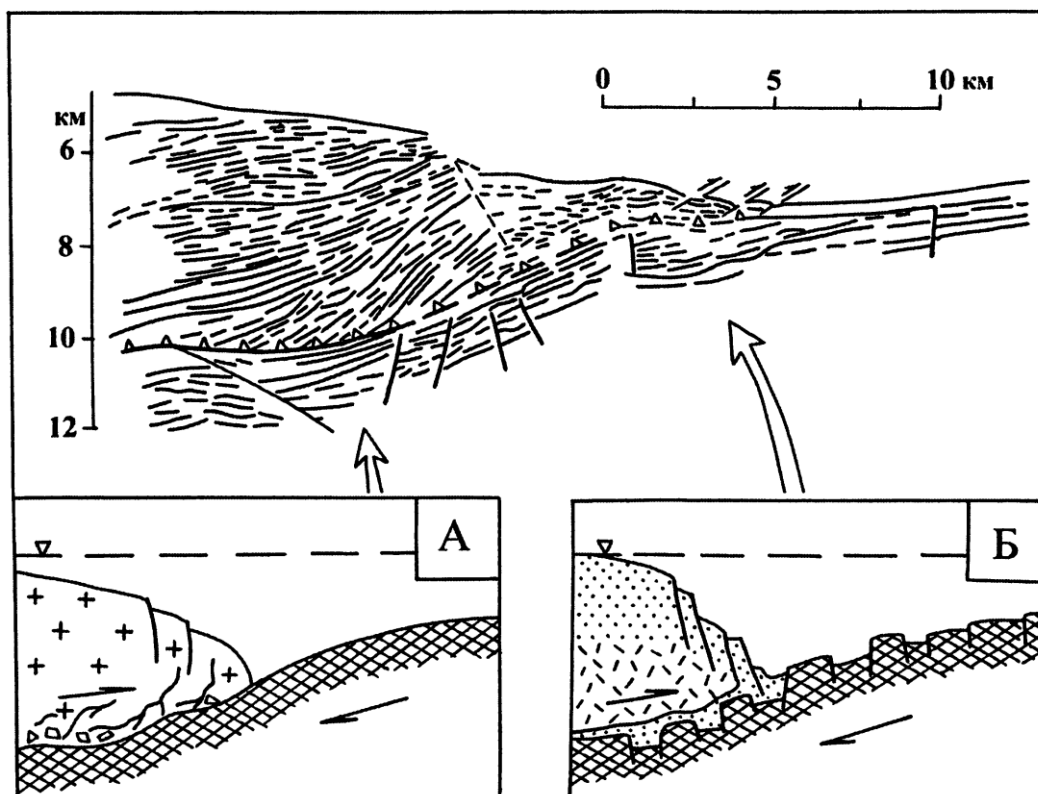


Рис. 44. Тектоническая эрозия на сейсмическом профиле через Японский желоб (В.Е. Хаину, 2012): А – базальная эрозия, Б – фронтальная эрозия

Выделяется также субдукция нейтральная – процесс субдукции почти не деформированных осадков под висячее крыло – режим, при котором не происходят ни аккреция, ни эрозия.

Существуют два основных типа зон субдукции (рис. 45): островодужный и активных континентальных окраин.

Зоны субдукции активных континентальных окраин формируются при погружении океанской литосферы непосредственно под окраины континентов: обычен андский тип с активным горообразованием на континентальном крыле, менее характерен зондский, когда окраинная часть континентов находится в основном ниже уровня океана.

Островодужный, в свою очередь, подразделяются на энсиалический, когда океаническая литосфера погружается под островные дуги, сформированные на фрагментах литосферы континентального типа (японский тип), и энсиматический, когда более тяжелая (более древняя, более мощная и холодная) океанская литосфера погружается под островные дуги, сформированные на более легкой (молодой, небольшой мощности), но океанической же литосфере (марианский тип).

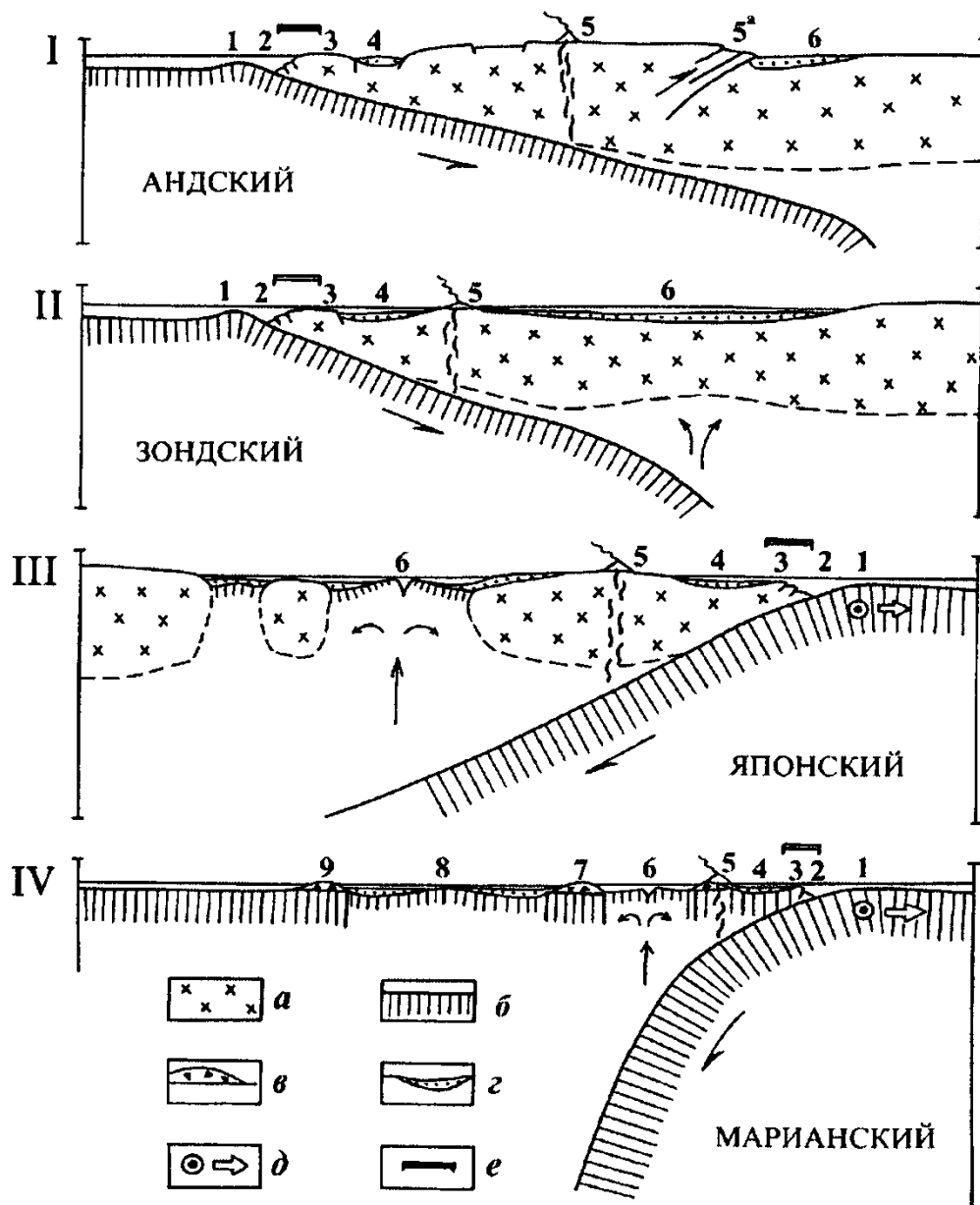


Рис. 45. Главные тектонические типы зон субдукции (I–IV) и их латеральные ряды (1–9) (В.Е. Хаин, 2012): *а* – континентальная литосфера, *б* – океанская литосфера, *в* – островодужные вулканы, *г* – вулканогенно-осадочные формации, *д* – откат перегиба субдуцирующей плиты, *е* – место возможного формирования аккреционной призмы

Субдукция континентальная (рис. 46) – в широком смысле толкования термина любое субдукционное перемещение коры континентального типа в мантию. При перемещении на глубину породы континентальной коры испытывают сверхвысокое давление и при обратном подъеме к поверхности вследствие всплывания или выдавливания наподобие клина в них сохраняются ассоциации минералов высоких температур и сверхвысоких давлений (алмаз, высококалийный пироксен, пироп), указывающих на глубины погружения 100–120 и до 200 км.

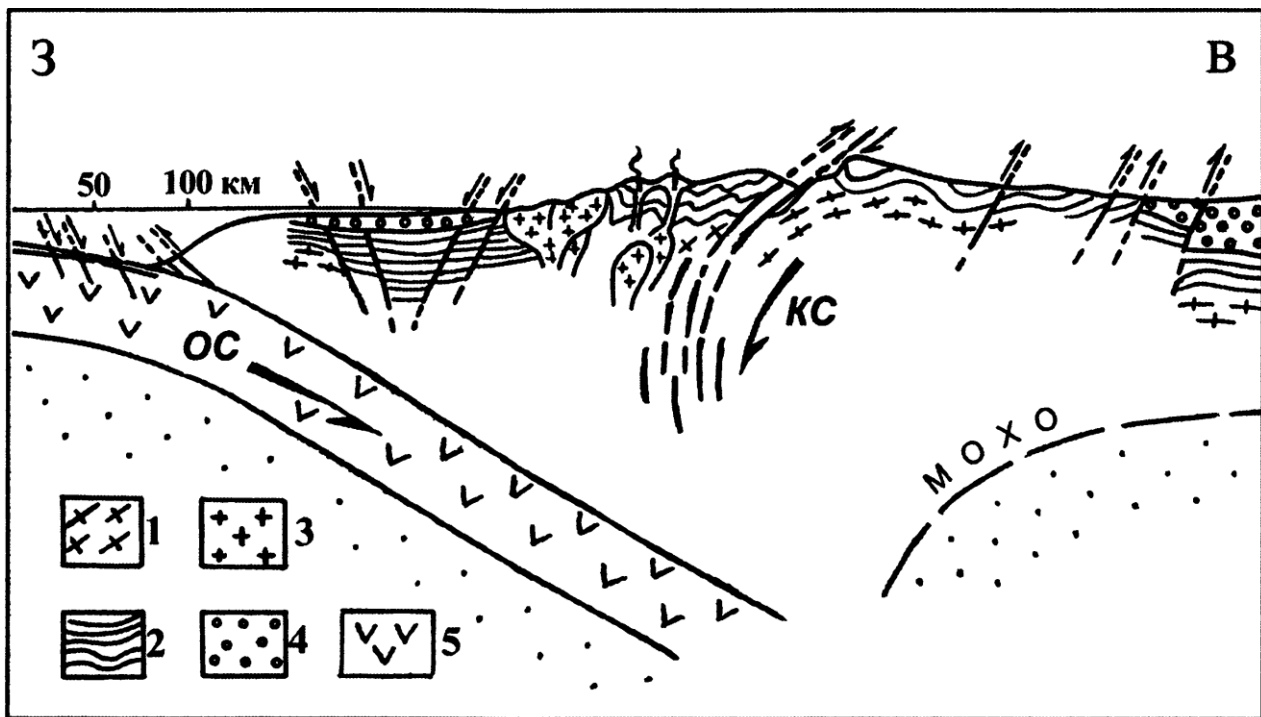


Рис. 46. Океанская субдукция (ОС) и континентальная субдукция (КС) в районе окраинно-материковой Андской зоны (В.Е. Хаин, 2012): 1 – докембрийско-палеозойский цоколь, 2 – лежащие на нём комплексы палеозоя и мезозоя, 3 – гранитоидные батолиты, 4 – заполнение кайнозойских впадин, 5 – океанская литосфера

Рассматривают два варианта континентальной субдукции.

Первый – А-субдукция или альпинотипная субдукция (предложил выделять в 1975 г. А. Бали) имеет тектоническую природу и обусловлена направленной ей навстречу субдукцией обычного типа, т. е. субдукцией Беньофа (Б субдукцией по А. Бали). Развивается в тылу активных окраин континентов (андский тип), где слэб оказывает на континент давление, может происходить перемещение на глубину наряду с океаническим слэбом также и части сиалических масс континента (например, надвиги Субандийских цепей, Скалистых гор).

Второй предполагаемый вариант субдукции континентальной представляется как сравнительно короткий эпизод, когда на границе литосферных плит по мере полного поглощения океанской литосферы подошедшая к желобу континентальная окраина второго континента (предполагается, что пассивного типа) затягивается под висячее крыло первого (например, как в настоящее время в районе о. Тимор на границе Австралийской и Индокитайской плит). Затем, после отделения от слэба океанической литосферы, происходит обратное перемещение (всплывание) сравнительно легких сиалических пород.

Обдукция – процесс надвигания фрагментов океанической литосферы (главным образом океаническая кора и, иногда, небольшая часть перидотитов верхней мантии) на край континентальной плиты (рис. 47). Свидетельством служат хорошо сохранившиеся фрагменты океанической коры (офиолиты), залегающие в виде тектонических покровов поверх осадочных или вулканических образований на континентальных окраинах. Примеры: Ньюфаундленд, Оман, Новая Гвинея и др.

Условия возникновения: надвигаться может сравнительно молодая океаническая кора, небольшой мощности и ещё мало охлажденная (низкой плотности), занимающая, в соответствии с изостазией, достаточно высокое гипсометрическое положение.

