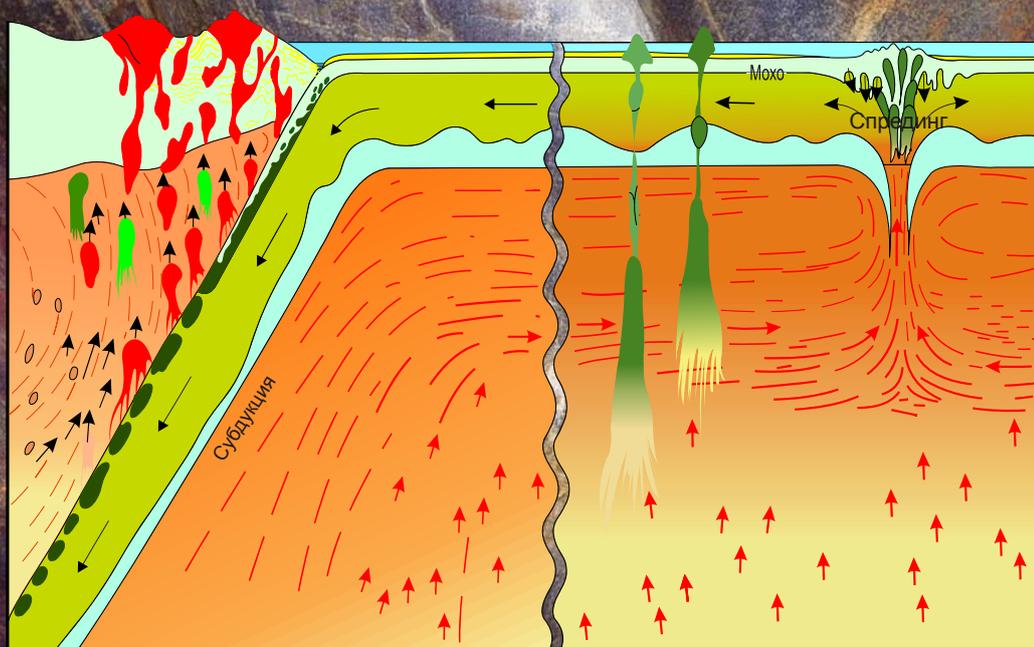


Министерство образования и науки
Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
"Кузбасский государственный технический университет"
Кузнецкий геологический музей
Кафедра геологии

А.Н.Кондаков А.А. Возная

СОВРЕМЕННЫЕ КОНЦЕПЦИИ ГЕОТЕКТОНИКИ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТАНОВЛЕНИЯ КУЗНЕЦКОГО КРАЯ

Рекомендовано в качестве учебного пособия учебно-методической
комиссией специальности 130403 "Открытые горные работы"



Кемерово 2010

УДК 551.1:551.24:571.7 (571.17)

Рецензенты:

Скурский М.Д. профессор кафедры геологии КузГТУ

Соловьёв Л.И. доцент, методист кафедры естественнонаучных и математических дисциплин КРИПК и ПРО

Колесников В.Ф. председатель УМК специальности 130403 «Открытые горные работы»

Кондаков Анатолий Николаевич. Современные концепции геотектоники и история геологического становления Кузнецкого края [Электронный ресурс]: учебное пособие по дисциплинам «Геология», «Природные ресурсы», «Геолого-экономическая оценка месторождений Кузбасса» для студентов специальностей 130403, 130401, 130402, 130404, 130405, 130406, 280102 / А.Н. Кондаков, А.А. Возная. – Электрон. дан. – Кемерово: ГУ КузГТУ, 2010. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM) ; зв. ; цв. ; 12 см. – Систем. требования : Pentium III ; ОЗУ 512 Мб ; Windows XP ; (CD-ROM-дисковод) ; мышь. – Загл. с экрана.

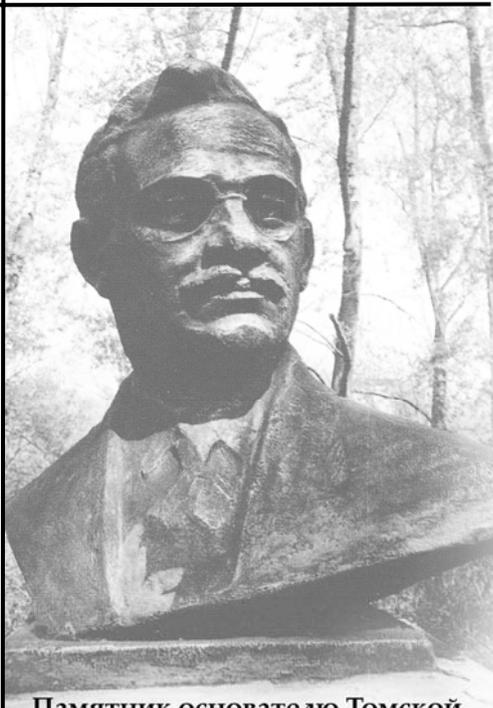
Рассмотрены современные представления о строении, составе и состоянии недр в рамках аргументации признанных в настоящее время геотектонических концепций плейт- и плюм-тектоники, изложено содержание концепций, приведена современная терминологическая база. История геологического становления Кузнецкого края дана на основе современных представлений о динамике недр.

Учебное пособие может быть рекомендовано всем интересующимся вопросами геологии, географии, краеведения, а также использовано в практике экскурсионной работы геологических и краеведческих музеев.

© ГУ КузГТУ

© Кондаков А.Н.,

Возная А.А.



Памятник основателю Томской геологической школы М.А. Усову в г. Новокузнецке.

Памяти выдающихся ученых и блестящих педагогов, представителей Томской геологической школы, их достойной смене геологов-ученых и производственников, совместным трудом которых получены бесценные знания о строении и геологическом становлении Кузнецкого края, открыт и разведан обширный список месторождений полезных ископаемых, составивших основу экономического процветания Кемеровской области.

Проф. **Усова Михаила Антоновича**, академика. АН СССР (1883-1939),
проф. **Кузнецова Юрия Алексеевича**, чл.-корр. АН СССР (1903-1982),
проф. **Шахова Феликса Николаевича** чл.-корр. А.Н. СССР (1894-1972),
проф. **Баженова Ивана Кузьмича**, (1890-1982),
проф. **Булынникова Александра Яковлевича** (1892-1972),
проф. **Кузьмина Алексея Михайловича** (1891-1980),
проф. **Поспелова Геннадия Львовича** (1912-1973),
проф. **Радугина Константина Владимировича** (1899-1984),
проф. **Сивова Александра Григорьевича** (1904-1968),
проф. **Халфина Леонтия Леонтьевича** (1902-1977)

и др.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Посвящение	3
Оглавление	4
Предисловие	5
Часть 1. СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ ЗЕМНЫХ НЕДР	7
Вводные положения	7
Глава 1. Внутреннее строение Земли	9
1. Земная кора	9
1.1. Земная кора континентального типа	9
1.2. Океаническая земная кора, геоструктуры	12
1.3. Земная кора окраин континентов	13
2. Мантия Земли	15
2.1. Верхняя мантия	15
2.2. Нижняя мантия	18
3. Ядро Земли	19
3.1. Внешнее ядро	19
3.2. Внутреннее ядро	19
Глава 2 . Физическое состояние вещества недр. Энерго-массоперенос	20
2.1. Тепловой режим Земли	20
2.2. Вязкость пород недр, условия конвекции	23
2.3. Электропроводимость земных недр	23
2.4. Массоперенос в нижней мантии	24
Часть 2. ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ	26
Глава 3. Гипотезы тектонического развития земной коры	26
3.1. Пульсационная гипотеза	26
3.2. Понятие о геосинклиналях	26
3.3. Формирование земной коры с позиций геосинклинального наращивания фиксированных остовов континентов	27
3.4. Формирование земной коры с позиций мобильных литосферных плит	28
3.5. Тектоника литосферных плит (плейт-тектоника)	33
3.6. Тектоника мантийных струй – плюмов (плюм-тектоника)	37
3.7. Стадии развития складчатых поясов	42
3.8. Пульсационная гипотеза (с позиций плейт- и плюм-тектоники)	43
Часть 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТАНОВЛЕНИЕ КУЗНЕЦКОГО КРАЯ	45
1. Океанический этап	45
2. Континентальный этап	56
Литература	61

Предисловие

В учебных программах геологической подготовки специалистов горнодобывающего и строительного профилей имеются разделы, касающиеся неомобилистских концепций геотектоники, однако в учебниках эти разделы даны либо схематично, упрощённо, на уровне достижений тектоники литосферных плит середины прошлого века, либо рассмотрены с устаревших позиций геосинклинального наращивания остовов фиксированных континентов.

Последние обобщения по составу и строению недр, дающие возможность на современном уровне понять природу геодинамических процессов, выявленная лидирующая роль мантийно-струйной тектоники, особенно в районах, располагающихся внутри литосферных плит, в учебниках не рассматриваются.

Отдав должное старой школе геологов, стоящих на позициях фиксированных континентов, наращиваемых за счёт подвижных геосинклинальных областей, авторами в доступной форме рассмотрены достижения тектоники литосферных плит (плейт-тектоники) и мантийно-струйной тектоники (плюм-тектоники), лежащих в основе современных представлений о динамике недр. В процессе разработки указанных направлений в геологии введены новые понятия и термины, исключающие использование привычной старой терминологической базы, что нашло своё отражение в структуре данного пособия.

Авторы не дублируя учебники, включили в пособие важнейшие особенности строения, состава, состояния внутренних оболочек недр Земли, которые, по мнению авторов необходимо принимать во внимание, как аргументацию обоснованности современных геотектонических гипотез.

Практическая значимость, как характеризующих процессов, так и выделенных геоструктур проиллюстрирована примерами геотектонического положения отдельных частей территории Кузнецкого края на разных этапах его развития, что методически объединяет пособие в единое целое.

Геологическая подготовка специалистов для горной и строительной индустрии Кемеровской области немислима без включения в учебный процесс вопросов региональной геологии. В связи с отсутствием доступных публикаций, касающихся геологического развития Кузнецкого края на основе использования современных понятий и терминов, завершающаяся часть пособия посвящена геологическому становлению региона, включающего Кузбасс и его горное обрамление: Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и Салаирский кряж. В специальной литературе регион именуется как западная часть Алтае-Саянской складчатой области.

Пособие может быть использовано в лекционных курсах, в самостоятельной работе, в предваряющих полевую практику занятиях на базе геологического музея. Отдельные разделы пособия могут быть рекомендованы в качестве индивидуальных заданий в научно-исследовательской работе студентов и школьников.

Пособие включает значительный объём иллюстраций, целенаправленно включённых в пособие в качестве рекомендуемого демонстрационного материала.

Авторы пособия учитывают и школьную составляющую геологического образования. В школьной практике вопросы геологии включены в программы географических дисциплин, при этом значительное внимание уделяется региональной компоненте.

Авторы считают возможным и необходимым рекомендовать использование пособия в подготовке школьных преподавателей географии, переподготовке и повышении квалификации действующих школьных учителей, особенно преподавателей старшего поколения.

В оформлении рукописи и подготовке её к изданию принимали участие Н.Ф. Терентьева (компьютерный набор текста), Б.Б. Чебоксаров (компоновка, компьютерная графика, художественное оформление). Авторы выражают им глубокую признательность и благодарность.

Авторы также будут благодарны всем, кто сочтёт возможным прочитать пособие и сделать полезные замечания, дать рекомендации по поводу целесообразности издания данного пособия.

Принятые сокращения:

см. – смотри,
гр. – граница,

син. – синоним,
вес. – весовых.

Часть 1. СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ ЗЕМНЫХ НЕДР

Вводные положения

Прятому геологическому изучению доступны только самые верхние части планеты (<10 км). Внутренняя модель строения принимается как **вероятностная** на основе подкрепляемых косвенными данными предположений, вероятностных расчётов, экспериментального моделирования и геофизических моделей, прежде всего сейсмической модели Земли (рис. 1) [6].

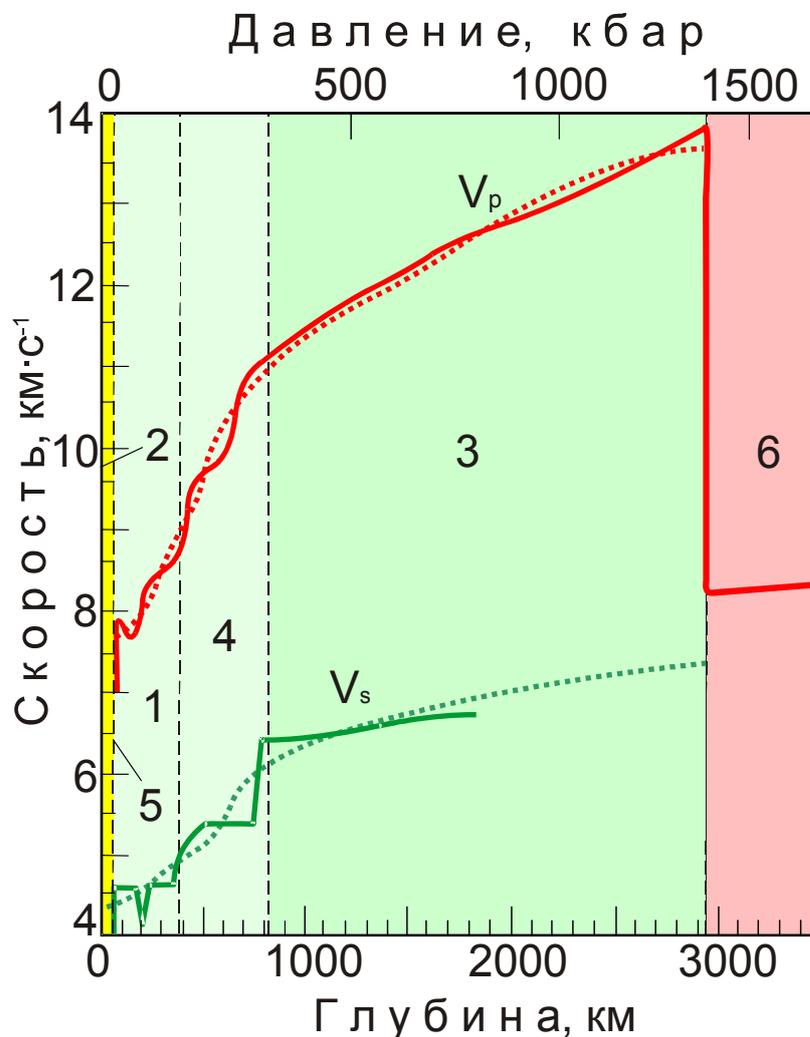


Рис. 1. Распределение скоростей прохождения продольных и поперечных сейсмических волн в мантии и внешней части ядра.

Сплошные линии – значения продольных V_p (Джонсон, 1967, 1969) и поперечных волн V_s (Нуттли, 1969); пунктир – то же (Джефрис, 1939).

1 – верхняя мантия; 2 – континентальная кора; 3 – нижняя мантия; 4 – переходная зона; 5 – граница Мохо под континентами; 6 – ядро.

Принято выделять три главных слоя: наружный – **земная кора**, промежуточный – **мантия**, и центральный – **ядро** (рис. 2).

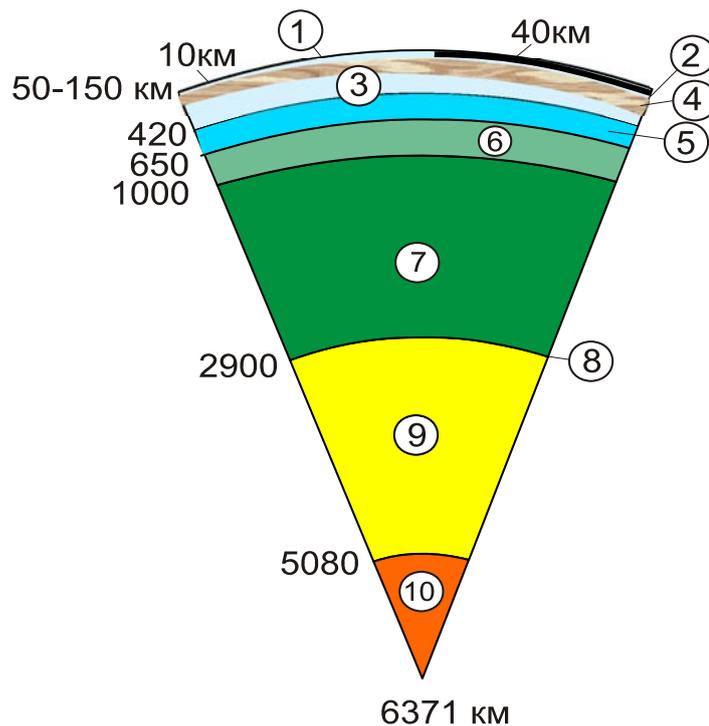


Рис. 2. Принципиальная схема подразделения Земли [6].

1 – земная кора; 2 – граница Мохо; 3 – верхняя мантия; 4 – слой пониженных скоростей; 5 – слой Голицина; 6 – переходная зона; 7 – нижняя мантия; 8 – граница ядро – мантия; 9 – внешнее ядро; 10 – внутреннее ядро.

Слои неоднородны как по латерали, так и на глубину и являются результатом длительной эволюции протопланетного тела.

В составе земной поверхности наиболее крупными элементами являются **континенты** (материки) и **океаны**. В геологии в данные понятия вкладывают следующее содержание:

Континент – крупный участок земной поверхности, окружённый со всех сторон океанами и отличающийся от ложа океанов характером геологического строения и глубинной структурой земной коры.

Океан – участок земной поверхности, разделяющий континенты (в том числе их подводные продолжения) и характеризующийся земной корой океанического типа.

Соответственно в составе земной коры выделяют земную кору **континентального, океанического** (океанского) типов и кору переходного типа **окраин континентов** (океанов).

Глава 1. Внутреннее строение Земли

1. Земная кора

Наружный наиболее неоднородный слой Земли, сформировавшийся в результате сложных длительных и многократных процессов фракционирования, тектогенеза, магматизма, и принципиально отличающийся от подстилающей мантии строением и составом.

Нижняя граница слоя, характеризующаяся резким нарастанием скорости продольных и поперечных сейсмических волн, названа **границей Мохоровичича** (син. гр. Мохо, гр. М).

На границе Мохоровичича имеют место следующие изменения физических параметров:

Скорости сейсмических волн: V_p (6,5-7,7) \rightarrow (7,9-8,4) км·с⁻¹,

V_s (3,7-4,1) \rightarrow (4,4-4,7) км·с⁻¹.

Плотность: ρ 2,9 \rightarrow (3,1-3,5) г/см³.

Средняя мощность слоя равна 35-40 км. Масса вещества слоя составляет 0,4% массы планеты. Возраст земной коры принят равным 3,8 млрд. лет.

1.1 Земная кора континентального типа

По сейсмическим свойствам в её составе выделяют три слоя:

- осадочно-метаморфизованный (от 0 до 20 км);
- гранитный (до 40 км – гр. Конрада);
- базальтовый (до 70 км – гр. Мохоровичича).

Средний химический состав земной коры континентального типа соответствует магматическим породам среднего состава (по содержанию SiO₂, %):

SiO₂ – 58 вес.%, Na₂O – 3,5 вес. %,

Al₂O₃ – 18 вес. %, K₂O – 1,5 вес.%,

CaO – 7,5 вес.%, FeO – 7,5 вес.%,

MgO – 3,5 вес.%, TiO₂ – 0,8 вес.%.

Уникальность состава коры в том, что в результате сложных процессов дифференциации в ней сосредоточилась бóльшая часть входящих в состав **Земли несовместимых** элементов.

Несовместимыми называют элементы, которые из-за размеров ионных радиусов или ионных зарядов не могут замещать ионы главных кристаллических фаз **мантии**. При частичном плавлении они концентрируются в межзерновой жидкости, а затем поступают в земную кору. К несовместимым относят: U, Th, Cs, Rb, K, Ba, Pb, P, La, Ce, Ta, Nb и другие.

1.1.1. Основные геотектонические структуры континентальной коры

а) *Континентальные платформы-эпейрократоны.*

В общем случае эпейрократоны имеют двухэтажное строение: **цоколь-основание**, сложенное вулканогенно-осадочными метаморфизованными, смятыми в складки породами, прорванными магматическими интрузиями, и осадочный

недислоцированный **чехол**. Участки платформ такого строения называют **плитами**. Территории, лишённые осадочного чехла, называют **щитами**.

б) *Мезо-кайнозойские горно-складчатые сооружения.*

Они рассматриваются платформами незавершённого развития (альпийский пояс и др.).

Различают древние платформы на докембрийском фундаменте и относительно молодые. Возраст последних принимается по возрасту **складчатости** основного цикла тектогенеза, когда океанический режим сменяется континентальным или режимом континентальных окраин (рис. 3). Возраст платформы обозначают названием цикла с приложением приставки «эпи» (пример: эпигерцинская Р – Т, эпикаледонская Є – О).

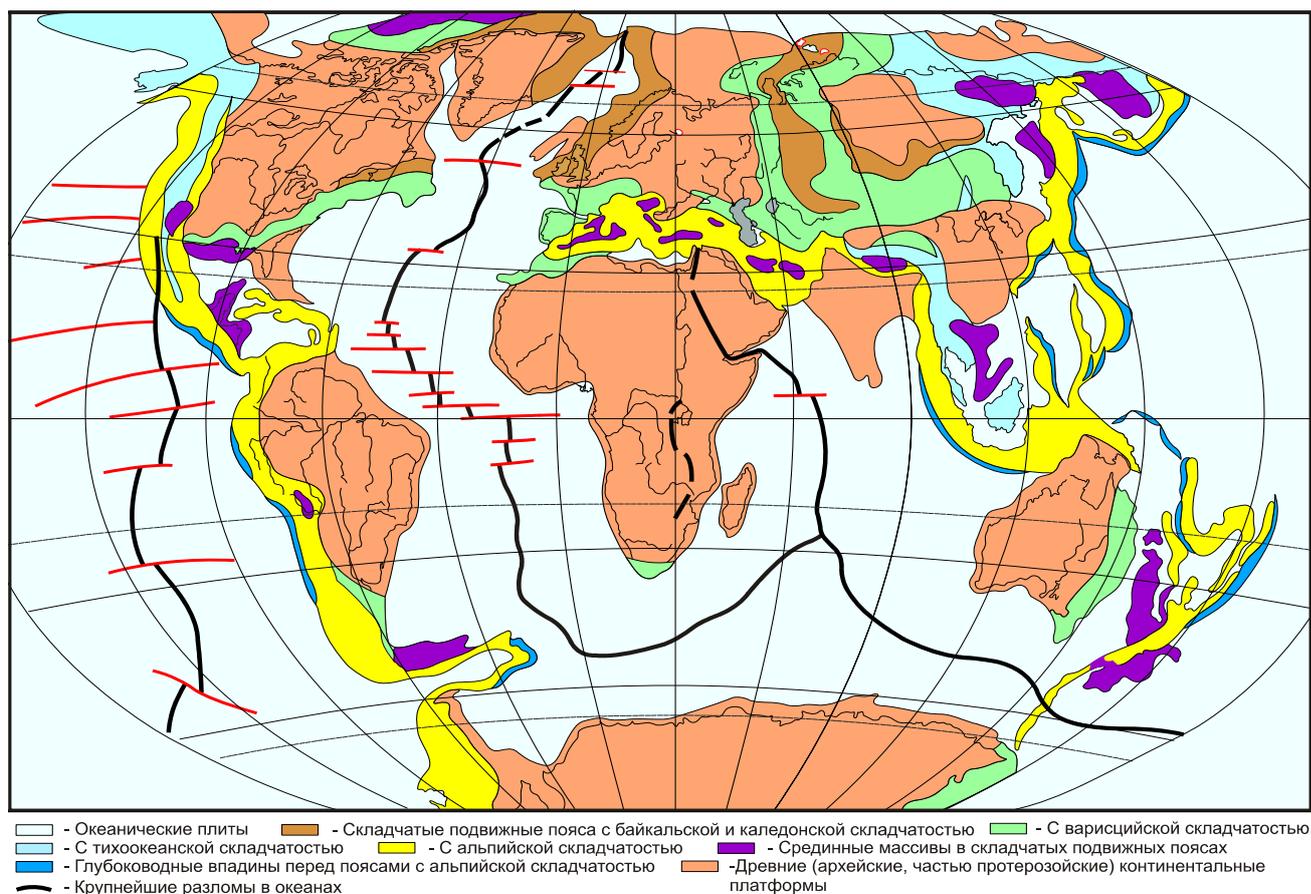


Рис. 3. Структурные элементы земной коры (по данным А.Д. Архангельского, П.Н. Кропоткина, Н.М. Страхова, Б. Хейзена).

1.1.2. Основные структурные формы проявления активизационной деятельности на континентальных платформах

В истории отдельных регионов, платформы частично или полностью испытывали процессы **активизации** – резкого усиления или возобновления движений (расколы земной коры, глыбовые движения, возрождённые горы, наложенные прогибы), проявлений магматизма. Они завершались формированием новых геотектонических структур.

а) **Континентальный рифтогенез.**

Рифтогенез – процесс образования рифтов (расщелина, ущелье) на континентальной коре в результате реализации растягивающих напряжений – раздвига.

Рифты – ровообразные структуры шириной до 30-70 км. линейно-вытянутые, протяжённостью сотни км. Вулканизм **щелочной основной**.

Восточно-Африканский, Байкальский современные рифты. Девонский щелочной магматизм (уртиты Кия-Шалтырского месторождения и др.) в восточной части Кузнецкого Алатау увязывают с континентальным рассеянным рифтогенезом.

б) **Внутриконтинентальные бассейны.**

Они представляют собой изометричные крупные области погружения и осадконакопления на коре континентального типа. Бассейны образуются в местах возникновения нисходящих мантийных потоков (даунвеллинг).

Северная часть территории Кемеровской области в юре-палеогене – окраина Западно-Сибирского бассейна.

в) **Межгорные впадины.**

Впадины возникают при **орогенезе** (горообразовании) в пределах консолидированных складчатых областей, в частности, как наследованная структура на базе принадвигового бассейна.

