

Санкт-Петербургский государственный
университет

С.В.Аплонов

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ**

Учебное пособие

Издательство Санкт-Петербургского университета
Санкт-Петербург
1998

Оглавление

<i>Введение</i>	3
Часть 1. Принципы анализа	7
<i>Глава 1. Геодинамические обстановки</i>	–
1.1. Цикл Уилсона	–
1.2. Континентальный рифтогенез	12
1.3. Спрединг	14
1.4. Субдукция	23
1.5. Аккреция и коллизия	32
1.6. Энергетика Земли и ее глобальная геодинамическая эволюция	36
<i>Глава 2. Геофизические индикаторы</i>	41
2.1. Постановка проблемы	–
2.2. Сейсмические данные	–
2.3. Гравитационное поле	45
2.4. Магнитное поле	48
2.5. Тепловое поле	50
2.6. Методология геофизического анализа эволюции литосферы	53
Часть 2. Примеры анализа	59
<i>Глава 3. Локальная нестабильность спрединга срединно-океанских хребтов</i>	–
3.1. Постановка проблемы	–
3.2. Район работ и исходные материалы	60
3.3. Геофизическая диагностика нестабильности спрединга	64
3.4. Вдольосевая миграция нестабильности спрединга	70
3.5. Возможные причины нестабильности спрединга	71
3.6. Локальная нестабильность спрединга и прогноз гидротермальной активности СОХ	72
<i>Глава 4. Тектоника и возраст глубоких осадочных бассейнов</i>	74
4.1. Постановка проблемы	–
4.2. Район исследований, его глубинное строение и геофизические характеристики	75
4.3. Линейные магнитные аномалии над глубокими осадочными бассейнами	79
4.4. Возраст и тектоническая природа глубоких осадочных бассейнов	80
4.5. Нефтегазоносность глубоких осадочных бассейнов	86
Рекомендуемая литература	88
Предметный указатель	89

Хотя законы, которые мы стремимся открыть, быть может, и совершенны, но человеческий разум далек от совершенства: предоставленный самому себе, он склонен заблуждаться, чему мы видим печальное подтверждение среди бесчисленных примеров прошлого. Действительно, мы очень редко упускали возможность впасть в заблуждение; только новые, полученные из наблюдений данные, с трудом отвоеванные у природы, возвращали нас на правильный путь.

М.Шварцшильд

Введение

За последние 30 лет в геологии утвердилась новая парадигма - теория *тектоники литосферных плит*. Главные положения тектоники плит, сформулированные в 1968 г. американским геологом Дж.Морганом, выдержали проверку временем. Однако в свете накопленных более чем за четверть века фактов они нуждаются в уточнении и дополнении. Перечислим основные положения классической (1968) тектоники плит, дополняя их, где это необходимо, современными трактовками того или иного положения (выделено курсивом).

1. Исходная предпосылка тектоники плит - разделение верхней части твердой Земли на хрупкую литосферу и пластичную глобально выраженную астеносферу. *Литосфера не столь монолитна, как предполагалось: она подвержена расслаиванию, между хрупкими верхней корой и литосферной мантией выделяется как минимум один слой (нижняя кора) с пониженной вязкостью. Астеносфера существенно изменяет свою мощность и вязкость по латерали; от океанов к континентам мощность астеносферы и ее реологический контраст с литосферой резко уменьшаются.*

2. Литосфера разбита на ограниченное число крупных и средних плит (рис.1), не испытывающих деформаций. Основная тектоническая, сейсмическая и магматическая активность сосредоточена исключительно на границах плит. *Между крупными и средними плитами расположены пояса, состоящие из мозаики малых коровых плит. Крупные плиты неоднородны по вертикали и латерали; вдоль ослабленных зон концентрируются пояса внутриплитных деформаций.*

3. Существуют три типа межплитовых границ: 1) дивергентные, где плиты расходятся и пространство между ними заполняется поднимающимся астеносферным веществом; 2) конвергентные, где плиты сходятся, океанская литосфера погружается на переплавку в мантию, а из продуктов ее переработки рождается континентальная кора; 3) трансформные, где плиты скользят друг относительно друга. *Рифтинг и спрединг на дивергентных границах плит часто носят диффузный, пульсирующий характер. Конвергенция выражается не только субдукцией (поглощение океанской литосферы) и коллизией (столкновение континентов), но и обдукцией - напозданием океанской коры на*



Рис.1. Литосферные плиты Земли.

Межплитовые границы: 1–дивергентные (а–срединно-океанские хребты, б–континентальные рифты); 2–трансформные; 3–конвергентные (а–островные дуги, б–активные окраины, в–коллизийные пояса).

края континентов и островных дуг. Сдвиговые перемещения плит по трансформным разломам часто сочетаются со сжатием и/или растяжением.

4. Горизонтальные перемещения литосферных плит по поверхности Земли описываются с помощью теоремы Эйлера как конечные вращения относительно осей, проходящих через центр Земли и пересекающих ее поверхность в двух точках-антиподах (эйлеровы полюса). Мгновенные движения плит за короткие временные интервалы не всегда соответствуют конечным. Малые коровые плиты могут испытывать более сложные перемещения относительно нестабильных эйлеровых полюсов.

5. Движущей силой тектоники плит является общемантийная тепловая конвекция. Перемещения плит происходят под действием конвективных течений в астеносфере. Конвекция имеет не только тепловой, но и химико-плотностной характер; она отражает дифференциацию вещества Земли в поле силы тяжести. Мантийная конвекция многослойна и выражается различно на разных глубинных уровнях. На фоне непрерывно конвектирующей мантии существуют изометричные и относительно неподвижные струи, поднимающиеся от границы мантия-ядро (горячие поля и точки). Перемещения плит по астеносфере происходят не только за счет их волочения конвективными течениями, но и за счет отодвигания от осей срединно-океанских хребтов, а также затягивания литосферы в зоны субдукции. Неровности подошвы литосферы влияют на форму конвективных течений в астеносфере.

Теория тектоники литосферных плит является составной частью геодинамики - науки о глубинных процессах эволюции Земли, определяющих ее

энергетику и обуславливающих движение масс внутри Земли и в ее верхних твердых оболочках.

Палеогеодинамика (или *историческая геодинамика*) занимается восстановлением геодинамики геологического прошлого. Ее основные задачи - реконструкция прежнего положения литосферных плит, выяснение их прошлой конфигурации, установление типа палеограниц плит и определение характера взаимодействия плит в геологическом прошлом. Анализ древней кинематики литосферных плит (он носит название *плитотектонических*, или *палеогеодинамических*, или просто *геодинамических реконструкций*) позволяет понять эволюцию глубинной геодинамики Земли.

Сегодняшнее положение таково, что в своих построениях палеогеодинамика опирается прежде всего на геологические комплексы-индикаторы - структурно-вещественные особенности горных пород, указывающие на обстановку их формирования. Геофизическим данным отводится либо глобальная роль (палеомагнитные реконструкции), либо традиционная узковспомогательная роль при геологическом картировании.

Такое положение нельзя признать правильным. Оно приводит к растущему диссонансу между, с одной стороны, постоянно повышающейся детальностью регистрации геофизических полей и совершенствованием методов их интерпретации и, с другой стороны - недостаточным и малоэффективным применением геофизики в геологии.

Геофизические данные имеют целый ряд преимуществ перед геологическими, прежде всего *однородность, глубинность и глобальность*. До недавнего времени технология извлечения информации из геофизических полей завершалась их структурно-вещественной интерпретацией. Оказывается, можно пойти дальше. В целом ряде случаев истолкование геофизических полей дает возможность делать обоснованные предположения и выводы также о генезисе и истории развития литосферы. *Геофизические поля могут рассматриваться как палеогеодинамические индикаторы.*

Каждой современной геодинамической обстановке, будь то рифтинг, спрединг, субдукция или коллизия, присущ свой строго индивидуальный набор геофизических аномалий. Эти аномалии, как правило, достаточно яркие, чтобы не спутать конкретную обстановку с любой другой (конечно, при условии детальной геофизической изученности). В процессе непрерывной эволюции литосферы какая-то (очевидно, даже основная) часть геофизических аномалий, обусловленных физико-механическими параметрами литосферы, непрерывно изменяется. Наряду с этим существуют консервативные геофизические характеристики, сохраняющиеся в скрытом виде в современных геофизических полях и несущие информацию о палеогеодинамике тех регионов, где эти поля измерены. Кроме того, изменение геофизических полей в геологическом времени может рассматриваться как функция возраста и состояния литосферы, несущей их источники.

Эта книга преследует цель познакомить студентов-геологов с методами и конкретными примерами геофизического анализа эволюции литосферы. Она состоит из 2-х частей.

В 1-й части изложены теоретические основы метода. Эволюция литосферы представлена как цепь последовательных, взаимосвязанных и взаимообусловленных геодинамических обстановок. Их смена в пространстве и времени - результат сложного сочетания разномасштабных факторов на фоне

изменений глобальной энергетики Земли (глава 1). Геодинамическим обстановкам соответствуют четкие геофизические реперы, позволяющие реконструировать эволюцию литосферы (глава 2).

Во 2-й части приведены примеры геофизического анализа эволюции литосферы. Это - результаты новейших исследований в двух наиболее актуальных областях современной геологии. Первый пример касается динамики развития срединно-океанских хребтов (глава 3); второй - происхождения глубоких осадочных бассейнов материков и шельфов (глава 4). В обоих случаях геофизический анализ дает принципиально новые сведения об эволюции литосферы, которые невозможно получить одними лишь традиционными геологическими методами.

И сами принципы геофизического анализа эволюции литосферы, и его приложения - новые научные направления, пока находящиеся в стадии разработки. Однако в недалеком будущем развитие этих направлений, похоже, выведет на качественно новый уровень всю проблему региональной интерпретации геофизических данных. Хотелось бы, чтобы сегодняшние студенты-геологи вошли в это будущее подготовленными.

Часть 1. Принципы анализа

Глава 1. Геодинамические обстановки

*Здесь понимаешь: сроки коротки
И ненадежна наша твердь земная,
Где словно льды плывут материка
И рушатся, друг друга подминая.*

*И мы живем подобием игры,
Ведя подсчет минутным нашим славам,
На тоненькой пластиночке коры,
Над медленно клубящимся расплавом.*

А.Городницкий

1.1. Цикл Уилсона

В основе палеогеодинамики лежит постулат о цикличности тектонических процессов, идущих в литосфере Земли под воздействием конвективных течений в ее глубоких недрах. Этот постулат впервые сформулировал в 1966г. канадский геолог Дж.Т.Уилсон. Он предложил рассматривать геологическую историю Земли как серию сложных, переплетающихся циклов раскрытия и закрытия океанов. В современном понимании *цикл Уилсона* - это представление об эволюции литосферы как о замкнутой цепочке взаимосвязанных и взаимообусловленных геодинамических обстановок, переходящих одна в другую.

Начало цикла Уилсона (рис.2) совмещается с обстановкой *континентального* (или *материкового*) *рифтогенеза*. Рифты - это протяженные линейные зоны, где литосфера в результате растяжения утоняется и раскалывается на всю мощность. Верхняя мантия под рифтами прогревается и переходит в астеносферное состояние. По трещинам снизу в кору внедряются продукты выплавки из мантийного вещества - толеитовые и щелочные базальты. Подъем астеносферы приводит к частичному плавлению континентальной коры и обуславливает вулканизм кислого и среднего составов. Над рифтами формируются грабены, в которых накапливаются грубообломочные осадки.

По мере раздвижения краев континентального рифта начинается разрастание (*спрединг*) *молодого океана*. Океанская литосфера принципиально отличается от континентальной. Ее верхняя часть - океанская кора - формируется за счет декомпрессионного плавления мантийного вещества под рифтовой зоной и последовательного внедрения в кору все новых порций базальтовой магмы. Этот процесс (он, собственно, и называется спредингом) приводит к расширению океана со скоростью, достигающей на современной Земле первых десятков сантиметров в год. Глубинная (подкоровая) часть океанской литосферы формируется за счет постепенного остывания и кристаллизации астеносферы. Вследствие этого мощность океанской коры остается примерно постоянной, а мощность литосферы, ее плотность и вес

увеличиваются с возрастом или, что эквивалентно, с расстоянием от центра спрединга.

По мере расширения океан становится *зрелым*. В его пределах оформляются 3 главных тектонических провинции: 1) срединно-океанский

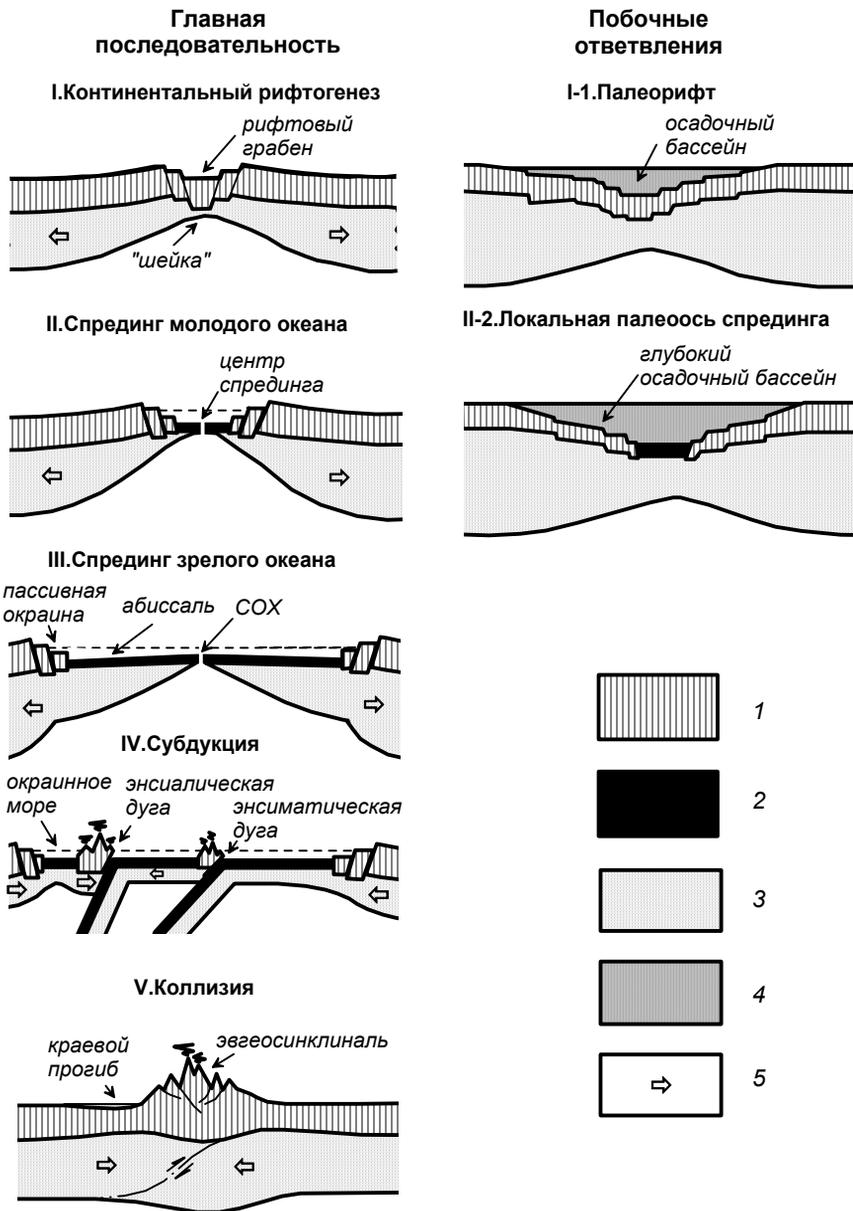


Рис.2. Полный цикл эволюции литосферы и его побочные ответвления. 1 – континентальная кора, 2 – океанская кора, 3 – подкоровая литосфера, 4 – осадки, 5 – направление движения плит.

хребет (СОХ) с расположенной на гребне рифтовой зоной; 2) океанские абиссали, где дно погружено за счет остывания, утолщения и утяжеления литосферы; и 3) пассивные окраины, где океанская литосфера контактирует с континентальной и где погружение первой усугубляется весом накапливающихся осадков, сносимых со смежных приподнятых краев континентов.

На ранних стадиях эволюции литосферы цикл Уилсона может дать *побочные ответвления*. Если на стадии континентального рифтогенеза растяжение литосферы по каким-либо причинам прекращается, то материковый рифт становится *палеорифтом* (или *авлакогеном*, в англоязычной терминологии - *failed rift*). Если растяжение литосферы прекращается уже на стадии спрединга, но еще до того, как океанская впадина стала зрелой, то молодой океан превращается в *локальную палеоось спрединга* (в англоязычной литературе такие структуры получили образное название *aborted ocean* - буквально, *прервавшийся океан*). Над палеорифтами и локальными палеоосями спрединга впоследствии развиваются глубокие и обширные осадочные бассейны, поскольку литосфера этих структур, возникающих на побочных ответвлениях цикла Уилсона, изначально утяжелена базитовым материалом, а потому способна к длительному, устойчивому погружению.

Мы хорошо знаем, что на современной Земле континентальные рифты встречаются гораздо реже, чем океанские (см. рис.1). Вероятно, так было и в геологическом прошлом. Но при этом следы побочных ответвлений цикла Уилсона имеют больше шансов сохраниться в геологической летописи. Заложение континентальных рифтов, связанных с раскрытием Атлантического океана (рис.3), происходило с карбона по триас, т.е. намного опережало спрединг Атлантики, начавшийся только в юре. Большинство рифтов отмерло в континентальной стадии, превратившись в палеорифты; некоторые (например, Мексиканский залив, море Лабрадор, Бискайский залив) дошли в своем развитии до стадии молодого океана и позднее превратились в локальные палеооси спрединга. Так или иначе, общая длина недоразвитых рифтов, предшествовавших спредингу Атлантики, значительно превосходит длину ее современной пассивной окраины - прежней линии раскола континента.

Если океан достиг зрелости, то его дальнейшее развитие становится необратимым. Наступает переломный момент эволюционного цикла литосферы: в зрелом океане сосуществуют две диаметрально противоположные геодинамические обстановки. В рифтовой зоне СОХ продолжается спрединг, а на периферии океана начинается *субдукция* - погружение океанской литосферы в мантию, ее переплавление, дифференциация и, как следствие, рождение континентальной коры. Неизбежность субдукции обусловлена в первую очередь собственными физико-механическими свойствами океанской литосферы: по мере старения она увеличивает свои мощность, плотность и вес, в результате чего постепенно теряет упругость и становится способной к самопроизвольному погружению в мантию на переработку.

Неизбежное следствие субдукции (во всяком случае, с того момента, как ее скорость в конкретном океане превысит скорость спрединга) - сокращение площади океана и постепенное сближение краев континентов, которые этот океан разобдал. В пространстве между сходящимися материками попадают все те разнородные и разновозрастные структуры, генезис которых был так или иначе связан с разными этапами эволюции океана. Это микроконтиненты - блоки, отколотые от краев материков еще на стадии континентального

рифтогенеза и отодвинутые от них на большие расстояния спредингом; островные дуги - зародыши континентальной коры, возникшие над зонами субдукции; всевозможные террейны ("чужеродные блоки"), и т.д. и т.п.



Рис.3. Система континентальных рифтов, связанных с раскрытием Атлантического океана.

Сближение разнородных тектонических элементов в области закрытия океана и схождения краев континентов называется *аккрецией*, а последующее их сжатие, столкновение и скучивание - *коллизией*.

В обстановке аккреции (до ее перехода в коллизию) цикл Уилсона дает еще одно побочное ответвление. Небольшие участки древней океанской литосферы, сохранившиеся в зазорах между сталкивающимися континентами, могут превратиться в *остаточные океанские бассейны*. Впоследствии над ними, как над палеорифтами и локальными палеоосями спрединга, развиваются обширные и глубокие осадочные бассейны.