Горизонтальное перемещение пластин океанической литосферы может достигать 100 км и более, сопровождаться динамотермальным метаморфическим воздействием на нижележащие породы автохтона. Метаморфические преобразования пород наблюдаются и внутри надвигающихся пластин в случае их расслоения и сдваивания.

Предполагаемые главные механизмы обдукции (рис. 48): 1) при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом; 2) при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги; 3) при закрытии бассейнов океанского типа.



Рис. 47. Начальное образование покрова Семайл на востоке Аравийского полуострова (Н.В. Короновский, 2018): 1 – океаническая кора (офиолиты), 2 – континентальная кора, 3 – платформенный чехол, 4 – глубоководные осадки, 5 – покров

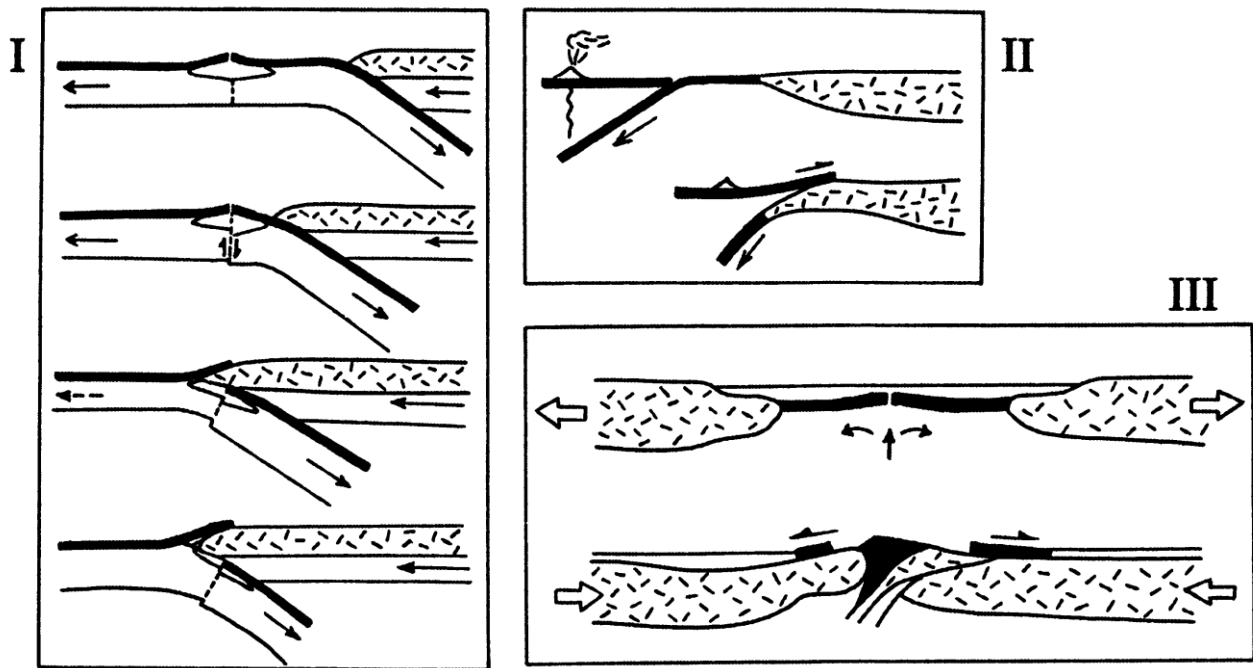


Рис. 48. Предполагаемые главные механизмы обдукции (В.Е. Хаин, 2012):
 I – при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом, по Н. Кристенсену и М. Сэлсбери (1975); II – при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги, по Э.Мурсу (1970); III – при закрытии бассейнов океанского типа

Коллизия – столкновение двух континентов, континента с микроконтинентом или континента с островной дугой вдоль границы схождения плит, сопровождающееся деформацией литосферы, её утолщением, расслоением и «скучиванием», образованием палингенных гранитных магм, накоплением моласс и формированием горно-складчатого сооружения (рис. 49). Коллизия приводит к формированию тектонических аккреционно-коллизионных комплексов – орогенических поясов, которые варьируют по специфике тектонических обстановок, характеру магматизма, метаморфизма и способам выведения глубинных пород к поверхности.

Могут быть выделены два основных типа коллизионных орогенов. Шотландский тип – формируется в условиях не интенсивного или косоугольного сжатия, сильное утолщение коры не происходит, образуются крупные сдвиги в сочетании с зонами локального растяжения.

Скандинавский тип формируется в условиях интенсивного фронтального сжатия и очень большого утолщения коры (до 80–100 км), приводящего к «коллапсу» – катастрофическому расползанию орогена путем быстрых надвигов и быстрому подъему глубинного вещества, характеризуется сочетанием крупных шарьяжей, наиболее отчетливых во фронтальной части, и многочисленных куполов и диапиров, нередко приводящих к

выходу на поверхность корово-мантийной смеси – мантийных пироповых эклогитов и нижнекоровых гнейсов: при быстром подъеме глубинные парагенезисы сохраняются, при медленном – переплавляются, и возникают комплексы низких давлений в виде простых и обрамленных гранитогнейсовых куполов.

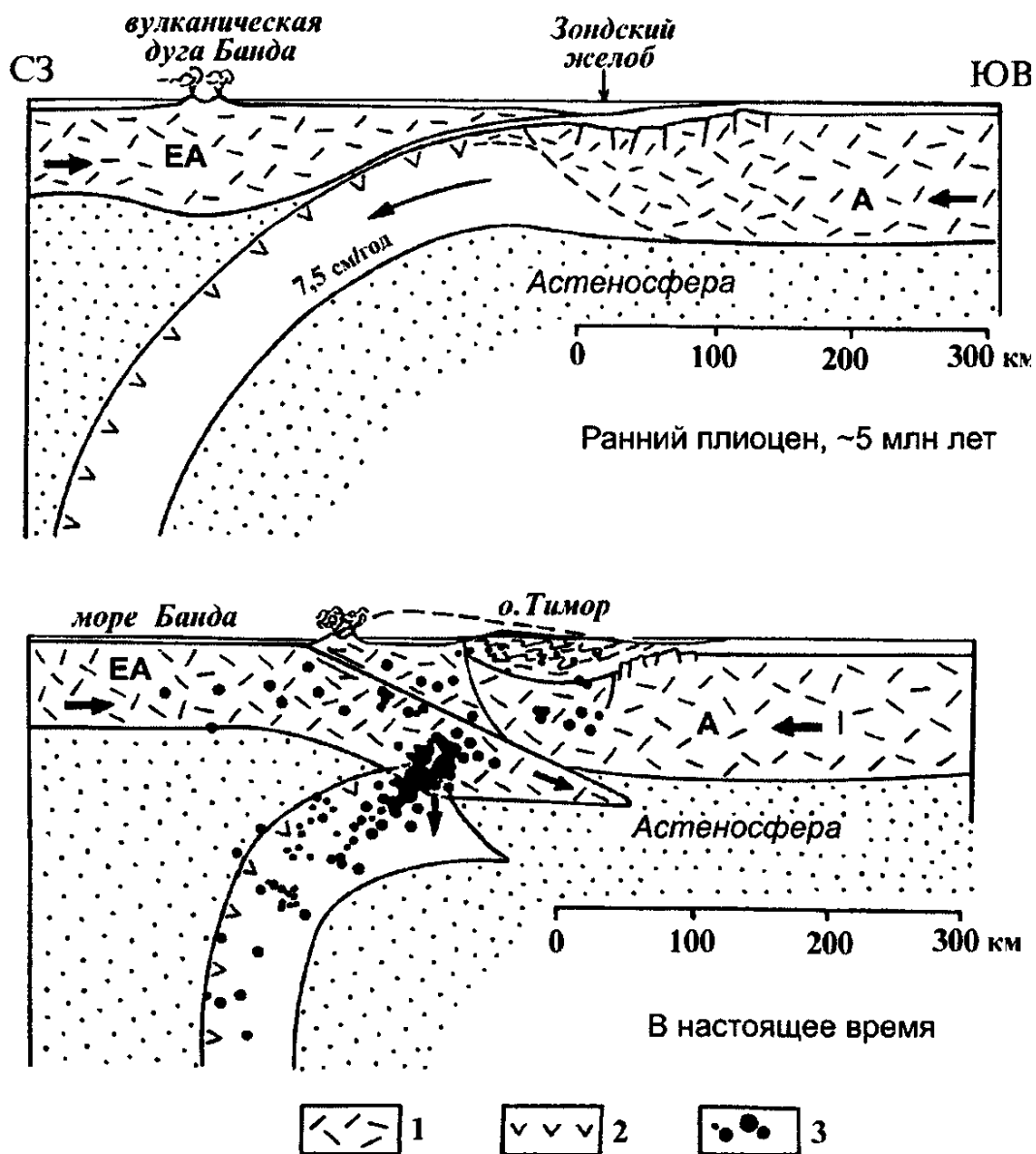


Рис. 49. Завершение субдукции и начало коллизии на конвергентной границе Евразийской и Австралийской литосферных плит (В.Е. Хаин, 2012):
1 – континентальная литосфера, 2 – океанская литосфера, 3 – сейсмические очаги

Разновидностью скандинавского типа можно считать Центрально-Гималайский тип, при формировании которого происходит выдавливание метаморфических пород в виде клина в сторону поддвигаемой плиты: характеризуется несколькими этапами деформаций и термодинамически-

ми параметрами повышенных давлений кианитового типа. При столкновении континента с микроконтинентом или островной дугой могут возникать крупные пластины офиолитов, надвинутые на континентальную кору – относительно молодые офиолитовые покровы Кипра, Северных Апеннин, Папуа-Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Омана. Палеоаналогами таких зон являются тектонические пластины офиолитов докембрийских и фанерозойских складчатых поясов покровно-шарьяжного строения.

Внутриплитные тектонические процессы

Проявления внутриплитных тектонических процессов достаточно многообразны. Прежде всего, это современные вертикальные движения земной коры, которые наблюдаются повсеместно, хотя их скорость и невелика – несколько миллиметров в год. Относительные горизонтальные движения вне подвижных поясов проявляются главным образом в форме раздвига в рифтовых зонах, например в Восточно-Африканской рифтовой системе. Вне рифтовых зон космогеодезические измерения не обнаружили заметных следов дифференциальных горизонтальных движений, такие части литосферных плит движутся как одно целое. Но в краевых частях плит, принадлежащих орогенам, наблюдаются существенные подвижки.

Внутренние области плит, за исключением рифтовых зон, испытывают напряжения сжатия. Векторы этих напряжений ориентированы либо перпендикулярно ближайшим осям спрединга, либо перпендикулярно фронту складчатых горных сооружений. Это совершенно определенно указывает на источник напряжений: в первом случае – зоны спрединга и отталкивания литосферных плит от оси хребта, во втором случае – зоны коллизии, т.е. столкновения литосферных плит.

Внутренние части литосферных плит по определению должны быть почти асейсмичны. Между тем слабые сейсмические толчки происходят практически повсеместно, и более значительные землетрясения не столь уж редки. В основном они приурочены к рифтовым зонам. Определенную сейсмичность обнаруживают и пассивные окраины континентов. Она связана с подвижками вдоль продольных по отношению к окраине или поперечных разломов.

Внутренние части плит отнюдь не лишены и проявлений вулканизма. Наиболее значительные из них тоже связаны с рифтовыми системами и плюмами.

Основными типами внутриплитных дислокация являются планетарная трещиноватость, линеаменты и колцевые структуры.

Наиболее универсальным, повсеместно распространенным типом внутриплитных дислокаций является трещиноватость. Она наблюдается во всех горных породах независимо от их возраста и литологического состава, но в наиболее «чистом» виде, не искаженном другими деформациями, – в отложениях платформенного (плитного) чехла. Планетарная трещиноватость при этом имеет закономерную ориентировку относительно оси вращения Земли. Но непосредственной причиной образования трещин служат диагенез и литификация осадочных пород и остывание магматических и метаморфических пород, происходящие в поле ротационных напряжений.

Термином «линеамент» первоначально обозначались вытянутые в одном направлении элементы рельефа и структуры. В дальнейшем этот термин применялся довольно редко, преимущественно для протяженных зон разрывных нарушений. Он получил новое значение и широкое применение с началом дешифрирования космоснимков. На них достаточно отчетливо проявлены широкие (километры, несколько десятков километров) и протяженные (многие сотни, нередко более тысячи километров) зоны концентрации трещин, разрывов, даек магматических пород, пересекающие как платформы, так и складчатые системы. Такие линеаментные зоны выделены, например, на Русской плите. Очевидно, что такие складчатые зоны формируются под действием напряжений сжатия, исходящих от коллизионного орогена.

Внешне менее эффективным, но более широко распространенным проявлением внутриплитных деформаций служат пологие линейные поднятия и прогибы на платформах, выраженные в структуре и рельефе.

Развитие космической геологии также вызвало повышенный интерес к кольцевым структурам и их природе. На основании изучения кольцевых структур среди них выделяют несколько генетических типов. Наиболее распространены: структуры магматогенного происхождения (вулканогенные, вулканоплутонические, плутонические); метаморфогенные (гранитогнейсовые купола); структуры, связанные с диапиризмом соленосных и глинистых толщ, льда; связанные с грязе- и гидровулканизмом; взрывные структуры; структуры ударного (метеоритного) происхождения; сводовые поднятия и погружения (связанные главным образом с нарушением изостатического равновесия); структуры гетерогенного происхождения, так или иначе отраженные в рельефе земной поверхности.