Кузбасс в поздней перми, юрские впадины на его территории в ранней – средней юре.

г) **Тектоно-магматическая активизация платформ.**

Активизация сопровождается формированием в составе чехла мощных толщ **трапповой формации** (внедрение по разломам магм основного состава, вулканогенно-осадочные отложения, вулканические покровы, пронизанные пластовыми и секущими интрузиями).

Центральная часть Кузбасса в раннем - среднем триасе.

д) **Эпиплатформенный орогенез.**

Сводово-глыбовые движения преимущественно восходящего знака по разломам, с которыми связаны возрождённые горные сооружения. Орогенезу иногда сопутствует покровный основной вулканизм. Движения вертикальные, но имеют место и чешуйчатые надвиги вплоть до тектонических покровов – аллохтонов (Салаир, Томь-Колыванская дуга). На долю возрождённых приходится около 90% современных горных сооружений континентов высотой более 1000м. или 26% общей поверхности материков. Эпиплатформенный орогенез связан с внедрением восходящих мантийных струй – плюмов (апвеллинг). Движения имеют пульсирующий характер, что приводит к поэтапному воздыманию, сопровождающемуся климатическими изменениями, формированием речных террас, сейсмичностью и другими явлениями.

Горное обрамление Кузбасса в конце триаса, в конце палеогена и в четвертичном периодах.

1.2. Океаническая земная кора, геоструктуры

а) *Океанические платформы (таласократоны).*

Океаническая кора (при средней мощности 5 – 10 км.) сложена:

- верхним слоем неконсолидированных осадков мощностью 0,1 – 1 км., со скоростью прохождения сейсмических волн V , равной 1,5 – 3 км./с;
- слоем уплотнённых осадков с толеитовыми базальтами мощностью 1 – 2 км, V , равной 3,5 – 6 км/с;
- нижним слоем мощностью около 5 км и V , равной 6,7 – 7 км/с. В составе третьего слоя преобладают полнокристаллические магматические породы основного (в меньшем количестве ультраосновного) состава. В верхней части они представлены габброидами, ниже их чередованием с перидотитами (полосчатый комплекс).

Толеиты – базальты астеносферы, истощённые литофильными щелочными элементами, характерны зонам раздвига.

Океанические платформы ограничены либо глубоководными желобами, сопряжёнными с островными дугами, либо подножиями материков.

б) *Срединно – океанические хребты (СОХ) – рифты* (рис. 4).

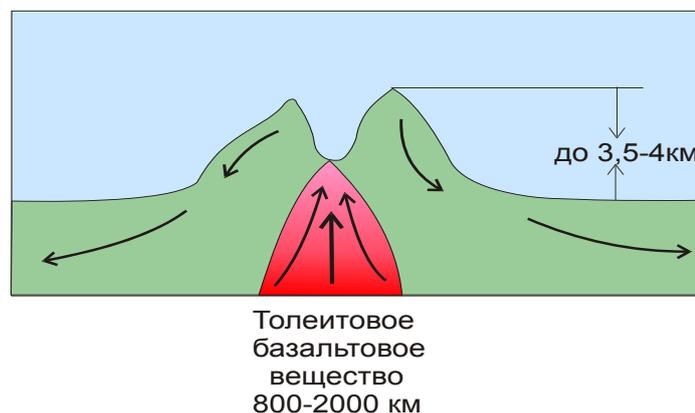


Рис. 4. Поперечное строение рифта.

Рифты представляют собой раздвиги планетарного масштаба. Они не всегда совпадают с медианной частью океанов, имеют желобоподобное строение. Общая протяжённость рифтовых зон приблизительно 80 000 км (рис. 3).

В осевой части для рифтов характерны:

- повышенный тепловой поток (в 7 – 8 раз выше, чем в участках соседних таласократонов);
- понижение скоростей сейсмических волн, указывающее на прямое сообщение с астеносферой;
- активная сейсмичность и вулканизм;
- активные гидротермальные процессы с повышенной концентрацией сульфидов в наддонных водах (чёрные курильщики) с формированием современных рудных залежей.

За пределами осевых зон для рифтов характерны:

- нарастание мощности осадочного чехла на контактирующих океанических платформах по мере удаления от осевой части рифтов;

- увеличение абсолютного возраста базальтов по мере удаления от осей рифтов. Базальты толеитовые (истощённые);
- симметричное относительно осей рифтов расположение зон прямо – и обратно намагниченных пород – базальтов (по палеомагнитным исследованиям), рассматриваемые как эпизоды инверсии (переполюсовки) древнего геомагнитного поля (рис. 5).

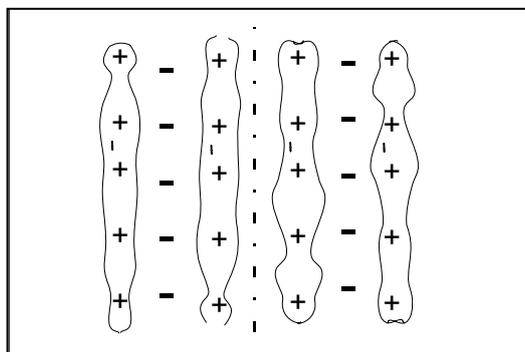


Рис.5. Симметричное расположение магнитных полосовых аномалий относительно оси рифта.

Указанные факты принимают как доказательство раздвижения океанического дна от осей рифтов – **спрединг**.

в) **Трансформные разломы.**

Широтные сдвиги – зоны шириной до 100 – 200 км и протяжённостью до нескольких тысяч километров. Чередование асимметричных хребтов и узких долинообразных депрессий. Зоны горизонтального проскальзывания.

1.3. Земная кора окраин континентов

Зона сочленения континентов и океанов, где в зависимости от преобладания сил сжатия или растяжения формируются и выделяются пассивные и активные окраины.

Пассивные континентальные окраины (синоним: окраины атлантического типа) характеризуются продолжением складчатых систем континентов под океанами, седиментационными впадинами, широкими прибрежными равнинами, отсутствием магматизма, островных дуг, сейсмичности.

Современная приконтинентальная часть ледовитого океана, западная часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО) в ордовике-силуре.

Активные континентальные окраины отличаются наличием активной наклонной **сейсмофокальной** зоны, с которой связаны магматизм, складчато-надвиговые деформации, метаморфизм. Различают два типа активных окраин: 1) **приконтинентальный** (восточно-тихоокеанский тип), 2) **островодужный** (западно-тихоокеанский тип).

Сейсмофокальная зона наклонена в общем случае под углом 40 – 45° под континентальные окраины или островные дуги на глубину до нескольких сот километров, названа **зоной Бенъофа** или зоной **субдукции** (поглощения), т.к. вдоль неё происходит погружение одной литосферной плиты под другую (рис. 6).

Геотектонические структуры активных окраин континентов

а) **Островная дуга.** Дугообразная цепь островов, обычно вулканических, венчающих линейно-вытянутое подводное поднятие, отделяющее котловину окраинного моря от глубоководного океанического желоба (зона субдукции) и обращённое выпуклой стороной к океану [2].

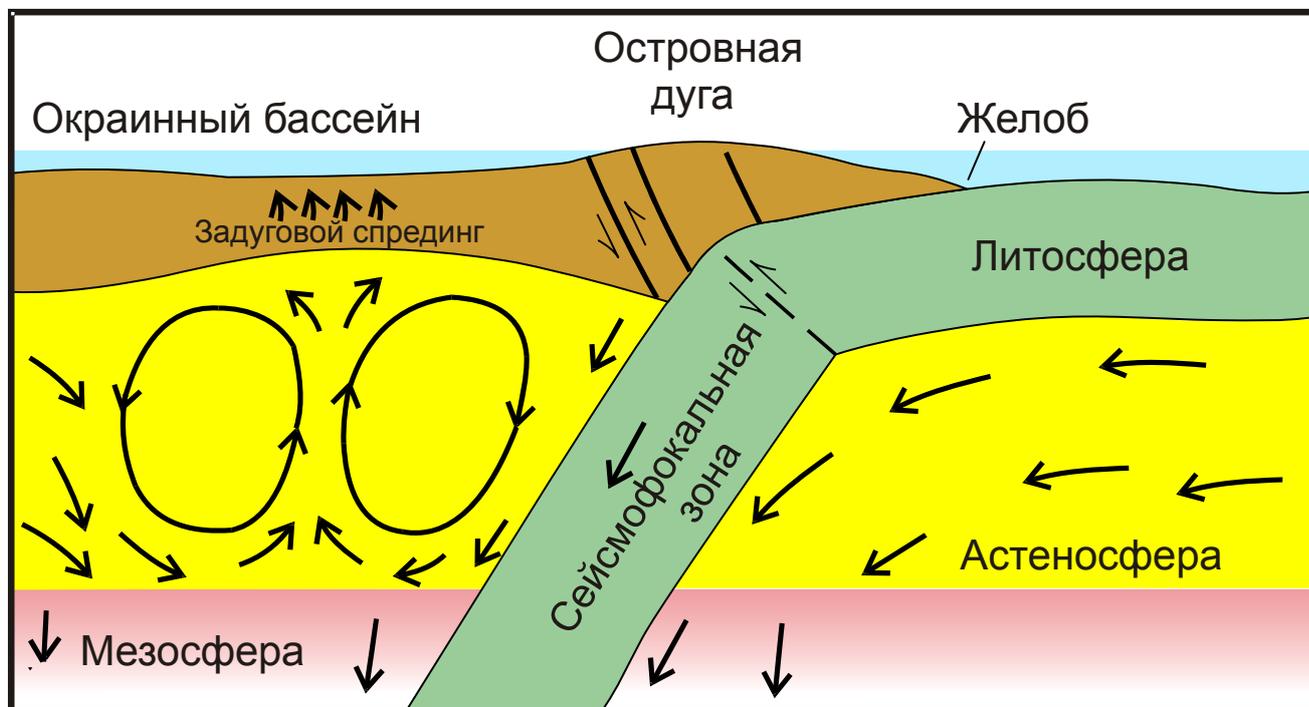


Рис. 6. Модель строения зоны субдукции, по Л.И. Лобковскому и О.Г. Сорохтину, 1970 [2].

Энсиматическая островная дуга (син. незрелая). Островная дуга, образующаяся на базальтовом основании на краю молодой океанической литосферы или при субдукции под неё более древней (более мощной и тяжёлой). В вулканической ассоциации преобладают основные и ультраосновные вулканы.

Салаирская островная дуга в позднем рифее-венде.

Энсиалическая островная дуга (син. зрелая). Островная дуга с сиалическим (Si, Al) континентальным основанием, образование которой связано с отчленением блока континентальной окраины. В вулканической ассоциации энсиалической островной дуги преобладают средние и кислые вулканы.

Салаирская островная дуга в кембрии-раннем ордовике.

б) **Глубоководный желоб.** Длинная узкая асимметричная впадина в океанском дне вдоль океанической стороны островной дуги или континентальной окраины в придонной части зоны субдукции.

в) **Задуговой бассейн.** Бассейн краевых (окраинных) морей со средней (2000 м) до океанской (4500 м) глубиной, разделяющий островную дугу и материк.

Активный задуговой бассейн с проявлениями местного задугового спрединга (раздвига), инициируемого мантийными восходящими струями или восходящими потоками вторичной конвекции в астеносфере, где создаётся местная

новая океаническая кора. В результате спрединга имеет место интенсивный подводный железо-магнезиальный вулканизм.

Спрединг в задуговом бассейне в осевой части Кузнецкого Алатау и Горной Шории в венде – раннем кембрии (рис. 23).

Пассивный задуговой бассейн (отмерший) со слабым проявлением растяжения, когда образование океанической коры прекратилось.

Салаирский бассейн за островной дугой Рудного Алтая в раннем девоне.

г) **Принадвиговый бассейн (бассейн форланда)** разделяет континент и развивающийся в тыльной части зрелой островной дуги **складчато-надвиговый пояс** во время и после завершения островодужной деятельности (уже как инерционно-коллизонная система).

Кузнецкий бассейн в среднем девоне – ранней перми. Бассейн сформировался во фронтальной части Салаирского складчато-надвигового пояса, а позднее Томь-Колыванской дуги по мере их продвижения на северо-восток и юго-восток соответственно (рис. 7).

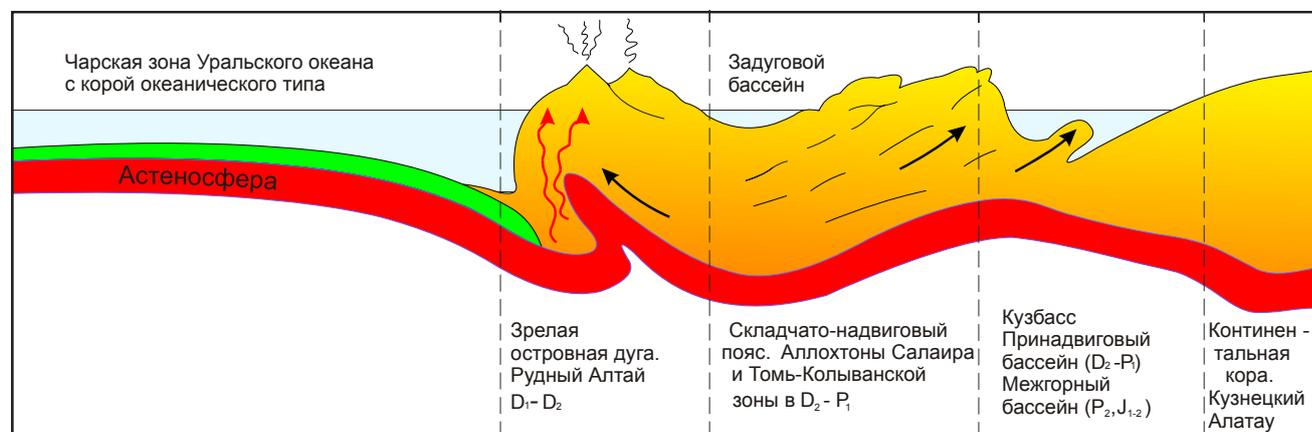


Рис. 7. Схематическая модель геотектонического строения Кузнецкого края и сопряжённых территорий в раннем девоне – раннем карбоне.

2. Мантия Земли

Геосфера в границах: граница **Мохоровичича** (средняя глубина 35 – 40 км) – граница **Вихерта - Гутенберга** (2900 км). В мантии сосредоточена масса, равная 68% общей массы планеты. По сейсмическим свойствам выделяют верхнюю и нижнюю мантии.

2.1. Верхняя мантия

Строение верхней мантии

а) **Надастеносферный слой** (вместе с земной корой выделяется под названием **литосфера**).

б) **Астеносфера** (слой пониженных скоростей сейсмических волн, рис. 1). Под континентами астеносфера располагается на глубинах 100 – 200 км, при этом прослеживается не везде, иногда представляет собой ряд слоёв. Под океа-

нами астеносфера повсеместна и размещается на глубинах 20 – 60 км. Литосферу и астеносферу принято объединять под названием **тектоносфера**.

в) **Подастеносферный слой** (выделяется до глубины 420 км).

г) **Слой Голицина** (размещается на глубинах 420 – 670 км). На границах слоя имеют место всплески скоростей сейсмических волн (рис. 1), существенный рост значений плотности (рис. 8).

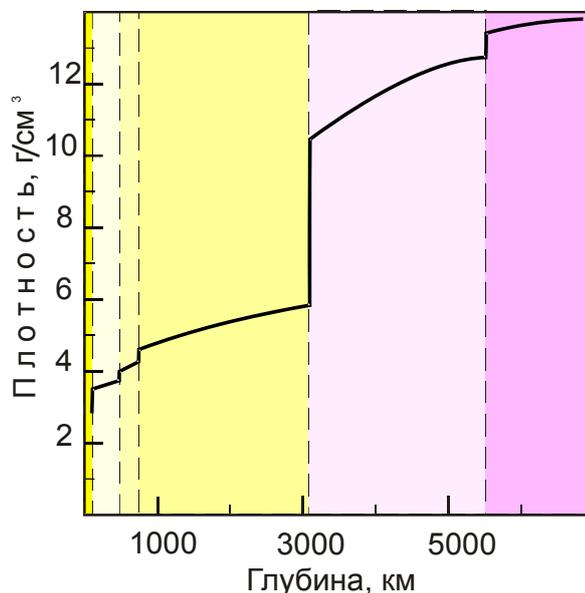


Рис. 8. Распределение плотности в зависимости от глубины.
[А Дзивонски др. 1975]

Состав Верхней мантии

а) **Надастеносферный слой**. Слой сложен перидотитами (оливин, пироксены), которые рассматриваются как тугоплавкие остатки после выплавления базальтов из первичной недифференцированной мантии [6].

б) **Астеносфера и подастеносферный слой**. Они сложены гипотетической породой, названной Рингвудом **пиролитом** [6]. Пиролит – химическая смесь перидотита и базальта в пропорции 3:1. Такой состав установлен в каменных метеоритах – хондритах и, как полагают, соответствует составу первичной мантии. В минеральном отношении пиролит представлен оливином – 57% вес., пироксенами – 29% вес., гранатом-пиропом – 14% вес. и нефелином ~ 1% вес.

В участках наименьших значений скоростей сейсмических волн (астеносфера) вязкость крайне низка и составляет 10^{19} пуаз (сравните $10^{23} - 10^{24}$ пуаз на глубинах около 700 км), температура наиболее близка к температуре плавления. Состояние системы при этом может быть **квазиустойчивым**, когда сохраняется твердый силикатный скелет, жидкость сосредоточена в межзерновых пространствах в количестве менее 1%. При содержании жидкости более 5% расплав обособляется в магматические тела.

в) **Слой Голицина**. Всплески повышения скоростей сейсмических волн на границах слоя связывают с фазовыми минеральными переходами, сопровождающимися перестройками кристаллических решёток в более плотные модификации, что подтверждено экспериментальными исследованиями (рис. 9) [6].

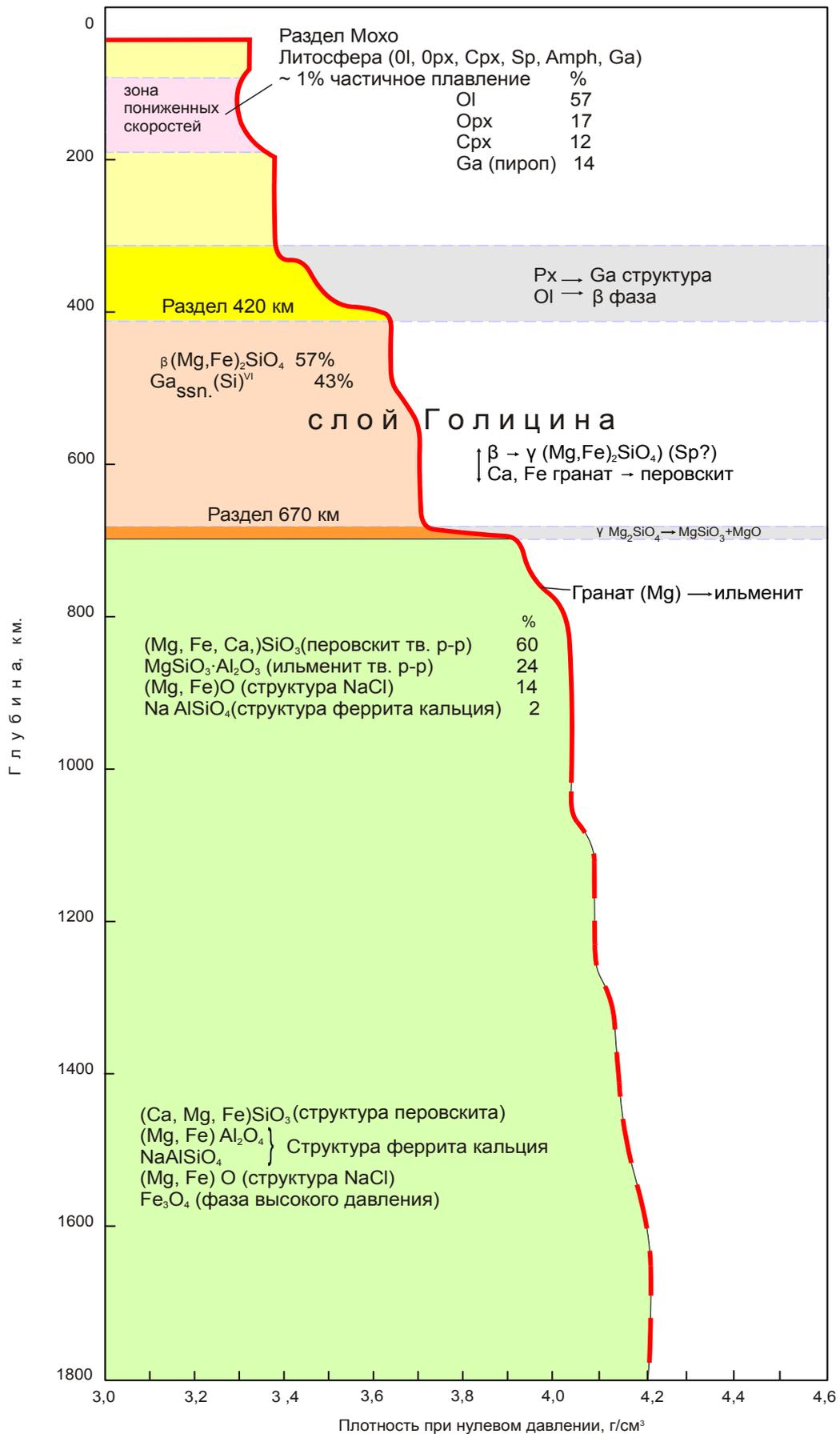


Рис. 9. Ассоциации минералов и соответствующие значения плотности при нулевом давлении для модели мантии пиролитового состава [6].

Фазовые минеральные переходы в слое Голицина

	420 км	500 – 550 км	650 – 670 км	
Оливин Mg_2SiO_4 ромбическая сингония	βMg_2SiO_4 (структура близка шпинели, рост плотности на 7,9%)	γMg_2SiO_4 (структура шпинели, кубическая гране- центрированная ре- шётка, рост плотно- сти на 2%)	$MgSiO_3$ (структура перовскита)+MgO (структура камен- ной соли)	
Пироксены гранаты	\longrightarrow			$(Mg, Fe, Ca)SiO_3$ (структура перов- скита)
Нефелин $NaAlSi_3O_8$ (гексагональная сингония) $\rho=3,4 \text{ г/см}^3$	\longrightarrow			$NaAlSi_3O_8$ (кубическая син- гония, структура феррита кальция) $\rho=4,2 \text{ г/см}^3$
	\longrightarrow			общее возрастание плотности на 22%

Физическое состояние вещества в слое Голицина определяет крайне важные для тектонических процессов последствия. По мере накопления в слое тепла происходит разуплотнение кристаллических решёток, границы слоя опускаются, что сопровождается увеличением объёма, радиуса Земли, растягивающими напряжениями и планетарными раздвигами. Потери тепла ведут к уменьшению радиуса и сжимающим напряжениям.

2.2. Нижняя мантия

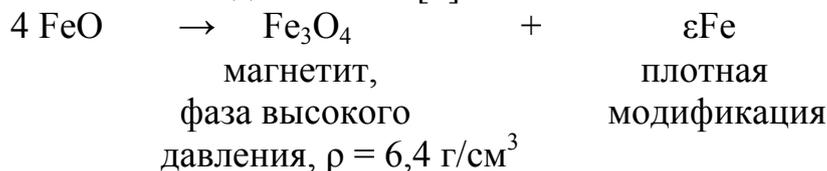
Нижнюю мантию выделяют в интервале глубин 670 – 2900 км. По сейсмическим свойствам в нижней мантии до глубины около 2700 км выделяется область относительно равномерного нарастания скоростей распространения сейсмических волн (по сравнению со слоем Голицина), однако и здесь отмечаются небольшие скачки скоростей, указывающие на то, что наряду с фактором сжимаемости в гравитационном поле относительно однородного материала, влияющим на сейсмические свойства, имеют место и второстепенные фазовые переходы.

Рингвуд предполагает, что нижняя мантия состоит не из **физической смеси окисных фаз** ($MgO+FeO+SiO_2$), образовавшихся путём **диспропорционирования** минералов переходной зоны под давлением, а из **бинарных соединений** типа $MgSiO_3$, но имеющих более плотные кристаллические структуры, чем смеси окислов, отвечающих их составу. Это положение аргументируется тем, что фактическая плотность мантии выше ожидаемой для смеси окислов [6].

Экспериментальные данные показывают, что на глубине около 1000 км **пиролит** возможно представлен ассоциацией следующих фаз: перовскитовыми модификациями $MgSiO_3$ и $CaSiO_3$, $(Mg,Fe)O$ со структурой каменной соли и $NaAlSi_3O_8$ со структурой феррита кальция (рис. 9).

Сейсмические свойства нижней мантии в интервале 2700 – 2900 км аномальны, имеются данные об уменьшении скоростей и локальных неоднородностях, которые вызывают рассеивание сейсмических волн.

Наряду с указанными выше соединениями здесь имеется возможность **диспропорционирования** FeO (в фазе со структурой каменной соли, или в фазе типа перовскита) в магнетит и металлическое железо что подтверждено экспериментальными исследованиями [6].



Температура плавления железа в условиях глубинной мантии в присутствии окиси железа значительно понижается, при этом на глубинах более 1500 км при сохранении силикатного каркаса выплавляется жидкая фаза ϵFe с растворённой в ней FeO. Сегрегация и погружение выплавленного железа сопровождается конвекционным всплытием лёгкого силикатного остатка.

3. Ядро Земли

Граница мантия-ядро является наиболее резкой сейсмической границей раздела в недрах Земли. Скорость Р-волн здесь скачком падает от значения 13,6 км/с в мантии до 8,1 км/с в ядре, скорость S-волн уменьшается от 7,3 км/с до нуля, плотность возрастает от 5,5 до 10 г/см³. В составе ядра по сейсмическим свойствам выделяют: **жидкое внешнее ядро** (2900 – 4980 км), **переходную зону ядра** (4980 – 5120 км), **твёрдое внутреннее ядро** (5120 – 6371 км) (рис. 2).