Четкого рубежа между аккрецией и коллизией не существует: обе геодинамические обстановки проявляются в любом поясе сжатия. Края сходящихся материков всегда неровные в плане и неоднородные; поэтому когда в одном месте пояса сжатия еще только заканчивается субдукция и начинают соединяться края континентов, в другом месте уже идет их столкновение и

наполнение друг на друга. В результате, как нам хорошо известно, возраст становления любого складчатого пояса (современной или древней зоны коллизии) никогда не бывает абсолютно синхронным - в одних местах складчатость фиксируется несколько раньше, в других - позже.

При определенных условиях (когда выступ одного континента действует на другой как таран) коллизия может вызвать раскол краев сталкивающихся континентов. Это приводит к регенерации рифтового режима, замыканию старого и началу нового цикла Уилсона.

Такова идеализированная схема эволюции литосферы, известная как цикл Уилсона. Применяя эту схему в палеогеодинамике, необходимо иметь в виду несколько важных обстоятельств.

1. В любой отдельно взятый интервал геологической истории на Земле сосуществуют несколько циклов Уилсона и, соответственно, наблюдаются разные их стадии. Сегодня мы изучаем различные геодинамические обстановки на современной Земле, т.е. в одно время, но в разных местах. При анализе эволюции литосферы мы ищем следы сформировавшейся ее последовательной смены геодинамических обстановок, т.е. как бы заменяем пространство временем. В этом состоит современная трактовка принципа актуализма.

2. Циклы Уилсона реализуются в разных масштабах и взаимно переплетаются как в пространстве, так и во времени. Например, геодинамическая обстановка субдукции литосферы зрелого океана при определенных условиях вызывает задуговой рифтогенез и спрединг, т.е. диаметрально противоположные геодинамические обстановки, хотя и меньшего масштаба.

3. На завершающих стадиях цикла Уилсона происходит коллизия не обязательно тех же краев континентов, по которым они были расколоты на начальных стадиях. Подобная ситуация показана на рис.4. Единый материк раскалывается континентальным рифтогенезом на части *A*, *B* и *C* (рис.4, а). В дальнейшем "неудавшийся" раскол континентов *B* и *C* превращается в палеорифт *PR*, а спрединг по оси *LOM* удаляет континент *B+C* от континента *A*, на окраине которого в желобе *TR* начинается субдукция океанской литосферы, разрастающаяся по оси *ON* (рис.4, б). Субдукция в желобе *TR* идет быстрее, чем спрединг в рифтовой зоне океана *ON*, вследствие чего к материку *A* приближается материк *D*. На завершающей стадии цикла Уилсона (рис.4, в) по линии *FS* происходит коллизия между материками *A* и *D*, а материк *B+C* продолжает

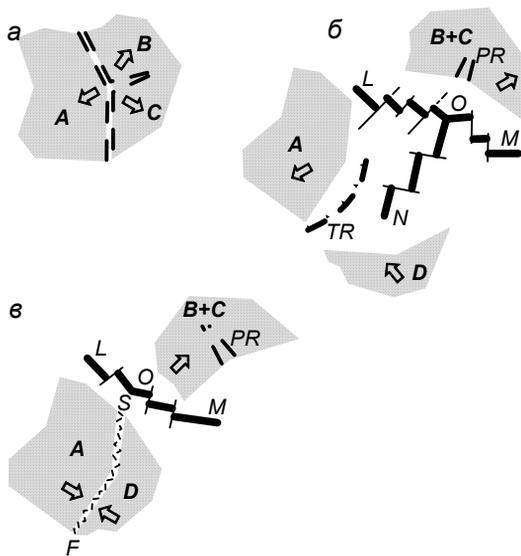


Рис.4. Пример цикла Уилсона, начавшегося расколом одного материков, а завершившегося коллизией других (пояснения в тексте).

удаляться от теперь уже единого материка $A+D$ за счет продолжающегося спрединга океана LOM . Таким образом, начальные стадии цикла Уилсона относятся к одним материкам (A, B и C), а завершающие - к другим (A и D); цикл начинается в одном месте, а заканчивается в другом.

1.2. Континентальный рифтогенез

Обстановка континентального рифтогенеза - это начальная стадия развития дивергентных границ плит. Поэтому определяющим классификационным признаком континентальных рифтов служит характер их связи с более развитыми дивергентными структурами - срединно-океанскими хребтами, с которыми континентальные рифты объединяются в Мировую рифтовую систему протяженностью около 80 000 км.

Примеры непосредственного перехода СОХ в континентальные рифты иллюстрируют следующее. Восточно-Африканская рифтовая система (рис.5, а) - это наименее развитая ветвь тройного рифтового сочленения, разделяющего Африканскую, Аравийскую и Сомалийскую литосферные плиты. По двум другим ветвям этого сочленения - рифтовым зонам Красного моря и Аденского залива -

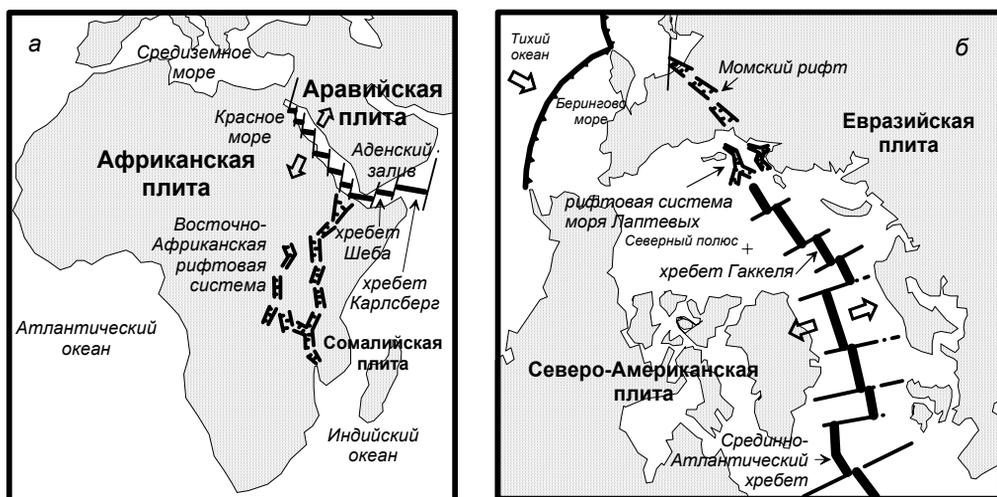


Рис.5. Примеры непосредственного перехода срединно-океанских хребтов в континентальные рифты.

а – Восточно-Африканская рифтовая система, б – Момский рифт.

уже идет спрединг океанской коры, причем срединный хребт Шеба Аденского залива соединяется на востоке со срединным хребтом Карлсберг Индийского океана. Континентальное продолжение срединного хребта Гаккеля (в зарубежной литературе он также называется хребтом Нансена) Северного Ледовитого океана (рис.5, б) имеет торцевое сочленение с арктической континентальной окраиной Евразии. Он переходит в разветвленную рифтовую систему шельфа моря Лаптевых, а затем, уже на суше, в Момский

континентальный рифт. Перечисленные структуры вместе образуют дивергентную границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Примером отсутствия видимой связи континентального рифтогенеза с океанским спредингом служит Рейнский грабен, пересекающий Западную Европу от Альп до Северного моря (рис.6, а). Он возник за счет расклинивающего давления Альпийского форланда на Евразийскую плиту. Таким образом, Рейнский грабен - дивергентная структура, обязанная своим происхождением коллизионной обстановке в западной части Альпийско-Гималайского пояса сжатия. Это пример регенерации рифтового режима на стадии завершения старого и начала нового цикла Уилсона (см. раздел 1.1).

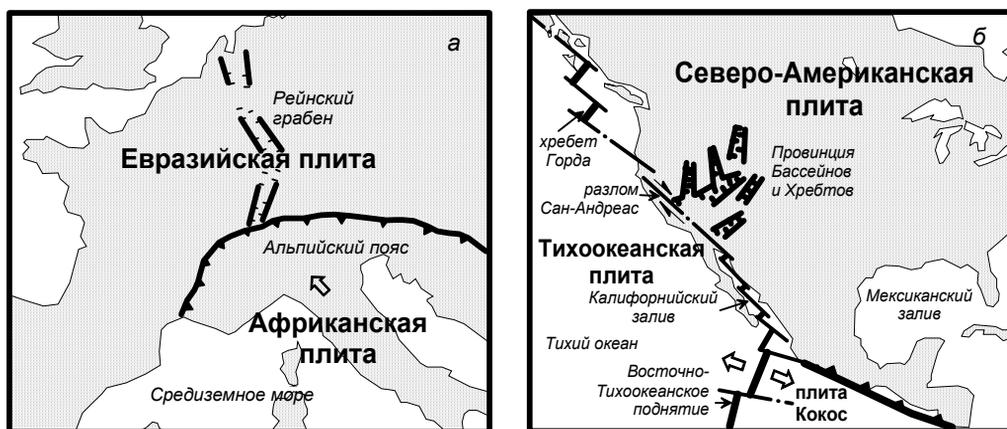


Рис.6. Примеры континентального рифтогенеза, обусловленного столкновением материков (а) и напозданием материка на срединно-океанский хребет (б).

Существует на современной Земле обстановка континентального рифтогенеза, обусловленная довольно экзотической причиной - надвиганием материка на срединно-океанский хребет. Так возникла рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов на западе США (рис.6, б). Она расположена на продолжении Калифорнийского залива, в который входит ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия. В вершине залива она смещается трансформным разломом Сан-Андреас и еще раз "выныривает" из-под Северо-Американского континента в виде хр. Горда. Рифты Провинции Бассейнов и Хребтов расположены восточнее разлома Сан-Андреас, в пределах Северо-Американской литосферной плиты. Хотя они, как и рассмотренные выше Восточно-Африканские рифты и Момский рифт, находятся на продолжении срединно-океанского хребта, здесь континентальный рифтогенез не сконцентрирован в узкой линейной зоне, а рассредоточен на площади шириной около 1000 км.

Существуют два типа *рифтогенеза* - активный и пассивный (рис.7). *Активная схема* (рис.7, а) предполагает в качестве изначальной причины рифтогенеза динамическое и термическое воздействие астеносферы на подошву литосферы. Непосредственно под рифтом литосфера постепенно прогревается, расширяется и испытывает частичное плавление. На реализацию

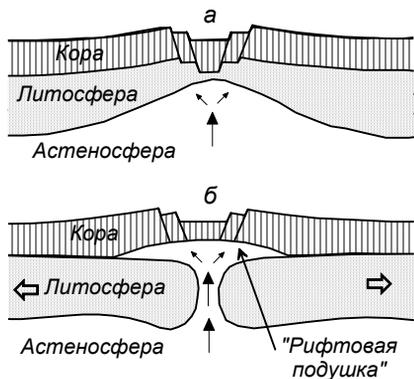


Рис. 7. Схемы активного (а) и пассивного (б) рифтогенеза.

активной схемы рифтогенеза требуется длительное время - проплавление континентальной литосферы до подошвы коры происходит за 50 – 75 млн лет.

В пассивной схеме рифтогенеза (рис.7, б) ведущая роль отводится растягивающим напряжениям, приложенным к жесткой литосферной плите в любой ее точке, часто удаленной от самой области разрыва. Под действием растяжения на подошве литосферы образуется "шейка", после чего происходит разрыв и образовавшаяся трещина заполняется поднимающимся снизу астеносферным веществом. Последнее, поднявшись до подошвы коры, растекается в стороны и образует

так называемую "рифтовую подушку". Пассивная схема рифтогенеза реализуется гораздо быстрее, чем активная, так как в ней не требуется длительной предрифтовой проработки и проплавления подкоровой литосферы.

Рифты, прямо связанные с СОХ (например, Восточно-Африканские и Провинции Бассейнов и Хребтов), как правило, развиваются по активной схеме. Напротив, континентальный рифтогенез, обусловленный столкновением плит (как в Рейнском грабене), тяготеет к пассивной схеме. Понятно, что такое разделение условно: в действительности развитие любого рифта несет в себе признаки как активной, так и пассивной схем. Однако принятая классификация полезна по двум причинам. Во-первых, она показывает, что совершенно излишне искать под любым рифтом восходящий астеносферный поток (активная схема). Подъем астеносферы, как и все его следствия - плавление, магматизм и т.п., - происходит и за счет одних гидростатических сил, стоит лишь появиться в литосфере трещине растяжения (пассивная схема). Во-вторых, как будет показано в главе 2, рифтогенез, идущий по активной и пассивной схемам, имеет различные геолого-геофизические индикаторы.

1.3. Спрединг

По мере развития дивергентной границы обстановка континентального рифтогенеза на ней сменяется спредингом. Спрединг (англ. *spreading*, буквально - *растекание*) - это процесс генерации океанской коры в рифтовых зонах СОХ. Он состоит в том, что под действием растяжения кора раскалывается и расходится в стороны, а образующаяся трещина заполняется базальтовым расплавом. Таким образом дно океана расширяется, а его возраст закономерно удревняется симметрично в обе стороны от оси СОХ.

Постепенная смена континентального рифтогенеза океанским спредингом реализуется как в геологическом времени, так и в современном пространстве. Наиболее ярко она выражена в случаях непосредственного перехода СОХ в континентальные рифты (см. рис.5). Этот процесс называется *продвижение*, или *пропагейтинг* (от английского *propagation*), а рифты,

постепенно переходящие из океанских в континентальные, называются *продвигающимися рифтами*.

На рис.8 показан пример эволюции продвигающегося рифта в Африкано-Аравийском регионе. 40 млн лет назад дивергентная граница между Африканской и Аравийской плитами только начала оформляться в виде континентального рифта на месте будущего Аденского залива. Этот рифт, как и сейчас, соединялся с хр. Карлсберг в Индийском океане (см. раздел 1.2). 30 млн лет назад в восточной части Аденского залива начался спрединг, а 20 млн лет назад по всему Аденскому заливу уже проходила полоса молодой океанской коры (разумеется, более узкая, чем сейчас). 10 млн лет назад спрединг начался в Красном море, а в настоящее время вершина продвигающегося рифта достигла Суэцкого залива. Здесь, в северной части Красного моря, раскол континентальной литосферы еще продолжается.

Траектория будущей дивергентной границы плит (рис.9) определяется как глобальными факторами (направлением конвективных течений в астеносфере), так и прочностью континентальной литосферы, подвергающейся расколу. Последний параметр очень важен. Реологическая неоднородность континентальной литосферы приводит к тому, что она раскалывается не одновременно по всей длине будущей межплитовой границы, а в одних (ослабленных) областях раньше, а в других (более жестких) - позже.

Тектоническая природа ослабленных областей континентальной литосферы может быть различной. Это могут быть области непроводящего сочленения материковых блоков, или, наоборот, области, наиболее интенсивно проплавленные на дорифтовой стадии (в случае развития рифта по активной схеме, см. рис.7). В результате, когда на ослабленных участках межплитовой границы континентальная литосфера уже полностью раскалывается и в образовавшейся трещине начинается спрединг океанской коры, на жестких участках процесс еще ограничивается континентальным рифтогенезом. Область спрединга не только расширяется, но и продвигается вдоль дивергентной границы плит. Это продвижение, как и показано на рис.9, чаще

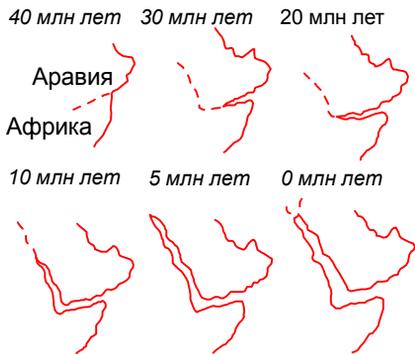


Рис.8. Постепенный раскол Африкано-Аравийского континента продвигающимся рифтом.

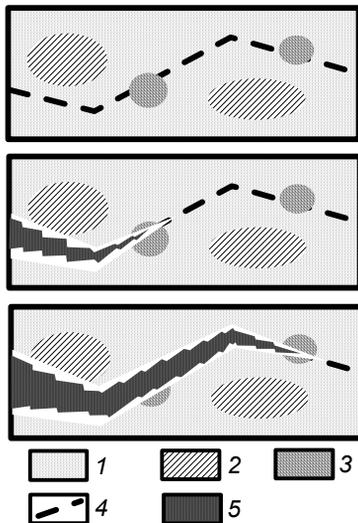


Рис.9. Схема эволюции продвигающегося рифта. 1 – континентальная литосфера, 2 – жесткая область, 3 – ослабленная область, 4 – траектория раскола, 5 – океанская литосфера.

всего бывает односторонним: океанский центр спрединга вторгается в пределы континента, "вспарывая" на своем пути его литосферу и оставляя в тылу расширяющуюся и удлиняющуюся трещину, залеченную океанской литосферой. При этом трещина приспособляется к реологической неоднородности континента; она следует по ослабленным участкам и стремится обойти жесткие участки континентальной литосферы.

По мере отодвигания в стороны от оси спрединга океанская кора наращивается снизу остывающим и кристаллизующимся веществом верхней мантии. Необходимо постоянно помнить, что геодинамика формирования океанской коры и литосферы принципиально различна.

Процесс спрединга океанской коры (верхней части литосферы мощностью 5–7 км) локализуется в очень узких, шириной 10–20 км, осевых зонах СОХ (рис.10). Магматическая активность, собственно и формирующая океанскую кору, сосредоточена в еще более узких *экструзивных*, или *неовулканических*, зонах шириной всего 1–2 км. Ложе всех современных океанов создавалось и создается сейчас именно в этих узких зонах и за счет спрединга распространяется на многие тысячи километров в стороны от СОХ. Любая точка океана представляет собой часть прежнего СОХ, отодвинутую в сторону.

Океанская литосфера, в отличие от коры, формируется за счет глубинной кристаллизации мантийного вещества - перцолита (рис.11, а). Подошва литосферы соответствует изотерме солидуса мантийного вещества, примерно равной 1300°C. Выше этой температуры (глубже по разрезу)

мантия находится в состоянии частичного плавления (астеносфера), ниже (выше по разрезу) - в твердом состоянии (литосфера). При удалении от оси СОХ температура падает, изотерма солидуса погружается и мощность литосферы (в км) $H_L(t)$ увеличивается пропорционально квадратному корню из ее возраста t :

$$H_L(t) = H_0 + 8,5\sqrt{t}, \quad (1)$$

где H_0 - мощность литосферы с "нулевым" возрастом, т.е. мощность океанской коры в рифтовой зоне выражена в км, а t - в млн лет.

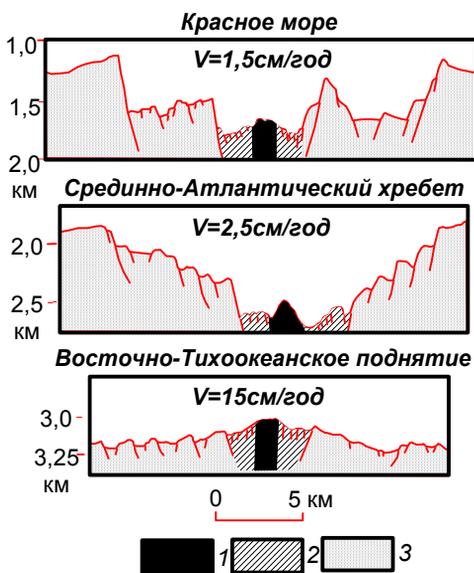


Рис.10. Разрезы океанских рифтовых зон с различной скоростью спрединга.
1 – экструзивная (неовулканическая) зона,
2 – внутренний рифт,
3 – рифтовые ступени.