СТРОЕНИЕ ГЛАВНЫХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ

Структурные элементы литосферы первого порядка – океаны и континенты. Отличаются они толщиной, строением и составом коры. Они подразделяются на единицы второго порядка – подвижные пояса и устойчивые площади. В океанах первые представлены срединно-океанскими хребтами, вторые – абиссальными равнинами, на континентах соответственно выделяются складчатые пояса – орогены и платформы – кратоны. Переходные зоны между континентами и океанами – континентальные окраины (активные, пассивные и трансформные).

Строение океанов

Срединно-океанические хребты

Во всех океанах выделяются срединно-океанические хребты (СОХ) – крупнейшие геоморфологические и тектонические структуры океанического ложа, выраженные в рельефе дна океанов в виде непрерывной системы хребтов (поднятий).

Срединно-океанические хребты выделяются во всех океанах и практически пересекают весь земной шар, имея общую длину более 60 тыс. км и ширину от первых сот до нескольких тысяч километров. Возвышаются над абиссальными равнинами океанов на 2–3 км, но при этом, за редким исключением (о. Исландия), не достигают поверхности океана.

В поперечном сечении срединно-океанических хребтов выделяются 3 зоны: осевая, представленная в большинстве случаев отчетливо выраженной рифтовой долиной, по обе стороны от неё гребневые, наиболее высокие с сильно расчлененным рельефом, и фланговые (склоновые), постепенно понижающиеся и переходящие в абиссальные равнины.

Рифтовые долины, протягивающиеся вдоль осей хребтов и представляющие оси активного спрединга, имеют глубину 1–2 км при ширине в несколько километров. Они имеют строение сложных грабенов, с рядом ступеней, спускающихся к центру долины. На дне существуют открытые трещины растяжения.

Имеются здесь многочисленные центры вулканических поднятий, выраженные холмами высотой до 200–300 м, местами застывшие лавовые озера.

По обе стороны от молодых вулканических центров обнаружены гидротермы.

Рифтовые долины практически не заполнены осадками. Исключение составляют осыпи и обвалы у подножия уступов по краям этих долин, высота которых может превышать 1 км. Эти осыпи состоят из глыб и щебня пород океанской коры.

Рифтовые долины наблюдаются далеко не на всем протяжении срединно-океанских хребтов (Восточно- и Южно-Тихоокеанские поднятия). Отсутствие рифтовых долин и появление вместо них осевых горстов обычно обуславливается высокой скоростью спрединга (>8 см/г) и обильным магмовыделением, при котором не успевает происходить проседание оси хребта (рис. 50).

Гребневые зоны срединно-океанских хребтов занимают полосы по обе стороны рифтовых долин или осевых горстов шириной в первые первые сотни километров. Как правило, они отличаются сильно расчлененным рельефом и блоковой тектоникой и состоят из чередования более поднятых и менее поднятых линейных блоков, расчлененных субвертикальными разломами. В гребневых зонах еще сохраняется сейсмическая активность. Появляется осадочный чехол, но он распространен прерывисто, заполняя «карманы» на более погруженных блоках, и мощность его обычно измеряется лишь десятками метров. По возрасту осадки не древнее позднего миоцена.

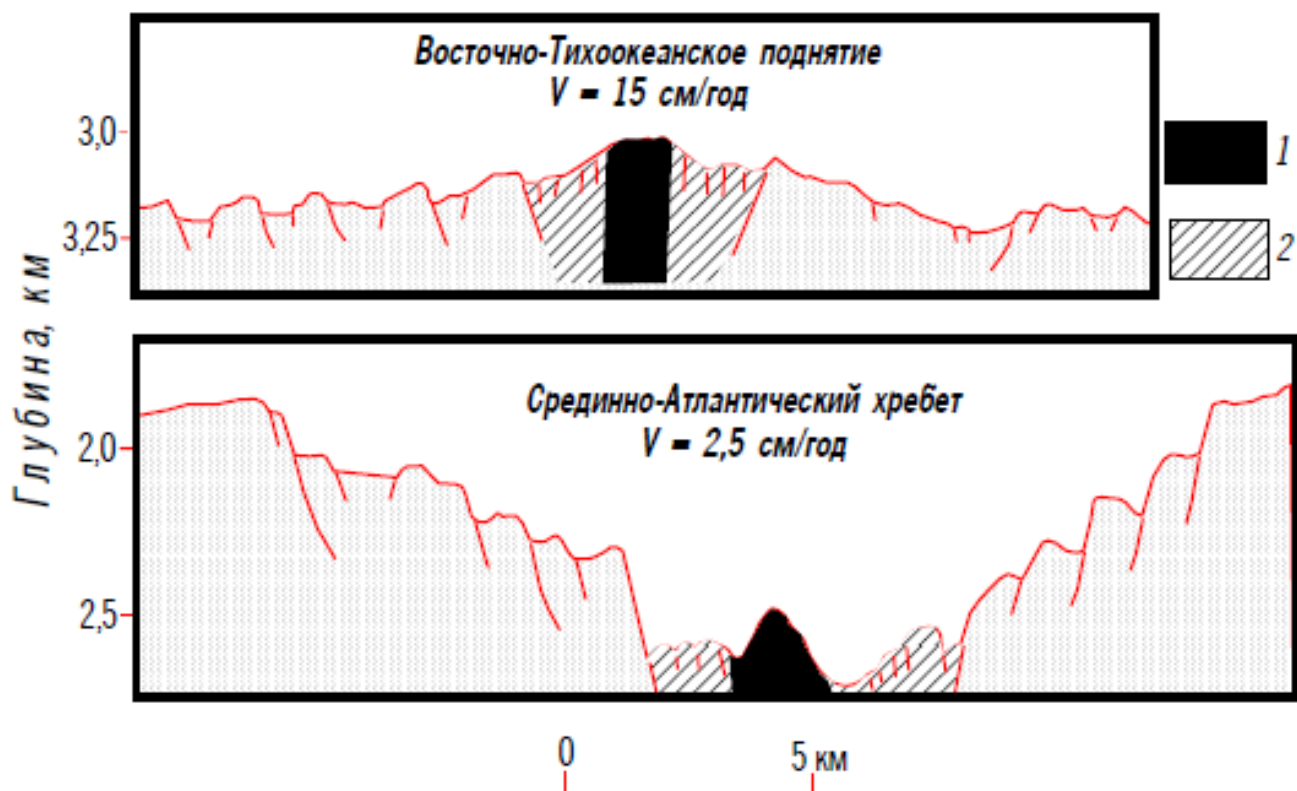


Рис. 50. Морфология рифтовых зон срединно-океанских хребтов с быстрой и медленной скоростями спрединга (С.В. Аплонov, 2001):
1 – область магматической активности; 2 – область тектонической активности

Фланговые зоны (склоны) срединно-океанских хребтов – наиболее широкие их зоны, измеряемые многими сотнями и даже тысячами километров (последнее относится к хребтам Тихого океана). В пределах этих зон происходит плавное понижение рельефа в сторону абиссальных равнин. Склоны срединных хребтов практически асейсмичны. Осадочный чехол здесь уже развит повсеместно, его возрастной диапазон увеличивается до олигоцена включительно, мощность постепенно возрастает в направлении абиссальных равнин до сотен метров.

По скорости раздвижения СОХ подразделяются на высокосрединговые (8–16 см/год), промежуточные (5–8 см/год) и медленносрединговые (2–5 см/год). В зависимости от типа срединно-океанического хребта (скорости раздвижения) варьируют особенности его рельефа, характер проявления магматизма и гравитационного поля и ширина возникающих полосовых магнитных аномалий.

Параллельно осям срединных океанических хребтов симметрично по отношению к ним выделяются линейные магнитные аномалии океанической коры (с чередованием прямой и обратной полярностей).

Аномалии, возникающие в результате комбинации явления палеомагнетизма, спрединга морского дна и обращений полярности магнитного поля Земли, обладают резкими границами (рис. 51).

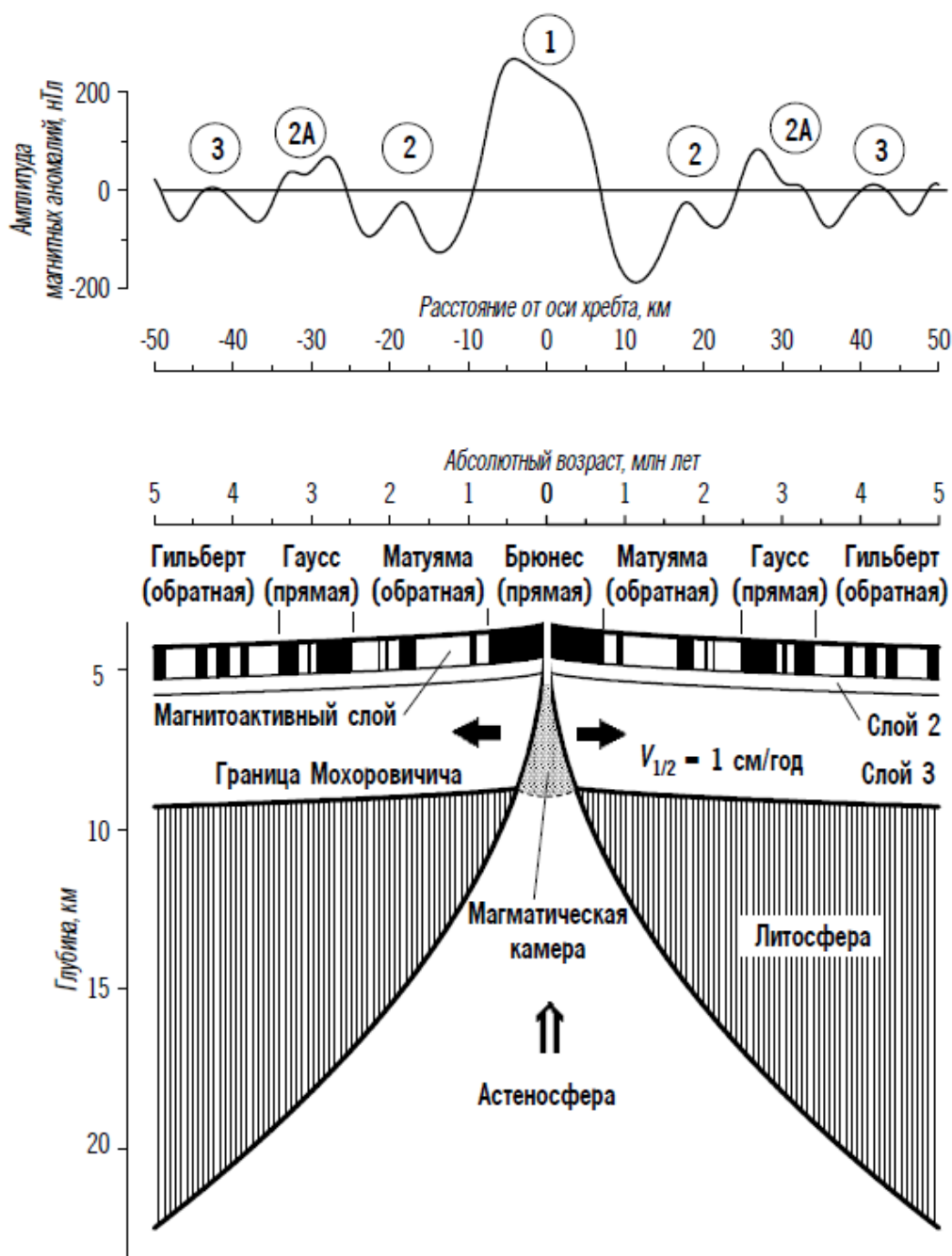


Рис. 51. Схема образования полосовой структуры магнитоактивного слоя и магнитных аномалий океана

Рождаясь в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, базальты при остывании ниже «точки Кюри» приобретают в магнитном поле Земли остаточную намагниченность, направление которой совпадает с магнитным полем соответствующего геологического времени. Остаточная намагниченность сохраняется в породах, которые не подверглись интен-

сивным механическим или тепловым воздействиям. Объясняется тем, что ферромагнитные минералы, входящие в состав пород, в момент кристаллизации магмы или осаждения осадка в водном бассейне приобретают ориентировку магнитного поля Земли: магнитное склонение (направление на северный магнитный полюс) и магнитное наклонение (вектор, зависящий от широты).

Вследствие постоянного процесса раздвига на фоне периодических изменений полярности магнитного поля Земли на 180° (инверсия полюсов) излившиеся базальты образуют на дне океана полосы с различным направлением остаточной намагниченности: прямым (совпадает с современным направлением магнитного поля) и обратным (противоположно современному магнитному полю).

Выделены эпохи прямой и обратной полярности, наиболее «молодые» из которых принято называть именами выдающихся физиков и математиков: эпоха прямой намагниченности Брюнеса (последние 780 тыс лет), эпоха обратной намагниченности Матуямы (0,7–2,5 млн лет), эпоха прямой намагниченности Гаусса (3,3–5,0 млн лет) и др. Инверсии геомагнитного поля происходили на протяжении длительного периода и установлены вплоть до раннепротерозойского возраста (около 2,5 млрд лет назад).