3.1. Внешнее ядро

Данные ударных экспериментов показали, что плотность внешнего ядра немного меньше (около 8%) плотности сплава Fe-Ni при соответствующих (теоретически рассчитанных) значениях давления и температуры. Несоответствие объясняют вхождением в состав лёгких компонентов. Наиболее вероятным является вхождение кислорода (до 10 вес %) в составе FeO, как следствие выше рассмотренной реакции диспропорционирования, не исключают вхождение серы и кремния. Давление оценивается величиной, близкой $0,3 \cdot 10^6$ МПа. Вязкость оценить трудно. По степени ослабления Р-волн вязкость менее 10^9 пуаз. С конвекцией вещества внешнего ядра связывают магнитное поле Земли.

3.2. Внутреннее ядро

Плотность ($12,1 - 13,1 \text{ г/см}^3$) и скорости прохождения сейсмических волн $V_p=11,09 - 11,24 \text{ км/с}$ и $V_s=3,4 - 3,6 \text{ км/с}$ на глубинах более 5154 км соответствуют предположению, что эта область состоит из **твёрдого кристаллизующегося здесь особо чистого сплава Fe-Ni**. Тепловой поток за счёт высвобождающейся энергии кристаллизации поступает из ядра в мантию ($0,68 \cdot 10^6 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$) [4].

Глава 2. Физическое состояние вещества недр. Энерго-массоперенос

2.1. Тепловой режим Земли

Общепризнанным источником тепловой энергии недр принимается энергия распада радиоактивных элементов. Длительные процессы фракционирования привели к тому, что они сосредоточились в основном в составе пород континентальной земной коры.

В настоящее время тепловыделение за счёт радиоактивного распада элементов составляет около $4 \cdot 10^{-8}$ кал/г · год, что соответствует тепловыделению 1 г хондритов в год. На протяжении жизни Земли энергия распада ослабилась в 4-5 раз. Земля находится как бы в стационарном энергетическом состоянии (тратит столько же, сколько в ней образуется из-за радиоактивного распада) [4].

Вторым источником тепла является тепло, выделяющееся при кристаллизации вещества внутреннего ядра. На границе ядро-мантия удельное теплоизлучение за счёт теплоты кристаллизации оценивается величиной $0,68 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (рис. 10).

На границе нижней и верхней мантии удельное теплоизлучение, равное $1,34 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, включает тепло распада радиоактивных элементов в нижней мантии и теплоту кристаллизации из ядра.

Удельный тепловой поток, излучаемый поверхностью планеты, составляет $1,48 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. При этом в океанической части он составляет $1,51 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с и полностью связан с конвективным переносом тепла из нижней мантии. В континентальной части удельный тепловой поток равен $1,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, но в отличие от океанов конвективное поступление тепла из нижней мантии составляет здесь 60% и 40% за счёт тепла радиогенного распада элементов континентальной земной коры [4].

Оценки показывают, что за период от начала аккреции планетезималей и до выплавления ядра (~ 0,5 млрд лет) нагрев за счёт радиоактивного распада элементов мог повысить температуру планеты от абсолютного нуля не более чем на 300⁰С, тогда, как для диспропорционирования FeO в Fe₃O₄+Fe требуются температуры более 2000⁰С [6].

На этапе агрегации вещества протопланеты (4,55 млрд лет назад) основным источником «начальной теплоты» была гравитационная энергия исходного пылевого облака, преобразовавшаяся (после достаточно кратковременной ударной аккреции около 10⁶ лет) в тепловую энергию планеты.

Процесс выплавления ядра из-за экзотермического и катастрофического характера должен был закончиться до образования наиболее древних пород (3,8 млрд лет). Выплеснувшаяся к поверхности тепловая энергия оказалась достаточной для плавления вещества, но только наружной части планеты на глубину порядка 400 км, где и возник первичный кратковременный магматический океан. Более глубокие горизонты мантии до ядра находились в твёрдом состоянии и мантия сохранила достаточно однородный законсервированный пиролитовый состав. [6].

Оценивая параметры нагрева вещества, геофизики различают **адиабатические** температуры и температуры **плавления**.

Адиабатический процесс – процесс при котором система не получает тепло извне и не отдаёт его (adiabatos, греч.– непереходимый).

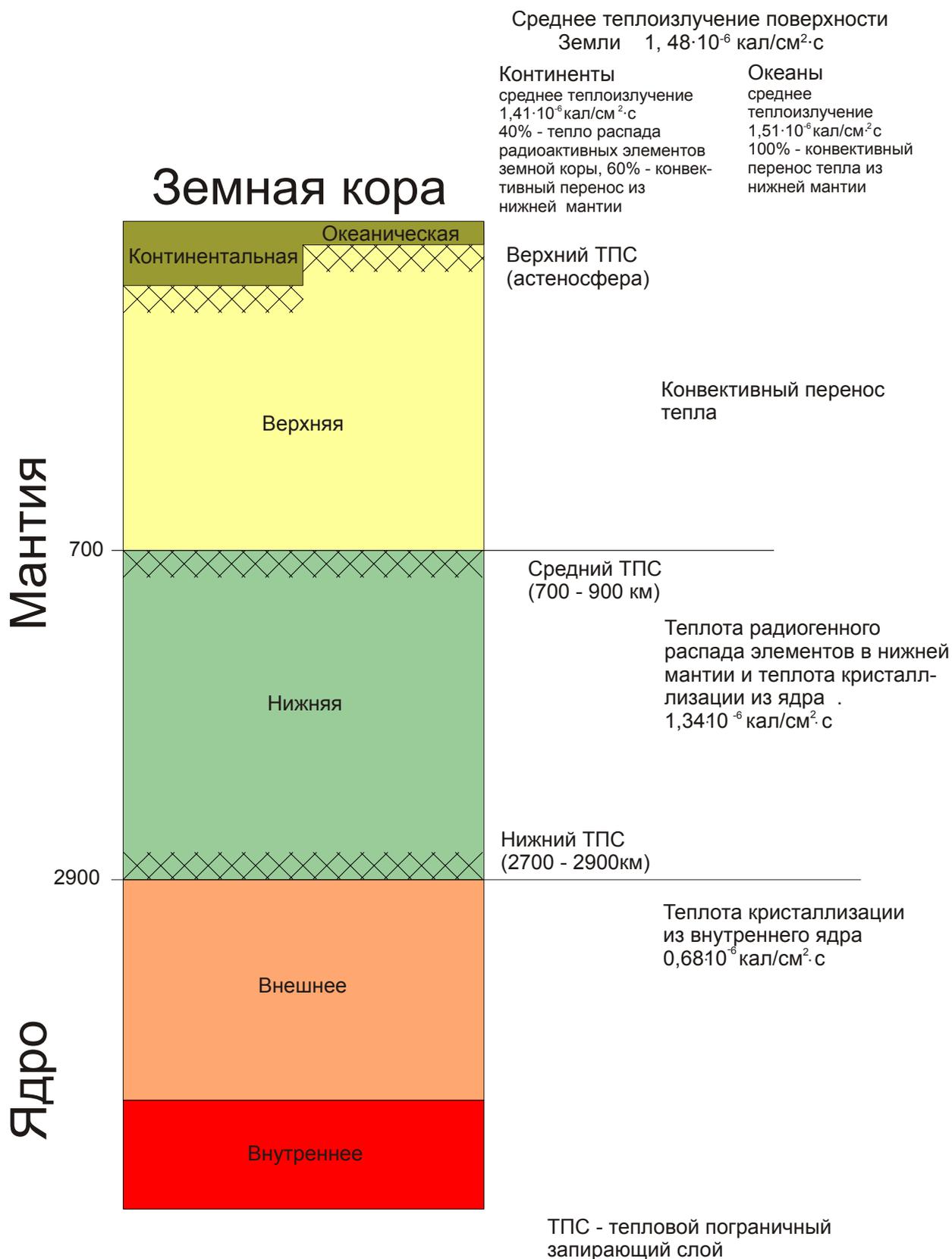


Рис. 10. Структура теплообмена из недр Земли.

Кривая адиабатических температур (рис. 11) разграничивает области действия молекулярного и конвективного переноса тепла. Если температура ниже адиабатической, теплоперенос в среде возможен лишь за счёт молекулярного (очень слабого) механизма теплопроводности. Если температура больше адиабатической, то возникает конвекция с гидродинамическим перемешиванием среды (массоперенос). Адиабата испытывает на первом (420 км) и втором (670 км) фазовых переходах в мантии скачки на $\sim 100^{\circ}\text{C}$ и $\sim 300^{\circ}\text{C}$ соответственно (рис. 11).

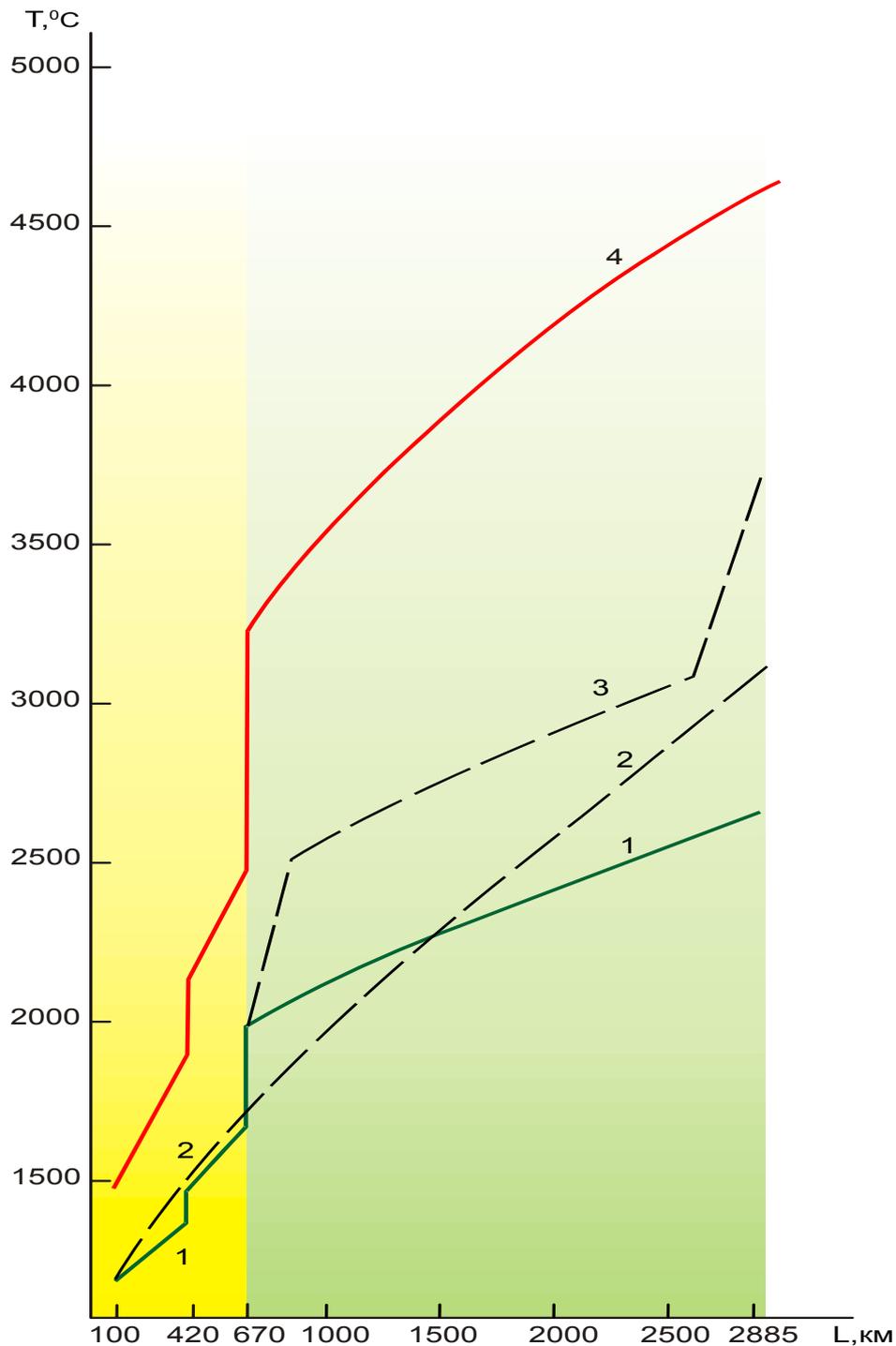


Рис. 11. Температуры мантии Земли.

1 – адиабатические температуры, 2 – пробное распределение температуры без тепловых погранслоев, 3 – распределение температуры с тепловыми погранслоями на границах нижней мантии (на глубине 670 км оно совпадает с кривой 1), 4 – кривая плавления.

В принятой геотермической модели распределения температур [4] выделяются три тепловых запирающих тепловых погранслоя, которые по существу являются зонами аккумуляции тепла и перегрева: верхний (астеносфера), средний (верхняя часть нижней мантии на глубинах 700 – 900 км), нижний (слой нижней мантии на глубинах 2700 – 2900 км). Они рассматриваются очагами зарождения мантийных потоков и восходящих струй конвекционных ячеек.

2.2. Вязкость пород недр, условия конвекции

Течение сред определяется их вязкостью, точнее **коэффициентом динамической вязкости** – η , измеряемым в пуазах.

Пуаз – сила сопротивления перемещению слоя площадью 1 см^2 на расстояние 1 см со скоростью 1 см/с .

Коэффициент динамической вязкости лавы – 10^5 пуаз, льда – 10^{13} пуаз, каменной соли – 10^{18} пуаз, верхней мантии 10^{18} – 10^{23} пуаз [4].

Экспериментальные и расчётные оценки показали, что при η более 10^{28} пуаз вещество **не обладает** свойствами текучести (идеальные кристаллы), η равном 10^{22} – 10^{28} пуаз имеет место **диффузное течение, релаксация напряжений**, при η равном 10^{18} – 10^{22} пуаз – **конвекция**, формирование конвекционных ячеек, при η равном 10^3 – 10^9 пуаз – конвекционное течение в скоплениях лавы и жидких массах внешнего ядра.

Коэффициент динамической вязкости астеносферы равен 10^{18} – 10^{22} пуаз, слоя Голицина – 10^{22} – 10^{23} пуаз и нижней мантии – 10^{23} – 10^{24} пуаз [4].

Таким образом, необходимые условия для снижения вязкости и возбуждения общей конвекции в слое Голицина могут создаваться пульсационно по мере накопления тепловой энергии в подстилающем его теплозапирающем погранслое (700 – 900 км.).

Прежде всего нагрев локализуется там, где к основанию слоя подходят колонно-струйные тепловые потоки нижней мантии. Здесь же соответственно зарождаются очаги мощных достигающих литосферы раздвиговых напряжений, связанных с увеличением объёма недр при преобразовании вещества слоя под действием тепла в менее плотные кристаллические модификации.

Ещё меньше вероятность возбуждения общей конвекции в нижней мантии. В участках локального перегрева, где конвекционные теплоподводящие струи внешнего ядра поднимаются к контактирующей нижней мантии, теплоотвод и конвекция локализуются в мантийно-струйных колоннах.

2.3. Электропроводимость земных недр

При умеренных температурах (1000 – 1200°C) электропроводимость горных пород примесная полупроводниковая [4]. При более высоких температурах всё более доминирует собственная ионная проводимость [4]. Вещество нижней мантии является электронным полупроводником, проводимость которого растёт по мере роста температуры и давления. В целом от внешних к внутренним границам нижней мантии электропроводность возрастает примерно **в тысячу раз** (рис. 12).

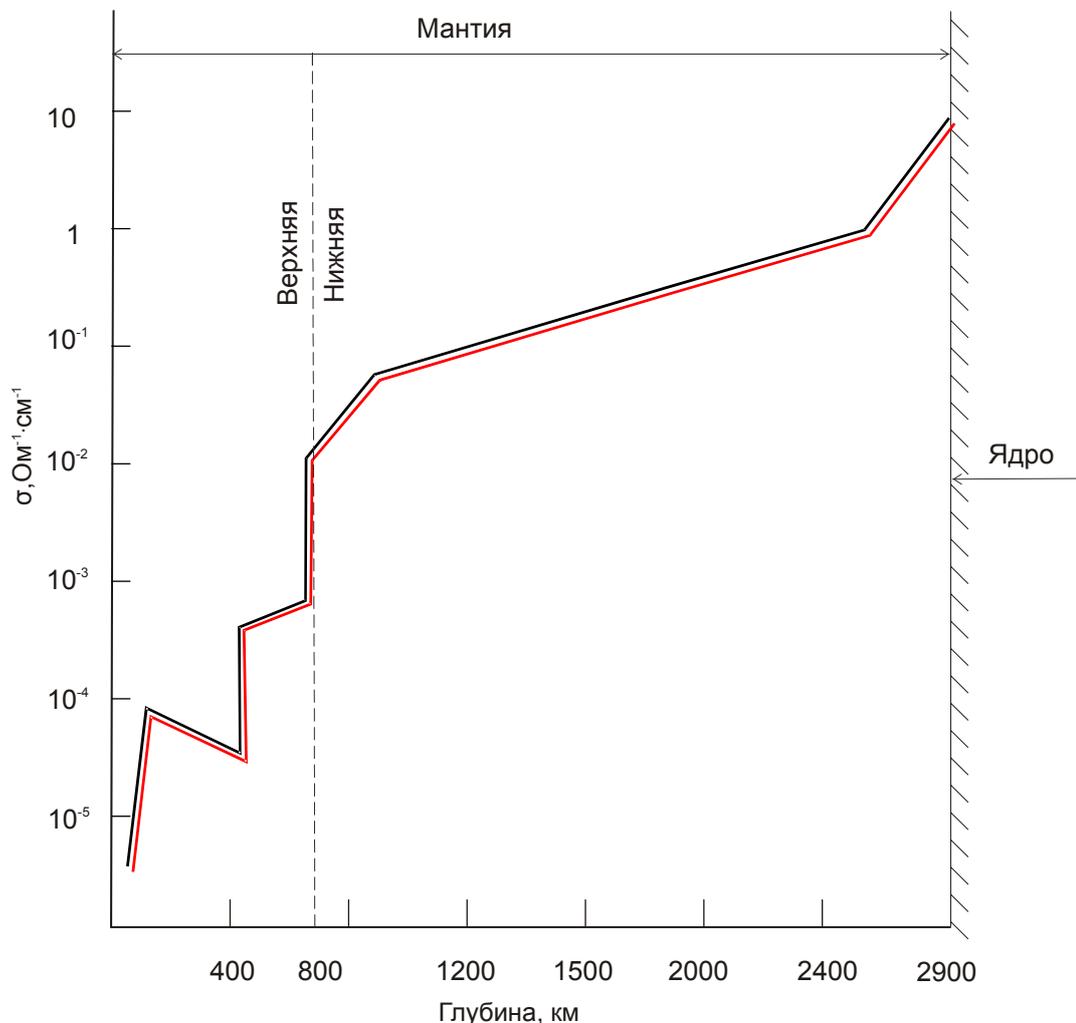


Рис.12. Электропроводность мантии как функция глубины [4].

Транспортировка тепла в струйных потоках от нижних границ мантии к земной коре резко увеличивает электропроводность внутри потоков, где не исключаются условия электропробоя – «гроза в земле», особенно в слое 2700 – 2900 км, контактирующем с ядром. Последствия не ясны. Возможен теплоперенос электрической природы.

Электропроводность вещества внешнего ядра по оценкам в **300** раз выше граничного слоя мантии [4].

2.4. Массоперенос в нижней мантии

Большинство геологов убеждено в существовании периодически возникающих в мантии мантийно-струйных потоков. Состояние вещества при этом упрощённо приравнивается пластичному веществу соляных диапиров, выдавливаемых в зоны пониженного давления. Однако слабая степень фракционирования вещества мантии не даёт оснований полагать возможность перемещения значительных пластичных или расплавленных масс. В тоже время геохимические количественные сравнения состава каменных метеоритов и состава пород континентальной земной коры указывают на **эффективное обогащение последних несовместимыми элементами** (не входящими в состав минералов мантии) – K, Rb, Cs, Al, Ba, Pb, La, Ce, U, Th, Ta, Nb, P и др.

Наиболее доступное объяснение такому разделению можно найти, опираясь на представления Виноградова (1959) о процессах, подобных **зонной плавке**, используемой в технологиях рафинирования металлов, когда в направлении низкого теплового потенциала перемещается не расплавленная лёгкая жидкость в гравитационном поле, а локализованный в струйной колонне восходящий **тепловой импульс**, последовательно проплавливающий породы кровли. За ним остаётся химически малоизменённое перекристаллизованное твёрдое пиролитовое вещество (рафинированная зона). **В зоне нагрева** колонны выплавляется наиболее **низкоплавкая щелочная** межзерновая жидкость, вбирающая в себя примесные несовместимые элементы, которая в верхней мантии отделяется в самостоятельные мантийные щелочные магматические очаги.

Необходимый для конвекции очаговый перегрев низов мантии создается в зоне контакта их с восходящими струями конвекционных ячеек внешнего ядра. Есть вероятность, что в момент зарождения струи в контактирующей с ядром части мантии инициируется тепловой импульс электрической природы. Выше тепловой импульс трансформируется в периодически действующую массопереносящую сосредоточенную в колонну струю, обогащенную несовместимыми элементами вследствие процессов типа зонной плавки.

Не менее важной **несовместимой** с минеральным пиролитовым веществом мантии составляющей недр являются летучие компоненты – флюиды ($\text{H}_2\text{O}_{\text{пар}}$, CO_2 , CH_4 , SO_2 и др.), захваченные в виде льда в процессе аккреции планетезималей.

Начальное залповое истечение газов имело место на стадии гравитационного нагрева вещества протопланеты, выплавления ядра, формирования первичной атмосферы, а затем гидросферы.

Позднее, в условиях высокотемпературного нагрева недр, газы сосредоточились в заземленном состоянии в межзерновых пространствах, в растворённом состоянии в межзерновой жидкости но, главным образом, вследствие высокой проникающей способности формировали опережающую волну – газовый «факел» над всплывающими мантийно-струйными колоннами.

Известно, что газы осуществляют теплоперенос, пропаривание и химическое преобразование толщ, транспортируют элементы (в том числе несовместимые) в виде возгонов и растворов, являются причиной взрывоподобных явлений в глубоких недрах (трубки взрыва), играют роль флюсов – понизителей температуры плавкости химических систем.

При достижении газового «факела» мантийно-струйной колонны гранитного слоя имеет место массовое плавление вещества, образование магм кислого состава (гранитизация), обширное внедрение постколлизийных гранитов на территориях, охваченных орогенезом в участках лобового столкновения литосферных плит.

Часть 2. ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Глава 3. Гипотезы тектонического развития земной коры

К настоящему времени выдвинуто достаточно много гипотез, пытающихся объяснить закономерности эволюции Земной коры. В своём крайнем проявлении они сводятся либо к идее фиксированного положения континентов с преобладанием вертикальных движений, либо к идее странствующих континентов (точнее литосферных плит) с преобладанием горизонтальных движений.

3.1. Пульсационная гипотеза

Предложенные в первоначальном виде **гипотеза расширяющейся Земли** (XVIII в, М.В.Ломоносов, Дж.Геттон) за счёт увеличения объёма и **гипотеза контракции (сжатия)** Земли вследствие охлаждения и уменьшения объёма (Эли де Бомон, 1852) находится в противоречии с выявленными данными о развитии планеты, однако, идеи о чередующихся сжатии и расширении Земли нашли своё отражение, но на принципиально иной основе в **пульсационной гипотезе**.

Идея чередования фаз сжатия и расширения в истории Земли высказывалась рядом учёных, но глубокой проработке она подверглась в трудах В.А.Обручева и М.А.Усова (тридцатые годы XX века).

Согласно В.А.Обручеву в стадию расширения, связанную с накоплением тепла и переходом вещества недр в расплавленное состояние, доминируют вертикальные движения. В подвижных поясах закладываются гигантские депрессионные структуры – **геосинклинали**, в стабильных поясах кора выпучивается сводами, разбивается разломными трещинами, образуются поднятые блоки-**горсты**, и опущенные относительно соседних блоки – **грабены**.

При сжатии коры (как результат теплоизлучения с лавами, газами, парами и гравитационным уплотнением внутренних зон) преобладают тангенциальные движения, приводящие к смятию в складки подвижных зон, глыбовой складчатости фундамента платформ, развиваются надвиго-покровные структуры, происходят процессы регионального метаморфизма с образованием гнейсов, кристаллических сланцев.

3.2. Понятие о геосинклиналях

Параллельно с развитием геодинамических моделей по материалам изучения громадного фактического материала, собранного в течение порядка 200 лет в **областях развития континентальной коры** возникло **учение о геосинклиналях** (гео-земля, син-вместе, клино-наклоняю). В тридцатые годы XIX столетия Беббедж и Гершель пришли к мысли, что возникновение мощных смятых в складки осадочных толщ обусловлено глубоким прогибанием земной коры и

последующим их сжатием и поднятием. Дана (1873г) – автор термина «**геосинклиналь**», понимал под ними удлинённые прогибы, возникшие в условиях давления пластичных участков на более жёсткие области континентов. Нарастание сжатия ведёт к смятию слоёв прогибов, а затем к выжиманию их в виде горных возвышенностей. Бертран (1887г и позднее) наметил стадийность геосинклинального процесса.

В двадцатых годах XX столетия Зондер, Бубнов, Борисяк, Обручев, Краус, Малиновский плодотворно развивали идеи **стадийного** развития, зонального строения геосинклинальных областей, роли магматизма, формациях, характерных для разных стадий.

В 30 – 40 г.г. существенно углубляются представления о направленности процессов стадийного развития, типах осадконакопления, характере магматизма на этапах прогибания и на этапах инверсии движений, складчатости и орогенеза. Геодинамика развития основывается на пульсационной гипотезе.

В 50-60 гг. Муратов, Пейве, Николаев, Хаин, Билибин, Обуэн, Шейнеман, Кинг, Херасков, Смирнов и др. определили основные признаки единого процесса формирования геосинклиналей, особенности формирования месторождений, генетические типы месторождений, закономерности их размещения в геосинклинальных формациях, что в СССР отмечено в 50 – 70 г.г. крупными открытиями минеральных ресурсов.