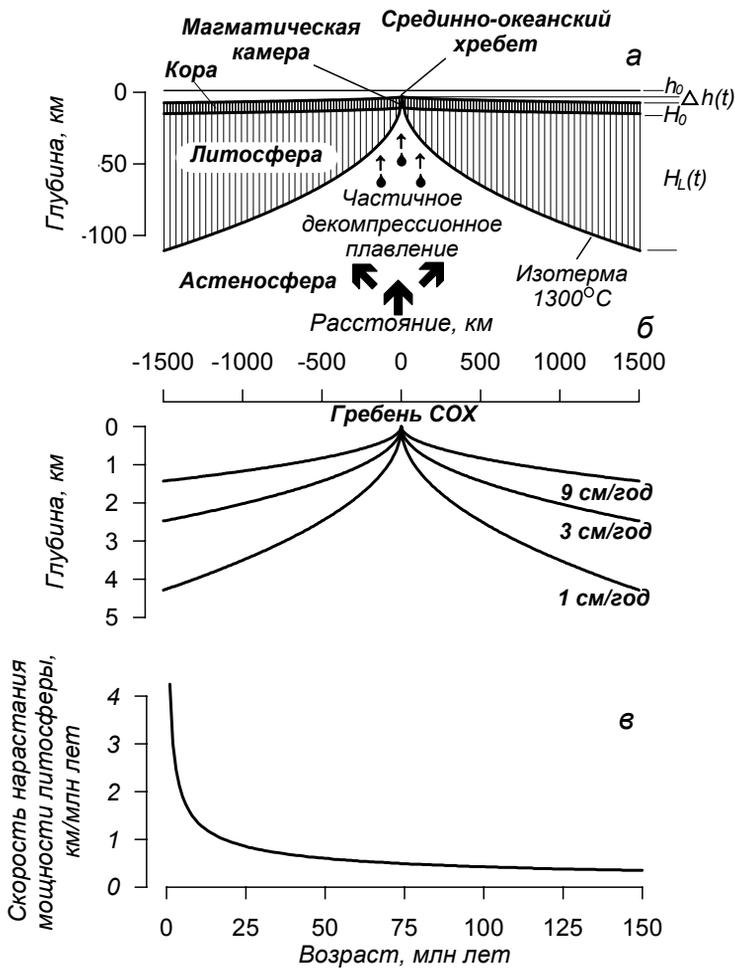


Рис. 11. Схема формирования океанской литосферы (а); рельеф склонов СОХ с различной скоростью спрединга (б) и зависимость интенсивности формирования океанской литосферы от ее возраста (в).

Плотность лерцолита верхней мантии в твердом состоянии выше, чем в жидком. Такая особенность присуща большинству веществ, за редкими исключениями. В частности, вода в твердом состоянии (лед) имеет меньшую плотность, чем в жидком, за счет менее плотной кристаллической решетки. Но "вода-лед" - исключение, поэтому иногда встречающиеся аналогии литосферных плит с плавающими льдинами физически несостоятельны. С увеличением возраста и мощности океанской литосферы растет ее средняя плотность и вес, вследствие чего поверхность литосферы (океанское дно) погружается с удалением от оси СОХ по закону

$$\Delta h(t) = 0,35\sqrt{t}, \quad (2)$$

где $h(t)$ выражено в км, а t - в млн лет.

Утяжеление и погружение океанской литосферы с возрастом - причина формирования СОХ, склоны которых тем круче, чем медленнее спрединг (рис.11, б). Кроме того, из формулы (2) следует, что склоны СОХ выполаживаются по мере удаления от их гребней. Дифференцируя (2) по времени, получаем

$$\frac{\partial(\Delta h(t))}{\partial t} = \frac{0,175}{\sqrt{t}},$$

т.е. скорость погружения океанского дна обратно пропорциональна его возрасту и расстоянию от гребня СОХ.

Как уже говорилось, океанская кора формируется лишь непосредственно на гребне СОХ за счет спрединга, материал для которого (базальтовая магма) представляет собой продукт частичного декомпрессионного плавления верхней мантии. Отделившийся расплав всплывает и заполняет *магматическую камеру* под рифтовой зоной СОХ (см. рис.11, а) и отсюда порциями поступает в кору, наращивая ее.

Формирование же океанской литосферы не ограничивается только СОХ и тем более узкой рифтовой зоной на его гребне. Процесс глубинной кристаллизации идет по всей площади океана. В широком смысле, мощность литосферы изменяется (уменьшается или увеличивается) как под океанами, так и под континентами, в зависимости от термического режима верхней мантии. Например, обстановка континентального рифтогенеза (особенно идущего по активной схеме, см. рис.7) ведет к подъему изотермы солидуса, проплавлению литосферы и подъему кровли астеносферы под рифтом. Напротив, отмирание континентального рифта или молодого океана (см. раздел 1.1) приводит к постепенному остыванию верхней мантии, увеличению мощности литосферы и погружению кровли астеносферы под палеорифтом или локальной палеоосью спрединга. Геодинамика этих побочных ответвлений цикла Уилсона аналогична процессу формирования литосферы в океане (см. рис.11), с той лишь разницей, что в первых случаях процесс идет на одном месте, а в последнем, за счет спрединга, он реализуется как во времени, так и в пространстве.

Вместе с тем из рис.11, в видно, что наиболее интенсивно океанская литосфера формируется под гребнем СОХ и его склонами. По периферии океана, где литосфера древнее, она формируется медленнее. Это прямо следует из формулы (1): дифференцируя ее по времени t , получаем

$$\frac{\partial(H_L(t))}{\partial t} = \frac{4,25}{\sqrt{t}},$$

т.е. скорость нарастания мощности океанской литосферы обратно пропорциональна ее возрасту и расстоянию от гребня СОХ.

СОХ с быстрым (более 6 см/год) и медленным (менее 6 см/год) спредингом резко отличаются по морфологии рифтовых зон и расположенных под ними магматических камер (рис.12).

Над центрами быстрого спрединга дно пологое как вдоль, так и вкрест оси СОХ (см. также разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия на рис.10). Непосредственно центру спрединга соответствует узкий и неглубокий (первые сотни метров) *осевой грабен*. Под ним на глубине 1,5 – 2,5 км находится

стационарная магматическая камера, заполненная расплавом. Вдоль оси СОХ камера изменяет свою мощность, но повсюду остается четко выраженной.

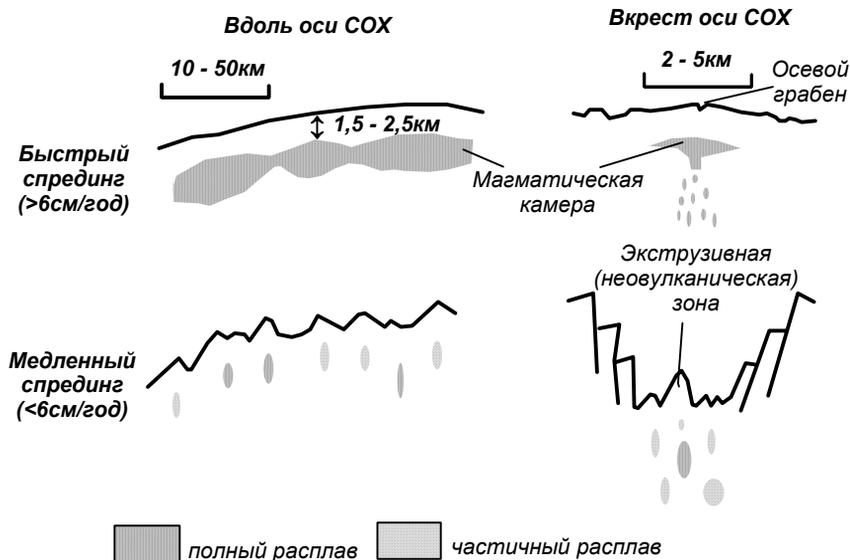


Рис. 12. Рельеф дна и структура магматических камер на быстро- и медленносрединговых СОХ.

Над центрами медленного спрединга формируется глубокая (до 2 – 3 км) и широкая (до 20 – 30 км) *рифтовая долина* (см. также разрезы Красного моря и Срединно-Атлантического хребта на рис.10). Борты рифтовых долин представляют собой ступенчатые (листрические) сбросы. Внутреннее дно имеет ширину 5 – 10 км. Непосредственно центру спрединга соответствует экструзивная (неовулканическая) зона - линейное поднятие с амплитудой от первых сотен метров до 1 – 1,5 км. Вдоль оси СОХ центры медленного спрединга имеют изрезанный рельеф дна. Стационарная магматическая камера под медленносрединговыми СОХ, как правило, отсутствует: здесь встречаются лишь небольшие изолированные линзы с расплавом.

Но при всех коренных отличиях центров быстрого и медленного спрединга, у них есть одна общая черта. Дно осевого грабена (в случае быстросрединговых СОХ) и вершины экструзивного поднятия (в случае медленносрединговых СОХ) находятся примерно на одинаковой глубине: 2500 – 3000 м (разрезы Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта на рис.10). Эта глубина называется *зеркалом астеносферы* или *уровнем свободной мантии*. Она соответствует уровню гидростатического равновесия, до которого поднимается вещество астеносферы при снятии нагрузки литосферы в рифтовой зоне СОХ.

Отличия же в морфологии рифтовых зон объясняются тем, что под быстрыми СОХ отделение базальтового расплава из астеносферы идет интенсивно, и дно осевого грабена над стационарной магматической камерой

постоянно поднято до уровня свободной мантии. Под медленными СОХ базальтовой выплавки не хватает для формирования стационарных магматических камер; отделившись от астеносферы, она сразу поступает непосредственно в кору. Поэтому дно рифтовых долин медленных СОХ все время стремится подняться до уровня свободной мантии, но часто находится ниже него, так как поступающий из астеносферы расплав не успевает залечивать снизу рифтовую трещину.

Разумеется, сама глубина зеркала астеносферы не является постоянной в глобальном масштабе, а меняется в зависимости от состояния верхней мантии. Сам термин "уровень свободной мантии" как бы подчеркивает, что до него астеносфера поднимается лишь в том случае, когда на нее не действуют никакие другие силы, кроме силы тяжести. Если же дивергентная граница плит находится над областью динамического напора мантии (как, например, молодой рифт Красного моря, рис.10), то при сохранении типичного рельефа медленноспредингового хребта вершина экстрезивного поднятия расположена значительно выше уровня свободной мантии.

Для эволюции центров спрединга чрезвычайно распространенное явление - их *перескоки* (англ. *jumping*), при которых спрединг вдоль одной оси прекращается и начинается вдоль другой оси. Перескоки реализуются в разных масштабах: их горизонтальные амплитуды и периоды изменяются, соответственно, от сотен - первых тысяч километров и десятков миллионов лет (макроперескоки) до частых (периоды десятки - первые сотни тысяч лет) малоамплитудных (сотни метров - первые километры) смещений экстрезивных зон в пределах рифтовых долин.

Начнем с рассмотрения макроперескоков на примере раскрытия северной части Атлантического океана (рис.13).

В конце мела - начале палеогена, 70 – 60 млн лет назад, спрединг начался в морях Лабрадор и Баффина, между Гренландией и Канадским щитом. Таким образом, дивергентная граница Евразийской и Северо-Американской плит проходила в то время совсем не там, где сейчас, а Гренландия на ранней стадии раскрытия Атлантики входила в состав не Северо-Американской (как сейчас), а Евразийской плиты.

В эоцене, примерно 50 – 40 млн лет назад, произошел восточный перескок СОХ. Какое-то время функционировали и старый, и новый СОХ, а Гренландия, таким образом, представляла собой отдельную литосферную плиту. Но к 40 млн лет старый СОХ в морях Лабрадор и Баффина отмер (здесь цикл Уилсона дал побочное ответвление и привел к формированию локальной палеооси спрединга, см. раздел 1.1), а Гренландия вошла в состав Северо-Американской литосферной плиты. Однако и новообразованный СОХ между трансформными разломами Чарли-Гиббс и Гренландским располагался 40 млн лет назад не на том месте, где сейчас - он был приближен к берегам Европы. Лишь в миоцене, примерно 20 млн лет назад, произошел обратный, западный перескок СОХ Северной Атлантики. Раскрытие пошло по современной траектории, соответствующей хр. Рейкьянес и Исландии (см. рис.1), а к востоку от действующего СОХ, между разломами Чарли-Гиббс и Гренландским, сохранилась отмершая ось спрединга Норвежского моря.

Таким образом, раскрытие Северной Атлантики в кайнозой было довольно сложным. Оно сопровождалось двумя кинематическими перестройками, перескоками центров спрединга сначала на восток, а затем на

запад, с выделением на короткое время самостоятельной Гренландской литосферной плиты. Перескоки дивергентной границы сопровождались ее общим продвижением в Северный Ледовитый океан (хр. Гаккеля, см. рис.5).

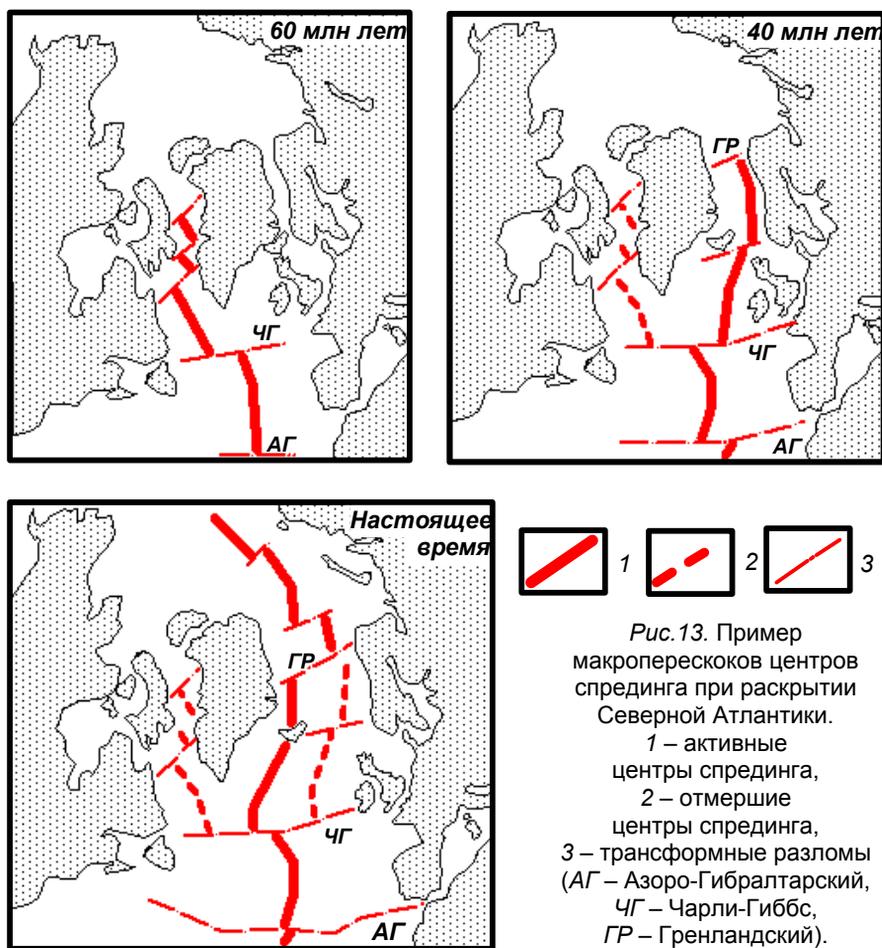


Рис.13. Пример макроперескоков центров спрединга при раскрытии Северной Атлантики.
 1 – активные центры спрединга,
 2 – отмершие центры спрединга,
 3 – трансформные разломы
 (АГ – Азоро-Гибралтарский,
 ЧГ – Чарли-Гиббс,
 ГР – Гренландский).

В отличие от макроперескоков СОХ, микроперескоки центров спрединга обычно ограничиваются гребнями СОХ, а иногда даже внутренним дном рифтовых долин. Здесь мелкомасштабные перескоки тесно ассоциируют с процессами *продвижения и перекрытия* (англ. *overlapping*) центров спрединга. Подробнее о локальной нестабильности спрединга речь пойдет в главе 3. Пока же рассмотрим схему процесса (рис.14).

На первом этапе (рис.14, а) спрединг океанского дна идет симметрично в трех сегментах, разделенных трансформными разломами А и В. Разрез по линии 1 – 2 (средний сегмент) показывает симметричное увеличение мощности океанской литосферы от оси СОХ, под которой расположена магматическая камера.

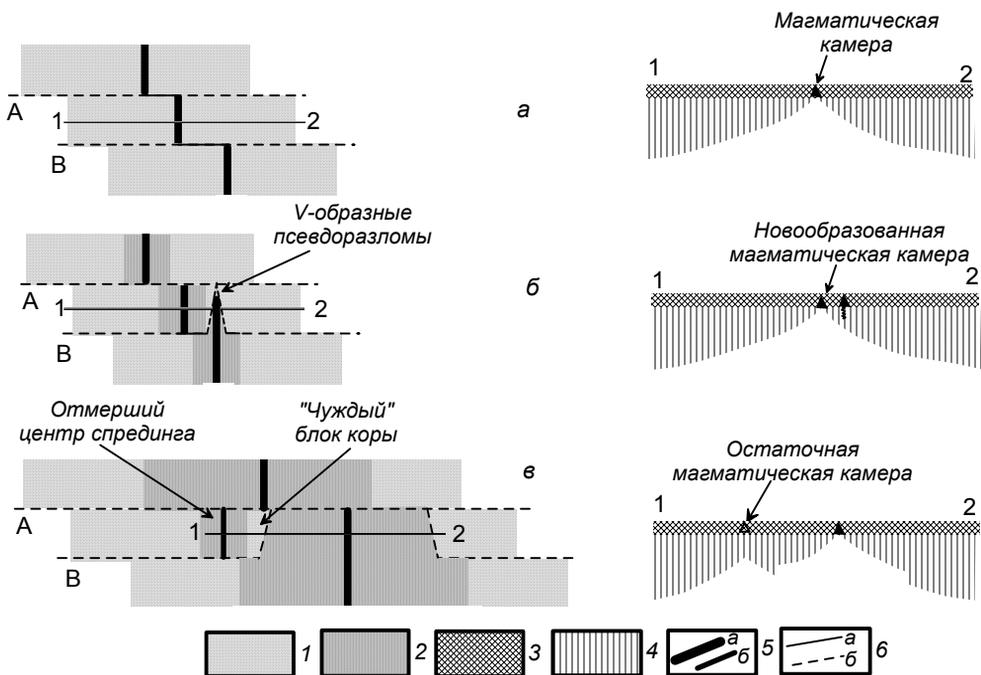


Рис.14. Схема, иллюстрирующая локальную нестабильность спрединга. На схемах слева: 1 – относительно древняя океанская кора, 2 – относительно молодая океанская кора; на разрезах справа: 3 – кора, 4 – литосфера, 5 – центры спрединга (а – активные, б – отмершие), 6 – трансформные разломы (а – активные части, б – пассивные следы).

На втором этапе (рис.14, б) центр спрединга продвигается из нижнего сегмента в средний через трансформный разлом В. Продвигаясь, он "вспарывает" на своем пути относительно древнюю океанскую кору и формирует характерные *V-образные псевдоразломы*. На разрезе по линии 1 – 2 этот процесс фиксируется как перескок центра спрединга вправо. Но до тех пор, пока в среднем сегменте функционируют старая и новообразованная магматические камеры, мы наблюдаем ситуацию перекрытия центров спрединга.

На третьем этапе (рис.14, в) перескок уже полностью состоялся; он привел к "спрямлению" оси спрединга в нижнем и среднем сегментах и отмиранию разделявшего их трансформного разлома В, от которого остается лишь пассивный след. В среднем сегменте обособляется "чуждый" блок относительно древней коры (между левым отмершим и правым новообразованным центрами спрединга), со всех сторон окруженный более молодой корой.