По мере раздвига (спрединга) океанического дна сформировавшиеся одновозрастные и обладающие одной и той же полярностью пояса базальтов располагаются симметрично по отношению к «породившей» их океанической рифтовой зоне, с течением времени отодвигаются всё дальше от неё вначале в сторону склонов океанического хребта, а затем – абиссальных равнин океана.

Во всех существующих в настоящий день океанах опознается одна и та же последовательность полосовых аномалий, для которых приняты порядковые номера, исчисляемые от оси спрединга. Эта особенность, используемая для определения возраста намагниченного ложа океанов (под осадками), позволяет количественно оценить скорость и направление перемещения океанических частей плит и провести палинспастические реконструкции.

По простиранию характерно расчленение СОХ на отдельные сегменты системой поперечных трансформных (сдвигового типа) разломов (рис. 52).

Идеальный трансформный разлом (трансформ) является границей литосферных плит, на которой они не поглощаются и не нарастаются, а испытывают взаимное относительное движение – скольжение, сдвиг. Разломы трансформные могут соединять две зоны осей спрединга (хребет – хребет), ось спрединга с зоной субдукции (хребет – дуга) либо две островных дуги (дуга – дуга). Они могут также отделять океаническую литосферу от континентальной или, подобно разлому Сан-Андреас (западное побережье Северной Америки), полностью находиться в пределах континента. Но подавляющее большинство разломов разделяет сегменты срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга.

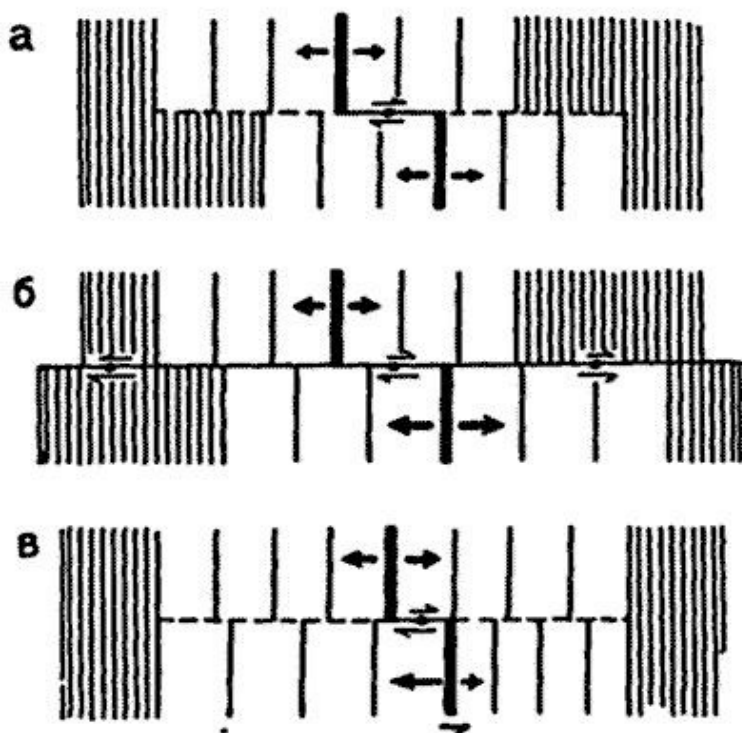


Рис. 52. Развитие трансформного разлома между двумя сегментами зоны спрединга (тип «хребет – хребет») (В.Е. Хаин, 2012): *а* – оси спрединга изначально лежат не на одной линии, скорости равны; *б* – то же, скорости различны; *в* – асимметричный спрединг на одном из сегментов как причина смещения его оси и образования трансформного разлома. Пунктиром выделены неактивные фланги трансформных разломов

Трансформный разлом «хребет – хребет» активен только между отрезками СОХ, за этими пределами наблюдается предшествующий, не активный в настоящее время, след его движения.

На активном отрезке – это длинные и узкие зоны нарушенного рельефа, характеризующиеся активной сейсмичностью, наличием подводных действующих вулканов, выражены линейными поднятиями и уступами, обычно разделяют геоморфологические провинции с различной глубиной дна.

Внутреннее строение трансформных разломов не однотипно. В случае сопутствующего сжатия на месте трансформного разлома происходит поднятие, выраженное узкой и протяженной грядой в подводном рельефе; в случае сопутствующего растяжения – образование расщелин с крутыми обрывистыми склонами, с поднятыми из глубины тектоническими клиньями серпентинизированных перидотитов мантии и повышенным тепловым потоком.

Выделяются геофизическими аномалиями: гравитационными и магнитными, смещают примыкающие к ним полосовые магнитные аномалии океанического дна.

Существуют следующие трансформные разломы:

Магистральные (трансокеанские) пересекают океан от края до края, не только срединные хребты, но и абиссальные равнины, и могут продолжаться в пределы смежных материков. Протяженность подобных разломов нередко составляет несколько тысяч километров, например разломов-гигантов северо-восточной части Тихого океана – Мендосино, Меррей, Клариян, Клиппертон, а расстояние между ними – порядка тысячи километров.

Кроме магистральных разломов существует еще, по крайней мере, три порядка трансформных разломов меньшего масштаба. Наиболее крупные из них пересекают срединные хребты примерно через 100–200 км и продолжают на некоторое расстояние в пределы абиссальных равнин. Разломы следующей по значению категории не выходят за пределы срединных хребтов и отстоят друг от друга на десятки километров. Наконец, более мелкие разломы пересекают лишь гребневые зоны и рифтовые долины.

Абиссальные равнины

Абиссальные равнины – это преобладающий элемент строения океанского ложа, занимают пространство между срединно-океаническими хребтами и континентальными подножиями.

Они подстилаются корой в основном доолигоценового возраста и имеют глубину 4–6 км. Кора океанского типа выдержана по толщине. Но осадочный слой в направлении континентального подножия постепенно увеличивается в мощности за счет появления все более древних горизонтов, до верхов средней юры в Атлантическом и Тихом океанах, а также за счет поступления обломочного и вулканического материала с суши (пелагические осадки сменяются гемипелагическими), в частности эоловым путем.

У устьев крупных рек (Амазонки, Нигера, Конго, Инда и особенно Ганга и Брахмапутры в вершине Бенгальского залива и некоторых др.) на нормальную океанскую кору накладываются мощные конусы выноса, продолжающие дельты. Их мощность может достигать нескольких километров, а значительная роль в сложении принадлежит турбидитам.

Возрастает и мощность литосферы благодаря опусканию её границы с астеносферой вследствие охлаждения.

Некоторые абиссальные равнины (Атлантический и Индийский океаны) обладают почти идеально плоским рельефом. Другие – холмистым рельефом, обычно непосредственно отражающим неровности кровли фундамента, т.е. базальтового слоя.

Абиссальные равнины в мегарельефе ложа океанов распадаются на отдельные котловины, разделенные крупными подводными хребтами и возвышенностями. Котловины имеют обычно округло-овальную форму и более 1000 км по длинной оси.

В Тихом океане, но отчасти и в других океанах, среди равнин возвышаются подводные вулканические горы; их насчитываются тысячи. Некоторые такие вулканы выступают над поверхностью океана в виде вулканических островов, например Реюньон в Индийском океане, а их высота над океанским ложем сравнима с высотой самых высоких пиков на суше (например, вулканы о. Гавайи).

Особую разновидность подводных гор образуют гийоты (рис. 53) – плосковершинные возвышенности, встречающиеся на глубине до 2 км и представляющие собой потухшие вулканы, вершины которых в свое время были срезаны морской абразией, затем перекрыты мелководными осадками и далее погрузились, вследствие охлаждения подстилающей их коры, ниже уровня океана. Гийоты также наиболее многочисленны на западе Тихого океана.

Для большинства внутриплитных поднятий очевидно вулканическое происхождение, связанное обычно связано с плюмами.

Существование чисто глыбовых, невулканических внутриплитных хребтов не доказано.

В океанах выделяются также подводные плато, в отдельных случаях – и отдельные острова в океанах с типичной утончённой до 25–30 км континентальной корой и осадочным чехлом, утолщенным по сравнению с чехлом абиссальных равнин – микроконтиненты. Они характеризуются плоским рельефом поверхности, лежащей, большей частью, на глубине 2–3 км ниже уровня океана (возвышенность Норфолк к востоку от Австралии, хр. Ломоносова в Северном Ледовитом океане и др.). Отдельные участки микроконтинентов могут выступать в виде мелководных банок (Роколл близ Британских островов) или небольших островов (о. Лорд-Хау в Тихом океане). Особый случай представляет крупный и гористый о. Мадагаскар.

Происхождение микроконтинентов обусловлено отколом отдельных блоков от континентов в процессе рифтогенеза на ранних стадиях раскрытия океанов. Они формировались в продолжение всей геологической истории. При закрытии океанов в процессе коллизии существовавшие ранее микроконтиненты вошли в состав складчато-надвиговых областей и выделяются при анализе строения орогенических поясов в качестве особого типа террейнов. С позиций учения о геосинклиналях они именовались ранее срединными массивами.

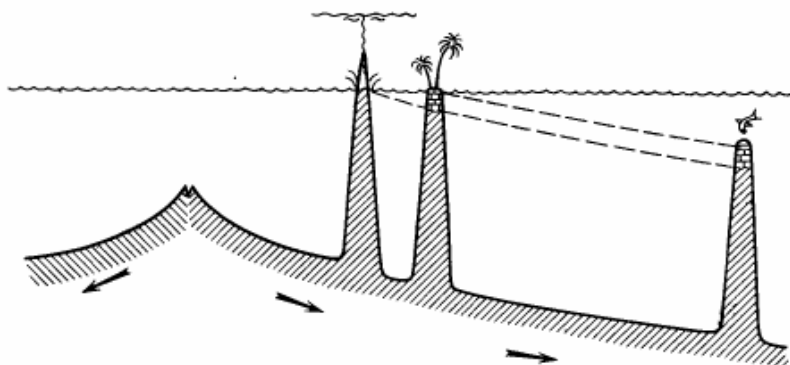


Рис. 53. Общая схема образования гейзеров (О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, 2002)

Строение континентов

Складчатые пояса

Складчатый пояс – линейная планетарная структура протяженностью многие тысячи километров и шириной первые тысячи километров складчато-надвигового строения с большой мощностью вулканогенных и осадочных толщ, интенсивным проявлением магматических и метаморфических процессов. Складчатые пояса разделяют или обрамляют платформы.

Главные складчатые пояса планеты (рис. 54): Тихоокеанский, Урало-Охотский, Средиземноморский, Северо-Атлантический, Арктический. Прежде такие мегаструктуры называли геосинклинальными поясами.

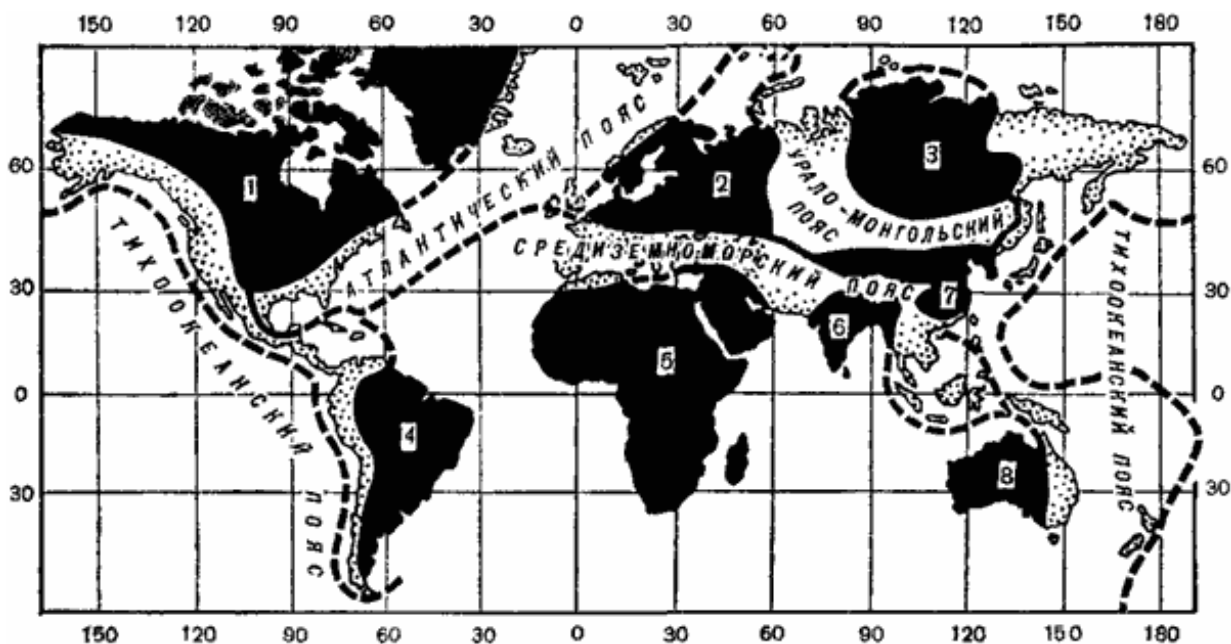


Рис. 54. Схема расположения древних платформ и складчатых поясов земной коры (М.В. Муратов). Древние платформы: 1 – Североамериканская; 2 – Восточно-Европейская; 3 – Сибирская; 4 – Южноамериканская (Бразильская); 5 – Африканская; 6 – Индийская; 7 – Китайская; 8 – Австралийская

С позиции тектоники литосферных плит складчатые пояса состоят из фрагментов субдукционно-аккреционных и аккреционно-коллизионных комплексов, которые цементируют блоки платформ, микроконтинентов, островных дуг, окраинных морей и ложа океанов. Они пронизаны коллизионными и постколлизионными гранитами и перекрыты крупными постколлизионными осадочными бассейнами, такими как, например, Западно-Сибирский.