Исторически учение о геосинклиналях основывалось на результатах исследований, полученных при изучении континентальной земной коры. В 50 – 70 гг. идеи учения развивались сторонниками так называемого фиксированного положения континентов (в отличие от сторонников мобильной земной коры, точнее её блоков – литосферных плит).

3.3. Формирование земной коры с позиции геосинклинального наращивания фиксированных остовов континентов

Сторонники данной точки зрения исходят из представлений, что современные материки меняли форму, размеры, но всегда находились там, где они находятся и теперь. Основная роль в формировании геологических структур приписывается вертикальным движениям, горизонтальные движения вторичны и являются производными вертикальных движений.

Причина движений – гравитационная дифференциация. Геотектонические циклы объясняются периодичностью разогрева и внедрения лёгких масс в верхние слои с последующим охлаждением. Тенденция развития – постепенное наращивание остовов древних платформ более молодыми образованиями (рис. 3).

Современные представления о развитии земной коры с данных позиций разработаны В.В.Белоусовым и Р.В. Ван Бомеленом (в пятидесятые годы XX столетия). Сущность их сводится к следующему:

1. Через проницаемую литосферу астенолиты **очередной тепловой** волны проникают к поверхности, наращивают базальтовый слой, интродуцируют в верхние горизонты земной коры, изливаются в виде базальтов, теряют тепловую энергию. В участках наибольших потерь происходит проседание литосферы и заложение геосинклинальных прогибов.

2. Образовавшиеся геосинклинали развиваются стадийно по схеме: накопление осадочно-вулканогенных толщ, потеря проницаемости, нагрев геосинклинальных толщ теплом базальтов, метаморфизм, гранитизация, как результат, увеличение объёма в условиях ограниченного пространства. Увеличение объёма сопровождается инверсией движений, складчатостью, внедрением гранитоидов, орогенезом, денудацией. Тенденция: переход подвижной области в жёсткую консолидированную структуру.

3. Кора орогенов и возникших на их месте платформ непроницаема для магм и при новом внедрении астенолитов в подкоровые слои возникают условия для формирования возрождённых прогибов, возрождённых горных сооружений эпиплатформенного орогенеза.

4. При подъёме особо крупных масс расплавленного базальта – обрушение и расплавление кровли континентальной земной коры, **базификация** (замена кислых и средних пород коры веществом основного и ультраосновного составов), утяжеление коры и образование океанических впадин (**без раздвига**). Бо-меллен, однако, не отрицает раздвиговое происхождение океанов.

Проблема океанов

Образование океанов в результате базификации обосновывается следующими данными: палеоген – неогеновые структуры альпийской средиземноморской зоны обрезаны мезозойским Атлантическим океаном. Атлантический океан развивался последовательно от окраин к центральному хребту. Этим объясняется более древний состав осадков в окраинных частях. Последовательными инъекциями, от периферии к осевой части СОХ (срединно-океанических хребтов), объясняется полосовая намагниченность базальтов.

На акватории океанов бурением вскрыты крупные блоки с корой материкового типа (хр. Ломоносова в Ледовитом океане, новозеландское плато), **гайоты** (абрадированные вулканические острова) на глубинах до 3000 м перекрыты (под слоем глубоководных, современных отложений) мезозойскими, мелководными и **континентальными** отложениями.

В Атлантическом **мезозойском** океане на западной окраине срединно-атлантического хребта в северной его части выявлены породы рифейского возраста (докембрий), на восточном крыле в породах обнаружены палеозойские трилобиты. Находки древних пород указывают либо на непроплавленные останцы участков коры (фиксизм), либо на ветвящийся спрединг с останцами вплавленных микроконтинентов в зоне спрединга (с позиций мобилизма).

3.4. Формирование земной коры с позиций мобильных литосферных плит

Согласно представлениям сторонников мобильной литосферы континенты, в том числе и их древние докембрийские остовы, никогда не имели фиксированного положения. В составе крупных литосферных блоков они участвовали в сложных горизонтальных перемещениях, при этом вертикальные движения являлись производными горизонтальных.

Далеко не сразу идеи мобилизма овладели умами геологов. Поразительное совпадение контуров разделённых Атлантическим океаном восточной Америки и западных окраин Европы и Африки, элементы геологического сходства были замечены ещё в XIX веке, появились первые предположения о расколе и дрейфе. Идеи раскола и дрейфа были высказаны Ф.Тейлором в 1910г но наиболее полно и аргументировано изложены А. Вегенером в книге «Происхождение материков и океанов» в 1915 году.

Гипотеза получила название «**Гипотеза дрейфа континентов**» или «**Гипотеза Вегенера**». А. Вегенер сделал вывод о том, что вплоть до начала мезозоя континенты составляли **единый суперконтинент – Пангею**, который раскололся, а осколки – нынешние материки под влиянием вращающейся Земли, перемещаются по симатической оболочке, «как льдины по воде». Сопrotивление океанического dna перемещению осколков сопровождается поднятием горных хребтов по краям континентов. Трудности объяснения механизма перемещения твёрдых сиалических «льдин» на твёрдом симатическом субстрате, выявленные глубокие связи континентальной коры с подстилающей мантией, успехи развития учения о геосинклиналях привели к тому, что в 30 – 40 годах о гипотезе Вегенера временно забыли.

Однако в геологии появлялись всё новые предположения и доказательства горизонтального перемещения крупных масс поверхностных частей планеты.

Ещё в 1892 г. Деттон ввёл термин и понятие «**изостазия**», как тенденцию земной коры к гидростатическому равновесию. Позднее под изостазией начинают понимать равновесие масс земной коры и мантии. Наличие изостазии подтверждают материалы глубинного сейсмического зондирования, согласно которым рельеф поверхности границы Мохо представляет собой зеркальное отображение наиболее общих форм рельефа земной поверхности. **Гипотеза изостазии** предполагает, что экзогенные процессы в верхней части земной коры так согласованы с эндогенными, что перемещения вещества в разных формах проходят на фоне постоянства средней плотности в интервале глубин до 100 – 150 км.

Компенсационное перетекание вещества **предполагает** наличие особого **пластического** слоя в верхней мантии. В 1914 г. Баррел ввёл понятия и термины: **литосфера и астеносфера**. Астеносфера – предполагаемый слой верхней мантии, подстилающий литосферу и способный к вязкому или пластичному течению, позволяющему реализовать условия движения масс в достижении гидростатического равновесия. Полагают, что астеносфера является областью проявления горизонтальных и вертикальных движений и совпадает с областью выявления **пониженной скорости** сейсмических волн в верхней мантии.

В 1929 г. Холмс выдвигает принципиально новую **гипотезу подкорových течений** (син. конвекционных течений). Холмс и его последователи полагали, что причиной дрейфа континентов является механизм **тепловой конвекции** в мантии, чрезвычайно медленные подкорových течения, порождённые различием температур на одинаковых уровнях от поверхности земного шара. Восходящие конвекционные потоки приводят к раскалыванию континентов и формированию новых океанов. В тридцатые годы представления Холмса воспринимались в лучшем случае как смелая фантазия.

В 1933 г Ван Бомелен выдвигает **ундационную гипотезу**. Он полагал, что представления о конвекционных потоках, вызванных термическими неоднородностями, недостаточны и не учитывают геохимической дифференциации вещества мантии и коры, когда в одних местах скапливается материал более лёгкий, в других тяжёлый, что является причиной вертикальных движений (не исключаются при этом и горизонтальные движения).

В конце тридцатых годов Д. Григс на основе экспериментального моделирования пришёл к заключению, что геологические особенности островных дуг можно объяснить из предположения о наличии **нисходящих** мантийных потоков.

Одним из главных возражений Вегенеру было то, что кристаллические породы литосферы твёрдые и не могут течь. Однако, геологи сталкивались с неоспоримыми фактами, свидетельствующими о способности литосферы и мантии к течению. Такими фактами, например, являются;

- смятие первично горизонтально-залегающих горных пород в складки и горные сооружения;

- послеледниковые поднятия Фенноскандии и территории Канады (изостатическое течение);

- крупномасштабное перетекание вещества твёрдых оболочек от экватора к полюсам в связи с уменьшением полярного сжатия планеты от начала её образования до наших дней. Угловая скорость вращения планеты, как полагают, уменьшилась за это время примерно в 2 раза за счёт тормозящего эффекта приливного трения.

Идеи конвекции в мантии могли обоснованно возродиться только тогда, когда из физики твёрдого тела в 30 – 40 годах на горные породы были перенесены установленные **реологические** свойства кристаллических твёрдых тел, и была разработана реологическая модель Земли.

Реология – раздел физической механики. В геологии рассматривает вопросы течения, ползучести и явлений релаксации (рассасывания) напряжений горных пород.

Пластическое **течение** кристаллических твёрдых тел обусловлено движением линейных дефектов и переползанием дислокаций из одной плоскости скольжения в другую.

Достижения реологии подтвердили неизбежность возникновения конвекционных струйных потоков, по крайней мере, в указанных выше тепловых погранслоях: астеносфере и граничных зонах нижней мантии – 700 – 900 км и 2700 – 2900 км в **очагах перегрева**.

В 50 – 60 гг. появились технические возможности изучения океанов. Достижения морской геологии качественно изменили представления о строении дна океанов, появились новые данные, возрождающие идеи Вегенера, но на совершенно другом уровне – **тектоники литосферных плит**.

Заметным событием в развитии тектоники плит была выдвинутая Хессом (1960, 1965) гипотеза **спрединга – раздвижения** океанического дна от срединно-океанических хребтов, обусловленного конвективными восходящими потоками, формирование океанической коры и погружение её в области желобов, в начале под островные дуги, и далее под континент на глубинах, достигающих 700 км.

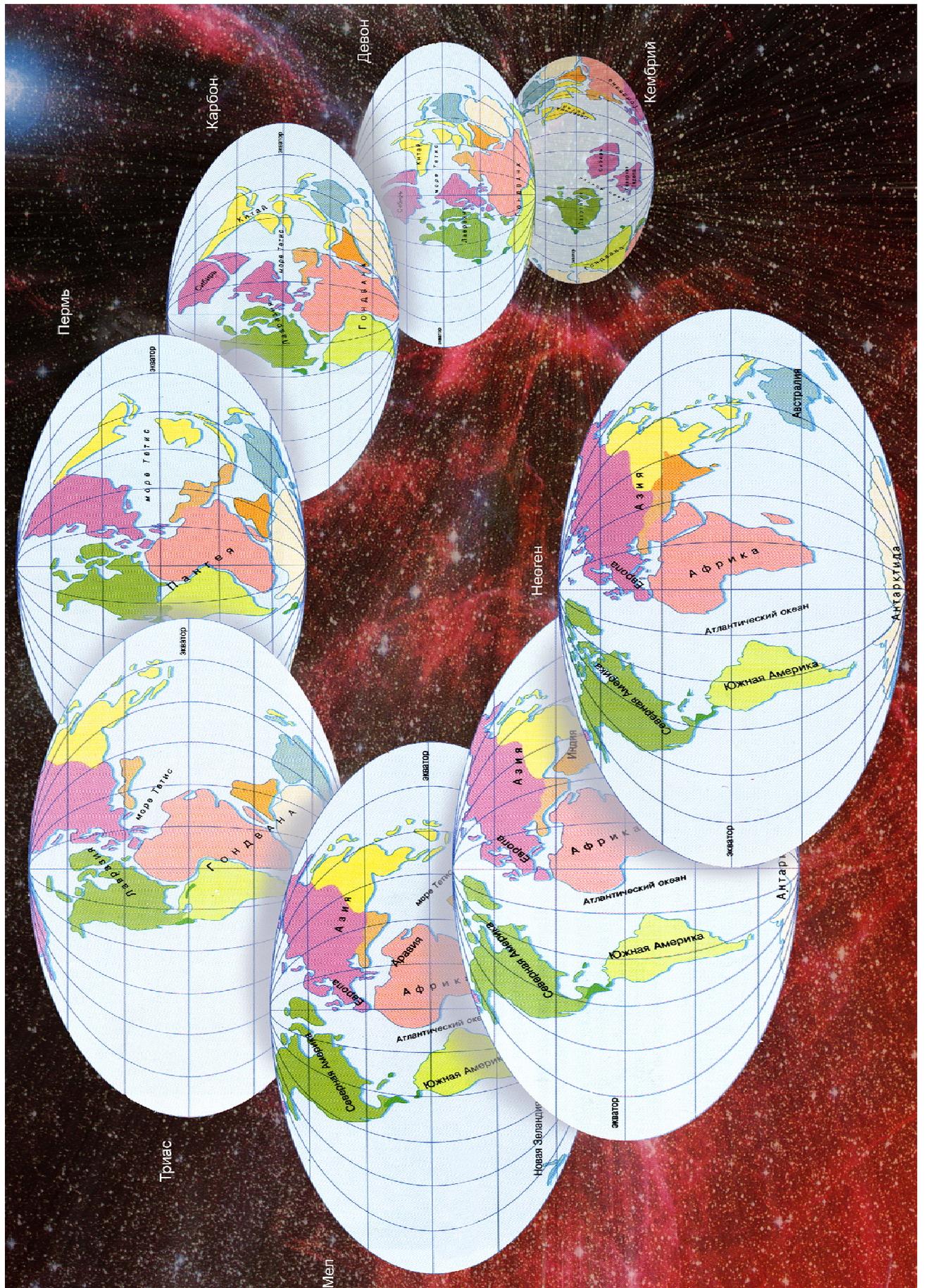


Рис. 13. Блуждающие континенты
(по Дж. Бейли и Т. Седдону, 1995).

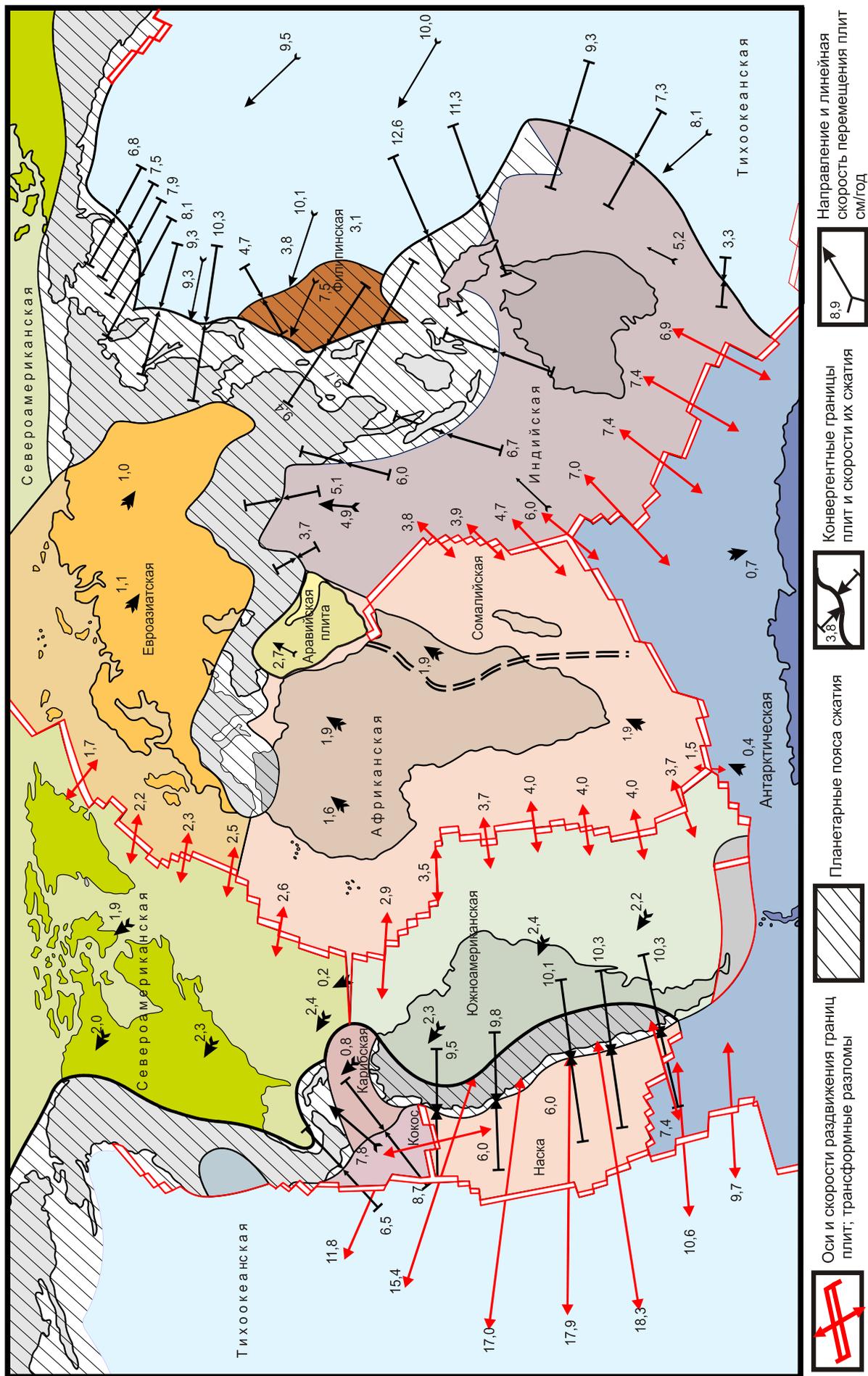


Рис. 14. Современное положение литосферных плит.

Одним из главных подтверждений гипотезы спрединга является гипотеза Вайна и Матьюза (1963), объяснивших природу магнитных полосовых аномалий раздвигом океанического дна и служащая одним из главных подтверждений гипотезы спрединга.

В эти же годы достижения палеомагнитологии позволили реконструировать расположение на планете отдельных континентов в различные геологические периоды и составить палеогеографические карты, подтверждающие масштабные перемещения континентов во времени (рис. 13).

В 1967 – 1968 опубликована серия работ, где сформулирована концепция тектоники плит. В 1970 – 1980 годах идеи мобилистов безраздельно господствовали в геологической науке. Гипотеза получила несколько названий: «**Тектоника литосферных плит, Новая глобальная тектоника, Плейт – тектоника**».

3.5. Тектоника литосферных плит (плейт–тектоника)

Тектоника плит исходит из представлений о жёстком упругом наружном слое-литосфере и подстилающем его размягчённом слое-астеносфере. Литосфера включает в себя земную кору и твёрдую наастеносферную часть верхней мантии, состоит из нескольких блоков – **литосферных плит** (рис.14) [8].

Литосферная плита перемещается по астеносфере от рифтовых зон растяжения–спрединга (СОХ), где непрерывно формируются новые участки литосферных плит с океанической корой, к зонам сжатия – **субдукции**, где литосферные плиты засасываются вглубь мантии (рис.6, 15).

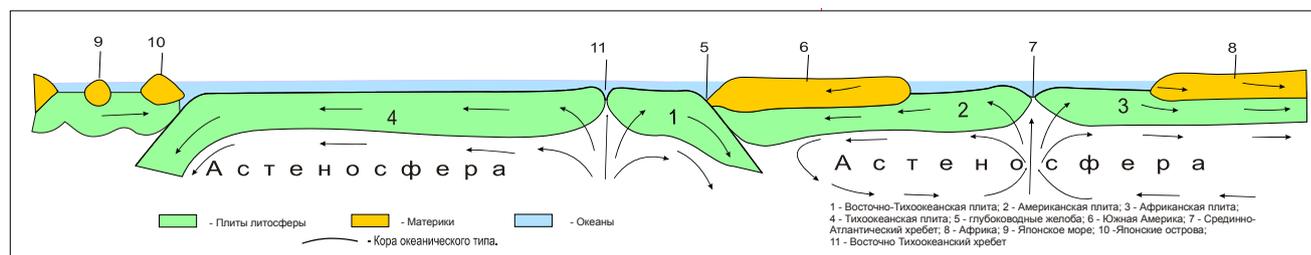


Рис. 15. Схема современного движения плит литосферы согласно «теории плит».

Литосферные плиты выделяют по оконтуривающим их узким зонам сейсмичности. Разными авторами выделено от 6 до 20 плит. Разделение литосферы на плиты не связано с разделением на материки и океаны. Большинство плит включают, как материковые, так и океанические участки [8].

Механизм движения плит предположителен. В понимании его должны быть приняты во внимание различия в скорости движения плит:

- наблюдается антикорреляция скоростей плит с величиной площади континентальной части (чем больше относительная доля плиты занята континентом, тем меньше её скорость) (рис.14);
- скорости плит коррелируются с относительной протяжённостью границ субдукции, т.е. чем больше относительная длина границ поглощения плит, тем больше их скорость (рис.16);
- скорости плит коррелируются с величиной среднего полярного расстояния

плиты, т.е. плиты, расположенные в полярных широтах движутся медленно, а плиты, расположенные в области экватора движутся быстро (рис. 14) [4].

Абсолютные скорости быстро двигающихся плит определяются с точностью 10–20%, а абсолютные скорости медленно движущихся плит (≤ 1 см/год) определить не удаётся.

На начальном этапе полагали, что жёсткие литосферные плиты **пассивно увлекаются** мантийными течениями. Эта идея казалась наиболее естественной.

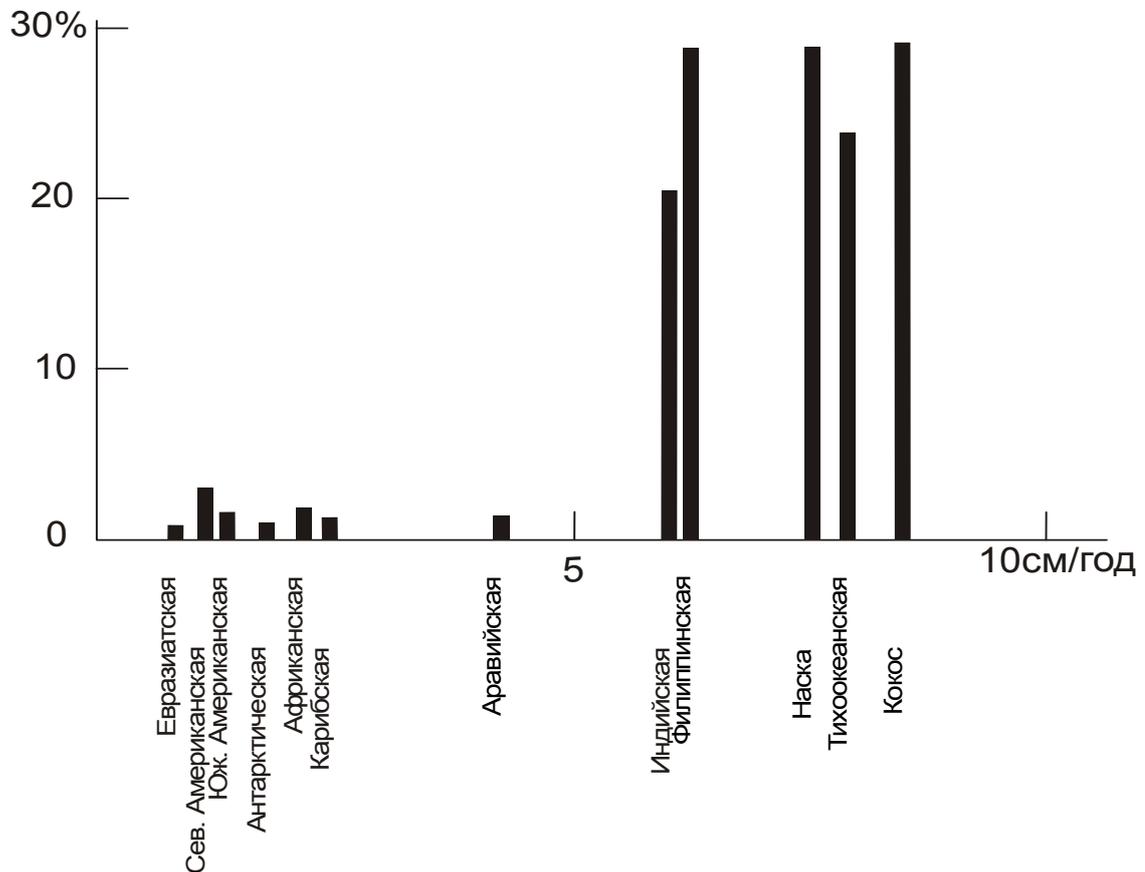


Рис. 16. Зависимость скоростей движения плит от относительной протяженности обрамляющих границ зон субдукции.

Как уже говорилось, конвекция в верхней мантии вызывается подводом тепла снизу. Некоторое время её нижняя часть проявляет свойства теплозапирающего слоя для граничного теплового слоя верхов нижней мантии. По мере прогрева низов верхней мантии образуется нижний горячий погранслои конвективной ячейки. Как только он перейдёт в состояние конвективной неустойчивости образуется восходящий тепловой поток (при перегреве – базальтовая магма). Конвективная **валиковая** ячейка в поперечном сечении достаточно изометрична и равна толщине слоя (~ 700 км), возникшая при этом «литосфера» на этом расстоянии должна вновь погружаться в мантию. Горизонтальные размеры плит разнообразны, но в среднем их размер **на порядок больше** толщины верхней мантии. Таким образом, продольные конвективные валы если и осуществляют то второстепенный тепломассоперенос.

Основной масштаб конвекции определяется движением самих литосферных плит от СОХ к желобам, которые увлекают за счёт сил вязкого трения под-

стилающую астеносферу. **Не астеносферный конвекционный поток тянет литосферные плиты, а наоборот литосферные плиты приводят в движение вязкую астеносферу** и испытывают со стороны последней силу торможения [4].

Главной движущей силой в тектонике плит является сила тяги холодного тяжёлого погружающегося в мантию блока литосферной плиты в зоне субдукции. Плиты, не скреплённые с такими тонущими блоками пассивны, расталкиваются быстрыми плитами и скорости их перемещения относительно малы. Глубина погружения блоков ~ 700 км. Зона погружения наклонена под углом ~ 45°. Верхняя её часть до глубины 300 – 400 км характеризуется низкой прочностью и растягивающими напряжениями, нижняя до глубины ~ 700 км отличается возрастающей прочностью, сжимающими напряжениями, сейсмичностью.