Весьма своеобразным становится после перескока и разрез по линии 1 – 2. Симметрия подошвы литосферы нарушается: под остаточной магматической камерой сохраняется утонение литосферы, а под флангами активного центра спрединга – вертикальные стенки, следы раскола относительно древней литосферы. Разумеется, эти неровности подошвы литосферы со временем нивелируются и становятся все менее контрастными. Но следует помнить, что

одна из движущих сил спрединга - вязкое трение астеносферы о подошву литосферы. Чем значительнее неровности последней, тем больше сила вязкого трения. Следовательно, какой-то период после перескока можно ожидать в среднем сегменте *асимметричный спрединг*: влево от действующего центра, где неровности подошвы литосферы значительны, плита будет двигаться быстрее, чем вправо. Это, в свою очередь, может привести к повторным смещениям центра спрединга, и процесс, таким образом, приобретет спонтанный характер.

1.4. Субдукция

Субдукцией (буквальный перевод с латинского *subductio* - *подведение*) называется погружение океанской литосферы в мантию, идущее на конвергентных границах плит. Во всех случаях субдуцирует океанская литосфера как более тяжелая. Субдукция может носить вынужденный характер (надвигание континентальной литосферы на океанскую и "заталкивание" последней в мантию), а может быть самопроизвольной, связанной с физико-механическими параметрами самой океанской литосферы, которая при определенных условиях приобретает способность "тонуть" в мантии. Рассмотрим подробнее последнюю обстановку. Океанская литосфера по мере старения проходит два важных геодинамических рубежа (рис.15).

Достигнув возраста 20 – 25 млн лет, литосфера теряет гравитационную

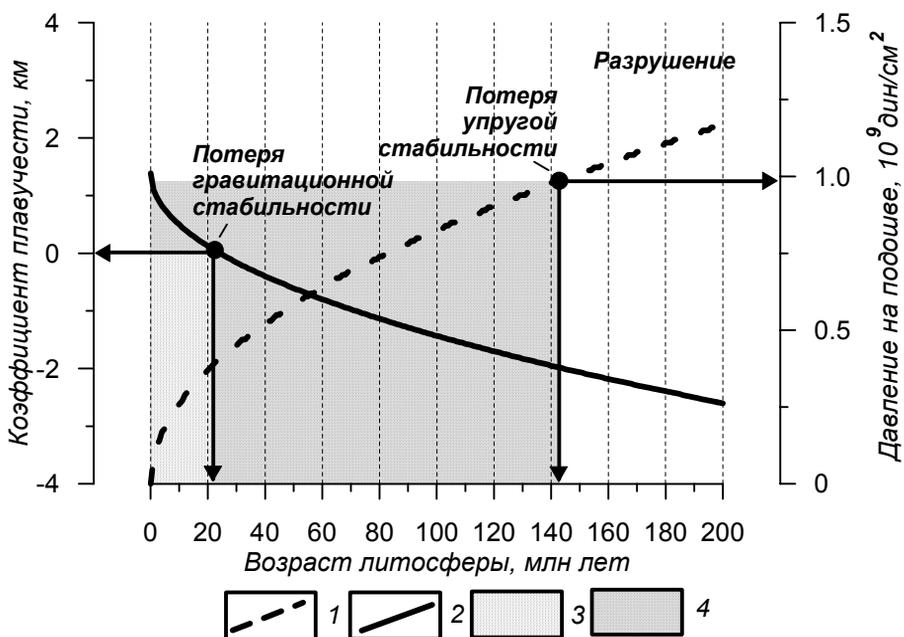


Рис. 15. Схема, иллюстрирующая обусловленность субдукции физико-механическими параметрами океанской литосферы.

1 – давление, 2 – плавучесть, 3 – интервал гравитационной стабильности, 4 – интервал упругой стабильности.

стабильность - ее плавучесть становится отрицательной за счет кристаллизации все более глубоких частей астеносферы. Лерцолит верхней мантии в кристаллическом (литосферном) состоянии имеет плотность около $3,3 \text{ г/см}^3$, а в частично расплавленном (астеносферном) состоянии - около $3,2 \text{ г/см}^3$. Легкий "поплавок" в виде базальтовой океанской коры (средняя мощность 5 – 7 км и плотность $2,9 \text{ г/см}^3$) уже не способен удерживать литосферу на плаву, и она теряет архимедово равновесие.

После потери гравитационной стабильности (1-й рубеж) океанская литосфера еще удерживается на поверхности Земли за счет своей упругости. Однако такое состояние не может продолжаться бесконечно - с течением времени увеличиваются мощность, средняя плотность и вес литосферы. На ее подошве развивается *избыточное давление* p , пропорциональное возрасту океанской литосферы

$$\Delta p = \Delta \rho g H_L(t),$$

где Δ - разность плотностей литосферы и астеносферы, равная $0,1 \text{ г/см}^3$; g - сила тяжести, а $H_L(t)$ - мощность литосферы, определяемая формулой (1). В литосфере с возрастом 140 – 150 млн лет это избыточное давление превысит предел ее *прочности на сдвиг и скалывание* (примерно равный 10^9 дин/см^2). После этого литосфера теряет упругую стабильность (проходит 2-й рубеж) и становится способной к самопроизвольному погружению в мантию.

Отсюда следуют два важных вывода.

1) Океанская литосфера, уже рождающаяся в рифтовой зоне, несет в себе зачатки собственного отмирания, так как вещество, из которого она состоит - мантийный лерцолит - в кристаллическом состоянии плотнее и тяжелее, чем в жидком.

2) Цикл Уилсона становится необратимым по мере того, как океанская литосфера теряет гравитационную и упругую стабильность. Возраст 150 млн лет можно считать предельным возрастом океанской литосферы. Нигде в современном Мировом океане не сохранилось литосферы с возрастом, существенно превышающим предельный, - вся более древняя литосфера уже субдуцировала в мантию. Поэтому жизнь конкретного океана - явление эфемерное в геологической летописи Земли, хотя океаны на планете существуют начиная с архея (примерно 2,6 млрд лет).

Современное размещение зон субдукции на Земле весьма закономерно (см. рис.1). Большинство из них приурочено к периферии Тихого океана. Субдукционные системы западной Атлантики (Карибская и Южно-Антильская), а также восточной части Индийского океана (Зондская и Яванская) также тяготеют к Тихоокеанскому кольцу.

Существуют 2 основных типа зон субдукции (рис.16): *островные дуги* и *активные континентальные окраины*. Их общими морфологическими элементами являются *глубоководный желоб* и *краевой вал*. Эти структуры связаны с упругим изгибом океанской литосферы, субдуцирующей в мантию.

Погружающаяся плита трассируется очагами землетрясений до глубины 600–640 км (самые глубоководные землетрясения на Земле). Эти сейсмофокальные зоны называются *зонами Бенъофа*. Субдукция под активные окраины идет более полого, чем под островные дуги, однако в первом случае на глубинах

100–200 км происходит излом погружающейся плиты и угол субдукции возрастает.

Во фронтальной части надвигающейся плиты расположены парные структуры: в случае активной окраины это *береговой* и *вулканический хребты*, а в случае островодужной окраины - *невулканическая* и *вулканическая дуги*. Именно в пределах этих структур идет новообразование континентальной коры. Невулканические хребты и дуги представляют собой *аккреционные призмы*: они наращиваются чисто механически в результате соскреба ния осадков с погружающейся океанской плиты. Вулканические хребты и дуги формируются за счет известково-щелочного (андезитового) магматизма, инициированного переплавлением субдуцирующей океанской литосферы.

В тылу островодужных зон субдукции расположены *окраинные моря*, литосфера которых близка по типу океанской, с одним лишь существенным отличием - они имеют мощный осадочный чехол. Различные окраинные моря развиваются в условиях как растяжения (дуга отдаляется от континента), так и сжатия (дуга приближается к континенту). Динамика окраинных морей определяется в основном способом их образования и параметрами субдуцирующей литосферы, о чем пойдет речь ниже.

Для современных зон субдукции установлена довольно четкая прямая корреляция глубины желоба со скоростью субдукции и с возрастом субдуцирующей литосферы (рис.17). Чем больше скорость субдукции, тем глубже желоб. Это объясняется динамикой изгиба субдуцирующей плиты: угол погружения прямо пропорционален векторной сумме скоростей подвигающейся и надвигающейся плит. Желоб тем глубже, чем древнее субдуцирующая литосфера. Причина этого - самопроизвольное погружение в мантию океанской литосферы, потерявшей плавучесть и упругость (см. рис.15). Древняя океанская литосфера не только "тонет" в мантии без приложения дополнительных усилий, но и способна "тянуть" за собой всю литосферную плиту. Об этом свидетельствует очень четкая эмпирическая закономерность, показанная на рис.18. Скорость современных литосферных плит тем выше, чем

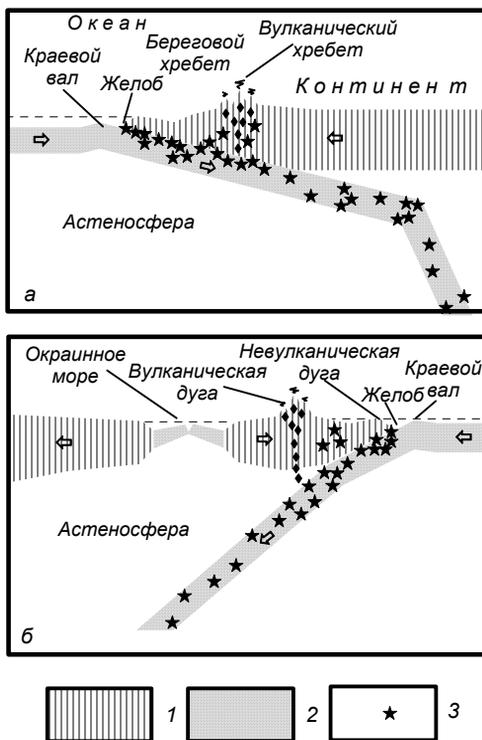


Рис. 16. Типы и основные элементы зон субдукции: а – островодужные, б – активные окраины.

- 1 – континентальная литосфера,
- 2 – океанская литосфера,
- 3 – очаги землетрясений.

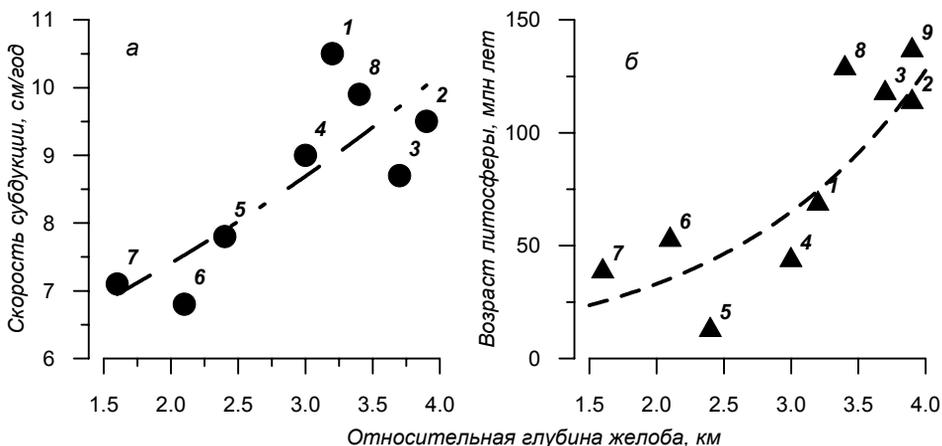


Рис. 17. Зависимость глубины желоба от скорости субдукции (а) и (б) возраста субдуцирующей литосферы.

Желоба: 1 – Ново-Гейбридский, 2 – Кермадек-Тонга, 3 – Курильский, 4 – Перуано-Чилийский, 5 – Мексиканский, 6 – Алеутский, 7 – Яванский, 8 – Японский, 9 – Марианский.

большая доля периметра той или иной плиты приходится на зоны субдукции. Максимальные скорости характерны для четырех плит Тихого океана: Филиппинской, Тихоокеанской, Кокос и Наска; а также для Индийской плиты, восточная субдукционная граница которой также тяготеет к Тихоокеанскому кольцу (см. рис.1). Данная закономерность лишней раз подчеркивает, что субдукция не только не вынужденный процесс заталкивания литосферы в мантию, но сама может являться одной из движущих сил тектоники плит, хотя и не основной.

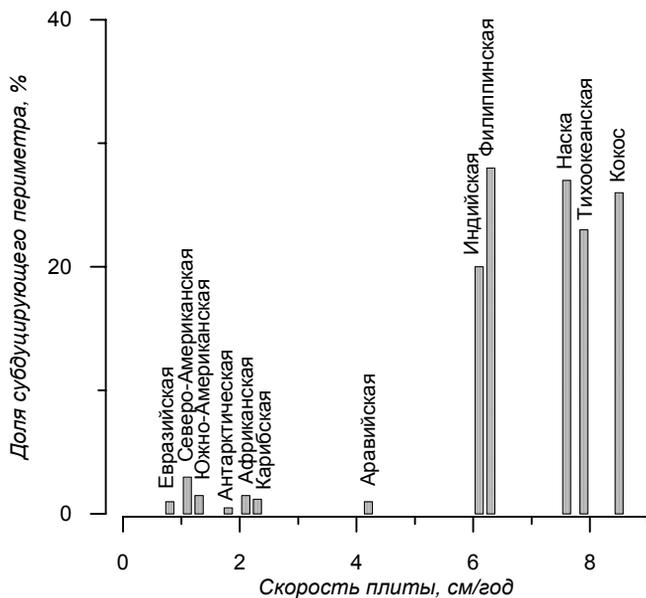


Рис. 18. Зависимость скорости плит от доли субдуцирующего периметра.

Постепенно погружаясь в зонах субдукции, океанская литосфера в конце концов расплавляется настолько, что теряет добротность и способность генерировать сейсмические очаги (т.е. ассимилируется верхней мантией, "сливаясь" с астеносферой). Время этой ассимиляции прямо пропорционально

возрасту субдуцирующей литосферы (рис.19): чем древнее литосфера, подходящая к зоне субдукции (чем больше расстояние от СОХ до зоны субдукции), тем труднее ей переплавиться в мантии.

Как уже сказано, под активные окраины континентов океанская литосфера субдуцирует под более пологим углом, чем под островные дуги. Для современных зон субдукции отмечена прямая корреляция между возрастом погружающейся литосферы и углом субдукции (рис.20). Логично предположить, что сам тип зон субдукции (островодужная субдукция или активная окраина) и механизм образования окраинных морей в тылу островодужных зон субдукции определяются также возрастом субдуцирующей океанской литосферы и ее физико-механическими параметрами.

Скорость субдукции V_S равна векторной сумме скоростей надвигающейся (V_O) и поддвигающейся (V_U) плит (рис.21). Если субдукция не ортогональна, что в принципе возможно, то в качестве скоростей V_O и V_S используются их проекции на вертикальную плоскость, секущую зону субдукции вкrest простирания. При этом в подавляющем большинстве современных зон субдукции угол между азимутом движения поддвигающейся плиты и простиранием желоба превышает 60° . Если к зоне субдукции подходит древняя, потерявшая стабильность океанская литосфера, она "тонет" в мантии. Это вызывает откатывание шарнира (линии перегиба) зоны субдукции в сторону океана.

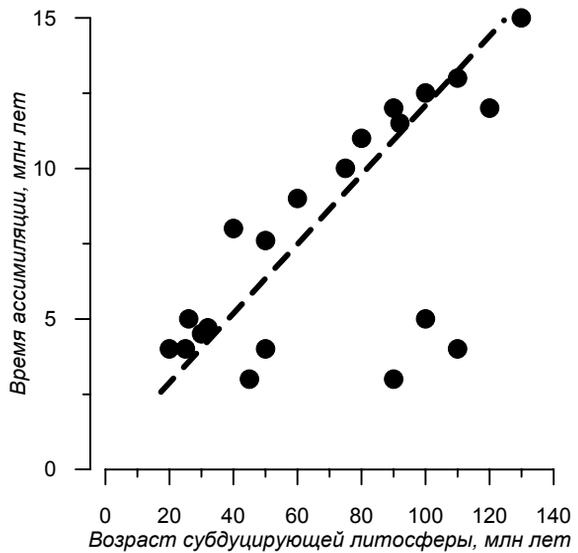


Рис.19. Зависимость времени ассимиляции от возраста субдуцирующей литосферы.

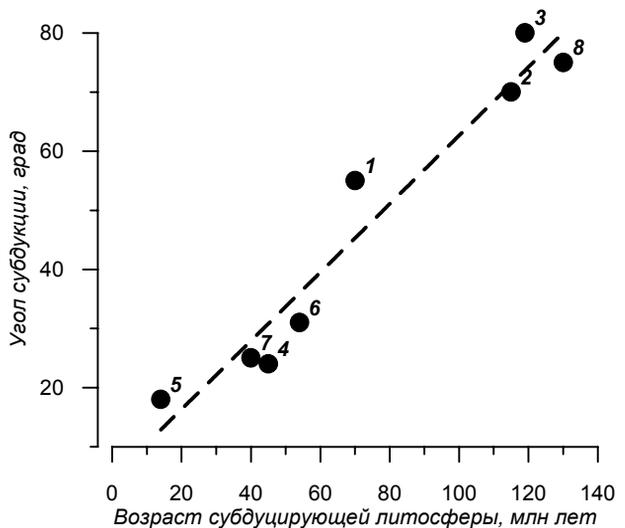


Рис.20. Зависимость угла субдукции от возраста субдуцирующей литосферы (номера зон субдукции см. на рис.17).

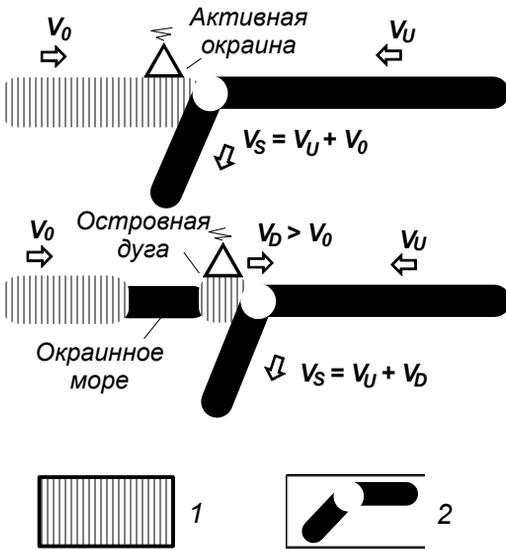


Рис.21. Схема раскрытия окраинного моря за счет откатывания шарнира зоны субдукции.

Здесь и на рис.22 - 24:

1 – континентальная литосфера, 2 – океанская литосфера. Белым кружком показано положение шарнира зоны субдукции.

Шарнир зоны субдукции - понятие геометрическое. В геодинамическом смысле к нему относятся как область перегиба пододвигающейся плиты (краевой вал и желоб), так и нависающий над ней край наползающей плиты (активная окраина или островная дуга). Эти элементы жестко спаяны литостатическим давлением. Поэтому, если скорость откатывания шарнира V_D превысит скорость надвигающейся плиты V_0 , то это будет иметь два следствия: 1) увеличение скорости субдукции $V_S = V_U + V_D$ при условии постоянства V_0 ; 2) раскрытие в тылу отодвигающейся от континента дуги окраинного моря. Последнее образуется путем *задугового спрединга*, скорость которого будет равняться $V_D - V_0$.

Возраст литосферы, подходящей к конкретной зоне субдукции, может меняться со временем: плавно - вследствие

изменения скорости спрединга СОХ, резко - в случае перескока центра спрединга (см. раздел 1.3). Из-за этого раскрытие окраинных морей носит неустойчивый, пульсационный характер. Например, если в какой-то момент центр спрединга испытал перескок в сторону зоны субдукции, то пододвигающаяся литосфера омолаживается, субдукция принимает вынужденный характер ("заталкивание" океанской литосферы в мантию), окраинное море закрывается, дуга причленяется к краю континента, а островодужная зона субдукции превращается в активную окраину. Такая ситуация будет диаметрально противоположна показанной на рис.21.