Аккреция и коллизия при формировании складчатых поясов обычно происходили в короткие отрезки геологического времени. Показателем завершения формирования орогенного пояса являются обычно массовые внедрения гранитоидов, собственно горообразование и интенсивный размыв новообразованных горных сооружений.

Различают орогены (складчатые пояса): 1) межконтинентальные коллизионные, образовавшиеся при коллизии континентальных плит (Средиземноморско-Гималайский пояс), 2) окраинно-континентальные, образовавшиеся за счет активных континентальных окраин и аккреции островных дуг (Тихоокеанский пояс) и 3) внутриконтинентальные – вторичные эпиплатформенные (Центрально-Азиатский эпиплатформенный пояс).

Складчатые пояса делятся на складчатые системы и складчатые области.

Складчатая область – крупный отрезок складчатого пояса, отличающийся от других его частей историей развития, строением и отделенный от них поперечными разломами или пережимами (Алтае-Саянская и Монголо-Охотская складчатые области Урало-Охотского складчатого пояса).

Складчатая система – линейная часть складчатого пояса длиной 1000–3000 км (Урал, Аппалачи), при ширине 200–300 км, редко больше. В современной структуре складчатых поясов располагается либо между микроконтинентами (срединные массивы), входящими в состав складчатого пояса, либо между ними и платформой, ограничивающей складчатый пояс. Характеризуется единством развития и одновременностью проявления процессов завершающей складчатости.

В поперечном сечении выделяют внутренние и внешние зоны складчатых поясов, рассматривавшиеся ранее с позиций учения о геосинклиналях в качестве эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей (рис. 54).

Современными исследованиями установлено, что внутренние зоны, т.е. осевые пояса коллизионных орогенов, представляют собой коллаж разнородных структурных элементов – террейнов. Это геологические тела региональной протяженности, ограниченные разломами, имеющие собственную историю геологического развития, отличную от истории развития соседних тел, и представляющие собой часть какого-либо палеоструктурного элемента. Это фрагменты кратонов, континентальных окраин, океанической коры (офиолиты), внутриокеанических образований различного типа, микроконтинентов, островных дуг, метаморфических поясов и др.

На основе размещения офиолитов возможно выделение сутурных зон (швов, маркирующих границы столкновения континентальных масс).

Преобладают морские осадки большой мощности (граувакки, кремнистые и вулканические породы и т.п.). Характерны высокая вулканическая и интрузивная активность с широким развитием на заключительных стадиях развития гранитоидного магматизма, интенсивное проявление складчатых и разрывных дислокаций и метаморфизм.

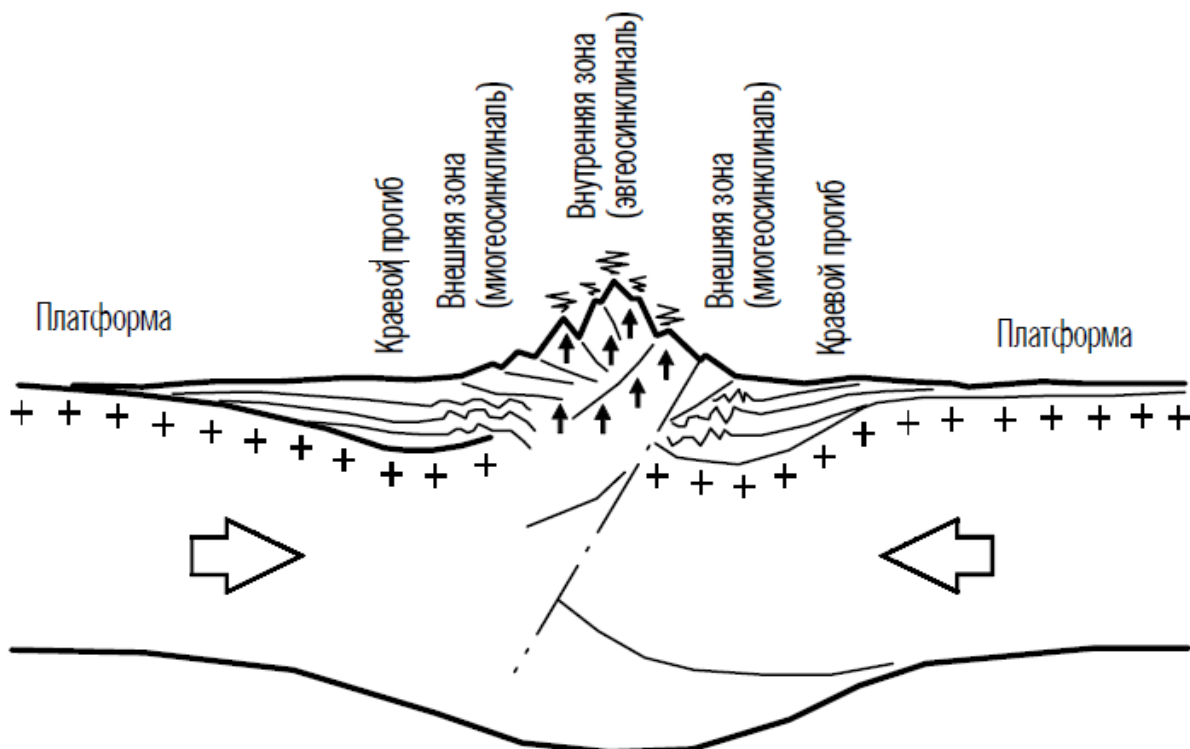


Рис. 54. Структурные зоны коллизионного пояса (С.В. Аглонов, 2001)

Внешние зоны более однообразны по строению и развитию, располагаются на той же континентальной коре, что и фундамент прилегающей

платформы. Осадочный комплекс внешних зон представлен вовлеченным в орогенез образованиям шельфа и континентального склона, обычно сорванными с фундамента и перемещенным на многие десятки или даже сотни километров в сторону платформы. При этом толщи приобретают чешуйчато-надвиговую структуру. Магматизм большей частью отсутствует, но в отдельных регионах встречаются покровы и силлы основных магматических пород, а иногда интрузии ультраосновных щелочных пород, образовавшиеся на рифтогенной стадии развития пассивных окраин.

Окраинные зоны складчатых поясов представлены передовыми (краевыми) прогибами, занимающими пограничное положение с континентальными платформами. Передовые прогибы закладываются в пределах тыльных частей пассивных окраин континентов, в зоне внутреннего шельфа и начинают формироваться одновременно с началом поднятия смежного складчатого сооружения.

Прогибы имеют асимметричную форму, интенсивно деформированную внутреннюю и обычно пологую и просто построенную внешнюю часть. В некоторых случаях (обычно при сочленении со щитами платформ) краевые прогибы могут отсутствовать, и тогда складчатое сооружение оказывается непосредственно надвинутым на платформу.

Складчатые пояса развиваются циклично. Вся жизнь складчатого пояса от раскрытия океана до формирования континентальной коры выделяется как цикл Вилсона (Уилсона) (рис. 55). В течение цикла раскалываются континенты, между их «осколками» раскрываются океаны, их литосфера – прямой продукт дифференциации мантийного вещества. Затем океаны начинают закрываться. В процессе переплавки субдуцирующей океанской литосферы образуется андезитовая континентальная кора, которая, таким образом, является продуктом вторичной дифференциации мантийного вещества. Завершается процесс формирования континентальной коры её гранитизацией в коллизионных поясах на месте закрывшихся океанов, по соседству с которыми раскрываются новые океаны, и весь цикл повторяется.

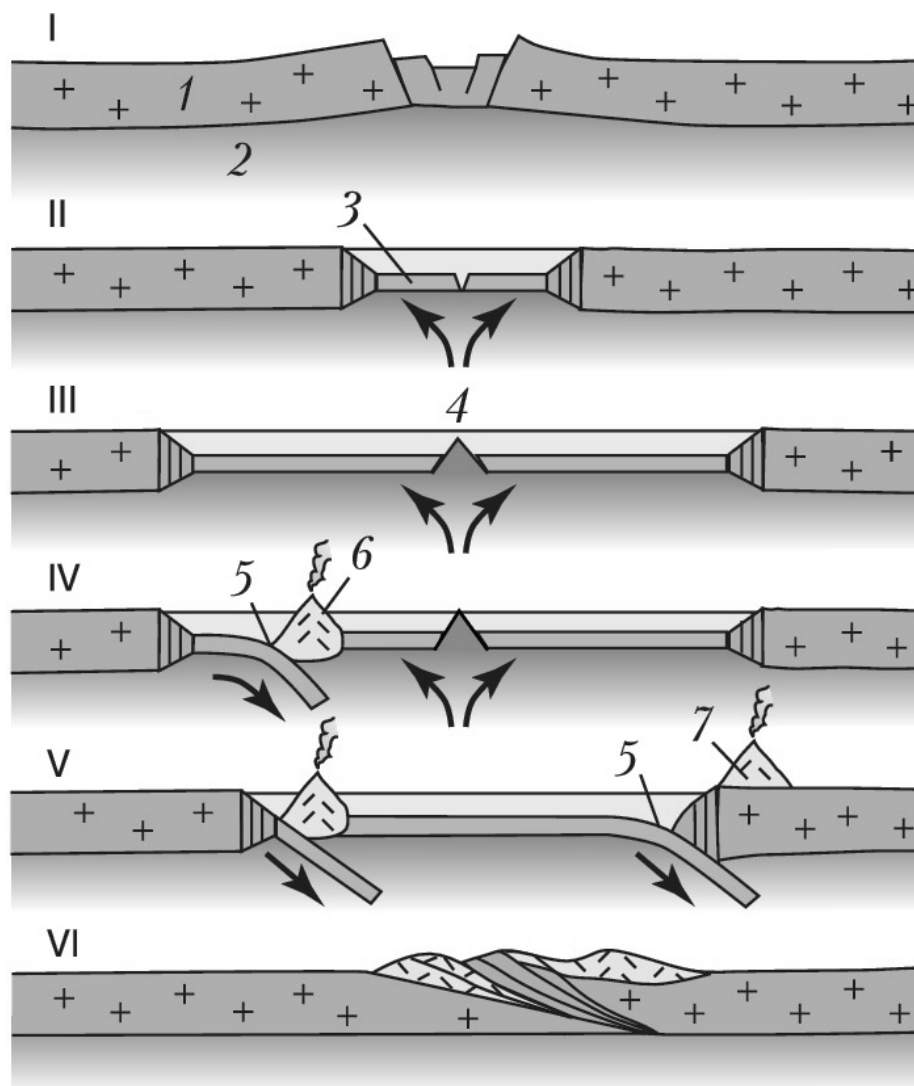


Рис. 55. Цикл Вилсона (Большая Российская Энциклопедия).

Стадии: I – возникновение континентальных рифтов; II – преобразование континентальных рифтов в межконтинентальные; начало спрединга, или новообразования океанической коры; III – образование обширного океанического бассейна со срединным спрединговым хребтом; на этой стадии обе окраины бассейна, как правило, пассивные; IV – заложение зон субдукции с формированием над ними вулканических дуг по одну или обе стороны океанического бассейна; на этой стадии в пределах бассейна может существовать несколько осей спрединга; V – окончание спрединга, поглощение океанической коры в зонах субдукции, столкновение островных дуг (и микроконтинентов) между собой и с окраинами континентов, ограничивающих бассейн, что ведёт к началу закрытия океана; VI – полное закрытие океанического бассейна в результате коллизии ограничивающих его континентальных блоков и возникновение нового суперконтинента. 1 – континентальная земная кора, 2 – мантия Земли, 3 – океаническая земная кора, 4 – зона спрединга на срединно-океаническом хребте, 5 – зона субдукции в глубоководном желобе, 6 – вулканическая островная дуга, 7 – окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс

Циклы Вилсона отвечают периодичности развития Земли высшего порядка (от Пангеи до Пангеи). Продолжительность – около 650 млн лет.

Составляющими циклов Вилсона являются циклы Бертрана (таблица) – циклы формирования континентальной коры периодичностью 150–200 млн лет, соответствующий времени закрытия отдельных океанов и завершающиеся эпохами орогенеза. Циклы Бертрана в завершающие эпохи орогенеза формируют отдельные части складчатых поясов. Они приводят к частичному закрытию крупных океанов, порожденных распадом суперконтинентов; лишь последний из этих циклов (в рамках суперцикла Вилсона) приводит к полному закрытию океана и коллизии ограничивающих его континентов.

Тектонические циклы (циклы Бертрана)

Название	Время проявления
Саамский	AR ₁
Беломорский	AR ₂
Карельский	PR ₁
Байкальский	PR ₂
Каледонский	PZ ₁
Герцинский	PZ ₂
Тихоокеанский	MZ
Альпийский	KZ

Циклы Бертрана, в свою очередь, делятся на циклы Штилле, находящие отражение в проявлении магматической активности, метаморфизма и складчатости. Они повторяются в среднем через каждые 30 млн лет. В фанерозойской истории по разным оценкам их продолжительность составляет 20–33 млн лет.