Выделяют конструктивные, деструктивные и трансформные границы плит:

- **конструктивные границы** – границы наращивания плит (**дивергентные границы**).

Границы приурочены к единой глобальной системе рифтов, включающей срединно-океанические хребты и внутриконтинентальные рифтовые зоны. Оба типа структур являются зонами растяжения и расположены над восходящими конвекционными потоками или мантийно-струйными потоками астеносферы. В океанах здесь образуется толеитовый базальтовый низкощелочной слой океанической коры;

- **деструктивные границы** – границы поглощения плит (**конвергентные границы**).

В составе деструктивных границ выделяют три типа проявления:

- границы первого типа обрамляются глубоководными желобами, за которыми на расстоянии 100 – 200 км следует вулканическая островная дуга, которая часто отделена от материка краевым (задуговым) морем (западные и северо-западные окраины Тихоокеанской плиты);

- второй тип границ представлен океаническим желобом, за которым следует вулканическая горная система, расположенная на материке (Перуанско – Чилийский желоб Южной Америки).

Такие **континентальные** (точнее океанические) **окраины** с конвергентными границами называют **активными** в отличие от **пассивных** границ континентов и океанов, не связанных с границами плит (прибрежная часть Африканского континента).

В зонах **субдукции** (всасывания) под островными дугами на глубинах более 150 км вещество первичной океанической коры частично переплавляется, выплавленные андезитовые магмы участвуют в наращивании континентальной коры островных дуг. Вулканические горные системы, расположенные вдоль желобов на материке также состоят из андезитовых серий (рис. 17) [6].

Процесс получил название – **аккреция**. Аккреция – процесс медленного роста континента путём переноса вещества в виде магм и флюидов из зон субдукции, причленения к нему островных дуг. Площадь континентов увеличивается за счёт ювенильного сиала, извлечённого в зоне субдукции из базитовой литосферы.

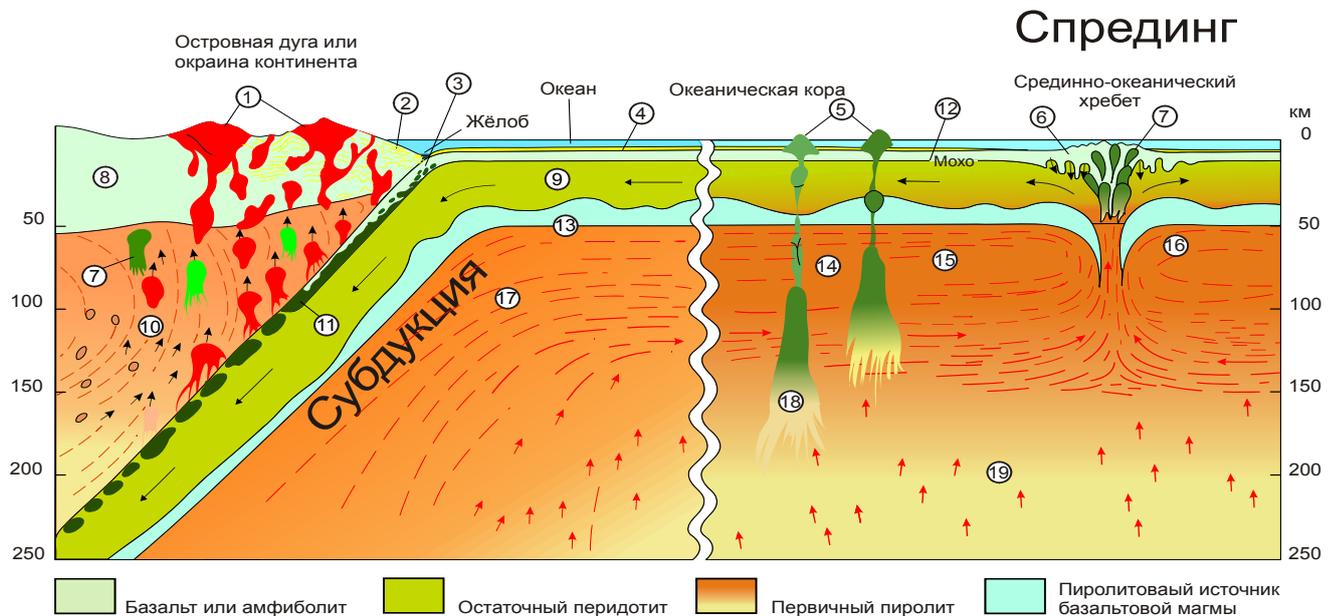


Рис. 17. Петрологическая модель генерации и поглощения океанических плит.

1 – андезитовый вулкан; 2 – складчатые океанические осадки; 3 – базальт переходящий в эклогит; 4 – осадочные породы; 5 – щелочно-базальтовые вулканы; 6 – остаточные перидотитовые тела, вновь погружающиеся в мантию; 7 – базальтовая магма; 8 – нормальная континентальная кора; 9 – жидкая перидотитовая кровля; 10 – андезитовая магма; 11 – эклогит; 12 – раздел Мохо; 13 – нижняя граница океанической плиты; 14 – частичное плавление; 15 – скопление магмы; 16 – частичное плавление поднимающегося столба; 17 – пиролит; 18 – поднимающийся диапир; 19 – пиролитовая мантия.

- Последний тип границ деструкции соответствует столкновению двух континентальных плит, которое частично сопровождается пододвиганием одного континента под другой, или столкновения континента с островной дугой вдоль границы схождения плит. Явление столкновения называют **коллизией**. Столкновение сопровождается деформацией литосферы, её утолщением, образованием палингенных **гранитных** магм, накоплением грубообломочных отложений – **моласс** и формированием горно-складчатого сооружения.

Альпийско-Гималайский складчатый пояс, образование которого приписывают столкновению Индийской плиты с Евроазиатской, Салаирский пояс в среднем девоне – ранней перми.

- трансформные границы

Трансформные разломы рассекают литосферу на всю мощность, могут располагаться, как на океанической, так и континентальной литосфере (рис. 3). По трансформным разломам происходит горизонтальное проскальзывание плит относительно друг друга.

Проблема океанов

Тектоника литосферных плит рассматривает океаны Земли как активно развивающиеся мегаструктуры, переживающие стадии заложения (Красное море), раскрытия (Атлантический океан), расширения (Тихий океан), сокращения (Средиземное море), полного замыкания с образованием складчатых поясов-рубцов замкнувшегося океана (цикл Уилсона).

Современное положение зон спрединга и субдукции в субширотной части Земли представлено на рис. 15.

3.6. Тектоника мантийных струй-плюмов (плюм-тектоника)

Активные **внутриплитные** геологические процессы, связанные с формированием купольно-глыбовых «возрождённых» горных сооружений континентов, образованием громадных бассейнов континентального осадконакопления, особый щелочной тип магматизма на континентальных платформах, сейсмичность и другие геологические явления внутри плит, вынудили геологическую мысль искать новые, дополняющие тектонику литосферных плит, механизмы действия процессов.

Геологи вновь вернулись к идеям объяснения внутриплитных процессов, опирающимся на представления о деятельности восходящих и нисходящих мантийно-струйных потоков – **плюмов**, охватывающих толщи мантии.

Очевидным доказательством существования восходящих мантийных струй являются выявленные внутри плит так называемые «**горячие точки**» (**Г.Т.**), изолированные вулканы, не связанные с вулканизмом плитовых границ.

Диаметр этих структур может достигать 200 км. Лавы **Г.Т.** особые, принадлежат к щелочным базальтам. Известно, что растворимость щелочей в базальтах растёт с ростом давления, в связи с чем зарождение щелочных базальтов связывают с большими глубинами. Известна и другая (ранее рассмотренная) точка зрения А.Г. Рингвуда о выплавлении из первичной пиrolитовой мантии первых порций расплавленного вещества именно щелочного нефелинового состава, обогащённого несовместимыми элементами (К, TR, U, Th и др.), что не противоречит глубинному происхождению лав горячих точек.

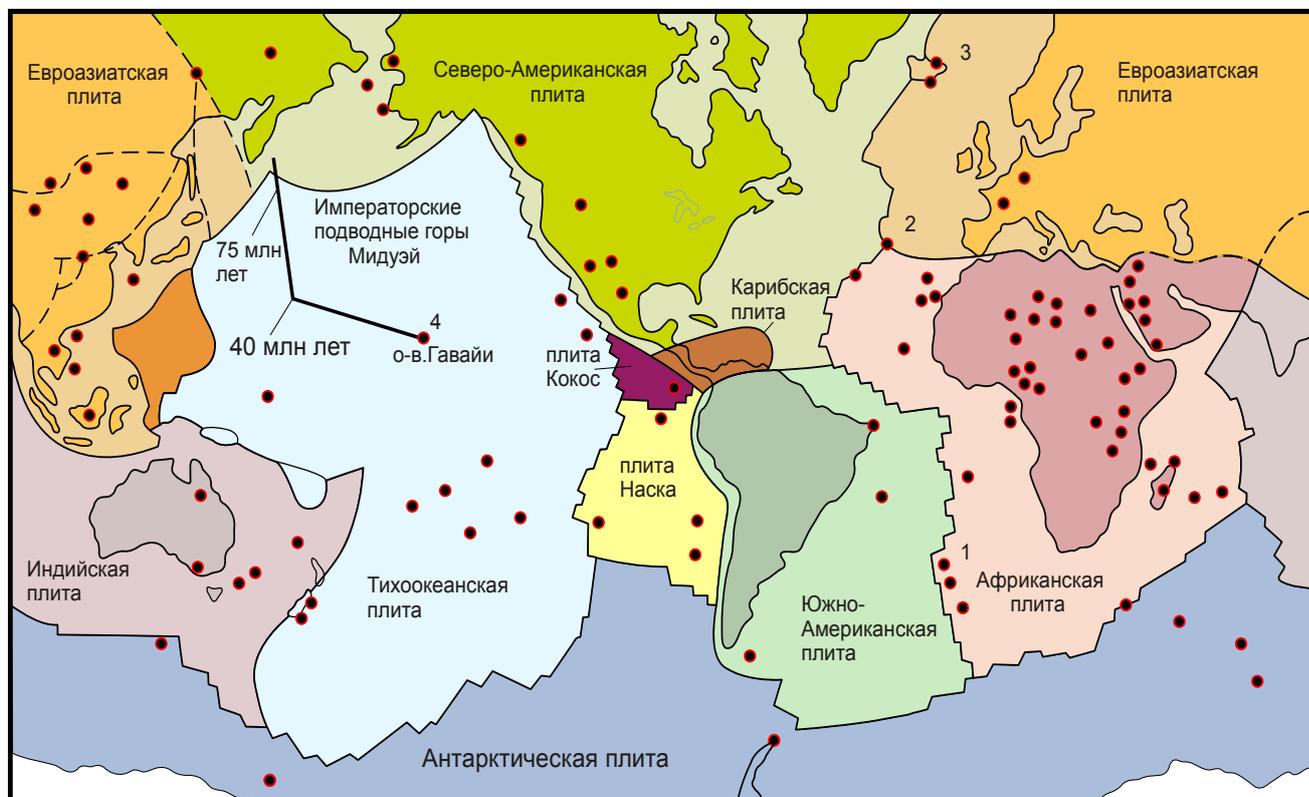


Рис. 18. Распределение горячих точек на поверхности Земли (по К. Бурке и Дж. Уилсону).

Горячие точки показаны красно-черными кружками.

В настоящее время насчитывают 122 горячие точки, которые были активны в последние 10 млн. лет. Горячие точки встречаются как внутри плит, так и на дивергентных (раздвигающихся) границах между плитами (рис. 18).

По первоначальному предположению горячие точки располагаются над фиксированным струйным объектом в мантии, который «прожигает» проходящую над ним литосферу, как папироса лист бумаги.

Наиболее ярким проявлением горячей точки поверхности Земли можно считать о. Гавайи, представляющий собой завершающее звено цепи Гавайских островов вулканического происхождения и их продолжения – Императорских подводных гор, в которых возраст вулканов удревняется от 0 до 42 млн. лет в Гавайской цепи и от 43 до 70 млн. лет в Императорской цепи. Эти цепи островов и подводных поднятий с закономерно возрастающим возрастом образования однозначно трактуются как след движения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой, существующей уже более 70 млн. лет. Прямолинейные цепи островов, гойотов, подводных поднятий, образующихся при движении плит над мантийной струей, принято называть **асейсмичными хребтами** (рис. 19).

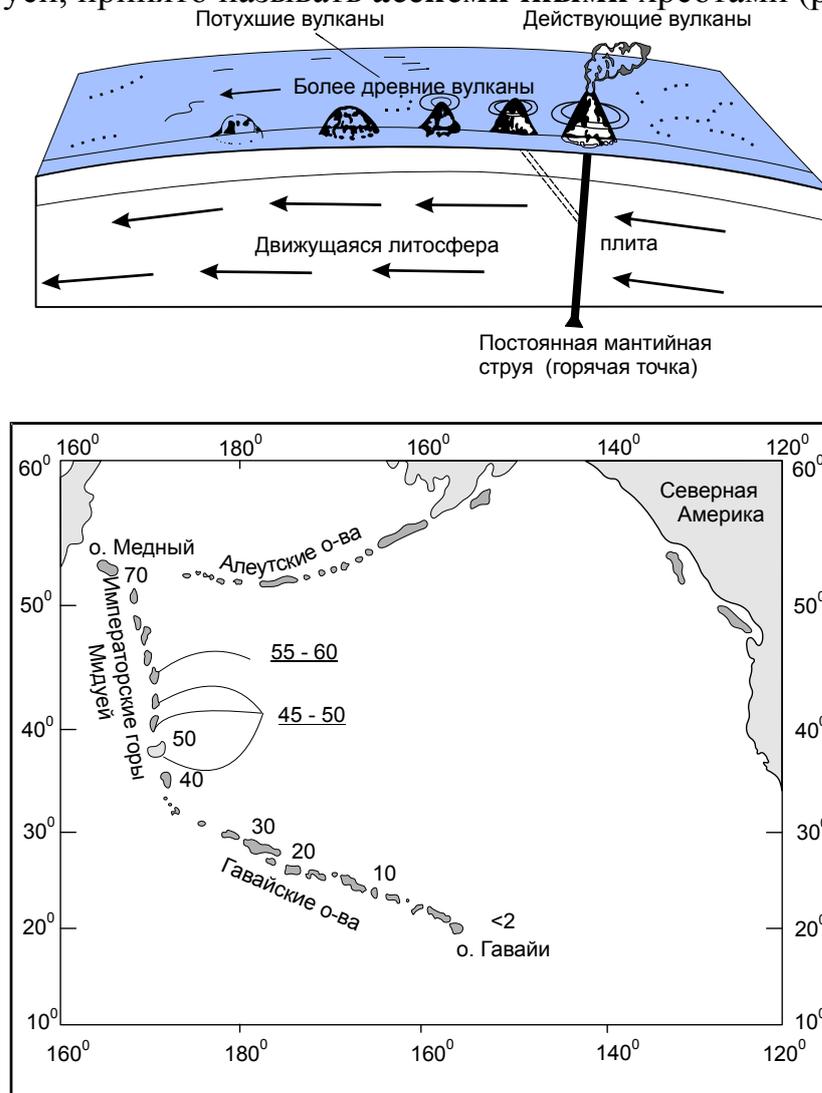


Рис. 19. Формирование вулканической цепи (асейсмического хребта) над горячей точкой (по Дж Моргану, 1972).

Цифрами указаны К-Аг- датировки, подчеркнутыми – палеонтологический возраст базального осадка.

Горячие точки устанавливаются непосредственно из наблюдений за вулканической активностью отдельных областей. Полагают, что они венчают разветвлённые подкоровые и внутрикоровые части плюмов. В отличие от горячих точек вывод о существовании плюмов – **результат интерпретации**, прямое наблюдение недоступно.

При значительной скорости движения плит последствия плюмов смазываются, не сопровождаясь образованием вулканических структур – Г.Т., как, например, на Южно-Американской плите. Долгоживущие вулканы Г.Т. Африканской плиты (30 млн. лет) указывают, что Африканский континент оставался неподвижным относительно подплитных плюмов Африки в течение последних 30 млн. лет (рис. 18).

В тектонике плит абсолютные движения плит отсчитывают относительно «неподвижной» Африканской плиты.

Примером плюма, расположенного на дивергентной границе является плюм под Исландией, который идентифицируется здесь по высокому геотермическому градиенту $\sim 0,70$ °С/м и резко отличающимся от толеитовых базальтов (характерных для СОХ) составом лав: необычно низкое содержание SiO_2 (47%) и довольно высокое содержание K_2O (0,4%).

Другим важным примером проявления мантийных плюмов являются кимберлитовые поля.

Кимберлиты – гипабиссальные (полуглубинные) ультраосновные обычно брекчированные (обломки глубинных ультраосновных пород в серпентинизированном оливиновом «цементе») породы, коренные источники алмазов. Кимберлиты образуют тела типа трубок взрыва.

Возраст кимберлитовых полей Южной Африки, отражающих вероятный след движения Африканской плиты над двумя горячими точками, датируется 200–110 и 100–70 млн. лет, т.е. продолжительность активности кайно-мезозойских плюмов здесь составляет от 15 до 90 млн. лет.

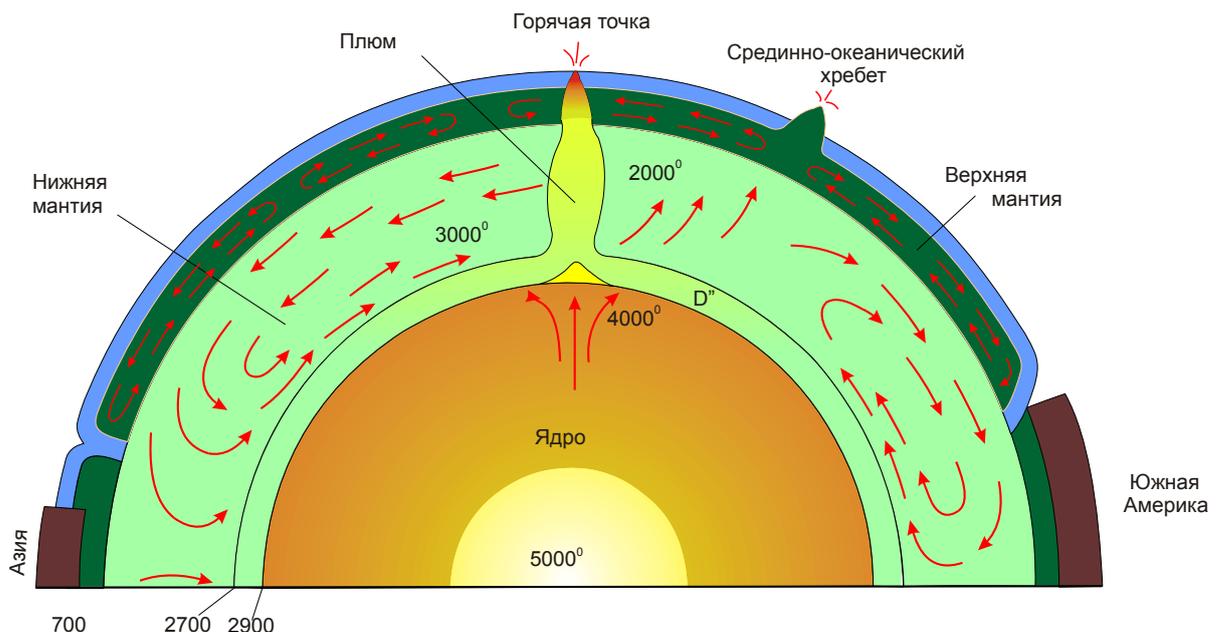


Рис. 20. Двухслойная конвекция в мантии, и поднимающаяся мантийная струя, пересекающая конвективные потоки, (по Л.П. Зоненшайну и Н.И. Кузьмину), (1993 г.) [2].

По Зоненшайну и Кузьмину (1993г.) и др. мантийные плюмы могут зарождаться на трёх уровнях: на границе нижняя мантия – ядро в слое на глубине 2700 – 2900 км, на границе верхней и нижней мантии на глубине 670 км в подстилающем тепловом граничном слое 700 – 900 км и в верхней мантии, при плавлении субдцированной плиты (рис. 20).

По Ш. Маруяма (1994 г.) грибовидные суперплюмы зарождаются на границе ядро-мантия, они разветвляются на несколько более мелких струй в верхней мантии, а те в свою очередь на ещё более мелкие под литосферной плитой. Форма плюмов в сечении от изометричной до линейной. При этом образуются колонны поднятия (мантийный апвеллинг) и колонны опускания (мантийный даунвеллинг). В связи с холодными колоннами опускания формируются громадные осадочные бассейны.

Во время и вслед за образованием суперконтинента образуется суперплюм, формирующий купольную структуру литосферы при изометричной форме, или линейную типа срединно-атлантического хребта при линейной форме колонны (рис. 21).

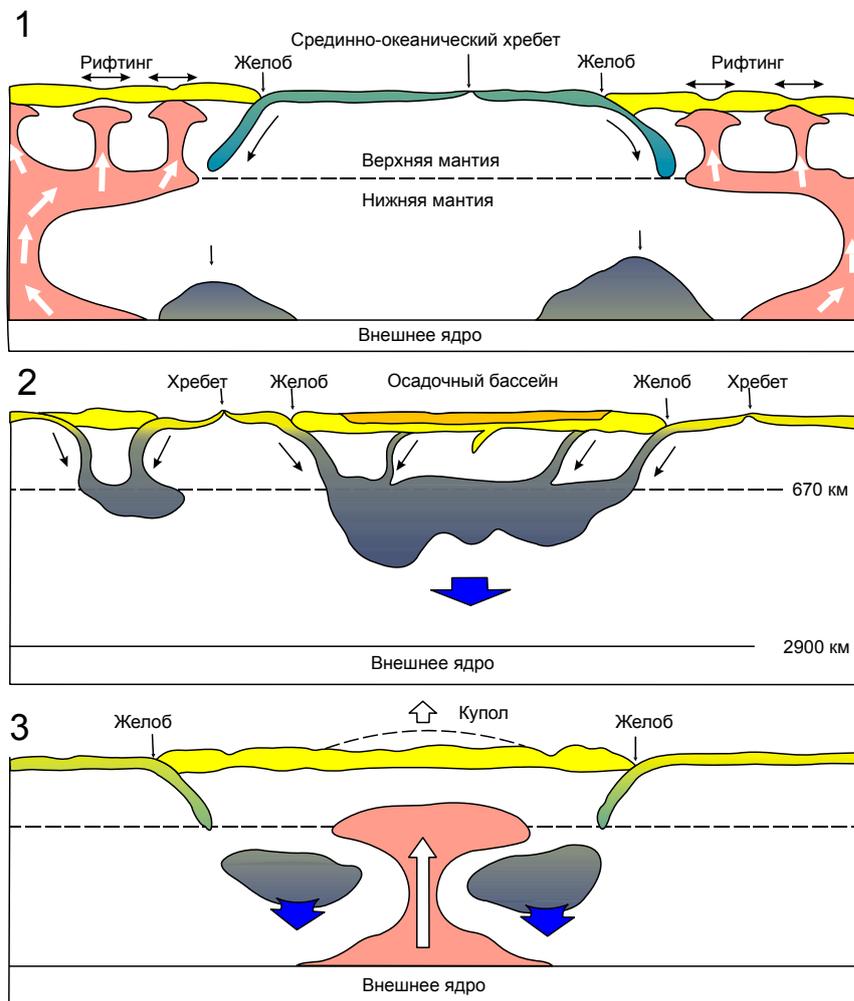


Рис 21. Цикл Уилсона с позиций плюм-тектоники, по Ш. Маруяма (1994г.) [2].

Цикл начинается эмбриональной стадией дробления суперконтинента (схема 1) и завершается образованием нового суперконтинента (схема 2). Во время амальгамации суперконтинента, благодаря развитию под ним грандиозной холодной струи формируется огромный осадочный бассейн. Во время или сразу вслед за образованием суперконтинента под ним возникает суперплюм благодаря термальному нарушению низов нижней мантии погружающимся мегалитом (схема 3).

Плюмы поднимаются из глубоких слоёв нижней мантии, где вязкость высока и не допускает режим течения. Считают, что они представляют собой пластичное твёрдое тело (возможно частично расплавленное) и поднимаются подобно соляным диапирам. Пластичное вещество плюмов подвергается внутренним деформациям и деформационная структура нередко выявляется в ксенолитах (механически захваченных фрагментных пород жерл). Уменьшение давления в веществе плюма приводит к росту содержания в нём расплавленной фазы и понижению вязкости, затем подключается механизм гравитационной дифференциации (более лёгкая расплавленная фаза отделяется от тяжёлого тугоплавкого остатка в магматические очаги).

В нижней мантии не исключается возможность селективного массопереноса (см. раздел 2.2), когда продвигающийся в колонне тепловой импульс в зоне своего местоположения выплавляет низкоплавкую щелочную межзерновую жидкость, вбирающую в себя «несовместимые» элементы. Межзерновая жидкость продвигается вслед за тепловым импульсом в верхние части мантии, допускающие уже общее пластичное движение вещества мантийно-струйной колонны. За фронтом продвижения теплового импульса остаётся рафинированный остаток твёрдого мантийного вещества.

Как сочетаются мантийные струи и конвекционные потоки? Уже отмечалось, что в жидком внешнем ядре и в мантии происходит конвекция вещества и образуется сложная система конвекционных потоков. Несомненно осуществляется зарождение восходящих струй мантийных потоков над восходящими конвекционными струями конвекционных ячеек внешнего ядра. Если исходить из современного состояния параметров недр, предполагают (на основании расчётной аргументации), что конвекция происходит в двух слоях автономно, в верхней и нижней мантии (рис. 20). Расчёты показывают, что полный единичный конвекционный оборот в нижней мантии определяется длительностью около 10^9 лет, что сопоставимо с возрастом Земли. [4] В океаническом астеносферном слое длительность единичного конвекционного оборота около 10^8 лет, поэтому на границе раздела верхней и нижней мантии отсутствует существенный массоперенос. Ограниченный массоперенос осуществляется в этом случае между океанической и континентальной астеносферой и отсутствует там, где под континентальной литосферой нет астеносферного слоя. Полноценные конвекционные ячейки возникают только в океанической астеносфере, но и там они уходят на второй план в сравнении с конвекцией, возбуждаемой движением самих литосферных плит в зоне спрединг-субдукция (см. выше).