В зрелом океане можно, хотя и с определенной долей условности, предсказать области, где наиболее вероятно начало субдукции (рис.22). Это, во-первых, бывшие центры спрединга, где уже существуют сквозьлитосферные трещины - рифты (рис.22, а). Стоит движению раздвигающихся спредингом континентов измениться на противоположное, вдоль бывшего СОХ начнется пододвигание одной океанской плиты под другую. Бывшая дивергентная граница плит превратится в конвергентную. Субдукция в этом случае (по крайней мере, в начале процесса) будет носить вынужденный характер, так как молодая океанская литосфера вблизи СОХ еще не потеряла гравитационной и упругой стабильности. Оба направления субдукции равновероятны. Над погружающейся плитой начнется выплавление андезитовой магмы, из которой сформируется *энзиматическая* (т.е. заложившаяся на океанской коре) островная дуга. Часть океана, оказавшаяся в тылу дуги, превратится в окраинное море, возраст которого будет древнее возраста дуги.

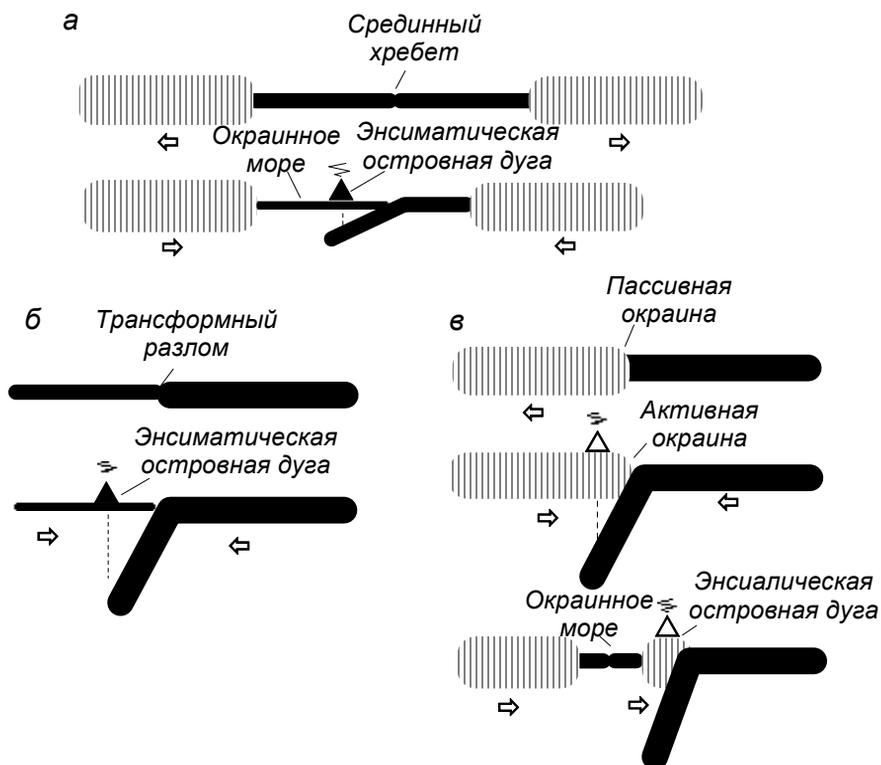


Рис.22. Схемы формирования зон субдукции: а – на месте бывшего центра спрединга, б – на месте трансформного разлома, в – на месте пассивной окраины.

Вторая вероятная область заложения зон субдукции - это трансформные разломы, где также существуют сквозьлитосферные трещины (рис.22, б). Бывшая трансформная граница плит превратится в конвергентную. Поскольку вдоль трансформных разломов контактирует разновозрастная океанская литосфера, в данном случае направление субдукции predetermined: погружаться будет более древняя, мощная и тяжелая, литосфера под более молодую, тонкую и легкую. Субдукция начнется под крутым углом и будет носить самопроизвольный характер. Также, как в первом случае, над погружающейся плитой сформируется энсиматическая островная дуга.

Третья возможность - заложение зоны субдукции на месте бывшей пассивной континентальной окраины (рис.22, в), - наиболее проблематична. В отличие от рассмотренных выше двух случаев, на пассивной окраине нет границы плит и сквозьлитосферной трещины, хотя длительное время существует контакт тяжелой океанской и легкой континентальной литосфер, а следовательно - долгоживущие, постоянно подновляющиеся коровые разломы. Кроме того, на пассивной окраине зрелого океана литосфера имеет древний возраст, она заведомо потеряла гравитационную и упругую стабильность, что способствует ее отрыву от континента и самопроизвольному погружению в мантию. Очевидно, субдукция в этом случае начнется под крутым углом, а над погружающейся плитой на какое-то непродолжительное время возникнет

активная окраина. В дальнейшем ситуация будет развиваться по схеме, показанной на рис.21. Откатывание шарнира зоны субдукции в сторону океана приведет к отрыву от континента *энсиалической* (т.е. заложившейся на континентальном основании) островной дуги и раскрытию в ее тылу окраинного моря. Последний в этом случае будет моложе, чем островная дуга.

Нормальное взаимодействие континентальной и океанской литосферы на конвергентных границах выражается субдукцией. Однако в этой же геодинамической обстановке, но лишь местами и на короткое время, проявляются два весьма экзотических геодинамических режима.

Первый из них - *обдукция*, при которой фрагменты океанской литосферы оказываются приподнятыми и надвинутыми на континентальную окраину. Сложность в том, что сейчас процесс обдукции, по-видимому, нигде не происходит. Вместе с тем, в его реальности убеждают хорошо сохранившиеся реликты океанской литосферы в современных и древних складчатых поясах - *офиолитовые покровы*. Полезно помнить, что еще в 1960-х гг. российский геолог А.В.Пейве изучил офиолиты Урала и назвал их "океанической корой геологического прошлого". В принципе вероятны два основных механизма обдукции (рис.23). Первый реализуется в тех случаях, когда к активной континентальной окраине приближается спрединговый хребет (рис.23, а). На

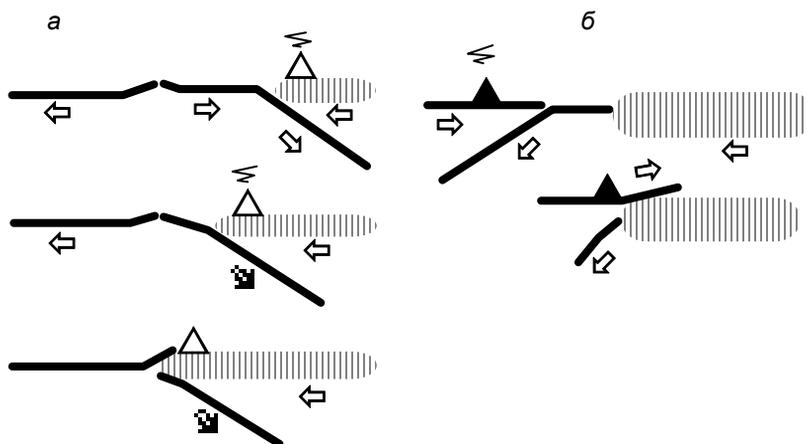


Рис.23. Схемы обдукции: а – при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом, б – при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом энсиалической островной дуги.

нем уже существует сквозьлитосферная трещина (рифт). В процессе конвергенции происходит "расщепление" океанской литосферы: ее нижняя (мантийная) часть продолжает субдуцировать, а верхняя (коровая) надвигается на бывшую активную окраину континента. Разумеется, в этом случае зона субдукции быстро заклинивается, и конвергентный процесс прекращается.

Второй механизм обдукции - столкновение с пассивной континентальной окраиной энсиалической островной дуги (рис.23, б). Фрагмент океанской литосферы во фронтальной части дуги надвигается на край континента. Также, как в первом случае, зона субдукции быстро заклинивается, поскольку легкая

континентальная литосфера в силу своей плавучести ни при каких условиях не может погрузиться глубоко в мантию. Не менее экзотический режим осуществляется в тех случаях, когда центры спрединга перекрываются напозающими краями континентов. Такая ситуация наблюдается у западного побережья Северной Америки, где под континент пододвинуто Восточно-Тихоокеанское поднятие (этим объясняется рифтогенез Провинции Бассейнов и Хребтов, см. раздел 1.2), а также в зоне сочленения Чилийского хребта с Южно-Американскими Андами (см. рис.1).

В случае, если субдуцирующий хребет вытянут вдоль активной континентальной окраины (рис.24) и его полускорость спрединга V_A превышает скорость движения континента относительно оси спрединга V_C , то продолжающаяся дивергенция может вынести из-под континента породы, образовавшиеся ранее в зоне субдукции. Такой процесс получил название *эдукции* (англ. *eduction* - *извлечение*). Когда скорость спрединга меньше скорости пододвигания хребта, эдукция не происходит.

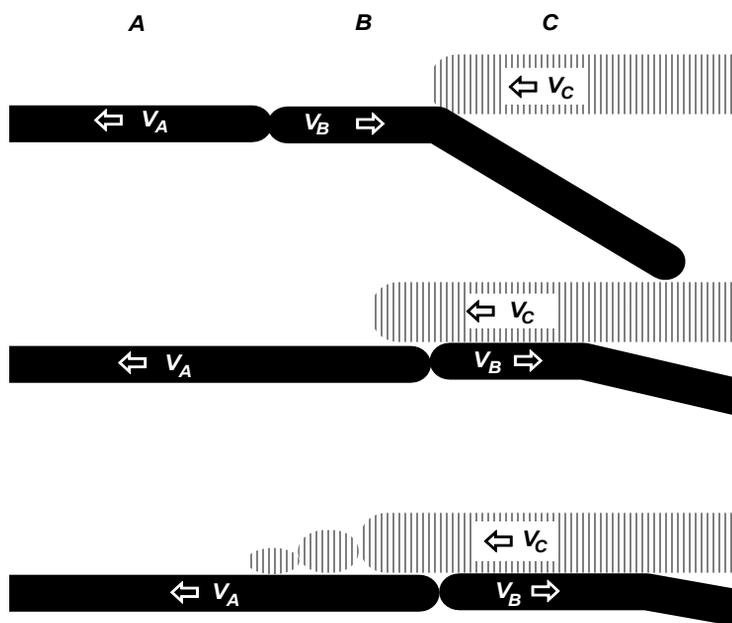


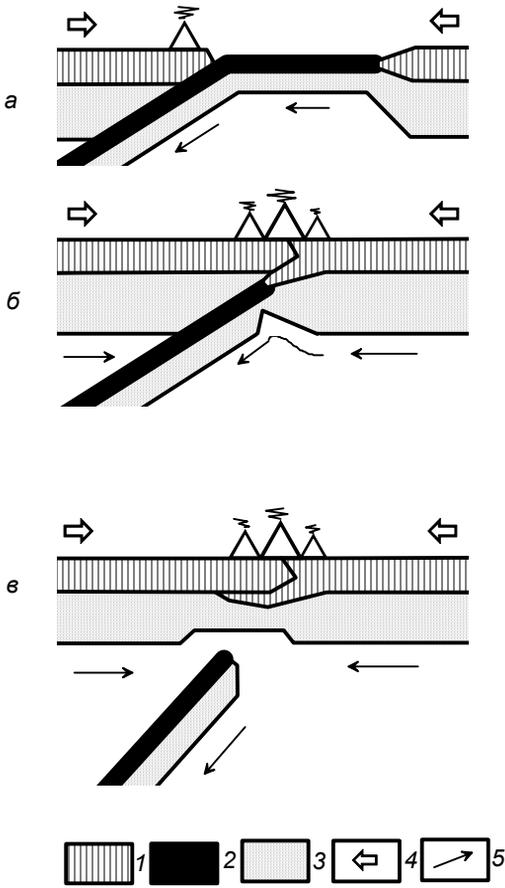
Рис.24. Модель эдукции при погружении центра спрединга под активную континентальную окраину.

Следует еще раз подчеркнуть, что обдукция и эдукция - экзотические режимы, имеющие подчиненное значение и выражающие локальное кинематическое следствие субдукции.

1.5. Аккреция и коллизия

Неизбежное следствие субдукции - сначала частичное, а затем полное закрытие океана, прежде разобравшего континенты. Если к конвергентной границе плит с обеих сторон подходит континентальная литосфера, то она, вследствие своей плавучести, не погружается в мантию. Прежняя зона субдукции "заклинивается", а края континентов вступают в активное механическое взаимодействие (рис.25). Эта обстановка называется *коллизией* (англ. *collision* - столкновение).

Как уже сказано в разделе 1.1, в пространство между сталкивающимися континентами попадают разнородные и разновозрастные элементы прежнего океана - микроконтиненты,



островные дуги, образования ложа океанов и окраинных морей, внутриокеанские поднятия и т.п. Поэтому любая зона коллизии всегда представляет гетерогенный и гетерохронный тектонический коллаж. Кроме того, края сталкивающихся континентов всегда реологически неоднородны и имеют неровные очертания в плане. Поэтому коллизия всегда асинхронна. Когда в одних местах конвергентной границы, где континенты столкнулись выступами, уже идет коллизия, в других местах, где в края континентов существуют выемки, еще остаются реликты прежнего океана и/или его окраинных морей. Такая ситуация, промежуточная между субдукцией и коллизией, называется *аккрецией*.

Обстановки аккреции и коллизии проявляются в настоящее время на протяжении многих тысяч километров вдоль Альпийско-Гималайского складчатого пояса (см. рис.1). В мезозое - кайнозое здесь существовал обширный океан Тетис, литосфера которого почти полностью субдуцировалась под Евразийский континент. При этом центральная и восточная части складчатого

Рис.25. Этапы превращения зоны субдукции в зону коллизии и "отрыв" погружающейся океанской плиты.

- 1 – континентальная кора, 2 – океанская кора,
- 3 – литосфера, 4 – направление движения литосферных плит,
- 5 – направление астеносферных течений.

пояса, где южной окраине Евразии противостоят выступы континентальных плит Индостана и Аравии, развиваются в режиме коллизии, а в западной (Средиземноморской) части наряду с уже начавшейся коллизией еще продолжается аккреция.

Очевидное отличие зон аккреции и коллизии от всех дугих типов межплитовых границ состоит в том, что они не представляют собой узкие линейные зоны (как, например, зоны континентального рифтогенеза, спрединга или субдукции), а имеют ширину сотни - тысячи километров. Внутри коллизионных поясов края плит подвергаются торошению и разбиваются на большое число *микроплит*.

Следует помнить, что микроплиты не являются литосферными плитами в полном смысле этого слова. Причина этого не только в их небольших (десятки-первыесотни километров) поперечных размерах, но и в том, что в условиях коллизионного сжатия верхнекоровые части микроплит часто оказываются "сорванными" со своего литосферного основания. В результате в зонах коллизии действует механизм *двухъярусной тектоники плит*, при котором литосфера и кора движутся и взаимодействуют до известной степени автономно. Для литосферы в зонах коллизии, как и в прочих геодинамических обстановках, основной границей скольжения является поверхность астеносферы. Вместе с тем, в условиях коллизионного сжатия начинает действовать дополнительный *верхний астенослой* - пластичная нижняя кора (рис.26), по которому могут автономно перемещаться микроплиты хрупкой верхней коры.

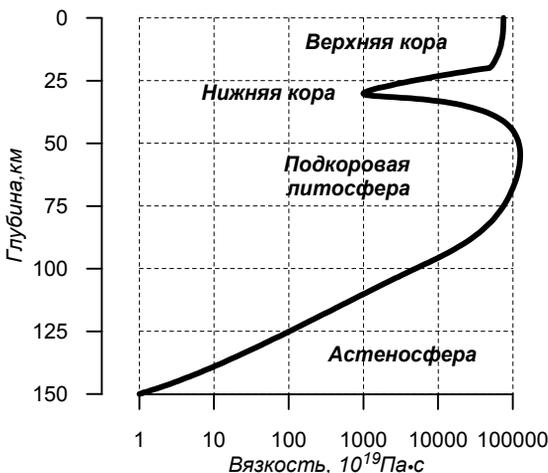


Рис.26. Обобщенный график изменения вязкости литосферы с глубиной.

Очевидно, что концепция двухъярусной тектоники плит лишь усложняет и детализирует, но ни в коей мере не отрицает главные постулаты классической тектоники плит (см. *Введение*). Это следует из двух соображений.

Во-первых, дополнительный коровый астенослой начинает действовать лишь в условиях, когда к плитам приложены сильные горизонтальные напряжения, т.е. в обстановках аккреции и коллизии. В остальных случаях литосферные плиты ведут себя как жесткие недеформируемые тела. Таким образом, двухъярусный механизм тектоники плит сам по себе запускается лишь крупномасштабными, глобальными взаимодействиями нескольких крупных литосферных плит, перемещающихся по поверхности астеносферы. Во-вторых, масштабы движений многочисленных коровых микроплит по нижнекоровому астенослою не сопоставимы с амплитудой горизонтальных перемещений главных литосферных плит по астеносфере. Если первые ограничиваются сотнями километров, вторые достигают многих тысяч километров.

Хотя зоны аккреции и коллизии развиваются в условиях сжатия, микроплиты в пределах коллизионных поясов могут испытывать сложные дифференцированные движения, нередко сдвиговые (трансформные) или даже раздвиговые (дивергентные). Рассмотрим это обстоятельство подробнее на примере западной и восточной частей Альпийско-Гималайского пояса (рис.27).

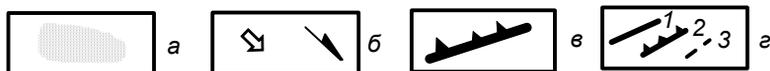


Рис.27. Взаимодействие микроплит Альпийско-Гималайского пояса.

Микроплиты: Ап – Апулийская, Эг – Эгейская, Ту – Турецкая, Чм – Черноморская, Юк – Южно-Каспийская, Аф – Афганская, Тд – Таджикская, Фр – Ферганская, Пм – Памирская, Тр – Таримская, Тш – Тянь-Шанская, Дж – Джунгарская, Мн – Монгольская, Ам – Амурская, Ох – Охотская, Ал – Алашаньская, Тб – Тибетская, Ор – Ордосская, Кт – Китайская, Ик – Индокитайская;

а – бассейны с новообразованной и реликтовой океанской литосферой (1 – Алжирско-Болеарский, 2 – Восточно-Средиземноморский, 3 – Эгейский, 4 – Западно-Черноморский, 5 – Восточно-Черноморский, 6 – Южно-Каспийский), б – направления движений плит и микроплит, в – зоны субдукции, г – границы микроплит дивергентного (1), конвергентного (2) и трансформного (3) типов.

В западной (Средиземноморской) части пояса взаимодействие микроплит определяется встречным движением Евразийской, Африканской и Аравийской литосферных плит. При этом конвергентная граница на западе переходит в трансформную - Азоро-Гибралтарский разлом. Этим подчеркивается тесная связь закрытия западного сектора Тетиса с раскрытием Атлантического океана (взаимодействие Евразия-Африка), а также Аденского залива - Красного моря (взаимодействие Евразия-Аравия).

Впечатляет чрезвычайная пестрота локальных геодинамических режимов в западной (аккреционной) части Альпийско-Гималайского пояса. В нескольких местах аккреционной системы еще сохранились реликты океанской литосферы Тетиса и его окраинных морей - в Восточном Средиземноморье, Черном и Каспийском морях. По соседству располагаются альпийские

складчатые зоны - Кавказ, Балканы, Карпаты и Альпы. В Западном Средиземноморье (Алжирско-Болеарский бассейн) идет спрединг окраинного моря в тылу Калабрийской дуги. Апулийская микроплита движется на север и таранит Европу, в результате чего у фронтальной части Альп раскрывается современный континентальный рифт - Рейнский грабен (см. рис.6, а). Турецкая микроплита как бы попала между половинками гигантских ножниц - выступами Евразийской и Аравийской плит. Она выжимается на запад и таранит Эгейскую микроплиту, которая, с одной стороны, своим северным краем создает коллизию в Балканах и Родобах, а с другой стороны - освобождает пространство на месте Эгейского моря, где идет молодой, неустойчивый по кинематике спрединг.