Области внутриконтинентального орогенеза

Помимо складчато-покровных горных сооружений, возникших в пределах основных подвижных поясов Земли, на конвергентных границах литосферных плит, существует значительное количество горных сооружений, образованных в удалении от этих зон во внутриплитной обстановке. Эти горные сооружения образуются в областях, которые длительное

время развивались в спокойном, платформенном тектоническом режиме на зрелой континентальной коре. Поэтому их часто называют вторичными, или эпиплатформенными, а сам процесс начала их образования после относительного тектонического покоя – тектонической активизацией.

Наиболее крупным в мире и типичным поясом внутриконтинентального орогенеза является Центрально-Азиатский пояс (горные сооружения Гиндукуша, Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Наньшаня, Циньлина, Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья, Станового хребта). Центрально-Азиатский пояс непосредственно примыкает с севера к Альпийско-Гималайскому складчатому поясу первичных орогенов, начал формироваться одновременно, а частично непосредственно вслед за ним, что указывает на общую причину их образования, равно как и то обстоятельство, что внутренняя структура Центрально-Азиатского пояса свидетельствует о происхождении в условиях горизонтального сжатия, ориентированного в меридиональном направлении. Такую общую причину большинство современных исследователей усматривают в столкновении (коллизии) Австралийской (Индостан) и Евразийской континентальных плит, начавшемся в позднем эоцене около 50 млн лет назад.

Также процесс внутриконтинентального орогенеза объясняется с позиций двухъярусной тектоники плит, учитывающей реологическую расслоенность литосферы, рассмотренной ранее в разделе «Основные положения тектоники литосферных плит».

Концепции внутриконтинентального орогенеза дополняют друг друга. Центрально-Азиатский пояс возник на неоднородном субстрате, представляющем фактически коллаж фанерозойских складчатых зон разного возраста с разделяющими их континентальными глыбами. При приложенном извне горизонтальном сжатии этот коллаж должен был снова разделиться на отдельные блоки, испытывавшие взаимные перемещения. Но эти «микроплиты», в соответствии с двухъярусной тектоникой плит, должны рассматриваться не как литосферные, а как коровые, даже верхнекоровые, так как верхняя кора оказалась в этом процессе оторванной от литосферной мантии и смещенной относительно неё по нижней коре повышенной пластичности. Деформации в этом поясе концентрировались в зонах палеозойских складчатых систем, в то время как более древние континентальные глыбы оставались относительно пассивными.

Существуют, однако, зоны внутриплитных дислокаций и поднятий, которые не столь явно связаны с зонами синхронной им коллизии. Таков Уральский кряж, простирающийся перпендикулярно Альпийско-Гималайскому и Центрально-Азиатскому поясам и отделенный от них значительным недислоцированным пространством. Логичнее всего объяснить возрождение горного рельефа Урала и некоторую деформацию слагающих его отложений воздействием внутриплитного стресса на герцинскую ослабленную зону. Знаменательно, что новейшее поднятие Урала, не распространившееся на всю позднепалеозойскую складчатую систему, совпало во времени с образованием Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского поясов.

Еще один тип внутриплитных поднятий наблюдается на периферии континентальных рифтов, является побочным продуктом рифтогенеза: мантийный диапир, подстилающий рифтовую систему, оказывается шире самой рифтовой впадины и вызывает воздымание на её «плечах». Происхождение внутриплитных поднятий, находящихся в глубине континентов и имеющих более или менее изометричные очертания, например плато Путорана в Сибири, можно связать с подъемом магмы в «горячих точках».

По степени и характеру проявления сопутствующей магматической деятельности эти орогены также достаточно разнообразны. Некоторые из них практически амагматичны. В других наблюдаются проявления основного вулканизма и интрузивного гранитоидного магматизма.

Платформы

Платформа – относительно стабильный сегмент континентальной коры, разрез которого сложен двумя крупными структурными этажами: нижний – фундамент, верхний – пологозалегающий осадочный и вулканогенно-осадочный чехол.

Платформы занимают большую часть площади материков. Мощность коры в них – 35–45 км, а литосферы – 150–200 км, иногда под наиболее древними ядрами платформ – до 400 км (киль континентов).

Крупную площадь выхода на поверхность фундамента называют щит, а крупную площадь, перекрытую чехлом, – плита (рис. 56).

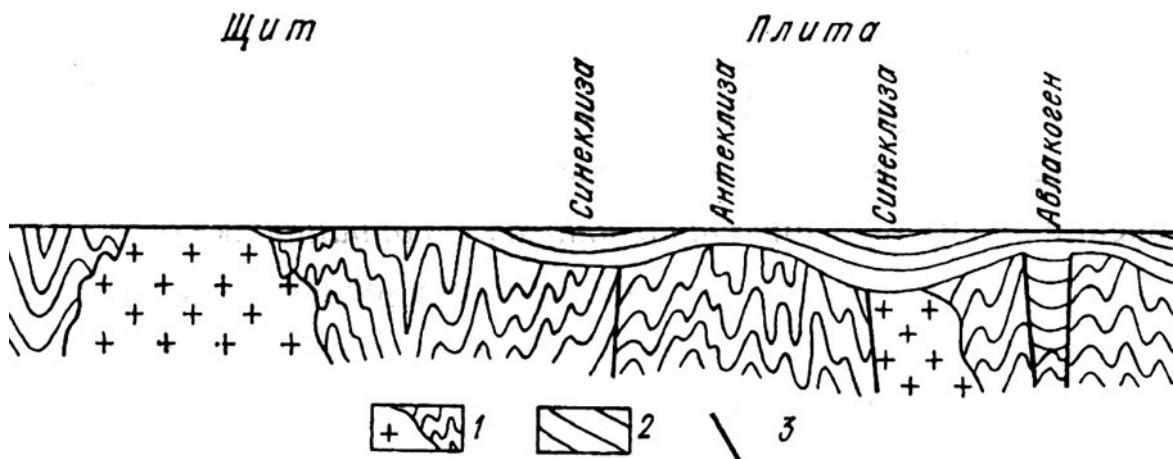


Рис. 56. Схематичный геологический разрез платформы: 1 – фундамент, 2 – осадочный чехол, 3 – разломы

Платформы испытывают медленные тектонические движения с преобладанием вертикальной составляющей, что отражается в разрезе чехла сменой формационных типов осадков и наличии нескольких структурных ярусов, границы между которыми определяются стратиграфическими несогласиями, размывами и перерывами в осадконакоплении. Тектонические напряжения приводят к формированию разломов и специфических крупных пологих пликативных структур.

По возрасту фундамента платформы подразделяются на древние и молодые (рис. 57). Всем платформам даются названия, которые определяются по завершающей складчатости фундамента (рис. 58). Последняя складчатость фиксируется в названии платформы с приставкой «эпи» («после»).

Платформа древняя (кратон) – платформа с раннедокембрийским возрастом фундамента (на континентах Северного полушария преимущественно архейского и раннепротерозойского, а в пределах Южной Америки и Африки также позднепротерозойского возраста), один из основных элементов структуры всех континентов, возникший на месте раннепротерозойских складчатых областей.

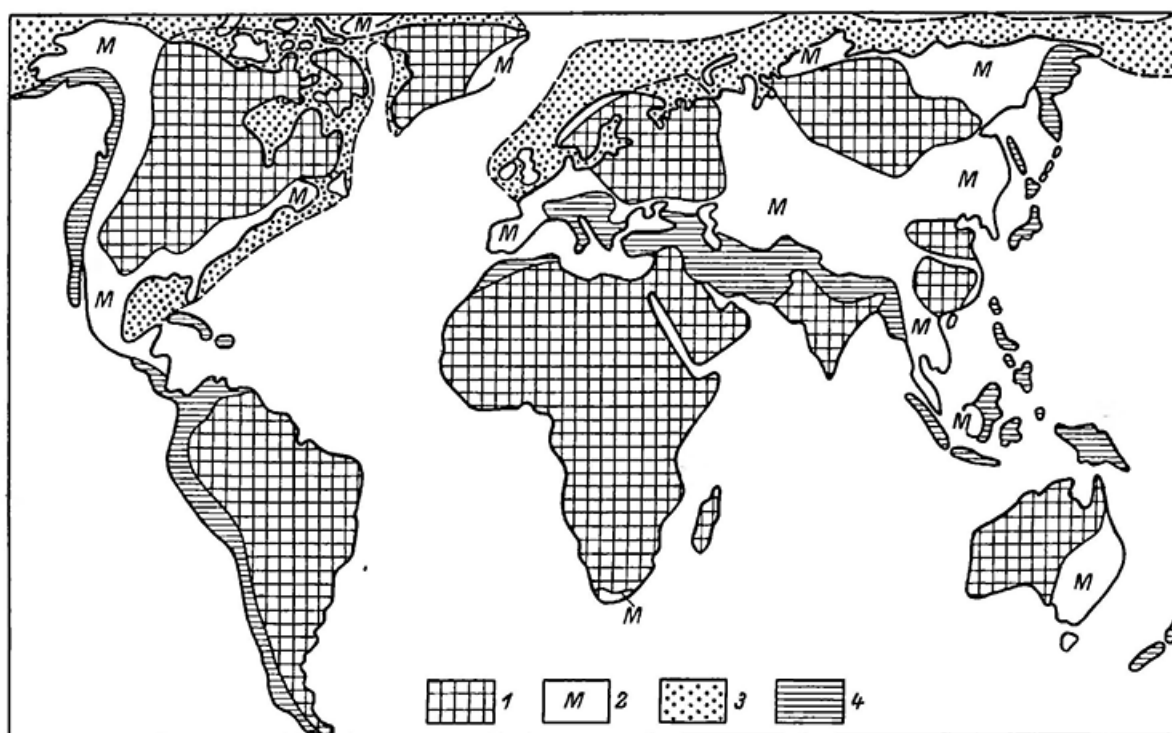


Рис. 57. Возраст материковых платформ (В.А. Деев, П.К. Куликов, 1988)
 1 – древние платформы; 2 – молодые платформы; 3 – шельфовые области; 4 – орогены

Древние платформы имеют полигональную форму, значительную площадь: достигают в поперечнике нескольких тысяч километров. Обрамлены складчатонадвиговыми поясами – орогенами, с которыми граничат по передовым прогибам или по разломам – краевым швам: часто по надвигам перекрыты надвинутыми периферическими частями обрамляющих складчатых поясов.

Фундамент древних платформ называют гранитогнейсовым или кристаллическим. Чехол древних платформ имеет мощность до нескольких километров (в среднем 3–4 км) и сложен преимущественно осадочными не метаморфизованными континентальными и мелководно-морскими образованиями, возможны траппы. Характерны, хотя и весьма незначительны по площади излияния щелочных базальтов, интрузии кимберлитов, ультраосновных щелочных пород.

Для начальной стадии формирования древних платформ характерны авлакогены – линейные грабен-прогибы в пределах платформ, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине в десятки, а иногда более сотни километров, ограниченные разломами и выполненными мощными толщами осадков, а нередко и вулканитами.

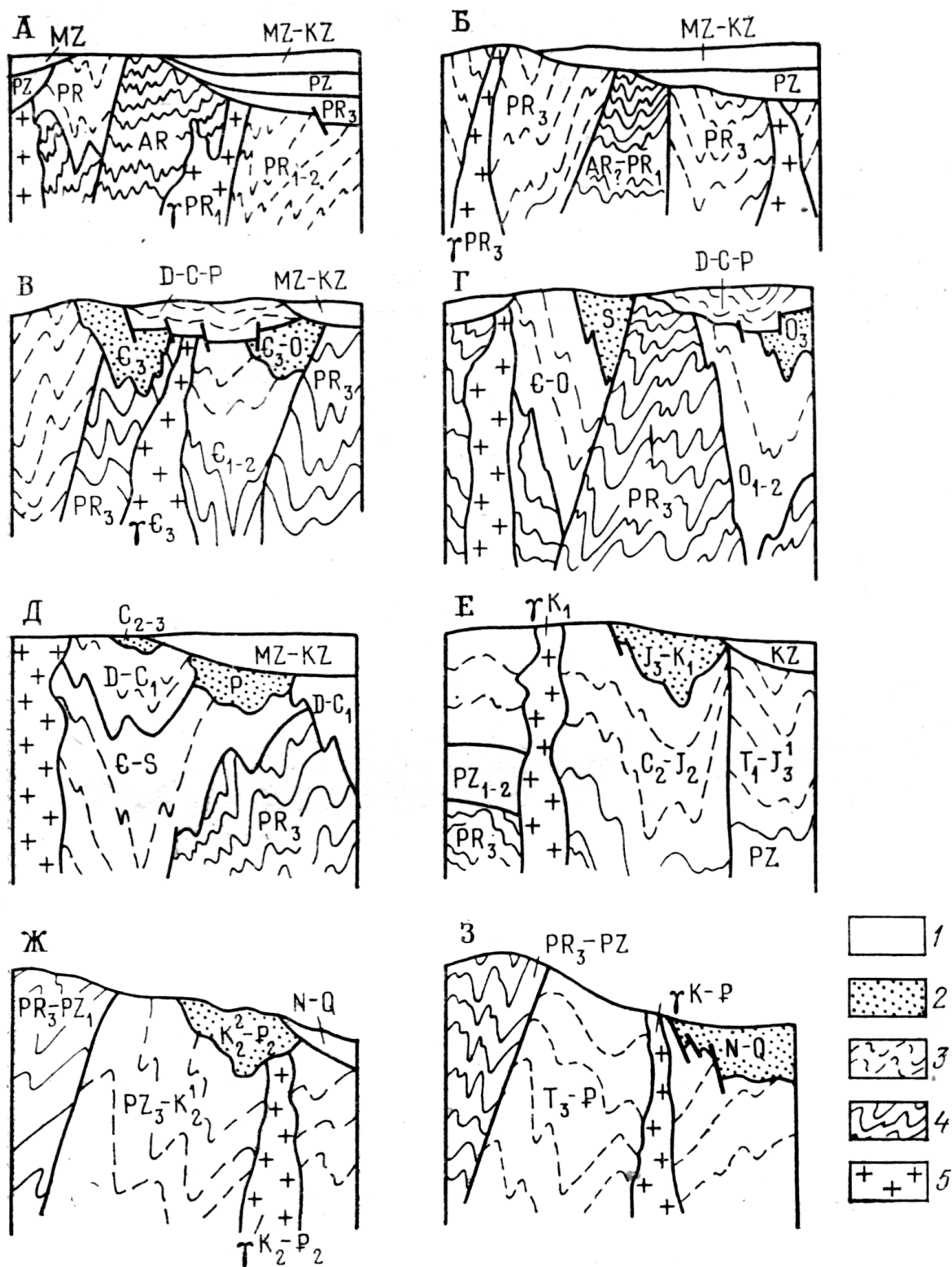


Рис. 58. Характер залегания и взаимоотношения стратиграфических комплексов в разновозрастных складчатых областях (А.В. Туров, В.М. Цейслер, 2007):
А – древняя эпикарельская платформа, *Б* – молодая эпибайкальская платформа,
В, Г – молодая эпикаледонская платформа, *Д* – молодая эпигерцинская платформа,
Е, Ж – молодая тихоокеанская платформа, *З* – альпийский ороген;
 1 – платформенный чехол, 2–4 – комплексы фундамента,
 5 – интрузии гранитоидов