Однако, в расчётах не учитывается пульсирующий характер накопления тепловой энергии в граничных тепловых слоях (2700 – 2900 км, 700 – 900 км, астеносфера). Концентрация тепловой, глубинной энергии в граничном слое верхняя-нижняя мантия, причём латерально (по площади) неоднородная, вызывала, видимо, неоднородное **пульсирующее** расширение земли за счёт разуплотнения плотноупакованных минеральных фаз пиролита в слое Голицина, а также общую нестационарную конвекцию, охватывающую всю верхнюю мантию.

Плюмы и многослойная или единая конвекция в мантии не являются альтернативными, а сочетаются но с разной интенсивностью проявления в различные периоды жизни Земли, причём регулятором может выступать интенсивность

мантийных плюмов. В период их максимального участия, например, в период мелового «суперплюма» (по выражению Р. Ларсона) преобладает общая конвекция, в период их минимума более отчётливо проявляется многослойная конвекция, а деятельность плюм-тектоники лидирует в континентальной литосфере (рис. 21).

Наиболее известен меловой суперплюм, когда в интервале 124 – 84 млн лет не было вообще инверсий магнитного поля, практически сформировался Атлантический океан путём раскола и раздвига континентов. Африка, Индия и Австралия начали расходиться в разные стороны, отмечен максимум мантийного магматизма. Всё это коррелируется с меловым длительным периодом тёплого климата на земле. Изложенное является примером удивительной глобальной корреляции геологических событий, первопричиной которой может быть пульсационное отделение от границы ядро – мантия мантийного плюма.

Мантийные диапиры могут инициировать самостоятельно тектонодинамические процессы (плюм-тектоника), могут возбуждать конвекционные потоки или участвовать в конвекции, инициируемой океаническими литосферными плитами (плейт-тектоника). Плюмы имеют разные масштабы процесса и прежде всего длину и время подъёма, (для нижне-, и верхне-мантийных тепловых плюмов приблизительно 5 и 0,5 млн лет).

3.7. Стадии развития складчатых поясов

Основной рисунок складчатых поясов составляют фрагменты субдукционно-аккреционных и аккреционно-коллизионных комплексов, которые цементируют блоки кратонов, микроконтинентов и зрелых островных дуг. В свою очередь пояса пронизаны коллизионными и постколлизионными гранитами и перекрыты крупными постколлизионными осадочными бассейнами, такими, как Западно-Сибирский бассейн. Аналогично этому крупные докембрийские платформы покрыты осадочным чехлом (в том числе в форме крупных осадочных бассейнов) и разбиты молодыми и древними (авлакогены) рифтами. Часть территорий поясов охвачена эпиплатформенным орогенезом.

В этой сложной структуре (независимо от геодинамической позиции автооров) на основе эмпирически установленных связей, выявлена закономерная повторяемость структурно-формационных комплексов в пространстве и во времени. Геологи старой школы рассматривали закономерную повторяемость событий как стадии развития геосинклиналей и развивающихся на геосинклинальном основании платформ.

В современной литературе не рекомендуется использование термина "геосинклиналь", как устаревшего понятия, так же как и "геосинклинальной терминологии" [2].

С точки зрения плейт – и плюм-тектоники в развитии складчатых поясов намечается следующая стадильность событий (в какой-то степени сопоставимых со стадиями геосинклинального цикла).

1. Начальная стадия. Раздвижение континентов и открытие океанов, океанический рифтинг и связанный с ним спрединг, образование пассивных континентальных окраин.

2. **Ранняя стадия.** Образование односторонней или двухсторонней зон субдукции, сначала в виде островных дуг, которые впоследствии могут сменяться обстановкой активной приконтинентальной окраины. Рост континентов за счет ювенильного сиала, отделившегося в зонах субдукции от базитовой литосферы. Спрединг и движение океанических плит продолжается.

3. **Средняя (коллизийная) стадия.** Протекает в несколько этапов. Коллизия островных дуг, микроконтинентов большим кратоном, сокращение площади океана, столкновение континентов, коллизийный орогенез.

4. **Поздняя (постколлизийная) стадия.** Массовое внедрение позднеколлизийных гранитов, формирование гранито-гнейсовых куполов в участках активизации древних спрединговых зон.

5. **Заключительная стадия.** Денудация горных сооружений, отсутствие вулканизма (внедрение даек) или появление ареалов щелочного или базальт-щелочного вулканизма, связанного с горячими точками. Формируются крупные постколлизийные бассейны (болотно-озёрные или мелководно-морские нефтегазоносные), например, Западно-Сибирский бассейн, при зарождении масштабных нисходящих мантийных струй. В тоже время в зонах возбуждения мощных восходящих мантийных потоков создаются условия эпиплатформенного орогенеза, континентального рифтогенеза.

3.8. Пульсационная гипотеза (с позиций плейт- и плюм-тектоники)

Достижения плейт- и плюм-тектоники наполнили новым содержанием пульсационную гипотезу развития Земли (пульсирующее расширение и сжатие Земли).

Как уже отмечалось, ожидаемый наадиабатический перегрев граничного теплового слоя (на глубинах 670 – 900 км), необходимый для возбуждения конвекции в верхней мантии, составляет 500 – 800⁰ С. Перегрев вызовет разуплотнение и переход минеральных фаз слоя Голицина в менее плотные модификации. Как ожидается, границы фазовых переходов (420 и 670 км) опустятся на 50 – 100 км (т.е. граница между верхней и нижней мантии опустится до 720 – 770 км). Ожидаемое увеличение радиуса Земли при этом оценивается в 3 – 5 %, что приведёт к увеличению площади поверхности планеты на 30 – 50 млн км² (для сравнения площадь России равна 17 млн км²) и обширным раздвигам.

Ранее цикличность рассматривали (Г. Штилле) как чередование фаз складчатости и орогенеза, которые разделялись периодами относительного тектонического покоя, однако, исследования последнего времени показали, что периоды «покоя» характеризуются активизацией рифтинга на континентах и интенсификацией спрединга в ложе океанов.

По Е.Е. Милановскому (1999г) в фанерозое может быть выделено два мегацикла с близкой продолжительностью около 300 млн лет: палеозойский мегацикл (начало – рубеж венда-кембрия, окончание – рубеж перми-триаса) и мезокайнозойский мегацикл, как полагают, незавершённый, возможно продлится ещё не менее 50 млн лет.

При близкой трёхцикловой структуре мегациклов глобальная тенденция развития Земли существенно различалась. Для палеозойского мегацикла тенденцией явилось объединение эпейрократонов в суперконтинент Пангею. Лейтмотивом мезо-кайнозойского мегацикла был напротив распад Пангеи на ряд фрагментов, между которыми возникли и разрастались впадины молодых океанов.

Мегациклы проявляются не только в чередовании фаз сжатия и растяжения земной коры, но и в корреляционно и генетически связанных с ними геологических процессов. Так с фазами глобального усиления растяжения (рифтинг, спрединг) связаны глобальные фазы интенсификации базальтового вулканизма, подъём уровня мирового океана (например, в позднем мелу уровень Мирового океана на 200 – 250 м превысил современный), пенеппенизация рельефа, потепление и гумидизация климата, ослабление широтной климатической зональности, стабильность палеомагнитного поля.

Напротив, с фазами усиления горизонтального сжатия и сокращения земной поверхности связаны «закрытие» зон океанического типа, аккреционно-коллизийные явления, складчатость, формирование аллохонтов, ослабление и приостановка базальтового вулканизма на континентах и в ложе океанов, усиление роста горных сооружений, расчленённость рельефа, усиление широтной зональности и контрастности климата, резкое возрастание частоты инверсий геомагнитного поля.

Часть 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТАНОВЛЕНИЕ КУЗНЕЦКОГО КРАЯ

Кузнецкий край входит в состав северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области и включает в себя Кузбасс и его горное обрамление: структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Томь-Колыванской дуги.

В истории геологического становления Кузнецкого региона могут быть выделены два крупных этапа: океанический и континентальный. Океанический этап охватывает интервал времени от позднего рифея протерозоя (~ 1 млрд лет назад) до начала перми (295 млн. лет назад). Собственно континентальный режим в регионе установился начиная с триаса (251 млн лет назад) и продолжается до настоящего времени. Пермский период (295 – 251 млн лет назад) характеризовался переходными условиями.

1. Океанический этап

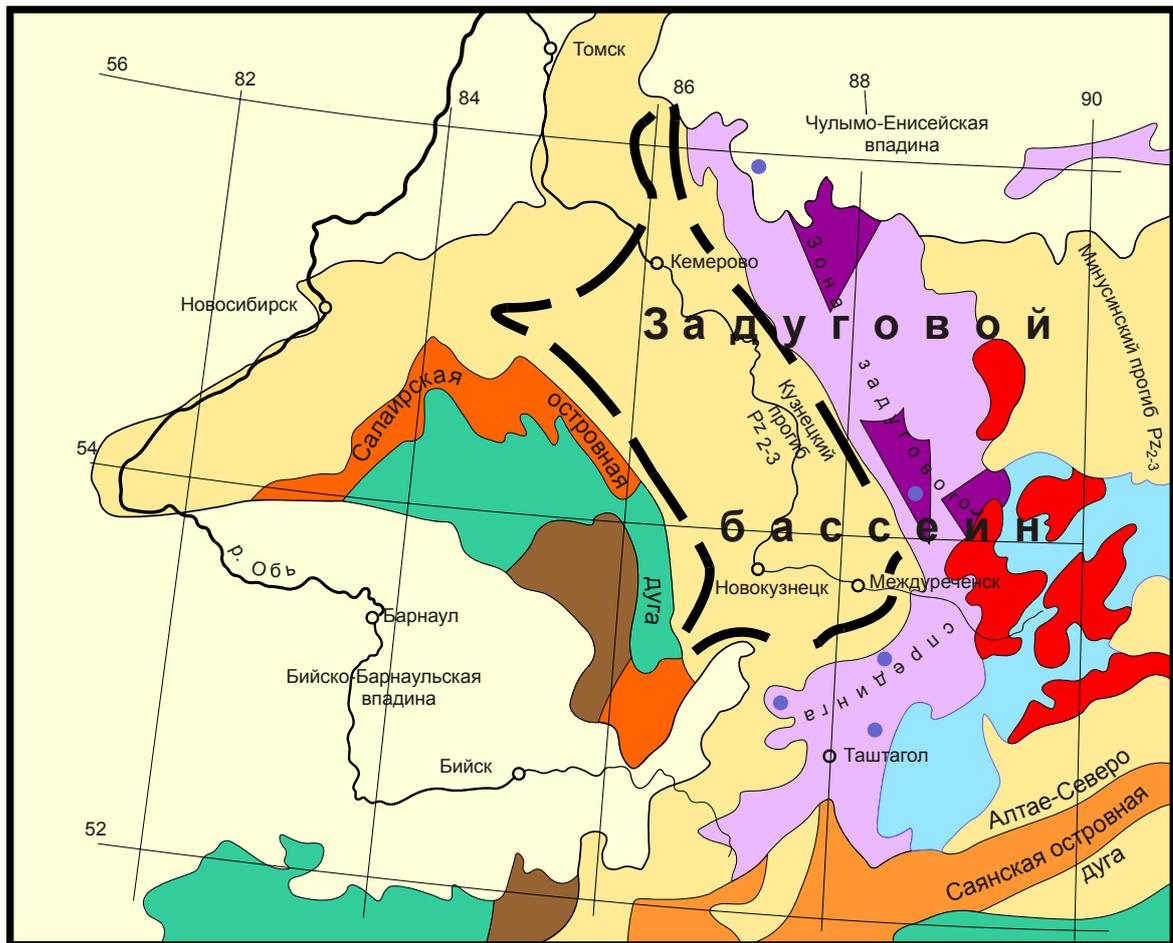
Самые древние породы в регионе установлены только в изолированных тектонических блоках-выступах. В Горной Шории к ним относятся гранито-гнейсы, амфиболиты и мраморы Томского и Ташелгинского выступов, в Кузнецком Алатау кварциты, мраморы и амфиболиты Суховского выступа и на территории Салаира аналогичные породы Ангурепского выступа. Предполагается, что они также слагают основание крупных антиклинорий, где перекрыты терригенно-карбонатным чехлом отложений венда (завершающий период протерозоя 600 – 535 млн лет назад) и раннего палеозоя. [1, 12]

По данным определения абсолютного возраста первичные породы (протолиты) выступов формировались в позднем рифее. Накопление осадков осуществлялось в обстановках открытого океана и примитивных островных дуг, окаймлявших окраины Сибирского континента. Породы испытали предвендский интенсивный метаморфизм, связанный с байкальским циклом тектогенеза.

В венде территории Салаира, Алтая и Северного Саяна представляли собой области незрелых островных дуг, сложенных толеитовыми (истощёнными) базальтами. В Горной Шории ранневендские океанические базальты, по химизму свойственные зонам спрединга (раздвига), перекрываются мощной известково-доломитовой толщей задугового морского бассейна [1].

В конце венда регион входит в режим активной океанической окраины островодужного типа. В юго-западной части территории (в современных координатах) на океаническом основании поздневендско-раннекембрийского возраста в течение раннего-среднего кембрия (535 – 500 млн. лет назад) формируется и развивается Салаирская островная дуга. В составе дуги участвуют контрастно дифференцированные вулканиты основного и кислого состава с низким содержанием титана и фосфора, что характерно для зрелых островных дуг (рис. 22) [1, 12].

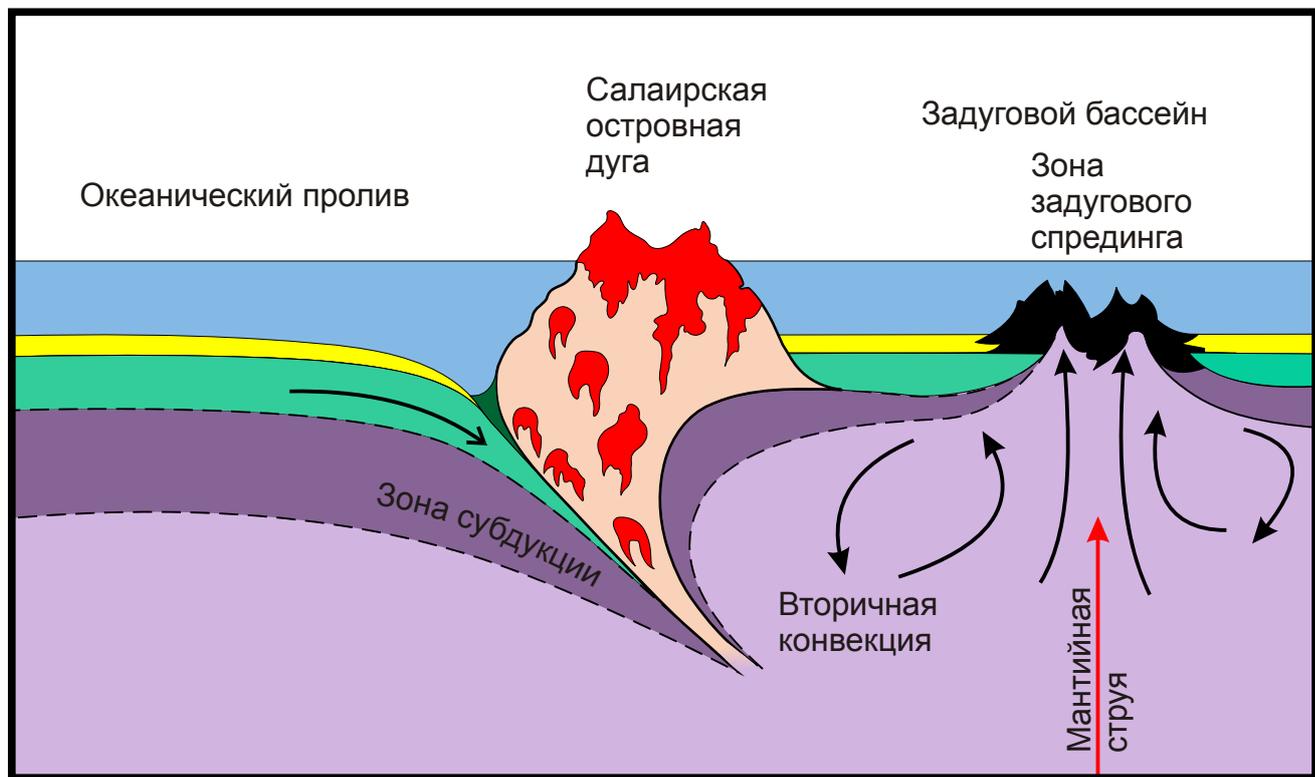
Под Салаирскую островную дугу субдуцирует океаническая плита Чарского пролива, разделявшего Сибирский и Казахский континенты (рис. 23).



Условные обозначения:

- Мезозойско-кайнозойские отложения;
- Отложения средне-позднепалеозойских прогибов;
- Раннепалеозойские гранитоидные батолиты;
- Ассоциации зрелых (энсиалических) островных дуг Салайрского пояса (поздний венд - средний кембрий);
- Зона задугового спрединга Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Венд - раннекембрийские офиолиты, среднекембрийские плутоно-вулканиты;
- Ассоциации Алтае-Северо-Саянской островной дуги на энсиматическом основании;
- Венд-кембрийский палеобассейн: турбидиты (пылевато-глинистые отложения);
- Венд-кембрийский палеобассейн: терригенно-карбонатные отложения;
- Океанические и незрелые (энсиматические) островодужные ассоциации Салайрского пояса (поздний рифей - ранний венд);
- Океанические и незрелые (энсиматические) островодужные ассоциации Горной Шории и Кузнецкого Алатау (поздний рифей - ранний венд);
- Железорудные районы;
- Современный контур Кузбасса.

Рис. 22. Современное положение структур активной континентальной окраины северо-запада Алтае-Саянской складчатой области в венде-кембрии (570 – 500 млн лет назад), по Г.А. Бабину [1].



Условные обозначения:

- Синхронные осадочные амагматические отложения;
- Океаническая земная кора
- Перidotитовый надастеносферный слой мантии;
- Астеносферный слой мантии;
- Остаточный массив первичной энсиматической островной дуги;
- Выплавленные андезитовые магмы, андезитовые вулканы энсиалической островной дуги;
- Аккреционная призма (перемятые осадочные породы);
- Железо-магнезиальные плутоно-вулканиты задугового спрединга.

Рис. 23. Модель развития северо-западной окраины АССО.

Размеры, конфигурация, местоположение Салаирской островной дуги точной реконструкции не подлежат, так как позднее в среднем-позднем палеозое островодужный комплекс в виде тектонических покровов-аллохтонов в составе зарудноалтайского складчато-надвигового пояса оказался далеко выдвинутым на северо-восток.

В юго-восточной части территории формируется субширотная Алтае-Саянская островная дуга. В регионе дуга представлена только западным (Горно-Шорским) ареалом. Строение структур дуги двухъярусное. Нижний ярус пред-

ставлен толеитовыми базальтами венд-раннекембрийского возраста, верхний ограниченно распространёнными вулканитами известково-щелочного состава.

В осевой части задугового бассейна на территории современных Кузнецкого Алатау и Горной Шории в обстановке рассеянного рифтогенеза формируется зона задугового спрединга. Для спрединговой зоны характерен железо-магнезиальный магматизм с доминированием вулканитов над плутоническими магматитами. С деятельностью спрединговой подводно-вулканической гряды связаны месторождения железных, марганцевых руд, фосфоритов и других полезных ископаемых Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

За пределами спрединговой зоны задугового бассейна располагались обширные площади синхронного амагматического шельфового осадконакопления, представленного в западной части ритмично-слоистыми осадками мутьевых потоков (турбидиты), восточные окраины Кузнецкого Алатау и Горной Шории сложены толщами терригенно-карбонатных пород (рис. 22).

В среднем кембрии регион охватывается аккреционно-коллизионными процессами, которые завершились в раннем ордовике (490 – 473 млн. лет назад) складчатостью и присоединением Салаиро-Алтае-Саянской островодужной системы к Сибирскому палеоконтиненту. В восточной части территории Горной Шории отмечен интенсивный постколлизионный гранитоидный магматизм (Є_3 – O_1) [1, 12].

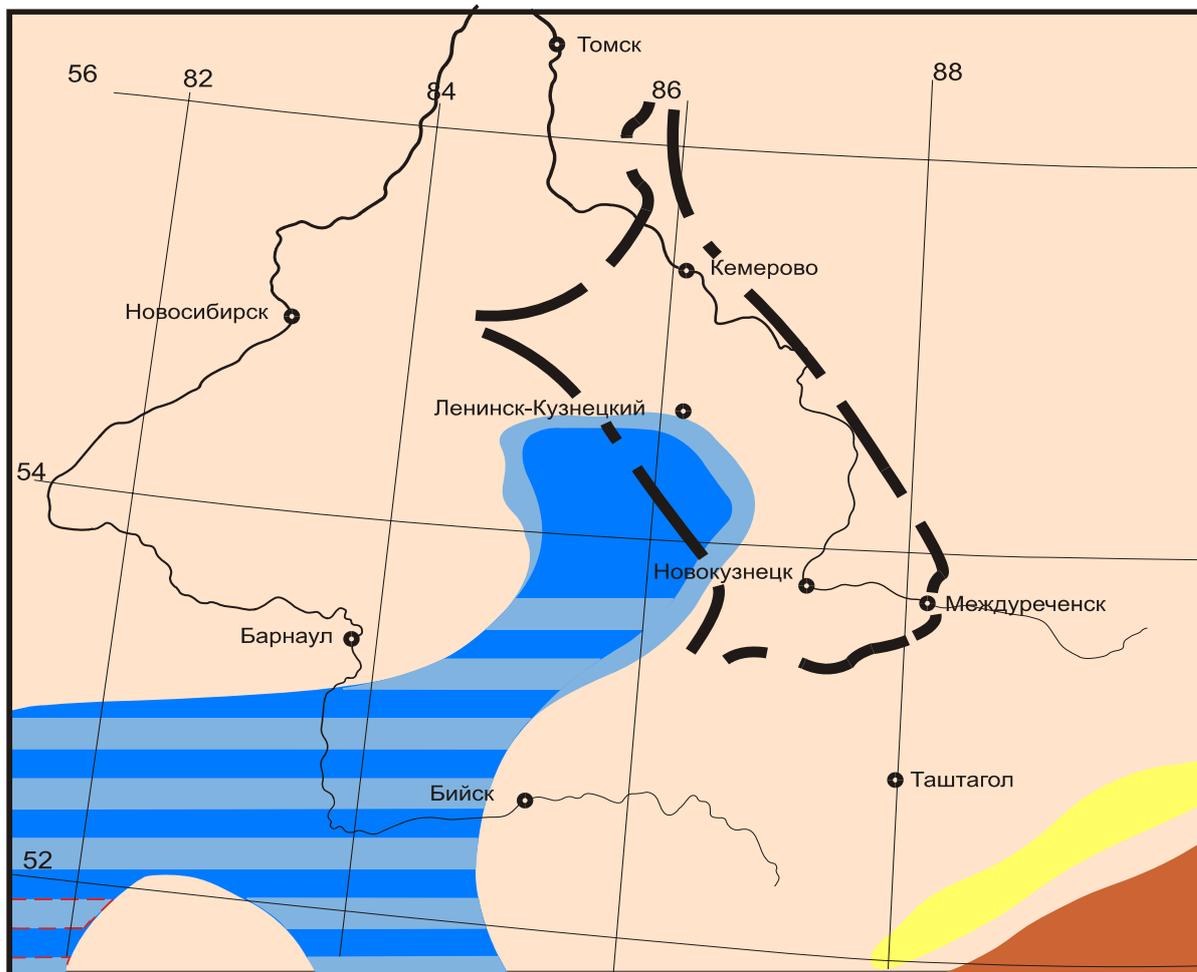
В течение ордовика-силура (490 – 418 млн. лет назад) регион представлял собой пассивную океаническую окраину. В восточной её части формируется область сноса, в западной – осуществляется осадконакопление в обстановках мелководного моря.

Начиная с раннего девона (418 млн лет назад) регион вновь вовлекается в интенсивные, окраинные тектономагматические процессы. В восточной части континентальных Горно-Шорской и Кузнецко-Алатаусской территорий в раннем девоне в результате внедрения мантийно-струйного плюма формируется зона рассеянного континентального рифтогенеза с щелочным магматизмом, с которым связаны месторождения нефелиновых, редкоземельных и титан-ванадиевых руд.

В западной части Кузнецкого Алатау и Горной Шории в раннем и среднем девоне осуществлялась активная наземная вулканическая деятельность с подчиненным глубинным магматизмом известково-щелочного состава [12].

Крайняя юго-западная часть территории, соответствующая современному Рудному Алтаю, вовлекается в режим активной океанической окраины с зоной субдукции приконтинентального (андского) типа. За фронтом Рудно-алтайской субдукционной зоны, вплоть до Кузнецко-Алатаусской континентальной территории в условиях мощных сжимающих напряжений, направленных в северо-восточном направлении, постепенно развивается складчато-надвиговый пояс. Жёсткий раннепалеозойский островодужного происхождения Салаирский пакет (террейн) в составе пояса постепенно выдвигается к северо-востоку в виде тектонического покрова.

К концу раннего девона Рудно-Алтайская приконтинентальная активная окраина трансформируется в окраину зрелого островодужного типа, в тыльной части островной дуги формируется задуговой бассейн (рис. 24).