Таким образом, обстановка аккреции в западной части Альпийско-Гималайского пояса обуславливает локальные конвергентные, дивергентные и трансформные взаимодействия микроплит и не только позволяет сохраниться в глобальном поясе сжатия реликтам древней океанской литосферы, но и вызывает спрединг малых бассейнов с океанской корой.

Легко представить себе, что если конвергенция главных литосферных плит в этом районе продолжится, то блоки древней и новообразованной океанской литосферы неминуемо исчезнут с поверхности Земли. Этот процесс уже происходит: в частности, редкие и относительно слабые землетрясения Крыма (в том числе знаменитое Ялтинское землетрясение, художественно описанное в одном из рассказов М.Зощенко) - свидетельства медленного поглощения океанской литосферы Черного моря под Евразией.

Но в перспективе возможен и другой геодинамический сценарий. Если конвергенция в западной части Альпийско-Гималайского пояса по тем или иным причинам прекратится (изменится движение глобального ансамбля литосферных плит), то начнется интенсивное погружение всей области между Европой, Африкой и Аравией, причем наиболее быстрым это погружение будет над блоками тяжелой океанской литосферы, где оно усугубится интенсивным осадконакоплением. Во впадинах Черного моря реликтовая океанская литосфера уже сейчас перекрыта 15 - километровой толщиной осадков. При таком развитии событий спустя сотни миллионов лет над бывшей зоной аккреции сформируется гигантский осадочный бассейн, в фундаменте которого будут близко соседствовать альпийские складчатые зоны и реликтовые блоки океанской литосферы. В главе 4 будет показано, что такой стиль эволюции присущ многим аккреционным и коллизионным системам геологического прошлого. В настоящее время над ними расположены глубочайшие осадочные бассейны. В последние годы детальная интерпретация геофизических данных позволила расшифровать их природу, историю заложения и формирования.

В восточной части Альпийско-Гималайского пояса, как уже говорилось, идет вполне зрелый процесс коллизии Евразийской и Индийской плит (см. рис.27). Он начался примерно 50 млн лет назад, после того как океанская литосфера Тетиса, отделявшего Индостан от Евразии, полностью субдуцировала под последнюю. Кроме того, восточная (коллизионная) часть Альпийско-Гималайского пояса находится под влиянием зон субдукции Тихоокеанского кольца (см. рис.1). Пояс межплитового торошения состоит здесь более чем из десятка микроплит и достигает в ширину 5000 км. Никаких реликтов океанской литосферы в восточной части Альпийско-Гималайского пояса, в отличие от западной, не сохранилось. Однако и здесь конвергенция

главных литосферных плит вызывает локальные дивергентные процессы - например, континентальный рифтогенез оз. Байкал.

Механизм двухъярусной тектоники плит в данном районе выражается в следующем (рис.28). После столкновения Индии с Евразией литосферная мантия продолжала субдцироваться, в то время как коровые микроплиты испытывали коллизию и торшение. Сочетание этих двух разномасштабных и

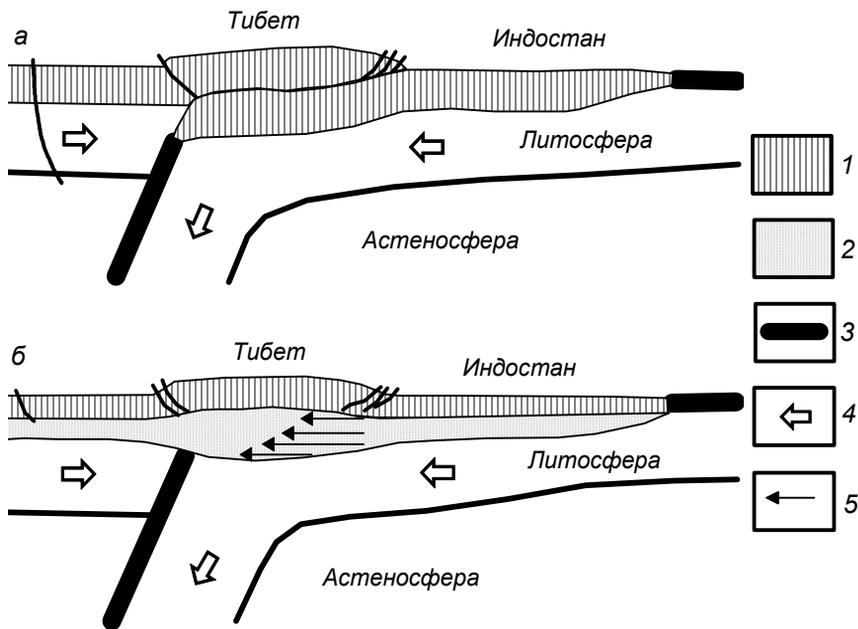


Рис.28. Автономное движение коры и литосферы под восточную часть Альпийско-Гималайского пояса.

а – традиционная трактовка,

б – трактовка с позиций двухъярусной тектоники плит;

1 – верхний жесткий слой континентальной коры, 2 – нижний пластичный слой континентальной коры, 3 – океанская кора, 4 – направление движения литосферных плит, 5 – направление нагнетания вещества верхнего астенослоя (нижней коры).

разноуровневных процессов, с одной стороны, компенсировало спрединг Индийского океана, а с другой стороны - обусловило воздымание высочайших на Земле горных сооружений Гималаев и Тибета. "Корни" этих гор созданы верхним (нижнекоровым) астенослоем, нагнетавшимся к северу. В этом отличие схемы двухъярусной тектоники плит (рис.28, б) от традиционной трактовки (рис.28, а), в которой формирование "корней" Тибета объяснялось "сдваиванием" континентальной коры.

1.6. Энергетика Земли и ее глобальная геодинамическая эволюция

Непрерывная смена геодинамических обстановок на поверхности Земли и вблизи нее обусловлена двумя группами факторов.

С одной стороны, как мы видели, конкретные обстановки могут возникать самопроизвольно, за счет физико-механических свойств самой литосферной оболочки Земли и подстилающей ее астеносферы. Например, дивергентные процессы начинаются над областями сквозьлитосферных расколов (рифтов) вне зависимости от причины этих расколов - проплавление литосферы восходящим мантийным потоком, ее растяжение или раскол таранящим континентом и т.д. Во всех случаях, достаточно появиться в литосфере сквозной трещине, как под ней начнется гидростатический подъем астеносферного вещества, как следствие - его декомпрессия и частичное плавление, подъем базальтовых расплавов, магматизм, т.е. будет запущен в полном объеме механизм континентального рифтогенеза (раздел 1.2) или спрединга океанского дна (раздел 1.3), в зависимости от степени зрелости дивергентной границы. Другой пример - самопроизвольное погружение неустойчивой океанской литосферы в мантию (раздел 1.4). Стоит ей (литосфере) достигнуть некоего предельного возраста, определяемого собственными физико-механическими параметрами, как создаются условия для субдукции, которая затем неизбежно переходит в аккрецию и коллизию (раздел 1.5). Более того, субдукционные и коллизионные обстановки сами по себе создают в областях глобальной конвергенции литосферы условия для локальных дивергентных процессов, т.е. происходит регенерация циклов Уилсона.

С другой стороны, понятно, что в основе всех многообразных и разномасштабных тектонических событий, происходящих сейчас и имевших место в геологическом прошлом на поверхности Земли, лежат глобальные геодинамические процессы, идущие в ее глубоких недрах. Эти процессы определяют глобальную энергетику нашей планеты, а также изменениями этой энергетики за время геологического развития Земли.

Достоверно установлено, что геологический возраст Земли составляет 4,6 млрд лет. Это означает, что к этому времени Земля сформировалась в тех массе, объеме и элементном составе, в которых существует сейчас. Однако во-первых, первичная Земля была холодной и, во-вторых, гомогенной, т.е. ее вещество еще не было дифференцировано по оболочкам. Не существовало ни коры, ни мантии, ни ядра. В период 4,6 – 4,0 млрд лет эволюция Земли коренным образом отличалась от ее эволюции во все последующие эпохи. Этот период называют *догеологическим*, или *катархеем*. К сожалению, от него не сохранилось никаких свидетельств в каменной летописи Земли (как известно, самые древние на Земле породы имеют возраст около 3,8 млрд лет).

Прежде всего, энергетика молодой Земли обуславливалась не внутренними, а чисто внешними (межпланетными, или космическими) факторами. Начальный разогрев ей дала интенсивная бомбардировка метеоритами и планетезималями, а затем - приливное взаимодействие с *Протолуной*.

Протолуна - предшественница нынешней Луны, но гораздо более массивная, после захвата Землей оказалась на *пределе Роша*, т.е. на такой орбите, где притяжение Земли равно действию центробежных сил. Орбита на пределе Роша нестационарна - находящийся на ней спутник непременно разрушается сильнейшими приливными взаимодействиями. Разрушилась 4 млрд лет назад и Протолуна. Большая часть ее обломков улетела в космическое пространство, а один из них, изменив орбиту на стационарную, стал современной Луной.

Но до того, как разрушиться, за 600 млн лет соседства с Землей, Протолуна сыграла важнейшую роль: можно сказать, что она, по сути дела, предопределила дальнейшую эволюцию нашей планеты. Приливные взаимодействия с Протолуной на молодой Земле имели гигантские масштабы. Раз в сутки по экватору Землю обходил приливный горб амплитудой до 1 км (!), вызывая сильнейшие тектонические подвижки. Вспомним, что современные приливные взаимодействия Земли с Луной ограничиваются периодическими колебаниями лишь ее жидкой оболочки - гидросферы, известными как приливы и отливы.

Приливные взаимодействия Земли с Протолуной повысили температуру нашей планеты. В результате в ее недрах началась *зонная плавка* вещества и появилась первая астеносфера (разумеется, еще не такая мощная и не глобально выраженная, как сейчас). Так Земля получила свой внутренний источник энергии - *гравитационную дифференциацию недр*, который стал определяющим на все последующие эпохи, а энергия межпланетного взаимодействия перестала играть с этих пор сколько-нибудь существенную роль в геологической эволюции Земли.

С появлением астеносферы около 4 млрд лет назад началось собственно геологическое развитие Земли. Оно было неравномерным, особенно в архее, с резкими пиками тектонической активности и с разделявшими их периодами относительного покоя (рис.29).

Первый пик тектонической активности приходится на начало архея, 3,8 млрд лет. Он связан с появлением у Земли первичной астеносферы и с "накачкой" в нее приливной энергии (амплитуда приливных взаимодействий обратно пропорциональна вязкости вещества; следовательно, чем мощнее и контрастнее становилась астеносфера, тем интенсивнее шли приливные взаимодействия). Примерно в это же время у Земли начало формироваться

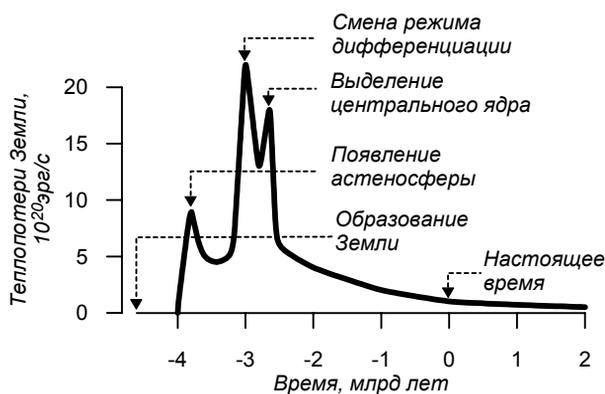


Рис.29. Кривая тектонической активности, выраженной через теплопотери Земли.

ядро - первоначально в режиме *высокотемпературной сепарации* металлического железа от силикатной матрицы земного вещества. Таким образом был дан толчок началу главного энергетического процесса в Земле - химико-плотностной дифференциации ее недр. Как только в недрах Земли появились первые расплавы, в них начались *конвективные течения*. Они взломали первозданную литосферную оболочку, которая быстро и полностью по-

грузилась в мантию, не оставив следов на поверхности современной Земли. Одновременно началась выплавка коровых пород и появились первые *литосферные базальтовые пластины* - праобразы будущих литосферных плит.

Следует помнить, что в молодой (катархейской и раннеархейской) Земле еще не было глобально выраженной астеносферы и центрального массивного ядра. Поэтому конвективные течения в областях зонной плавки носили турбулентный характер, а дрейфующие над ними базальтовые пластины имели

небольшие поперечные размеры, малую мощность и меньшую плотность, чем подстилающий расплав. В этом - принципиальное отличие архейских тектонических режимов от современных. Базальтовые литосферные пластины, в отличие от современных литосферных плит, не могли самопроизвольно субдуцировать, поэтому в течение большей части архея еще не существовало зон субдукции. Вместо них в областях сжатия литосферной оболочки возникли зоны торощения тонких базальтовых пластин. Корни этих зон переплавились и всплывали в виде диапиров и куполов. Так формировались знаменитые *гранит-зеленокаменные пояса* архея - древнейшие участки континентальной коры.

Второй резкий пик тектонической активности архея приходится на 3 млрд лет (см. рис.29). Предполагается, что он был вызван переходом процесса дифференциации земного вещества от высокотемпературной сепарации металлического железа к энергетически более выгодному механизму выделения низкотемпературных расплавов Fe•FeO. Высвободившаяся таким путем энергия привела к резкому увеличению тектонической активности Земли; при этом впервые в ее геологической истории наблюдалась примерно синхронная (3,0 – 2,9 млрд лет) корреляция тектоники и магматизма на большинстве древних щитов.

Процесс дифференциации вещества раннеархейской Земли, начавшийся около 4 млрд лет назад, таил в себе "мину замедленного действия". Дело в том, что поскольку прогрев молодой Земли был связан с внешними факторами (приливными взаимодействиями), он шел сверху вниз. Соответственно, плавилась внешние оболочки, в них шла сепарация тяжелого железа ("ядерного" вещества), а сердцевина Земли в это время оставалась холодной, вязкой, гомогенной и относительно легкой. Вследствие этого росла гравитационная неустойчивость, которая разрешилась катастрофически в конце архея, 2,7 – 2,6 млрд лет назад. Тяжелое "ядерное" вещество скачкообразно сместилось к центру Земли, вытолкнув жесткую холодную сердцевину к ее поверхности. У Земли появилось *центральное железное ядро*.

Этот катастрофический процесс сопровождался выделением огромной энергии и вызвал последний, третий пик тектонической активности архея (см. рис.29). С окончанием процесса формирования молодого центрального ядра около 2,5 млрд лет назад глобальная энергетика Земли стала почти полностью определяться одним главным процессом - *химико-плотностной конвекцией*, ведущей к постепенному росту окисно-железного ядра и перемешиванию остаточной силикатной мантийной оболочки. При этом мантийная конвекция - затухающий нестационарный процесс с постоянно изменяющейся структурой конвективных ячеек: от *однойячейстой* структуры, ведущей к формированию суперконтинентов, к *двухъячейстой*, ведущей к распаду суперконтинентов и растаскиванию их обломков по поверхности Земли.

Первый суперконтинент (*Моногея*) сформировался сразу же после катастрофического выделения центрального ядра Земли, т.е. на рубеже архея и протерозоя, примерно 2,5 млрд лет назад. Тогда в недрах Земли возникла первая квазистационарная однойячейстая конвективная структура: с одним восходящим потоком всплытия бывшей сердцевины Земли и одним нисходящим потоком погружения "ядерного" вещества. Над последним и сформировалась Моногея. Это событие отвечает *кеноранской тектоно-магматической эпохе (ТМЭ)* - самому грандиозному геологическому событию в истории Земли.

Периоды конвективных циклов (время перехода одноячейстой структуры мантийной конвекции в двухъячейстую и последующий возврат к одноячейстой структуре) составляют в среднем 800 – 700 млн лет (рис.30). Однако за счет общего истощения энергетических запасов Земли (постепенное истощение "ядерного" вещества в мантии, увеличение объема ядра, уменьшение сечения конвектирующей оболочки) процесс дифференциации недр Земли замедляется, снижаются интенсивность конвективного массообмена и тектонической активности Земли. Периоды тектонических циклов вследствие этого постепенно увеличиваются с течением времени.

Второй в истории Земли мегаконтинент - *Мегагея* - сформировался в раннем протерозое, 1,8 млрд лет назад в результате *карельской ТМЭ*; третий - *Мезогея* - в рифее, около 1,15 млрд лет (*гренвильская ТМЭ*). Четвертый в истории Земли суперконтинент (он же последний) - *Пангея* - сформировался в конце палеозоя, около 300 млн лет назад (*герцинская ТМЭ*). С распадом Пангеи в начале мезозоя (около 200 млн лет назад) началось раскрытие современных океанов.

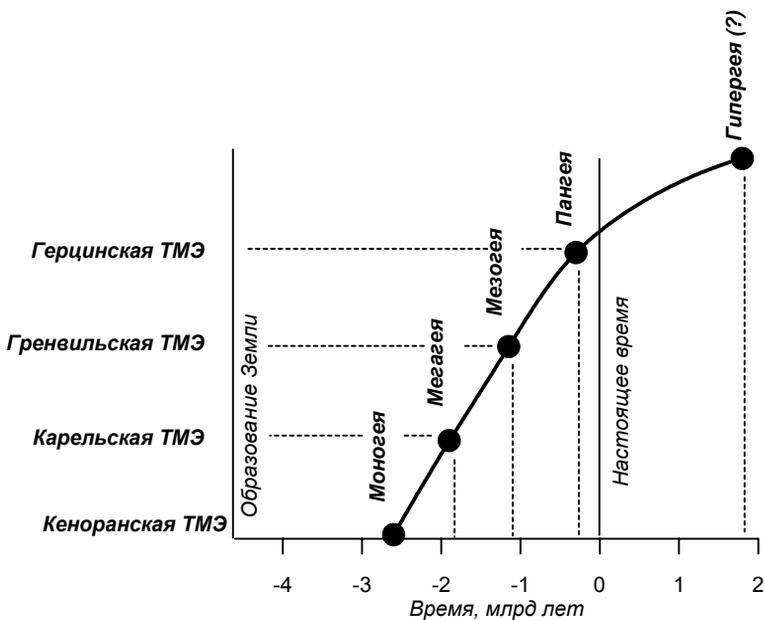


Рис.30. Периоды конвективных циклов, главные ТМЭ и сформированные ими мегаконтиненты.

Таким образом, начиная с образования первого суперконтинента Моногеи на рубеже архея и протерозоя, в Земле полностью завершились три конвективных цикла, продолжительность которых составляла 0,7, 0,75 и 0,85 млрд лет (см. рис.30). Если эту закономерность продлить в будущее, то нынешний, четвертый цикл завершится примерно через 1,8 млрд лет. Однако в связи с постепенным затуханием конвективной активности мантии неясно, хватит ли сил у слабеющей мантийной конвекции на формирование последнего, пятого суперконтинента - гипотетической *Гипергеи*.

Глава 2. Геофизические индикаторы

Если Земля так сложно устроена, что для ее изучения нужны физика и математика, то в этом виновата Земля, а не геофизики.

Г.Джеффрис

2.1. Постановка проблемы

Для реконструкции геодинамических обстановок прошлого традиционно используются геологические комплексы-индикаторы: геоморфологические, магматические и осадочно-формационные. Но у любых геологических данных всегда есть как минимум два недостатка - малопредставительность и труднодоступность. Геофизические же данные в принципе лишены этих недостатков - они равнопредставительны и несут информацию о разных глубинах, в том числе таких, которые вообще вряд ли когда-нибудь будут доступны для непосредственного наблюдения. Вместе с тем интерпретации геофизических данных всегда до известной степени абстрактны и неоднозначны.

Сейчас назрела необходимость и появилась возможность совместить в полной мере достоинства геологических и геофизических подходов к анализу эволюции литосферы. Вопрос ставится таким образом. Кроме геологических индикаторов, каждой геодинамической обстановке присущ свой, достаточно индивидуальный набор геофизических аномалий. Они настолько ярки, что не позволяют спутать одну геодинамическую обстановку с другой. Такие аномалии обусловлены структурными, вещественными и иными характеристиками литосферы; они косвенно связаны с режимом ее эволюции в определенных геодинамических условиях. Следовательно, можно попытаться рассматривать геофизические поля как полноправные геодинамические индикаторы и эффективно использовать их при анализе эволюции литосферы.