Глубина залегания фундамента в пределах авлакогенов может достигать 10–12 км, а земная кора и литосфера в целом часто утонены, что сопровождается подъемом разуплотненной мантии.

Авлакоген представляет собой древний рифт, прекративший своё развитие на определенном этапе, предшествующем формированию осадочного чехла платформы. С позиций тектоники литосферных плит это одна из ветвей тройного сочленения рифтов, которая отмирает и уходит в сторону вместе с континентом, тогда как раскол, раздвижение и раскрытие океана идут по двум другим ветвям. Авлакогены могут образоваться и как одиночные рифты на континентальных окраинах вследствие случайного положения горячей точки на континентальной окраине или вблизи неё.

Платформа молодая – платформа, возникшая в послепротерозойское время на месте либо байкальской, каледонской, герцинской или мезозойской складчатой области. Платформы молодые, в отличие от древних, занимают значительно меньшие площади материков.

Фундамент их сложен осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, испытавшими слабый (зеленосланцевая фация) метаморфизм и складчатость, поэтому он называется складчатым.

Чехол молодых платформ отличается от фундамента не контрастно. Для него характерна унаследованность разломов фундамента и даже воспроизводство складок фундамента.

Между складчатым основанием и чехлом нередко присутствует промежуточный комплекс, выполняющий отдельные впадины, отличающийся от фундамента слабой дислоцированностью, полным отсутствием метаморфизма и гранитоидов, а от чехла – несогласием и более высокой плотностью пород. В формационном отношении это молассовые, молассоидно-вулканогенные обломочные образования межгорных впадин и рифтовых грабенов, сформировавшиеся в заключительный этап развития подвижного пояса, ставшего фундаментом молодых платформ.

Отдельные области платформ характеризуются аномально большой мощностью чехла (10 км и более). Геофизические исследования указывают на их положение над рифтовыми зонами в фундаменте, что сопровождается значительным утонением континентальной коры и возможно даже появлением коры океанического типа («базальтового окна»). Процессы термического охлаждения ранее разогретой подрифтовой литосферы и процессы изостазии ведут к глубокому опусканию таких областей и фор-

мированию над ними обширных «осадочных бассейнов», весьма перспективных в отношении нефтегазоносности.

Строение континентальных окраин

Переходные области между континентами и океанами обычно называют континентальными окраинами, хотя они скорее являются окраинами океанов, занимая 20 % их площади. В их пределах накапливается основная масса осадков и вулканитов, здесь они подвергаются наиболее интенсивным деформациям, здесь же континентальная кора замещается субокеанской или океанской, а океанская кора преобразуется в континентальную.

Континентальные окраины подразделяют на три типа: пассивные, активные и трансформные.

Пассивные континентальные окраины

Континентальные окраины пассивные – окраины континента, где континентальная кора «припаяна» к океанической и отсутствует сколько-нибудь интенсивная тектоническая деятельность.

Пассивные окраины характерны для молодых океанов – Атлантического (кроме двух участков – напротив Антильской и Южно-Сандвичевой вулканических дуг), Индийского (кроме обрамления Зондской дуги и окраины Мекрана), Северного Ледовитого, а также для антарктической окраины Тихого океана.

Главные особенности пассивных континентальных окраин: 1) внутриплитное положение, 2) низкая сейсмическая и, как правило, вулканическая активность, 3) наличие двух структурных этажей (нижний сформирован в условиях континентального рифта, представлен преимущественно обломочными породами, нередко переслаивающимися с потоками базальтов и дайками и силлами долеритов, а верхний сформирован на океанической стадии развития и сложен морскими отложениями).

В целом для пассивных окраин характерно формирование мощных осадочных призм: процесс «лавинной седиментации» – быстрое переотложение шельфовых отложений вниз по континентальному склону продольными и поперечными течениями с возникновением различных типов турбидитов, часто вмещающих месторождения нефти и газа.

Пассивные окраины включают в себя три главных элемента (не считая прибрежной равнины): 1) шельф, 2) континентальный склон, 3) континентальное подножие.

Шельф представляет собой в рельефе и геологическом отношении продолжение прилегающих к океану участков суши под морем от береговой линии до крутого перелома профиля дна к континентальному склону (бровка или внешний край шельфа). Он выделяется до глубины от 50 до 350 м (в среднем 100–200 м), ширина весьма изменчива – от первых десятков километров (там, где шельф граничит с горными сооружениями) до 1000–1300 м (там, где он примыкает к материковым равнинам).

Является опущенной ниже уровня моря континентальной частью литосферной плиты. Земная кора шельфов относится к континентальному типу, но утонена в процессе рифтогенеза, предшествующего открытию межконтинентальных рифтов.

Шельфы характерны для относительно молодых океанов, они асейсмичны и практически лишены проявлений вулканизма.

Главными процессами на шельфах являются аккумулятивные осадочные процессы – отложение осадков и их первичный диагенез.

Континентальный склон начинается от бровки шельфа и заканчивается подножием, граничащим с ложем океана. Ширина в плане до 200 км, перепад высот от 100–200 до 1500–3500 м, угол уклона 4–35° (на отдельных участках до 90°). Границы с шельфом и континентальным подножием выражены резкими перегибами.

Характеризуется значительной расчлененностью подводного рельефа: по направлению к подножью – многочисленные тектонические уступы и плато; по латерали – глубоководные ложбины и гряды, поперечные каньоны и V-образные долины протяженностью десятки и сотни километров, шириной от 1 до 10–15 км и глубиной вреза в континентальный склон до 1 км.

Образование подводных каньонов связано с подводной эрозией, обусловленной потоками, насыщенными обломочным материалом, подобными селям. Поверхность континентального склона в пределах отрицательных форм рельефа сложена мощными толщами осадков.

Геологические процессы здесь определяются гравитационным фактором, который обуславливает целый ряд явлений: от подводных обвалов и до огромных оползней и разнообразных потоков вещества.

Континентальное подножие примыкает со стороны океана к континентальному склону; также подстилается утоненной корой континентального типа. Представляет собой слабонаклоненную в сторону океана (1–2°) слабоволнистую подводную равнину шириной до многих сотен километров, располагающуюся на глубинах 2–3 км, но иногда – 4–5 км. Оно также является областью интенсивного осадконакопления. Осадки формируются за счет подводных оползней с континентального склона и сноса большого количества обломочного материала с материка и шельфа по подводным каньонам и долинам. В их устьях за счет разгрузки потоков мощность осадков может достигать 15 км; формируются глубоководные конусы выноса, которые, соединяясь, образуют обширные шлейфы, постепенно переходящие в абиссальные равнины океана.

Активные континентальные окраины

Современные активные окраины имеют гораздо более сложное строение и испытывают более сложное развитие, чем пассивные, и характеризуются высокой сейсмичностью, активной вулканической деятельностью. Для них характерны складчато-надвиговые деформации и метаморфизм. Всегда имеют окраинноплитное положение и сопровождаются активной зоной субдукции.

Активные окраины континентов подразделяются на 2 типа: Андский (Восточно-Тихоокеанский), построенный достаточно просто, и Островодужный (Западно-Тихоокеанский), имеющий сложное строение.

В Андском типе субдукция направлена непосредственно под окраину континента, глубоководный желоб примыкает к этой окраине. А в островодужном формируются островные дуги и задуговой морской бассейн (окраинное море).

Рассмотрим элементы строения активных окраин подробнее.

На внешней границе континентальной окраины любого типа формируется краевой океанический вал – вытянутая на несколько тысяч километров при ширине 300–500 км и высоте 200–1000 м положительная сводообразная структура между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана.

Также обязательным элементом строения активных окраин является глубоководный желоб – впадина в рельефе, протяженностью до нескольких тысяч километров, при ширине 50–100 км и глубине 2–11 км. Примы-

кает к собственно континентальной окраине или к островной дуге. Он выражен в виде асимметричного V-образного жёлоба с более пологим склоном, обращенным в сторону океана и дугообразно изогнутым выпуклостью навстречу субдуцирующей плите, сопровождаемым с её стороны краевым валом.

Для Западно-Тихоокеанского типа активных окраин характерны также островные дуги и бассейны преддуговые и задуговые.

Островная дуга – цепь вулканических островов, окаймленных с одной стороны глубоководным океаническим желобом, а с другой – задуговым бассейном (окраинным морем). Чаще всего она имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной к желобу и океану.

Существует два основных типа островных дуг: 1) энсиалическая (зрелая островная дуга) – островная дуга с континентальным основанием, образование которого связано с отчленением блока от континентальной окраины и его продвижением в сторону океана по мере раскрытия между дугой и континентом краевого моря; 2) энсиматическая (незрелая или юная островная дуга) – островная дуга, образующаяся на краю более молодой океанской литосферы при субдукции под неё более древней океанической литосферы, более мощной и более тяжелой.

Во всех типах активных континентальных окраин преддуговой склон амагматичен, обычно включает в себя аккреционную призму и один или два преддуговых прогиба (терассы).

Преддуговые бассейны расположены между глубоководным желобом и магматическим поясом островной дуги. А задуговые бассейны – малые океанические бассейны – расположены с внутренней, тыловой, стороны островной дуги и ограничены с противоположной стороны задуговым хребтом (остаточной дугой) или континентом.

Трансформные континентальные окраины

Это менее распространенный и не встречающийся в чистом виде тип континентальных окраин. Он может быть разделен на два подтипа – трансформные дивергентные окраины и трансформные конвергентные окраины.

Типичным примером современной трансформной дивергентной окраины является атлантическая окраина Африки на участке северного побережья Гвинейского залива, где Африканский континент как бы под-

резан экваториальной зоной разломов Атлантики. Здесь проявлены все характерные черты трансформной окраины: узкий шельф, узкий и очень крутой континентальный склон, с основанием которого совпадает резкая тектоническая граница между континентальной и океанской корой, практически без переходной коры между ними, слабо развитое континентальное подножие. По разлому на границе континент/океан наблюдаются как вертикальные сбросовые, так и горизонтальные сдвиговые смещения, т.е. эта граница носит сдвигово-раздвиговый характер.

Трансформные конвергентные окраины представлены на двух участках тихоокеанской окраины Северной Америки – на севере против Канады и юго-восточной Аляски, где такой характер окраины определяется сдвигом вдоль архипелага Королевы Шарлотты, и против Калифорнии. В первом случае картина строения окраины весьма сходна с предыдущим подтипом и отличается лишь принадлежностью к конвергентной в целом границе Северной Америки, с погружением под неё Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Вторым примером трансформной конвергентной окраины является участок подводной окраины к югу от Поперечных хребтов Калифорнии, находящийся между двумя параллельными сдвигами: сдвигом Сан-Андреас, проходящим по суше, и сдвигом со стороны океана. Между ними проходит, по-видимому, еще несколько сдвигов, принадлежавших той же системе. С ними связано образование нескольких цепочек раздвиговых осадочных бассейнов, кулисообразно расположенных, выполненных плиоцен-четвертичными отложениями, между которыми находятся приподнятые блоки более древнего основания.

Лабораторная работа № 3

Цель занятия: знакомство с общей тектонической картой мира, условными обозначениями, используемыми для картирования тектоники континентов и океанов.

Общие тектонические карты отображают особенности строения и развития исследуемых регионов. На них в первую очередь показываются области с континентальной и океанической корой, на континентах выделяются платформы и плиты платформ с чехлом разного возраста и разновозрастные складчатые системы, а в океанах – срединно-океанические хребты и абиссальные равнины.