Условные обозначения к рисункам 24-28

-  - Область сноса с расчленённым рельефом;
-  - Область сноса со слабо расчленённым рельефом;
-  - Зона накопления наземно-вулканогенных образований;
-  - Зона отложений конусов выноса ;
-  - Зона аллювиальных и аллювиально-озерных отложений;
-  - Область накопления чередующихся континентальных и прибрежно-морских отложений;
-  - Область накопления лагунных болотных отложений;
-  - Зона мелководных прибрежно-морских осадков;
-  - Зона умеренно-мелководных морских осадков;
-  - Область накопления морских осадков без расчленения;
-  - Вулканогенные продукты в составе осадочных толщ;
- AL** - Бокситоносность;
-  - Современный контур Кузбасса.

Рис. 24. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области – пражский век (ранний девон, 410 – 400 млн лет) по Э.Н.Янову и др. [14].

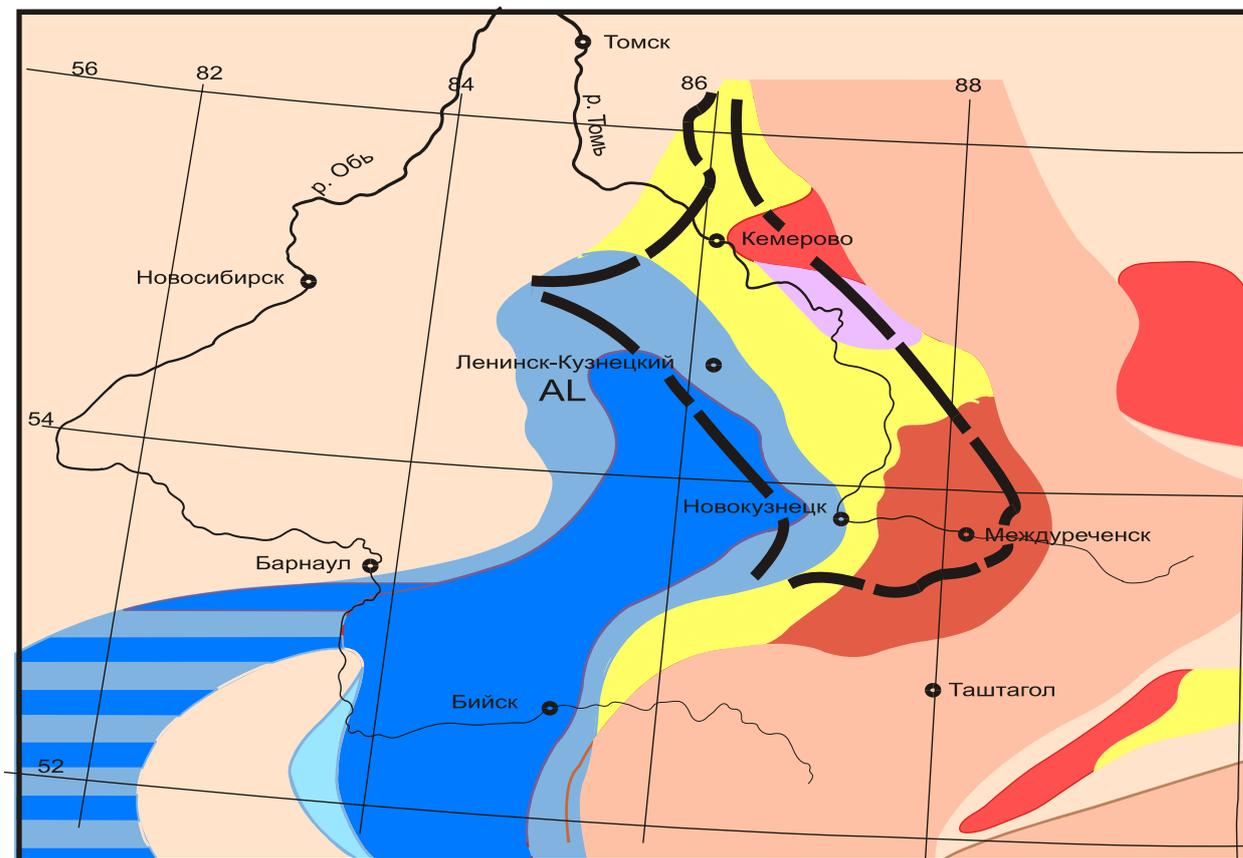


Рис. 25. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области для начала эйфельского века (средний девон, 392-390 млн лет назад), по Э.Н. Янову и др, [14].

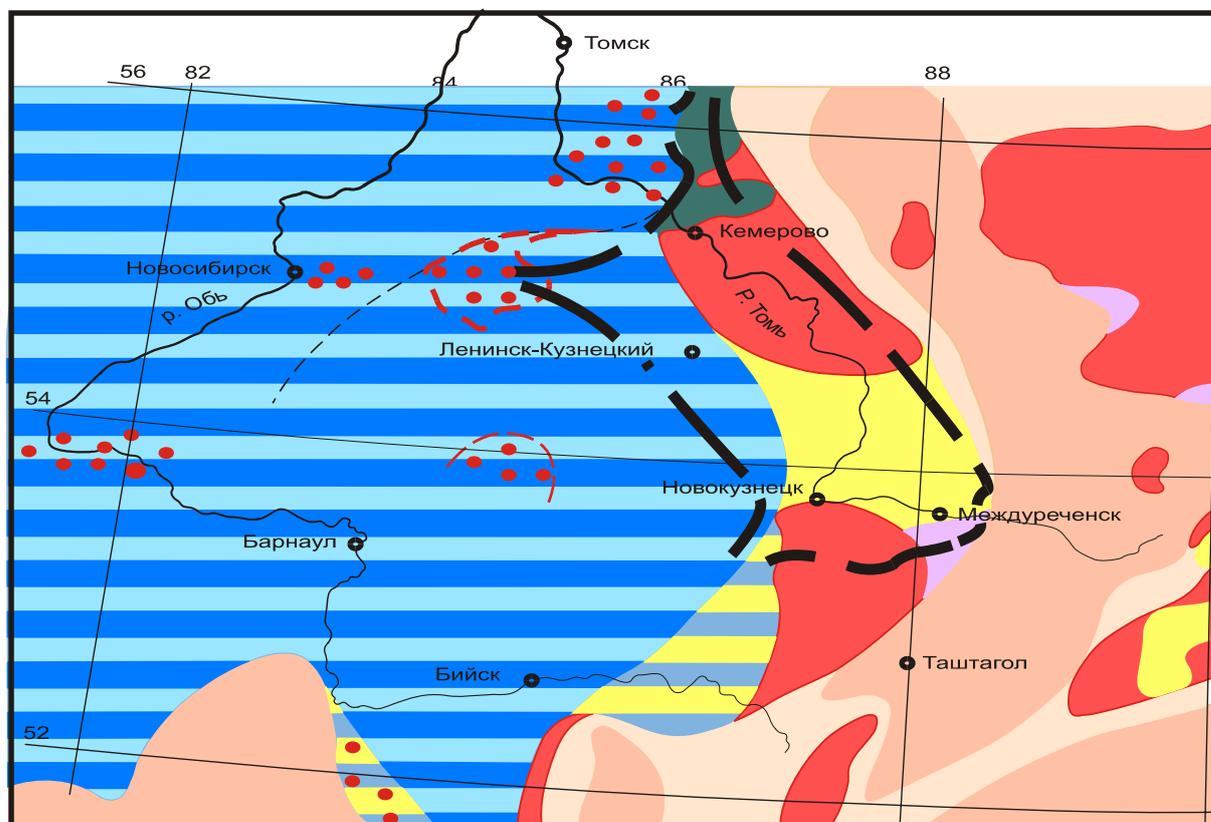


Рис. 26. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области для начала живетского века. (средний девон, 388 - 385 млн лет назад). по Э.Н. Янову и др, [14].

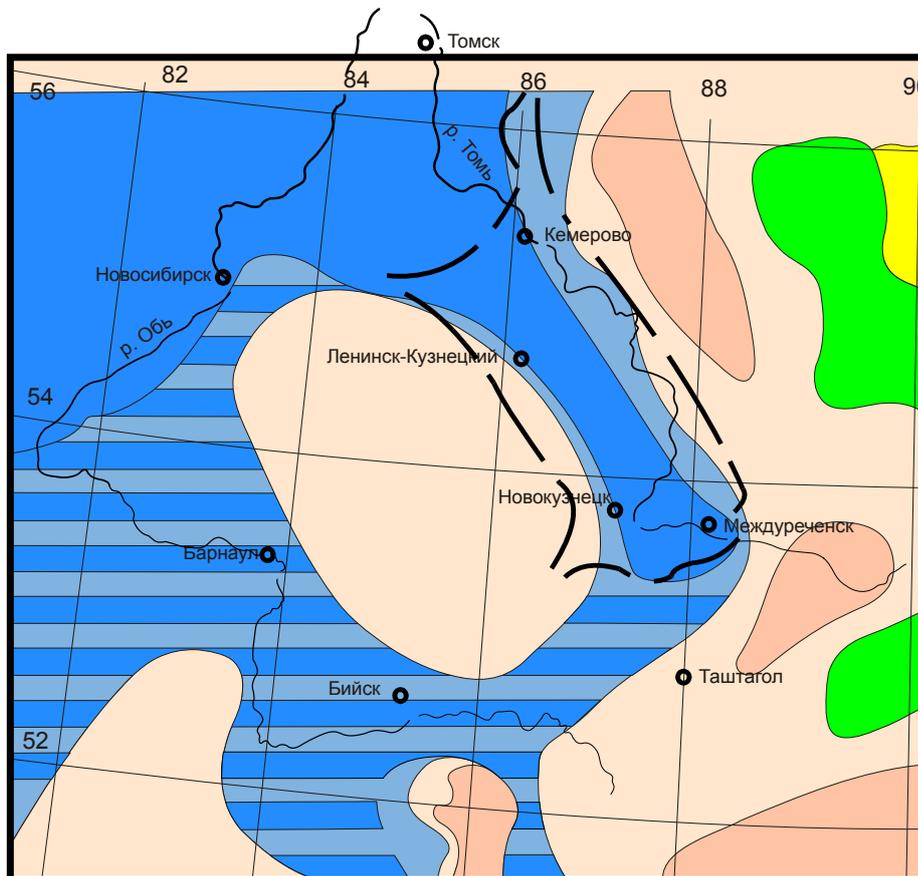


Рис. 27. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области середины - конца франского века (поздний девон, 380-370 млн лет назад), по Э.Н. Янову и др, [14].

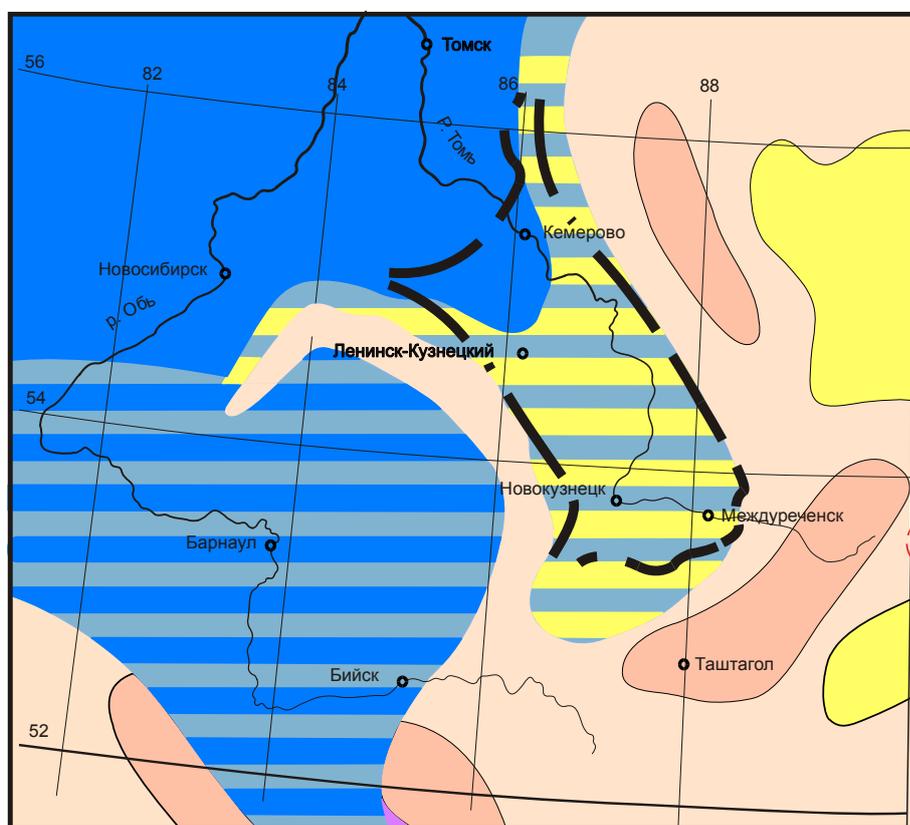
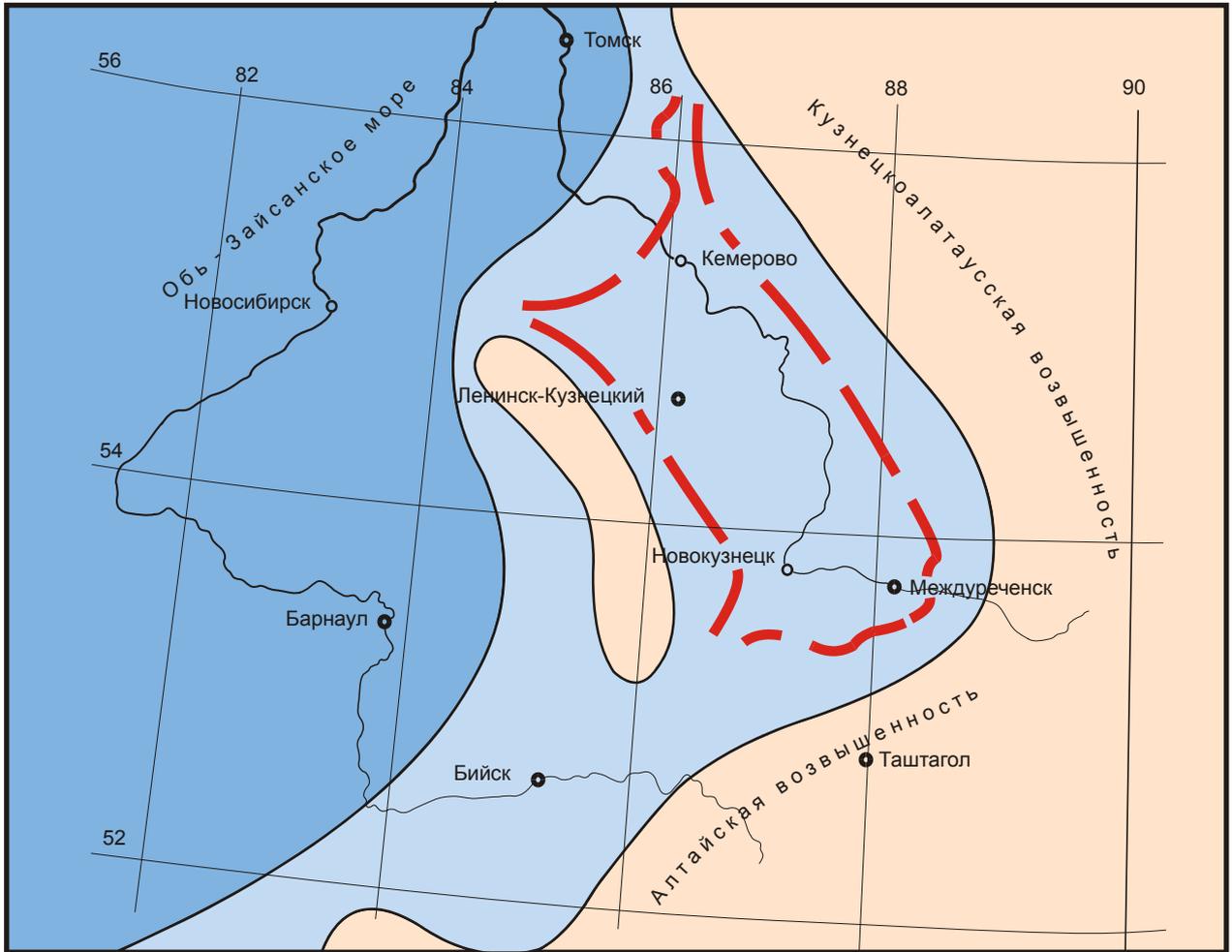


Рис. 28. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области, фаменский век (конец позднего девона, 370-360 млн лет назад), по Э.Н. Янову и др, [14].



Условные обозначения к рисункам 29-33

-  - Отложения глубоководного морского шельфа (глинистые осадки)
-  - Отложения мелководного морского шельфа (известняки, песчаники)
-  - Песчаные осадки предгорных равнин, заливов лагун морского побережья
-  - Отложения внутриконтинентального озёрного бассейна
-  - Континентальные отложения прибрежно-озёрной равнины
-  - Области сноса
-  - Торфяники
-  - Конусы выноса временных потоков
-  - Современный контур Кузбасса

Рис. 29. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области для визейского века (середина раннего карбона, 342 - 326 млн. лет назад), по А.З. Юзвickому, [13].

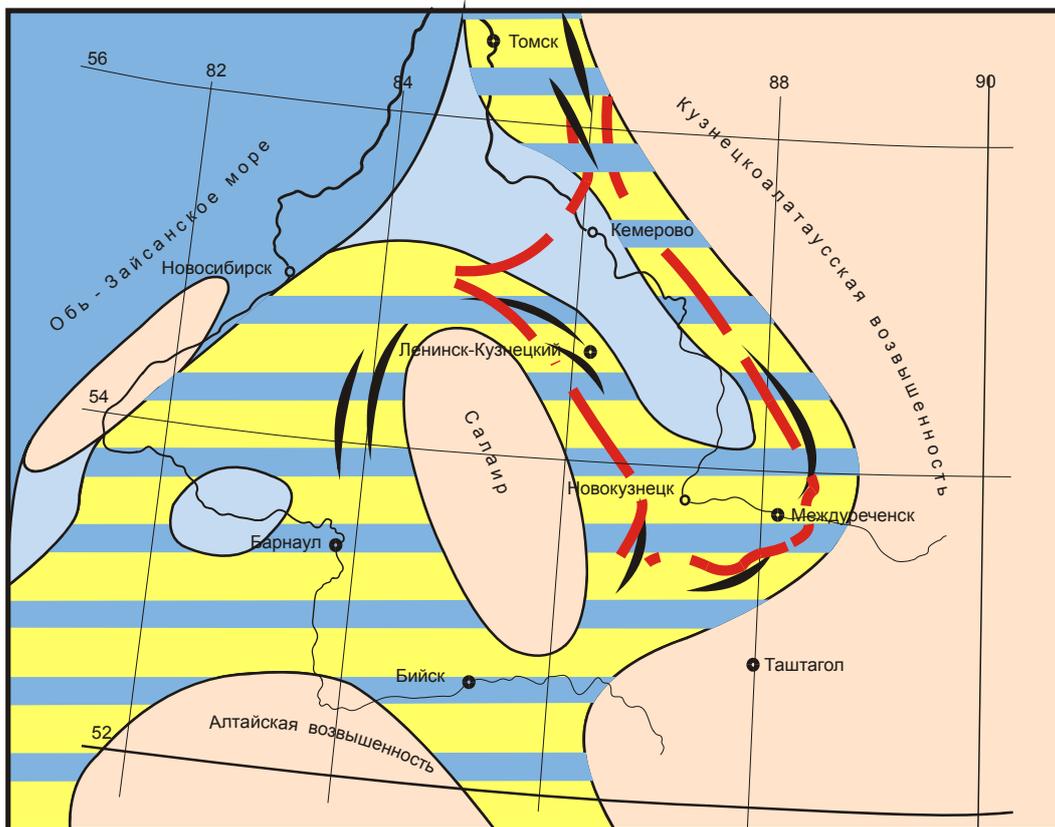


Рис. 30. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области для средне-поздне каменноугольной эпохи, (нижнебалахонская подсерия Кузбасса 311 - 295 млн. лет назад), по А.З. Юзвцову, [13].

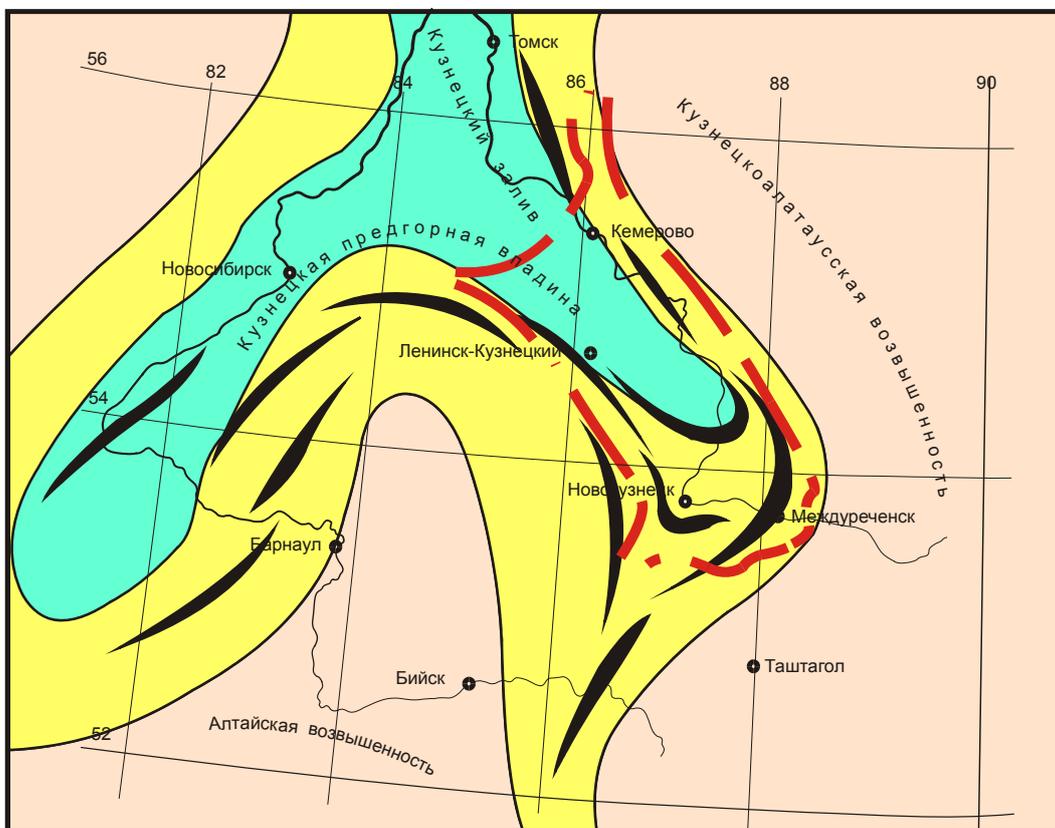


Рис. 31. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области для раннепермской эпохи, (верхнебалахонская подсерия Кузбасса, 295 - 270 млн. лет назад), по А.З. Юзвцову, [13].

В среднем и позднем девоне (392 – 360 млн. лет назад) продолжается развитие складчато-надвигового пояса. В начале среднего девона (рис. 24) территория Кузбасса из области сноса начинает преобразовываться в депрессионную структуру, заполняясь преимущественно континентальными отложениями и вулканогенными толщами (рис. 25). Прогиб закладывается как принадвиговая структура (присдвиговая впадина по С.П. Шокальскому и др., 2000 г. [12]) во фронтальной части развивающегося складчато-надвигового пояса. Территория Томь-Колыванской зоны по-прежнему сохраняется как область сноса. В прибрежной части мелководного морского залива на площадях современного Салаира формировались месторождения алюминиевых руд – бокситов [14].

В раннеживетское время среднего девона (391 млн. лет назад) отмечается обширная трансгрессия (наступление) эпиконтинентального моря. Формирующийся Кузнецкий прогиб заполняется в северо-западной части морскими отложениями, в северо-восточной болотно-лагунными угленосными осадками (Барзасское месторождение сапромикситов). Восточные и юго-восточные территории Кузбасса являются ареалами континентального и вулканогенного осадконакопления (рис. 26).

Живетский век (391 – 382 млн. лет назад) ознаменован интенсивным вулканизмом в Томь-Колыванской зоне, где несогласно залегающие на нижнем палеозое вулканиты (базальты, андезиты) и прорывающие их кислые субвулканические низкокальциевые породы в юго-восточном направлении замещаются нормально-осадочными породами.

Терригенно-карбонатные отложения в живетской части разреза Салаира также содержат основные и средние вулканиты.

К концу девона (370 – 360 млн. лет назад) Кузнецкий прогиб занимает положение, близкое современному, в осевой его части накапливается мощная толща позднедевонских отложений. Салаирский террейн выступает то, как островная, то полуостровная суша, а территория прогиба соответственно как морской пролив или как залив девонского моря (рис. 27, 28).

В раннем карбоне (360 – 326 млн. лет назад) район подвергается обширной трансгрессии моря (рис. 29). После отступления моря в конце раннего карбона на территории Кузнецкого прогиба сохраняется морской залив.

В среднем карбоне – ранней перми (318 – 270 млн. лет назад) на плоском побережье морского залива формируются приморские болота с торфяниками балахонского цикла угленакопления Кузбасса (рис. 30, 31) [13].