Рассмотрим наиболее яркие примеры отражения различных геодинамических обстановок в геофизических полях.

2.2. Сейсмические данные

Акустические параметры коры и мантии весьма четко характеризуют практически любую геодинамическую обстановку. Это вполне естественно, поскольку сейсмика - наиболее однозначно интерпретируемый метод геофизики, хотя в то же время и самый дорогостоящий.

Обстановка континентального рифтогенеза характеризуется прежде всего утонением коры и появлением в непосредственно контактирующей с ее подошвой верхней мантии зоны пониженных скоростей P -волн - до 7,6 – 7,7 км/с по сравнению с 8,0 – 8,3 км/с для нормальной подкоровой литосферы (рис.31). Такие зоны аномальной мантии иногда образно называют "рифтовыми подушками".

Есть существенное отличие в морфологии "рифтовых подушек" под рифтами, развивающимися по активной и пассивной схемам (см. рис.7). В

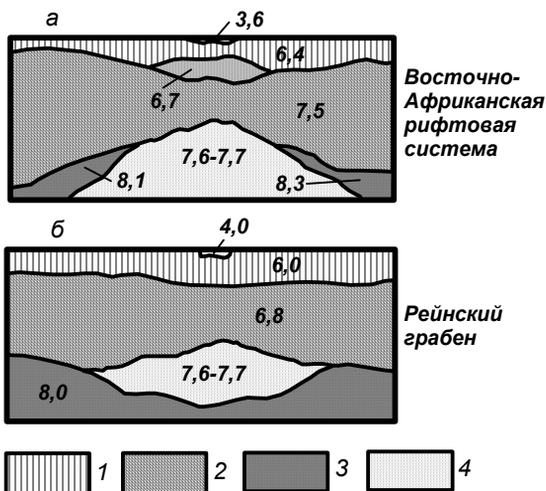


Рис.31. Сейсмические разрезы континентальных рифтов, развивающихся по активной (а) и пассивной (б) схемам.

- 1 – верхняя кора, 2 – нижняя кора,
3 – верхняя мантия,
4 – “аномальная” верхняя мантия.

активном рифте (пример - Восточно-Африканские рифты, рис.31, а) "рифтовая подушка" не ограничена снизу; по сути, она представляет собой выступ астеносферы, поднявшейся до подошвы коры. В осевой части активного рифта, таким образом, подкоровая литосфера (нормальная мантия, сейсмическая оболочка В) попросту выклинивается. В пассивном рифте (пример - Рейнский грабен, рис.31, б) "рифтовая подушка" экранирована снизу нормальной мантией. Это не выступ астеносферы, как в случае активного рифта, а некая порция астеносферного вещества, поднявшаяся за счет гидростатики (снятие давления в рифтовой трещине) и растекшаяся в стороны между подошвой коры и подкоровой литосферой. При этом трещину,

по которой произошел подъем астеносферы, проследить по сейсмическим данным обычно не удастся. Здесь возможны два объяснения: либо не хватает разрешающей способности сейсмоки, либо возникновение узких подводящих трещин в подкоровой литосфере носит пульсирующий характер - под действием растяжения литосфера трескается на короткое время, астеносфера поднимается и заполняет "рифтовую подушку", после чего подводящий канал закрывается до следующего импульса растяжения.

Еще один яркий сейсмический индикатор континентального рифтогенеза - наличие высокоскоростных (до 6,7 – 6,8 км/с) зон в верхней коре (нормальные скорости Р-волн - 6,0 – 6,4 км/с). Это связано с внедрением в верхние горизонты коры (ее "гранитный" слой) пород основного состава - продуктов рифтового магматизма.

Кора и литосфера, формирующиеся в обстановке спрединга, также характеризуются очень четкими индикаторами (рис.32). Прежде всего, именно сейсмические данные фиксируют три фундаментальные особенности океанской литосферы: 1) ее "безграничный" состав; 2) симметричное увеличение мощности литосферы в обе стороны от оси СОХ; и 3) примерно постоянную мощность коры.

Как показано в разделе 1.3, суть процесса формирования океанской литосферы состоит в дифференциации поднимающегося астеносферного вещества (лерцолита), легкоплавкая часть которого отделяется в виде базальтового расплава и формирует океанскую кору, а тугоплавкая кристаллизуется на глубине и наращивает снизу литосферу. Это ведет к расслоению верхней мантии под океаном: сверху вниз ее состав изменяется от плагиоклазового лерцолита (до глубин 25 – 30 км) к пироксеновому лерцолиту, а

затем, на глубине около 70 км - к гранатовому лерцолиту (рис.32, а). Более глубокие слои литосферы характеризуются более высокой плотностью и большими скоростями P -волн: от 8,1 км/с в подкоровом слое до 8,6 – 8,7 км/с в нижних слоях литосферы. В астеносфере, где мантийное вещество находится в состоянии частичного плавления, скорость P -волн резко падает до 8,4 км/с, а затем в нижней мантии вновь возрастает до 8,9 – 9,0 км/с.

Интересно, что оба фазовых перехода в теле океанской литосферы

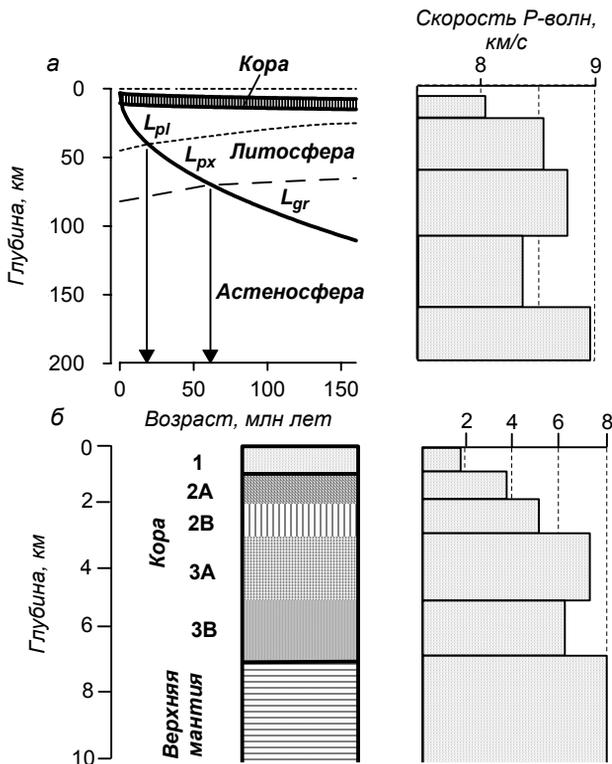


Рис.32. Скоростные модели океанской литосферы (а) и коры (б).
Здесь и на рис.35: L_{pl} , L_{px} , L_{gr} – соответственно плагиоклазовый, пироксеновый и гранатовый лерцолит.

(плагиоклазовый → пироксеновый и пироксеновый → гранатовый лерцолит) фиксированы по глубине, а следовательно - по возрасту литосферы. Первый переход соответствует возрасту около 20 млн лет, а второй - около 60 млн лет. Чем быстрее спрединг, тем дальше от оси СОХ отмечаются тот и другой фазовые переходы.

Верхняя часть океанской литосферы - кора - также характеризуется акустической слоистостью (рис.32, б). В слое 1 (слабоцементированные океанские осадки) скорость P -волн менее 2 км/с. При переходе к акустическому фундаменту (подслой 2А, представленный подушечными базальтовыми лавами) скорость P -волн скачкообразно возрастает до 3,5 – 4,0 км/с, а в подслое 2В (долеритовые дайки) увеличивается до 5 км/с. Подслой 3А (габбро)

характеризуется скоростями P -волн около 7,0 км/с. Очень примечательная особенность океанской коры - понижение скорости P -волн у подошвы, в подслое ЗВ. Этот подслон формируется за счет гидратации мантийного перидотита и его *серпентинизации*, вызывающей резкое понижение плотности и скорости P -волн (до 6,0 км/с). Подошва океанской коры (граница Мохоровичича) отмечается скачкообразным увеличением скорости P -волн до 8,0 км/с.

Сущность обстановки субдукции - погружение холодной и жесткой литосферной плиты в нагретую и акустически ослабленную астеносферу. Это приводит к целому ряду очень ярких сейсмических явлений. Одно из них в свое время легло в основу самой концепции поддвига литосферных плит. Это - наличие наклонных зон концентрации гипоцентров глубокофокусных землетрясений (так называемые *зоны Беньофа*), погружающихся под островные дуги и активные окраины континентов. Очаги землетрясений в зонах Беньофа фиксируются вплоть до границы верхней и нижней мантии (670 км). Ни в какой другой геодинамической обстановке, кроме субдукции, таких глубокофокусных землетрясений не зарегистрировано.

Понятно, что субдуцирующая плита способна генерировать землетрясения лишь до тех пор, пока она сохраняет жесткость и не ассимилируется в мантии. Как показано в разделе 1.4, время ассимиляции литосферной плиты в зоне субдукции прямо пропорционально ее возрасту (см. рис.19). В последние годы, с появлением методов *сейсмической томографии*, удалось проследить на глубину субдуцирующие литосферные плиты (рис.33). Погружающейся холодной плите соответствует положительная аномалия скоростей P -волн. Эта аномалия в целом соответствует зоне Беньофа, однако с некоторыми примечательными отличиями.

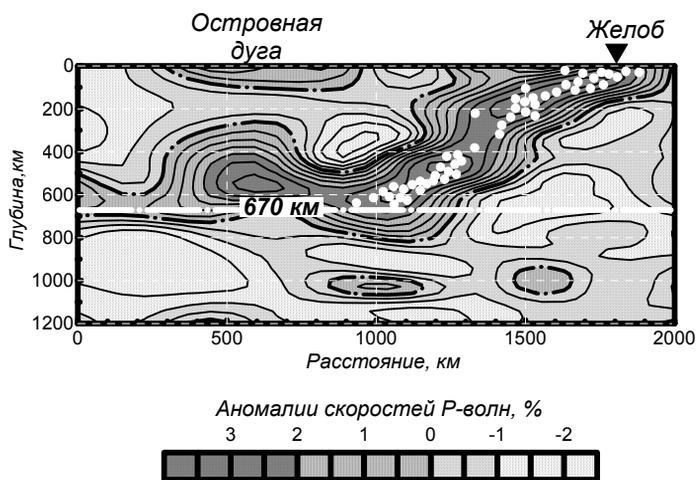


Рис.33. Прослеживание на глубину субдуцирующей плиты по данным сейсмической томографии.

Кружками обозначены гипоцентры глубокофокусных землетрясений. Показана граница между верхней и нижней мантией на глубине 670 км.

ческая аномалия прослеживается здесь достаточно четко, показывая увеличение угла субдукции. Начиная с глубины 400 км (нижняя астеносфера) субдуцирующая плита вновь выполаживается, а ее сейсмогенерирующая активность увеличивается.

Погружающейся холодной плите соответствует положительная аномалия скоростей P -волн. Эта аномалия в целом соответствует зоне Беньофа, однако с некоторыми примечательными отличиями. Так, в интервале глубин 200 – 400 км (верхняя астеносфера) наблюдается ослабление сейсмогенерации в погружающейся плите, в то время как положительная томографическая аномалия прослеживается здесь достаточно четко, показывая увеличение угла субдукции. Начиная с глубины 400 км (нижняя астеносфера) субдуцирующая плита вновь выполаживается, а ее сейсмогенерирующая активность увеличивается.

Наиболее впечатляюще выглядит на томографическом разрезе нижний край субдуцирующей плиты. Здесь, на глубине 670 км, литосферная плита ассимилирована настолько, что теряет способность генерировать землетрясения. Однако положительная аномалия скоростей P -волн продолжает проследиваться - она как бы "растекается" на постоянной глубине у подошвы верхней мантии на расстояние более 500 км в сторону напозающей плиты, не проникая при этом в нижнюю мантию.

2.3. Гравитационное поле

В обстановке континентального рифтогенеза гравитационное поле отражает те же две главные особенности, что и сейсмические данные: уплотнение коры и разуплотнение верхней мантии (рис.34). Однако интерпретация гравитационного поля в этой обстановке гораздо менее однозначна, чем данных сейсмоки. Перечисленные плотностные неоднородности совмещены в пространстве, но разнесены по глубине. Они вызывают суперпозицию гравитационных аномалий разного знака и периода.

Разуплотнение подкоровой литосферы под рифтом (плотностной контраст - до $0,15 \text{ г/см}^3$) приводит к появлению длинноволновой отрицательной аномалии силы тяжести, амплитуда которой может достигать 200 – 300 мГал. Эта аномалия, на самом деле, также не моногенична. Не следует забывать, что над континентальным рифтом всегда присутствует грабен (рифтовая долина), заполненный осадками с низкой плотностью. Избыточная плотность фундамента по отношению к осадкам может достигать $0,4 - 0,5 \text{ г/см}^3$. Этот фактор также создает отрицательную гравитационную аномалию, которая суммируется с аномалией того же знака от разуплотнения подкоровой литосферы. Часто эти две аномалии не удается разделить. Чтобы качественно оценить соотношение их амплитуд, следует воспользоваться формулой Буге (курс "Гравиметрия"). Приближенная оценка показывает, что глубинная плотностная неоднородность под рифтом способна создать гравитационную аномалию на порядок более интенсивную, чем приповерхностные неоднородности.

Уплотнение коры под рифтом за счет внедрения продуктов рифтового магматизма достигает $0,1 - 0,2 \text{ г/см}^3$. Эта плотностная неоднородность может создать на поверхности гравитационные аномалии, сопоставимые по амплитуде с аномалией от разуплотненной верхней мантии, но обратные по знаку и, как правило, меньшего периода.

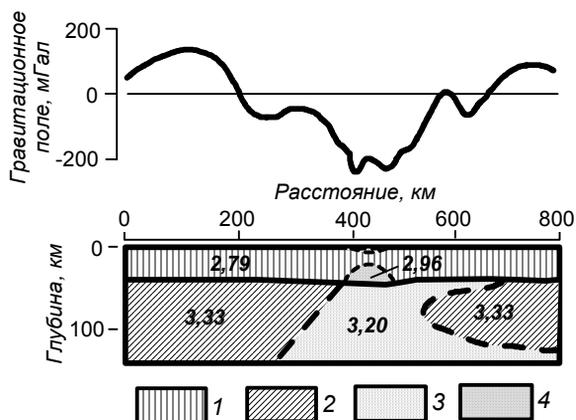


Рис.34. Гравитационное поле и плотностная модель Байкальского континентального рифта.
1 – кора, 2 – литосфера, 3 – астеносфера, 4 – уплотненная кора.

Знак и интенсивность суммарной гравитационной аномалии над континентальным рифтом определяются, таким образом, относительным весом двух главных факторов. Если степень разуплотнения верхней мантии весьма значительна, а степень уплотнения коры наоборот незначительна, то над рифтом сформируется обширная отрицательная аномалия силы тяжести, лишь с небольшими положительными экстремумами над осевой частью рифта. Именно такая ситуация характерна для амагматичных рифтов, развивающихся по пассивной схеме (пример Байкальского рифта показан на рис.34). Однако в рифтах, развивающихся по активной схеме, фактор уплотнения коры за счет обильного внедрения продуктов базальтового магматизма может оказаться столь значительным, что "перевесит" эффект разуплотнения верхней мантии. В этом случае над рифтом сформируется положительная гравитационная аномалия.

В обстановке спрединга океанского дна гравитационное поле отражает прежде всего изменения рельефа поверхности, мощности и состава литосферы с возрастом и удалением от оси СОХ.

Аномалии Фая (в свободном воздухе) четко коррелируют с рельефом океанского дна. Однако, в отличие от континентальных условий, где гравиметрия, как правило, не занимается изучением рельефа земной поверхности (это - предмет геодезии и геоморфологии), в океане интерпретация аномалий Фая представляет геологический интерес, поскольку здесь картирование рельефа дна - основа всех дальнейших геолого-геофизических построений.

Над СОХ амплитуда аномалий Фая в среднем составляет +23 мГал (рис.35), а по мере удаления от оси СОХ она изменяется по закону

$$\Delta g_{\phi}(t) = 23,0 - 3,65\sqrt{t},$$

где g_{ϕ} - амплитуда аномалий Фая, мГал; t - возраст литосферы, млн лет.

Осредненные значения аномалий Фая над океаном близки к нулю. Это показывает, что, во-первых, измерения производятся на поверхности геоида и, во-вторых, что океанская литосфера почти повсюду изостатически уравновешена.

Аномалии Буге (см. рис.35) являются как бы зеркальным отражением подошвы океанской литосферы: с увеличением возраста последняя заглубляется, астеносфера кристаллизуется и превращается в литосферу более высокой плотности (плотностной контраст около $0,1 \text{ г/см}^3$), вследствие чего амплитуда аномалий Буге возрастает симметрично в обе стороны от оси СОХ по закону

$$\Delta g_B(t) = 150 + 16,75\sqrt{t},$$

где g_B - амплитуда аномалий Буге, мГал.

Структура гравитационного поля над СОХ напоминает таковую над континентальным рифтом (см. рис.34), за исключением интенсивности поля в редукции Буге. При этом следует учитывать, что эффект высокой амплитуды аномалий Буге над океаном (от +150 мГал над осью СОХ до +350 мГал по периферии) создается искусственно и носит формальный характер. Необходимо вспомнить физический смысл редукции Буге: в условиях океана она вводится с обратным знаком, поскольку объект изучения - океанская литосфера -

расположен на 3 – 6 км ниже поверхности геоида (уровня океана). В качестве промежуточного слоя рассматривается толща океана, а чтобы карты аномалий Буге были сопоставимы на суше и на море, принимается единое значение плотности промежуточного слоя (например, $2,67 \text{ г/см}^3$), из которого вычитается плотность воды ($1,0 \text{ г/см}^3$). Образно говоря, при вычислении аномалий Буге мы как бы "засыпаем" океан легкими породами, чем подчеркиваем аномально

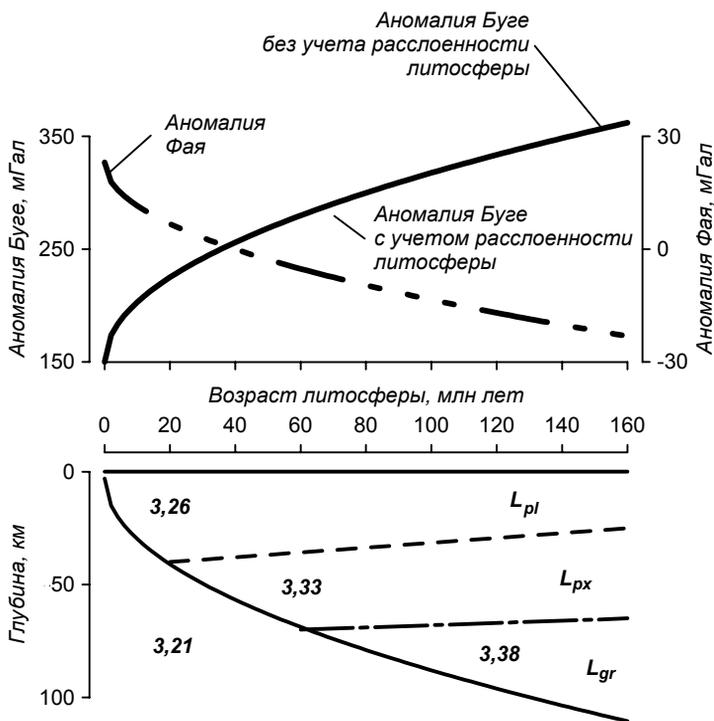


Рис.35. Отражение плотностной неоднородности океанской литосферы в гравитационном поле, цифры – плотности слоев в г/см^3 .