Лабораторная работа № 3 посвящена знакомству с тектонической картой мира. Как обычно, работу с картой начинаем с изучения легенды. Основное внимание необходимо уделить условным обозначениям, используемым для картирования тектонического строения континентов и океанов.

При работе с картой студенты должны опираться на знания, полученные на лекциях, а также из пройденных ранее дисциплин «Структурная геология» и «Историческая геология».

В конце занятия проводится контрольная работа с картой – необходимо рассказать о геологическом строении заданной преподавателем литосферной плиты. Для подготовки ответа предлагается следующий рабочий план:

1. Границы литосферной плиты.

2. Структуры первого порядка (континенты и океаны).

3. Континент.

3.1. Платформы и складчатые пояса континента (положение, вклад в строение континента).

3.2. Строение платформ (название, фундамент, щиты, плиты, мощность чехла, возраст пород чехла).

3.3. Складчатые пояса (эпохи формирования, ориентировка анти- и синклиналиев).

3.4. Системы разломов на платформе, магматизм.

4. Океан.

4.1. Доминирующие в строении океана тектонические элементы.

4.2. Рифтовые зоны океана, их положение.

4.3. Трансформные разломы, типы.

4.4. Сейсмофокальные зоны, положение, строение.

4.5. Внутриокеанические поднятия, типы.

4.6. Возраст чехла океанической коры.

5. Тип континентальных окраин (пассивные, активные или трансформные).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данное учебно-методические пособие, предназначенное для заочного отделения геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета, основано на лекциях, читаемых на кафедре региональной и нефтегазовой геологии. Оно содержит краткие теоретические материалы по дисциплине «Геотектоника», которая составляет теоретическую сердцевину всей геологии («философия геологии»), а также методические пояснения и задания к лабораторным занятиям.

Особое внимание уделяется возможности практического освоения студентами главных положений дисциплины «Геотектоника», позволяющих им в дальнейшем выполнять научно-исследовательскую деятельность и работу на производстве на современном научном уровне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аглонов С.В. Геодинамика. СПб.: Изд-во СПб ун-та, 2001. 360 с.
2. Брянцева Г.В., Короновский Н.В. Общая геология в рисунках и фотографиях. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2011. 398 с.
3. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. М-б 1 : 2 500 000 / под ред. О.В. Петрова. М.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», «ВНИИОКЕ-АНГЕОЛОГИЯ», 2012.
4. Геологическая карта СССР. М-б: 1 : 10 000 000 / под ред. С.А. Музылева. М.: Изд-во ВНПО «Аэрогеология», 1975.
5. Геологическая карта СССР. М-б: 1 : 2 500 000 / под ред. Д.В. Наливкина. М.: Изд-во ВАГТа, 1965.
6. Геологическая карта СССР. М-б: 1 : 7 500 000 / под ред. Д.В. Наливкина. М.: Изд-во ВАГТа, 1966.
7. Геотектоника: учеб.-метод. пособие для студ. геол. фак-та / сост. Е.А. Кузнецова. Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-та, 2016. 68 с.
8. Гречишникова И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии. М.: Недра, 1979. 168 с.
9. Дедеев В.А., Куликов П.К. Происхождение структур земной коры. Л.: Наука, 1984. 264 с.
10. Короновский Н.В. Общая геология. М.: КДУ, 2006. 528 с.
11. Кузнецова Е. А. Геотектоника: учеб.-метод. пособие для студентов, обучающихся по направлению подготовки бакалавров "Геология". Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2019. 104.
12. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3–20.
13. Общая стратиграфическая шкала России. М.: ГИН РАН, 2013.
14. Понятия и термины геотектоники и глобальной металлогении: словарь-справочник / сост. Г.Я. Абрамович. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. 161 с.
15. Постановления Межвед. стратигр. комитета и его пост. комиссий. СПб., 2008. Вып. 38. 131 с.

16. Постановления Межвед. стратигр. комитета и его пост. комиссий. СПб., 2012. Вып. 41. 48 с.
17. Постановления Межвед. стратигр. комитета и его пост. комиссий. СПб., 2016. Вып. 44. 66 с.
18. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 560 с.
19. Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
20. Тектоническая карта Европы и смежных областей / сост. В.Е. Хаин, С.В. Черноок. М-б 1 : 22 500 000. М., 1977.
21. Тектоническая карта Европы и смежных областей. М-б 1 : 10 000 000. М., 1977.
22. Тектоническая карта мира. М-б 1 : 45 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
23. Туров А.В., Цейслер В.М. Тектонические структуры на геологической карте России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: КДУ, 2007. 192 с.
24. Физическая карта мира. М-б 1 : 20 000 000. М.: ГУГК, 1989.
25. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2003. 604 с.
26. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы. 2-е изд. М.: КДУ, 2008. 244 с.
27. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
28. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2010. 560 с.
29. Ana M.G. Ferreira etc. Ubiquitous lower-mantle anisotropy beneath subduction zones // Nature Geoscience. 2019. № 12. P. 301–306. DOI: 10.1038/s41561-019-0325-7.
30. International Chronostratigraphic Chart – 2018: International Commission on Stratigraphy.

**ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ (ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ)
ШКАЛА ФАНОРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ,
АКТУАЛИЗИРОВАННАЯ НА 02.2022 Г.**

(Приложение 1 к Стратиграфическому кодексу России, 2019 г.).

Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала (Стр. кодекс, 2019; Постановления МСК... 2012, 2013, 2016)						Геохронологич. шкала (млн. лет)	Геохронологич. шкала (млн. лет) (Стратиграф. кодекс., 2019)
Акротема (Акрон)	Эонотема (зон)	Эратема (эра)	Система (период), подсистема	Отдел (эпоха), подотдел	Ярус (век), раздел		
Фанерозойская (фанерозойский)	Кайнозойская (кайнозойская) KZ	Четвертичная (четвер- тичный) Q	Голоцен (голоценовая) H			Неоплейстоцен	0.0117
						Эоплейстоцен	0.774
						Гелазский	1.80
			Неогеновая (неогеновый) N	Плиоцен (плиоценовая) N ₂	Верхний N ₂ ²	Пьяченцкий	2.58
					Нижний N ₂ ¹	Занклский	3.600
				Миоцен (миоценовая) N ₁	Верхний N ₁ ³	Мессинский	5.333
					Средний N ₁ ²	Тортонский	7.246
						Серравальский	11.63
					Нижний N ₁ ¹	Лангийский	13.82
			Палеогеновая (палеогеновый) P	Олигоцен (олигоценовая) P ₃	Верхний P ₃ ²	Хаттский	15.97
					Нижний P ₃ ¹	Бурдигальский	20.44
				Эоцен (эоценовая) P ₂	Верхний P ₂ ³	Аквитанский	23.03
		Средний P ₂ ²			Приабонский	27.82	
					Бартонский	33.9	
		Палеоцен (палеоцено- вая) P ₁		Верхний P ₁ ³	Ипрский	37.71	
					Лютетский	41.2	
				Средний P ₁ ²	Ипрский	47.8	
					Танетский	56.0	
					Нижний P ₁ ¹	Зеландский	59.2
		Мезозойская (мезозойская) MZ	Меловая (меловой) K	Верхний (поздняя) K ₂	Датский	61.6	
					Маастрихтский	66.0	
					Кампанский	72.1±0.2	
					Сантонский	83.6±0.2	
					Коньякский	86.3±0.5	
	Туронский				89.8±0.3		
	Нижний (ранняя) K ₁			Сеноманский	93.9		
				Альбский	100.5		
				Аптский	~ 113.0		
				Барремский	~ 121.4		
				Готеривский	~ 129.4		
				Валанжинский	~ 132.6		
	Юрская (юрский) J		Верхний (поздняя) J ₃	Берриасский	~ 139.8		
				Титонский	~ 145.0		
				Кимериджский	152.1±0.9		
			Средний (средняя) J ₂	Оксфордский	157.3±1.0		
				Келловейский	163.5±1.0		
				Батский	166.1±1.2		
			Нижний (ранняя) J ₁	Байосский	168.3±1.3		
				Ааленский	170.3±1.4		
				Тоарский	174.1±1.0		
	Триасовая (триасовый) T		Верхний (поздняя) T ₃	Плинсбахский	182.7±0.7		
				Синемюрский	190.8±1.0		
Геттангский				199.3±0.3			
Средний (средняя) T ₂		Рэтский	201.3±0.2				
		Норийский	~ 208.5				
		Карнийский	~ 227				
Нижний (ранняя) T ₁	Ладинский	~ 237					
	Анизийский	~ 242					
	Оленекский	247.2					
Индский	251.2						
					251.902±0.024		

Окончание приложения

Фанерозойская (фанерозойский)		Палеозойская (палеозойская) PZ		Протерозойская (протерозойский) PR		Архейская (архейский) AR		
Пермская (пермский) P	Татарский (татарская) P ₃	Вятский	251.902±0.024	Вендская (вендский) V	Верхняя (поздняя) V ₂			
	Северодвинский	259.51±0.2	Верхний (поздняя) V ₂					
Биармийский (биармийская) P ₂	Уржумский	264.28±0.16	Средний (средняя) V ₁	Нижняя (ранняя) V ₁				
	Казанский	266.9±0.4						
	Уфимский	273.01±0.14						
Приуральский (приуральская) P ₁	Кунгурский	283.5±0.6	Ордовикская (ордовикский) O	Верхняя (поздняя) O ₃	Хирнантский	443.8±1.5		
	Артинский	290.1±0.26			Катийский	445.2±1.4		
	Сакмарский	293.52±0.17			Сандбийский	453.0±0.7		
	Ассельский	298.9±0.15		Средняя (средняя) O ₂	Дарривильский	458.4±0.9		
	Гжельский	303.7±0.1			Дапинский	467.3±1.1		
	Касимовский	307.0±0.1			Флоский	470.0±1.4		
Каменноугольная (каменноугольный) C	Московский	315.2±0.2	Нижняя (ранняя) O ₁	Тремадокский	477.7±1.4			
	Башкирский	323.2±0.4		Батырбайский	485.4±1.9			
	Серпуховский	330.9±0.2		Аксацкий				
Девонская (девонский) D	Визейский	346.7±0.4	Верхняя (поздняя) C ₃	Сакский	~ 497			
	Турнейский	358.9±0.4		Средняя (средняя) C ₂	Аюсокканский	500		
	Фаменский	372.2±1.6			Майский	~ 504,5		
Силурийская (силурийский) S	Эмский	382.7±1.6	Нижняя (ранняя) C ₁	Тойонский				
	Живетский	387.7±0.8		Ботомский				
	Эйфельский	393.3±1.2		Атдабанский				
Силурийская (силурийский) S	Пражский	407.6±2.6	Верхняя (поздняя) S ₂	Томмотский	535±1			
	Лохковский	410.8±2.8		Средняя (средняя) S ₂ ¹				
	Пржидольский (пржидольская) S ₂ ²	419.2±3.2			Нижняя (ранняя) S ₁			
	Лудловский (лудловская) S ₂ ¹	423.0±2.3		Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)		Верхнеархейская LP ₃	2500	2500
Силурийская (силурийский) S	Венлокский (венлокская) S ₁ ²	427.4±0.5	Средняя (средняя) S ₁	Среднеархейская (ранне-архейский) AR ₁ (Карельская KR)	Верхнекарельская KR ₂	2100		
	Лландоверийский (лландоверийская) S ₁	430.5±0.7		Нижнекарельская KR ₁	2100			
Ордовикская (ордовикский) O	Шейнвудский	433.4±0.8	Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)	Нижнеархейская (раннеархейский) AR ₁ (Саамская SM)	Среднеархейская LP ₂	2800		
	Теличский	438.5±1.1		Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)		Нижнеархейская LP ₁	3000	
	Аэронский	440.8±1.2					3200	
Ордовикская (ордовикский) O	Рудданский	443.8±1.5	Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Хирнантский	445.2±1.4						
	Катийский	453.0±0.7						
Ордовикская (ордовикский) O	Сандбийский	458.4±0.9	Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Дарривильский	467.3±1.1						
	Дапинский	470.0±1.4						
Ордовикская (ордовикский) O	Флоский	477.7±1.4	Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Тремадокский	485.4±1.9						
	Батырбайский							
Кембрийская (кембрийский) C	Аксацкий		Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Сакский	~ 497						
	Аюсокканский	500						
Кембрийская (кембрийский) C	Майский	~ 504,5	Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Амгинский							
	Тойонский							
Кембрийская (кембрийский) C	Ботомский		Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Атдабанский							
	Томмотский	535±1						
Вендская (вендский) V	Верхняя (поздняя) V ₂	555-570	Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Нижняя (ранняя) V ₁	600						
Верхнерифейская RF ₃			Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Среднерифейская RF ₂	1030						
	Нижнерифейская RF ₁	1350						
Верхнекарельская KR ₂			Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					
	Нижнекарельская KR ₁	1650						
Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)			Верхнеархейская (позднее-архейский) AR ₂ (Лопийская LP)					

Учебное издание

Кузнецова Елена Александровна

Геотектоника

Учебно-методическое пособие

Редактор *Н. И. Стрекаловская*

Корректор *А. В. Цветкова*

Компьютерная верстка: *Е. А. Кузнецова*

Объем данных 8,14 Мб

Подписано к использованию 19.08.2022

Размещено в открытом доступе

на сайте www.psu.ru

в разделе НАУКА / Электронные публикации
и в электронной мультимедийной библиотеке ELiS

Издательский центр

Пермского государственного

национального исследовательского университета

614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15