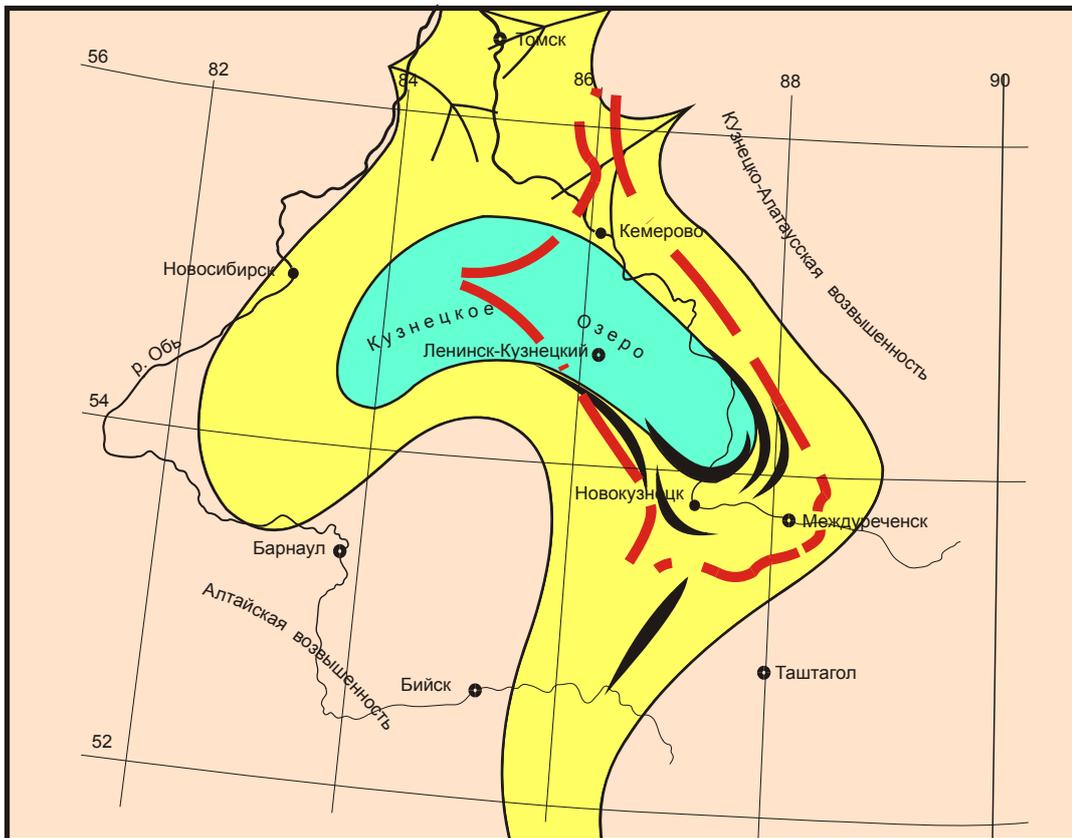


Рис. 32. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области для ильинской подсерии Кузбасса, (средняя пермь, биармийская эпоха, 270 - 266 млн. лет назад) по А.З. Юзвигу, [13].

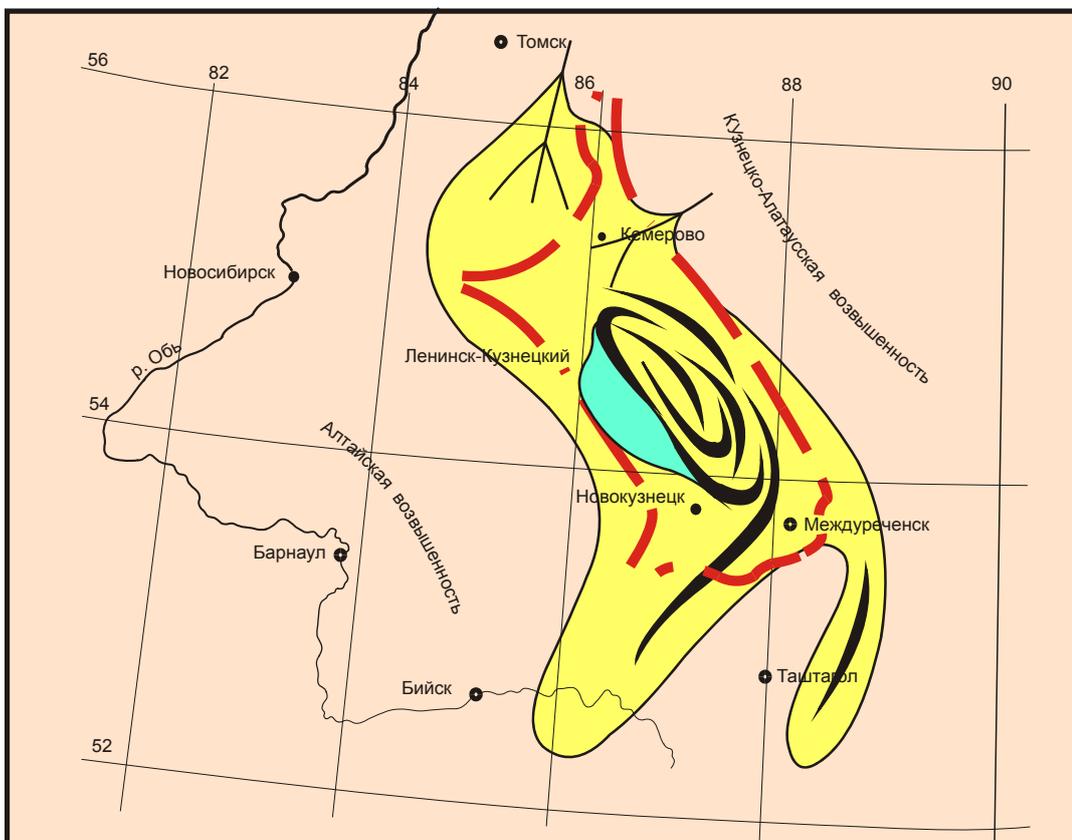


Рис. 33. Палеогеография северо-запада Алтае-Саянской складчатой области для ерунаковской подсерии Кузбасса, (поздняя пермь, татарская эпоха, 266 - 251 млн. лет назад) по А.З. Юзвигу [13].

2. Континентальный этап

На рубеже поздний карбон-ранняя пермь (295 – 290 млн. лет назад) окончательно закрывается Уральский океан при этом до конца перми (251 млн лет назад) действуют инерционные процессы сжатия складчато-надвигового пояса и надвигания Салаирских аллохтонов и поперечных к ним аллохтонов Томь-Колыванской зоны.

На площадях нового Евро-Азиатского континента сохраняются реликтовые озёрные бассейны (типа Каспийского моря). Площади Кузнецкой котловины и сопряжённой с ней котловины Горловского бассейна некоторое время оставалась заливом такого бассейна. На территории окружающей заболоченной низменности продолжают формироваться торфяники завершающего балахонский цикл угленакопления (рис. 31).

К концу пермского периода с надвиганием с северо-запада Томь-Колыванского тектонического покрова территория Кузбасса превращается в замкнутую заболоченную, постепенно сокращающуюся озёрную впадину (Кузнецкое озеро) с торфяниками кольчугинского цикла угленакопления (270 – 251 млн. лет назад) (рис. 32, 33).

Начиная с конца пермского периода и до конца триаса (250 – 200 млн. лет назад) регион вовлекается в активную геологическую деятельность, связанную с внедрением Сибирского мантийного суперплюма. В результате взаимодействия мантийных расплавов с континентальной корой территория в западной её части испытала аномальную по масштабам гранитизацию. Гранитоидные интрузии установлены в Томь-Колыванской дуге (Приобские $P_3 - T_1$ и Барлакские T_{2-3} гранитоиды), на Салаире (Жерновский комплекс $P_3 - T_1$). Геофизическими методами выявлены многочисленные батолиты в палеозойском фундаменте Бийск-Барнаульской впадины [12].

Особого внимания заслуживают сформировавшиеся в этот период ядра ранне-мезозойского наложенного ультраметаморфизма в участках реактивации разломно-раздвиговых структур венд – кембрийской спрединговой зоны, например, Томский выступ в зоне сочленения Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Здесь уже испытавшие вендский и раннепалеозойский метаморфизм позднерифейские толщи преобразованы до гнейсов и амфиболитов и пронизаны гранитоидами Томского ($P_3 - T_1$) и Порожнинского (T_{1-2}) комплексов [12].

С деятельностью суперплюма связывают также мантийный трапповый магматизм ранне-среднетриасового возраста (251 – 228 млн. лет назад) в центральной части Кузбасса, где сформировалась мощная (до 1500 м) покровная толща вулканогенно-осадочных пород, пронизанных пластовыми и секущими интрузиями основного (базальтового) состава.

В конце триаса (228 – 200 млн. лет назад) регион подвергся эпиплатформенному орогенезу. Вознесённые низкогорными сооружениями обрамления слабо-литифицированные покровные вулканогенно-осадочные отложения триаса подверглись интенсивной денудации и уже к началу юрского периода территория обрамления была пенепленизирована. В верхних горизонтах сформировались коры химического выветривания. Современный контур распространения отложений триаса денудационный.

В юрский период резко изменяются тектонические условия в регионе и на прилегающей части Западно-Сибирской низменности. Западно-Сибирская плита вовлекается в обширные погружения под влиянием нисходящих мантийных колонн опускания, оживляются и наследованные принадвиговые прогибы-впадины.

На территории Кузнецкой котловины среди денудационных равнин и низкогорья на площадях пермо-карбона, а в центральной части и на отложениях триаса в Доронинской, Центральной и Тутуянской впадинах формируются угленосные отложения ранней и средней юры (200 – 157 млн. лет назад).

К северу на погружении Кузнецкого Алатау на обширных пространствах приморской аллювиально-озёрной заболоченной равнины накапливаются угленосные отложения западной части Канско-Ачинского бассейна.

В мелу (145 – 65 млн. лет назад) и палеогене (65 – 23 млн. лет назад) регион представлял собой область сноса и пенеппенизации. В условиях жаркого влажного климата формировались мощные каолиновые и бокситоносные коры выветривания (Салаир, Барзасская площадь бокситопроявлений).

Первые неотектонические движения мантийно-струйной природы охватили территорию в конце палеогена (30 – 23 млн. лет назад). В это время наряду с расчленением рельефа и формированием «возрождённых» гор начали закладываться фрагменты будущей речной сети. В неогене формируется исходная для современного рельефа первичная поверхность (остаточные пенеппены, склоновые педилены) (рис. 34) [7].

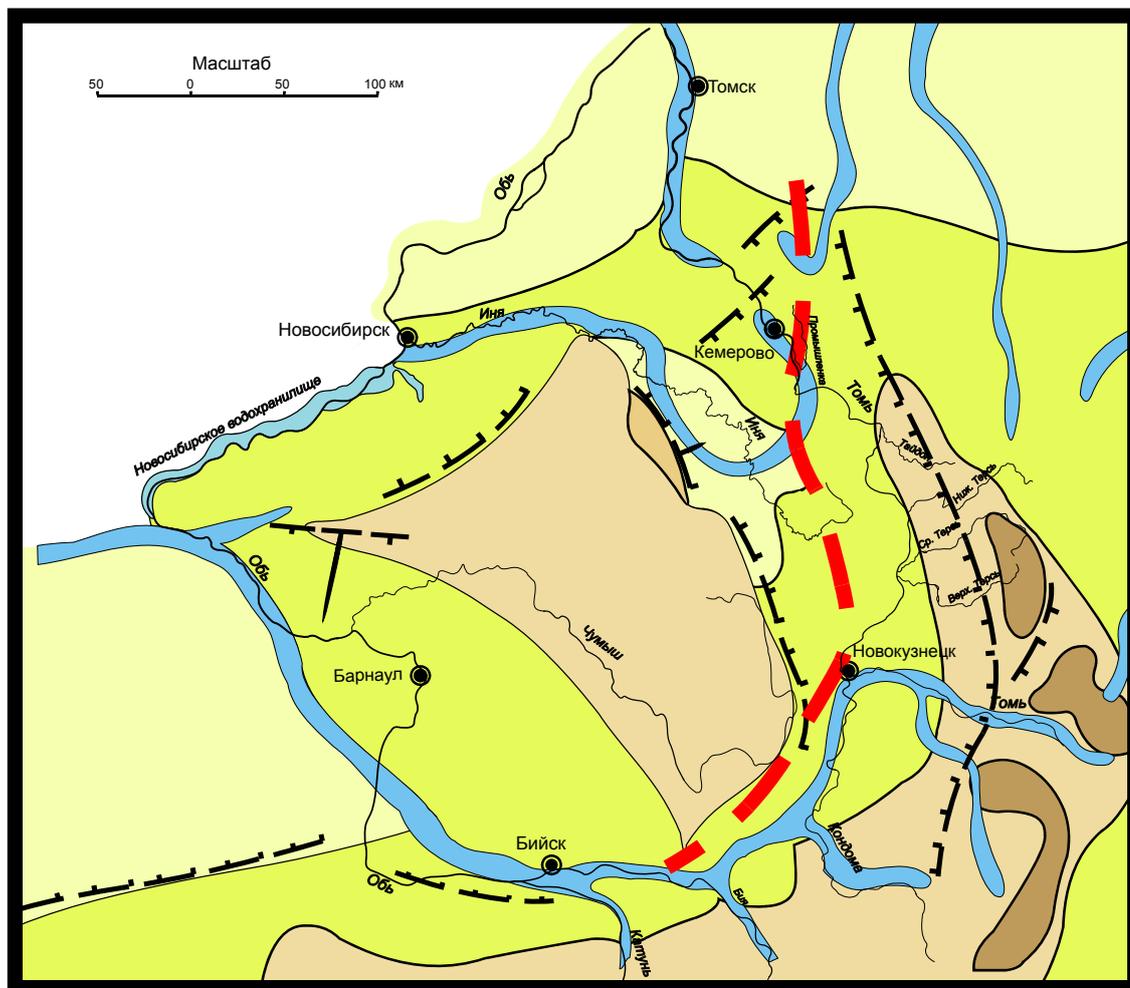
Следующий этап оживления движений имел место в конце эоплейстоцена (1000 – 800 тыс. лет назад). Вследствие больших амплитуд поднятий и погружений резко расчленяется рельеф в Горно-Шорской и Кузнецко-Алатаусской части территории. На фоне общего похолодания не исключена возможность горнодолинного оледенения, соответствующего гюнцу (морозовский, кочковский стадии оледенения).

В начале раннего неоплейстоцена (800 – 700 тыс. лет назад) окончательно оформляются две главные для того времени речные системы региона (рис. 35).

Северная Томь, стекавшая с Юргинских высот на юг, вобрав в себя воды древнего Тайдона, в районе пос. Шевели объединялась с Пра-Иней и уходила через Доронинскую впадину в бассейн реки Оби, а Обь несла свои воды в Кулундинские степи.

Южная Томь и впадавшие в неё реки бассейнов Пра-Терси и Пра-Чумыша устремлялись на юг, где приняв воды Кондомы (в районе излучины, выше пос. Кузедеево) впадали в реку Бию. В верховьях Томи донно-эрозионный размыв формирует цоколь будущей V надпойменной террасы.

Наиболее интенсивные движения имели место в конце раннего неоплейстоцена (500 – 330 тыс. лет назад). Резко усиливаются движения в Салаирской а затем и в Томь-Колыванской части территории. Горные районы охватываются «древнеледниковым» оледенением, аналогом миндельского (окского, ярского) стадияла [3, 9].



Условные обозначения к рис. 34-36:

- Равнины аккумулятивные (аллювиальные и озёрно-аллювиальные)
- Равнины денудационные;
- Увалисто-холмистый денудационный рельеф
- Горы низкие платообразные
- Горы низкие сглаженные (до 1000м.)
- Горы средневысокие (1000-2000 м.)
- Древние речные долины
- Направление течения палеорек
- Современные русла рек
- Разрывные нарушения, выраженные в рельефе
- Предполагаемый фронтальный аллохтон в цоколе Кузбасса (сутурный шов по С.П. Шокальскому и др., 2000 г.)

Рис. 34. Палеогеография раннего эоплейстоцена, древняя поверхность (~ 1 млн лет назад), по С.А. Стрелкову, [7].

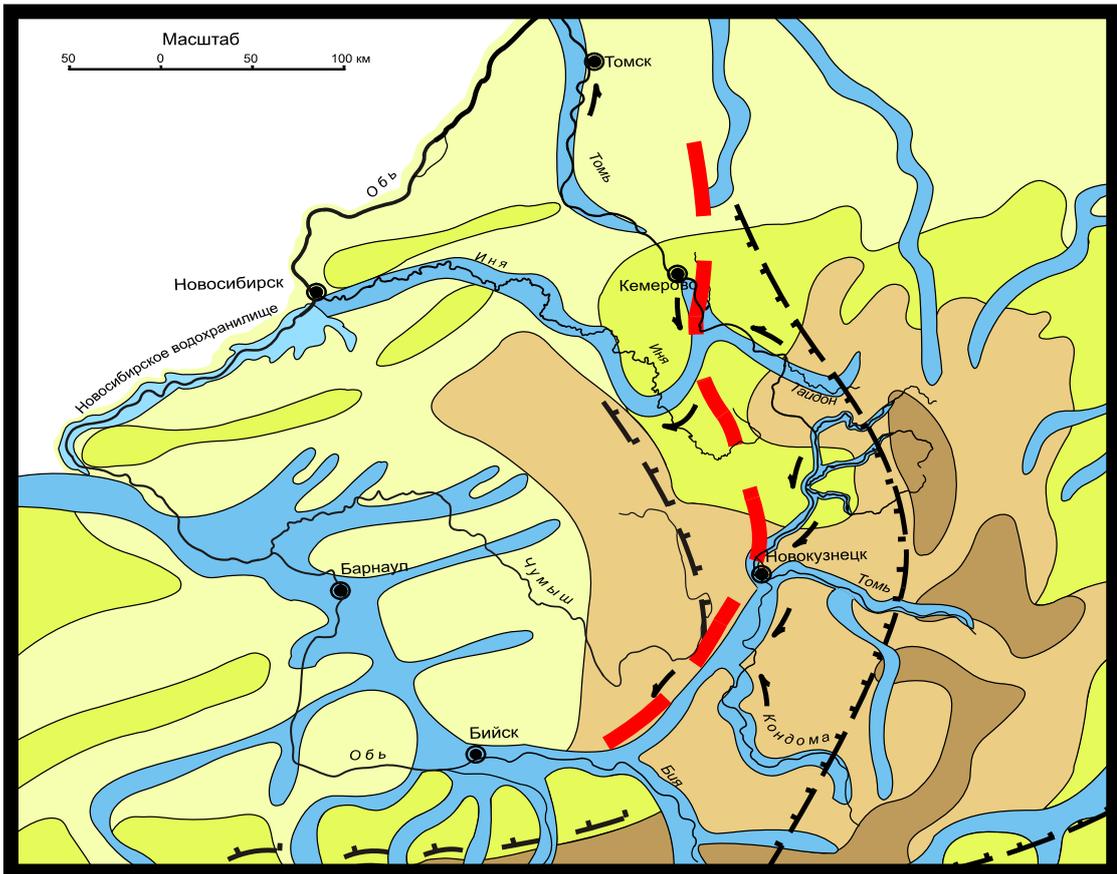


Рис. 35. Палеогеография начала раннего неоплейстоцена (~ 500 тыс лет назад) по С.А. Стрелкову, [7].

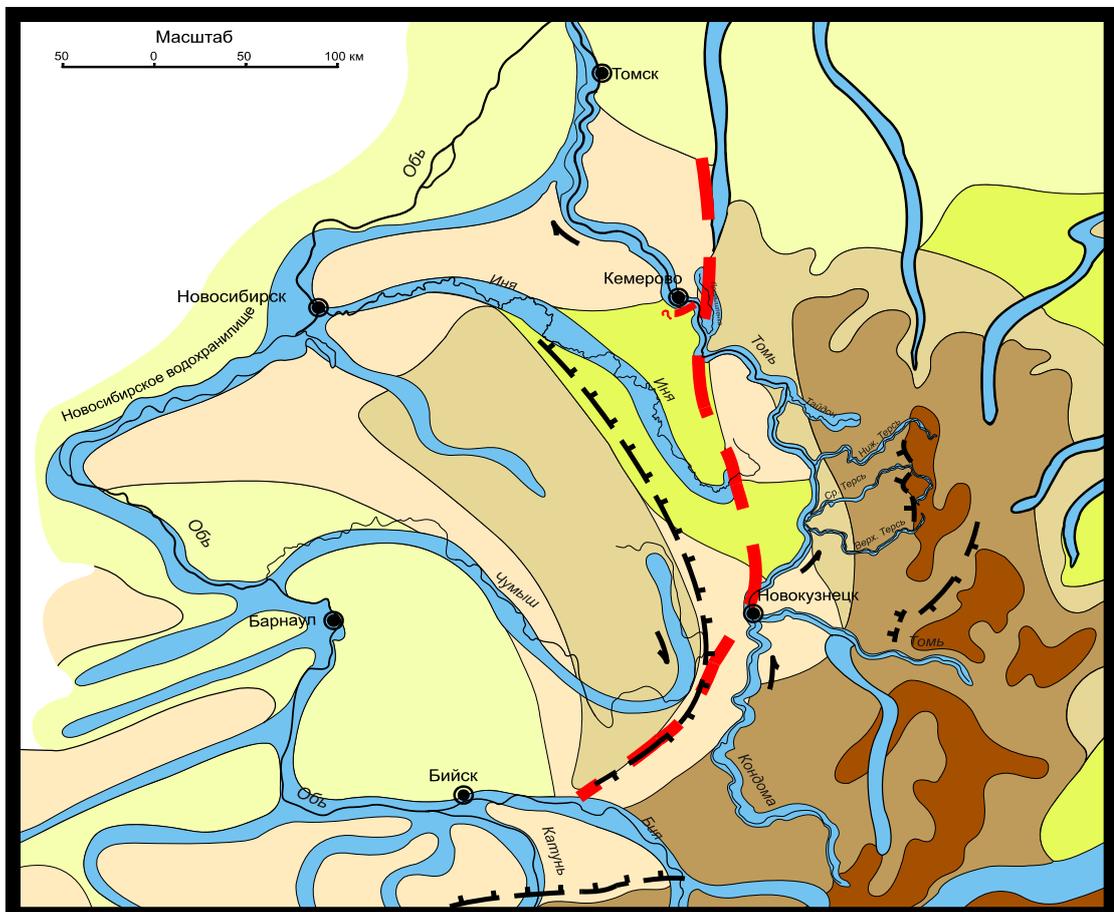


Рис. 36. Палеогеография начала позднего неоплейстоцена (100 - 50 тыс. лет назад) по С.А. Стрелкову, [7].

Активная роль в геоморфологическом оформлении современного рельефа Кузнецкой котловины стала принадлежать погребенному в осевой цокольной части Кузбасса передовому аллохтону Салаирских и Томь-Колыванских структур (сутурный шов по Шокальскому С.П. и др. [12]).

Воздымающийся аллохтон «запечатал» Неня-Чумышскую впадину, разделив водоразделом Кондому и Чумыш и вынудил при массовом сбросе талых вод в начале тобольского межледниковья (330 – 300 тыс. лет назад) Южную Томь повернуть на север. Используя долины Пра-Терси и Пра-Тайдона, прорвав Крапивинский купол, Южная Томь соединилась с Северной Томью (~300 тыс. лет назад). Интенсивные склоновые процессы уничтожили аллювий V надпойменной террасы, останцы которой в виде галечников выявлены на приводораздельных участках долины реки Томи. В результате донно-боковой эрозии сформировался цоколь IV надпойменной террасы [7].

Очередной цикл движений (230 – 190 тыс. лет назад) вызвал в горной части территории оледенение самаровского стадиала. Восходящие движения цокольного аллохтона завершились формированием водораздела между Томью и Инёй. Сброс талых вод последовавшего за оледенением мессовско-ширтинского межледниковья (~ 180 тыс. лет назад) привел к прорыву объединенных рек на север через Юргинские высоты и формированию современного плана реки Томи (рис. 36). Донный размыв древней поймы завершился образованием IV надпойменной террасы и цокольным врезом III надпойменной террасы [9, 10].

Следующий цикл движений (140 – 100 тыс. лет назад) сопровождался тазовским стадиалом оледенения. В начале последовавшего за ним казанцевского межледниковья формируется III надпойменная терраса и закладывается цоколь II надпойменной террасы, завершивший окончательную разработку эрозионной долины на глубину (~ 100 тыс. лет назад).

Далее имели место движения в интервале 65 – 45 тыс. лет назад, сопровождавшиеся зырянским оледенением. В начале последовавшего каргинского межледниковья формируется бровка II надпойменной террасы, закладывается цоколь вложенной I надпойменной террасы (~ 45 тыс. лет назад).

Движения в интервале 23 – 10 тыс. лет назад) привели к заключительному для региона сартанскому горно-долинному оледенению. Сартанские талые воды сформировали бровку I надпойменной террасы и цоколь верхней поймы реки Томи (10 – 9 тыс. лет назад).

Последовавшие в голоцене два цикла движений завершились формированием верхней поймы (~ 5000 лет назад) и нижней поймы (~2500 лет назад).

Современный рельеф, долины рек, террасы долин – следствие новейших пульсирующих движений. В настоящее время регион испытывает новое оживление движений и с ним прогнозируется неизбежное оживление сейсмической активности.

Литература

1. *Бабин Г.А.* Магматизм Горной Шории (автореферат диссертации). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео» – 2003. – 20 с.
2. *Борукаев Ч.Б.* Словарь – справочник по современной тектонической терминологии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 840). – 69 с.
3. *Вдовин В.В., Малолетко А.М.* Салаирский кряж. // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская область. – М.: Наука, 1969. – С. 141–156.
4. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 415 с.
5. *Лаврентьев И.А.* Вопросы строения и геологической истории долины Томи. // Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса: – Новосибирск: Наука. СО РАН, 1970, Ч.2.– С. 120–123.
6. *Рингвуд А.Е.* Происхождение Земли и Луны. – М.: Недра, 1982. – 290 с.
7. *Стрелков С.А.* Алтае-Саянская горная область // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. –С. 7-8, 363–376.
8. *Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климат Земли. – М.: Мысль, 1984. –203 с.
9. *Файнер Ю.Б.* Кузнецкая котловина // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. –С. 146–156.
10. *Файнер Ю.Б.* Четвертичные отложения // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. – М.: Недра, 1969. –Т 7., –С.137–154.
11. *Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др.* Земля // Введение в общую геологию. – М.: Мир, 1974. Т. 1–2. – 845 с.
12. *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае – Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
13. *Юзвицкий А.З.* История формирования Кузнецкого бассейна // Путеводитель экскурсии по Кузнецкому бассейну. – М.: Наука, 1975. С. 54–58.
14. *Янов Э.Н., Мелещенко В.С., Предтеченский Н.Н.* О методе составления литолого-палеогеографических карт девона Саяно-Алтайской складчатой области. // Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Труды Всесоюзного литологического совещания. – Новосибирск: Изд-во СО РАН СССР, 1969. Т. 1. – С. 89–112.