высокую плотность и аномально низкий гипсометрический уровень его литосферы.

Плотностная расслоенность океанской литосферы также находит четкое отражение в гравитационном поле. Средний плотностной контраст океанской литосферы и подстилающей астеносферы, как уже говорилось, составляет около $0,1 \text{ г/см}^3$. Однако для верхнего слоя плагиоклазового лерцолита этот контраст менее значителен (около $0,05 \text{ г/см}^3$), чем для среднего слоя пироксенового лерцолита ($0,12 \text{ г/см}^3$) и для нижнего слоя гранатового лерцолита ($0,17 \text{ г/см}^3$). Фазовая расслоенность литосферы ведет к появлению аномалий Буге интенсивностью до 50 мГал (см. рис.35). Эти аномалии экспериментально были обнаружены достаточно давно, но до появления данных о расслоенности океанской литосферы не удавалось объяснить их природу.

Как уже отмечено в разделе 2.1, фазовые переходы в океанской литосфере фиксированы по возрасту. Следовательно, соответствующие им гравитационные аномалии симметричны относительно центра спрединга и являются изохронами: первая из них (ближняя к СОХ) имеет возраст около 20 млн лет, а вторая - около 60 млн лет.

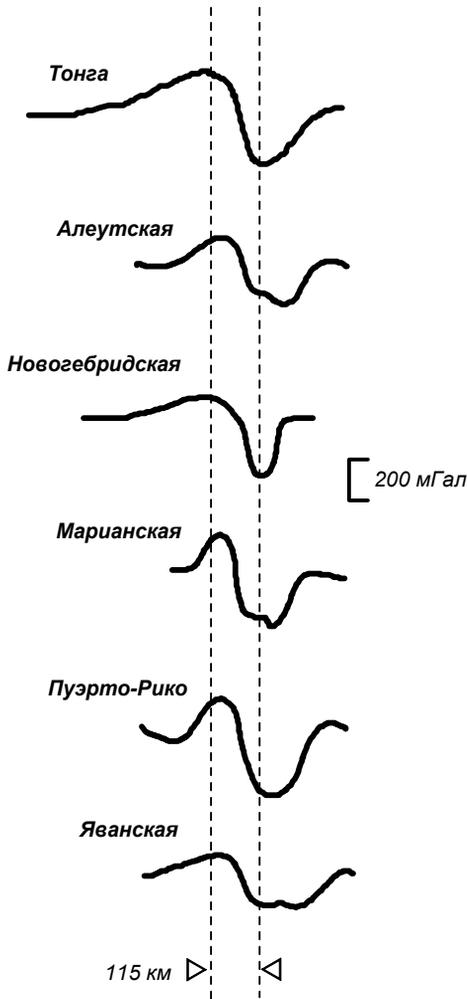


Рис.36. Гравитационные аномалии над зонами субдукции.

В обстановке субдукции гравитационное поле отражает прежде всего резкое нарушение изостазии (равновесного состояния коры и литосферы в астеносфере). Нарушение изостазии вызывает характерные сопряженные гравитационные аномалии над зонами субдукции (рис.36). Отрицательный экстремум аномалии располагается строго на краевом валом, соответствующим шарниру зоны субдукции (см. рис.16 и 21). Он связан с упругим изгибом океанской литосферы, при котором образуется дефицит масс под ее подошвой. Положительный экстремум гравитационной аномалии располагается над краем надвигающейся плиты (береговой хребет или невулканическая дуга, см. рис.16). Он объясняется, напротив, избытком массы плотной литосферной плиты, погружающейся в астеносферу.

Динамическая природа гравитационных аномалий над зонами субдукции подчеркивается тем, что расстояние между положительным и отрицательным экстремумами остается постоянным (примерно 115 км) и не зависит от типа и параметров субдукции (см. рис.36). На фоне общей уравновешенности земной поверхности в поле силы тяжести столь сильные нарушения изостазии (полный размах аномалий - до 400 мГал) являются однозначным

индикатором обстановки субдукции. Ни в какой другой геодинамической обстановке подобные гравитационные аномалии возникнуть не могут.

2.4. Магнитное поле

Над областями континентального рифтогенеза магнитное поле, как правило, является маловыразительным. Иногда в качестве индикатора рифтов приводят наличие интенсивных положительных линейных магнитных аномалий,

связывая их с присутствием в "гранитной" коре рифтов сильномагнитных базитовых тел. Однако этот индикатор не является однозначным. Во-первых, бимодальный магматизм рифтов (от кислого до ультраосновного) приводит к довольно сложному рисунку магнитного поля над рифтами. Во-вторых, сходная морфология магнитных аномалий наблюдается в совсем иных геодинамических обстановках. Поэтому простой качественный анализ магнитного поля - малозффективный инструмент диагностики рифтового режима.

Гораздо более мощным средством в данном случае является количественная интерпретация магнитных аномалий. При массовых расчетах глубины залегания источников аномалий с последующей статистической обработкой результатов она позволяет оценить мощность *магнитоактивного слоя* коры, т.е. слоя, в котором сосредоточены источники магнитных аномалий. Результат такой процедуры для Байкальского континентального рифта показан на рис.37.

Как известно, необходимым следствием континентального рифтогенеза является прогрев литосферы. В то же время, глубина возможных источников магнитных аномалий также косвенно контролируется термическим режимом недр. При температуре выше *точки Кюри* (для большинства горных пород, содержащих ферромагнитные минералы - 300–400°C) кора теряет способность создавать магнитные аномалии, сколь высокомагнитными породами она ни была бы сложена. Как видно из рис.37, под Байкальским рифтом мощность магнитоактивного слоя сокращается до 16 км, а по периферии рифта возрастает до 30 км и более.

Таким образом, индикатором обстановки континентального рифтогенеза служит резкое (до 50%) сокращение мощности магнитоактивного слоя, связанное с прогревом более глубоких горизонтов коры выше точки Кюри.

Магнитное поле океана - не только ярчайший индикатор обстановки спрединга, но и мощное средство геоисторического анализа эволюции литосферы. Можно сказать, что выявление специфики и объяснение природы магнитных аномалий Мирового океана является крупнейшим открытием геофизики XX в.

Специфика магнитных аномалий СОХ (рис.38) состоит в их линейности, знакопеременности и физической симметрии относительно центра спрединга. Спрединг океанского дна идет на фоне частых *инверсий* (смена полярности) геомагнитного поля, которые носят глобальный характер и, следовательно, могут быть датированы по независимым данным. Например, современная эпоха прямой полярности (ей отвечает осевая аномалия 1, расположенная над центром спрединга и имеющая повышенную интенсивность) имеет

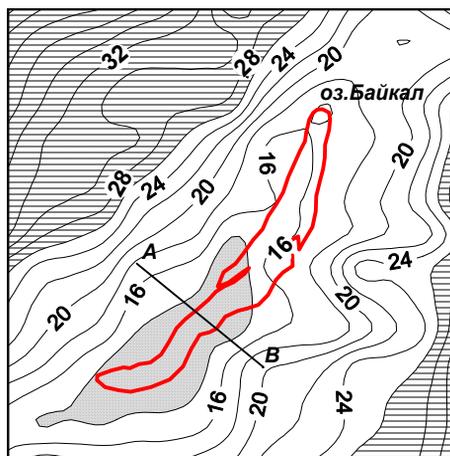


Рис.37. Мощность магнитоактивного слоя коры (в км) под Байкальским континентальным рифтом и его обрамлением.

Показано местоположение профиля АВ (см.рис.39).

продолжительность около 700 тыс. лет. В более древние эпохи базальты, излившиеся в рифтовой зоне СОХ, также намагничивались в направлении существовавшего поля. В процессе непрерывного спрединга новообразованные блоки коры раскалывались пополам и отодвигались в стороны от центра спрединга. Когда геомагнитное поле меняло полярность (испытывало

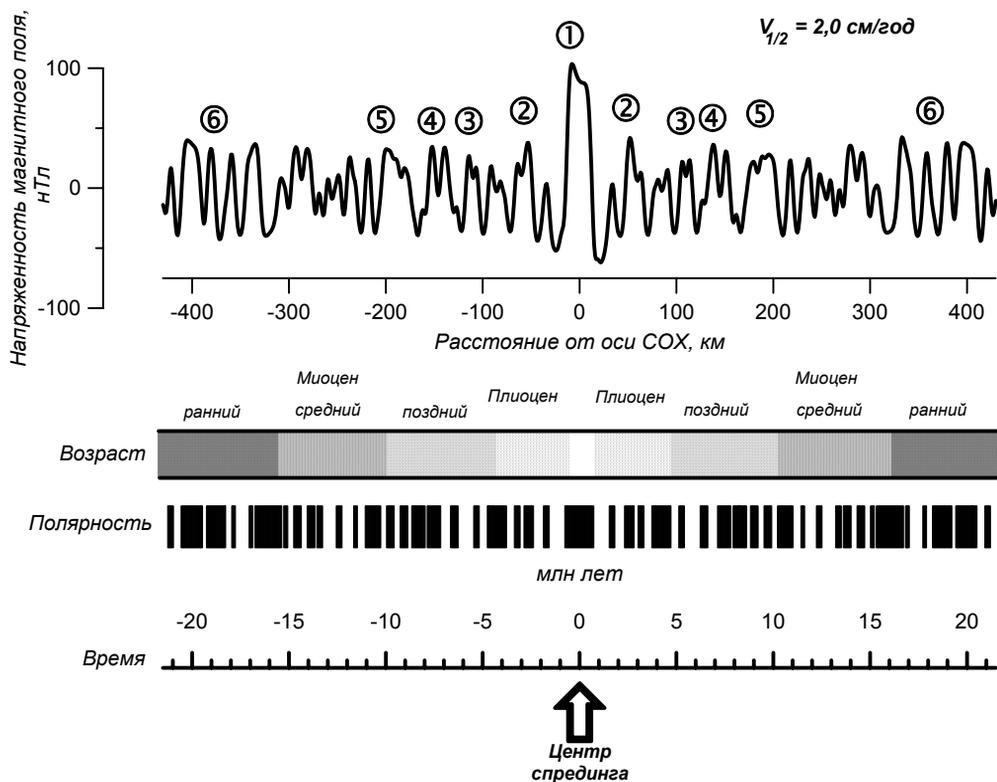


Рис.38. Линейные магнитные аномалии над срединно-океанским хребтом. Цифры в кружках – номера аномалий, черное – прямая полярность.

инверсию), следующая порция коры намагничивалась обратно по отношению к предыдущей.

Таким образом, дно океана представляет как бы гигантскую магнитофонную ленту, на которой записаны инверсии магнитного поля Земли в геологическом прошлом. Если нам известен возраст инверсий, то появляется возможность дистанционно определить возраст океанского дна, а следовательно, и скорость спрединга. Эта интерпретационная схема известна как модель Вайна-Мэтьюза.

2.5. Тепловое поле

Около 80% тепла, излучаемого Землей в космическое пространство, выходит из ее недр на поверхность через дивергентные границы плит. Поэтому тепловые аномалии являются яркими индикаторами геодинамических

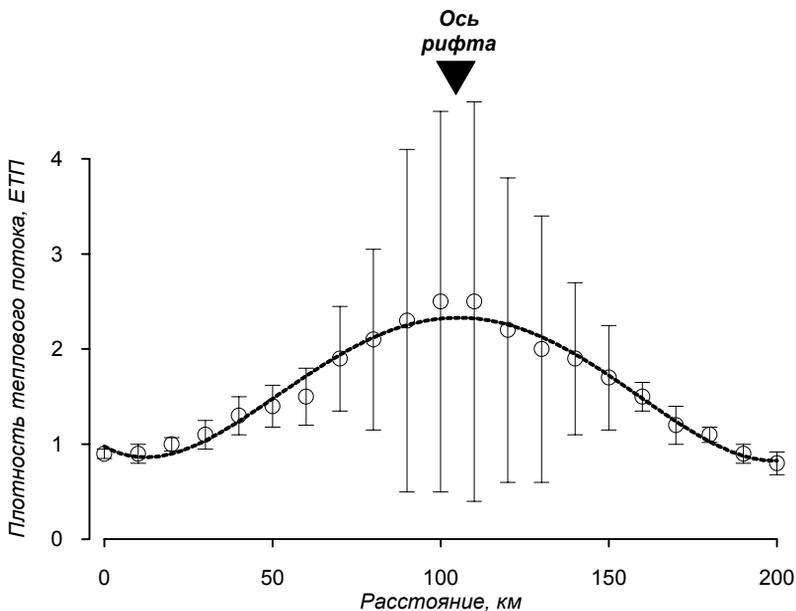


Рис.39. Типичный профиль плотности теплового потока над Байкальской рифтовой зоной. Местоположение профиля показано на рис.37.

обстановок, имеющих место на таких границах - континентального рифтогенеза и спрединга.

Тепловое поле континентальных рифтов характеризуется двумя главными признаками (рис.39). Во-первых, над осью рифта наблюдается положительная аномалия плотности теплового потока интенсивностью до 2 – 3 ЕТП (единиц теплового потока). Во-вторых, что еще более существенно, над осью рифта резко возрастает разброс измеренных значений теплопотока - он достигает 100% средней величины. Последнее объясняется таким образом. Как известно, для Земли характерны два механизма теплопереноса: *кондуктивный (молекулярный)* и *конвективный*. В рифтах интенсивность кондуктивного теплопотока увеличивается за счет утонения литосферы и подъема горячей астеносферы. Кроме того, к кондуктивному теплопотоку добавляется конвективный: тепло переносится не только путем молекулярного взаимодействия, но и вместе с поднимающимся веществом - лавами вулканов и термальными водами.

В рифтах, развивающихся по пассивной схеме (рис.40, а), вклад

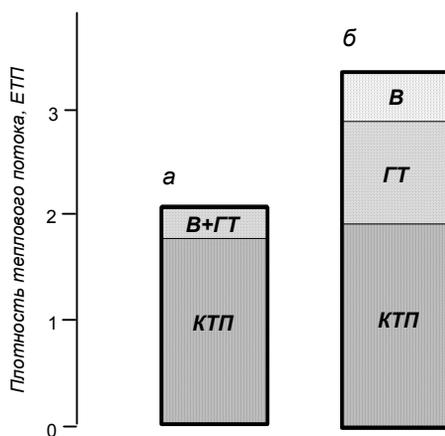


Рис.40. Структура суммарного теплопотока в континентальных рифтах, развивающихся по пассивной (а) и активной (б) схемам.

Здесь и на рис.41: КТП – кондуктивный теплопоток, ГТ – мощность разгрузки гидротерм, В – то же, вулканизма

конвективной составляющей в суммарный теплоток относительно невелик - от 10 до 20%. Вместе с тем, именно конвективный теплоперенос обуславливает сильный разброс значений теплоток даже в рифтах, развивающихся по пассивной схеме (пример Байкальского рифта на рис.39). В активных же рифтах, где вулканизм и гидротермальная активность гораздо интенсивнее, вклад конвективной составляющей в суммарный теплоток сравним с кондуктивной (рис.40, б).

Примерно такова же природа теплопереноса в обстановке спрединга (рис.41), правда, с некоторыми существенными отличиями. Прежде всего, над осью СОХ аномалия плотности теплоток достигает десятков, а иногда первых сотен ЕТП. Это - экстремальная величина теплоток для Земли:

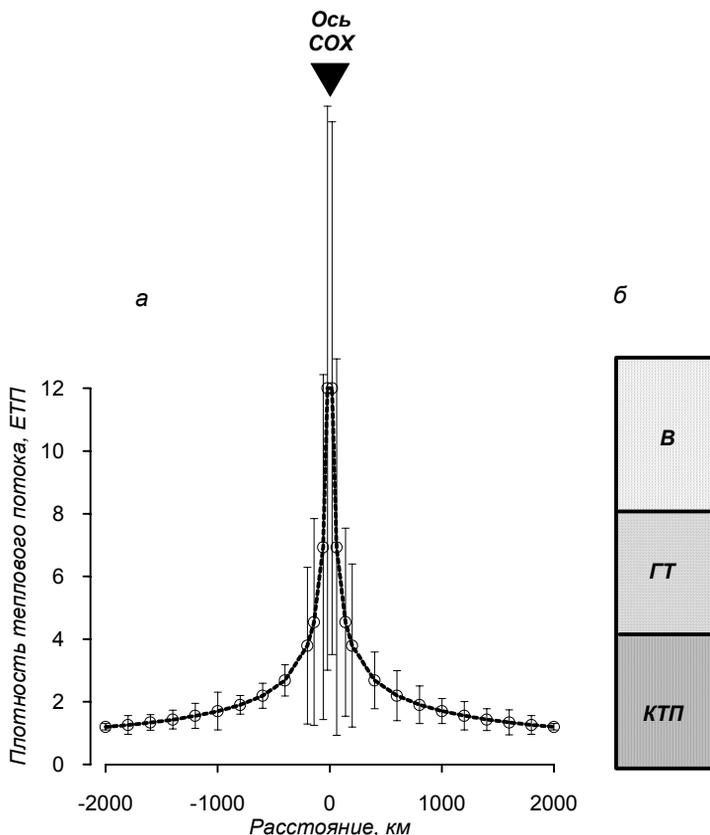


Рис.41. Типичный профиль плотности теплового потока над срединно-океанским хребтом (а) и структура суммарного теплоток в океанских рифтовых зонах (б). Полускорость спрединга 2 см/год.

никакая другая геодинамическая обстановка, кроме спрединга, не формирует столь интенсивных аномалий теплового поля.

Вклад конвективного теплопотока, связанного с вулканизмом и разгрузкой гидротерм, в рифтовых зонах СОХ в 2–3 раза превышает кондуктивную составляющую, хотя и молекулярный теплоперенос остается аномально интенсивным. Это объясняется: 1) близостью к поверхности (всего 5–10 км) горячей астеносферы; 2) обильным вулканизмом СОХ, и 3) постоянной гидротермальной циркуляцией океанской воды по системе открытых трещин в осевой зоне СОХ.

Характерной особенностью океанского теплового потока является то, что уже при небольшом удалении от оси СОХ его интенсивность резко уменьшается, причем до значений меньших, чем средняя величина континентального теплопотока. С учетом того, что океан служит своеобразным "выпускным клапаном" тепловой машины Земли, подобная ситуация может показаться парадоксальной. На самом деле она вполне логична и легко объяснима.

Дело в том, что вне осевой части СОХ резко уменьшается вулканизм и прекращается гидротермальная циркуляция (трещины закупориваются сверху накапливающимися осадками). Таким образом, конвективный теплоперенос затухает вовсе, а интенсивность кондуктивного резко снижается за счет утолщения литосферы. Более того, основные и ультраосновные породы, которыми сложена океанская литосфера, хуже проводят тепло, чем породы "гранитного" слоя континентальной коры. Последние, вдобавок ко всему, способны сами генерировать тепло: как известно, радиоактивный распад дает около 40% континентального теплопотока. Именно потому тепловые аномалии над СОХ гораздо резче, чем над континентальными рифтами, а осредненные значения теплопотоков через континенты и океаны близки между собой (см. курс "Геодинамика").

2.6. Методология геофизического анализа эволюции литосферы

Приведенные в разделах 2.1 – 2.4 примеры показывают, что для каждой геодинамической обстановки характерны индивидуальные аномалии различных геофизических полей. Эти аномалии в совокупности однозначно определяют ту или иную геодинамическую обстановку и не позволяют спутать ее с любой другой.

В то же время, легко видеть, что наиболее четкие геофизические реперы маркируют обстановки рифтогенеза, спрединга и субдукции. Сложнее дело обстоит с геофизическими индикаторами аккреции и коллизии. Причина в том, что чем более зрелые стадии цикла Уилсона мы рассматриваем, тем большая часть геофизических индикаторов этой стадии оказываются унаследованной от предшествующих геодинамических обстановок. Эта тенденция определяет двоякую возможность геофизического анализа эволюции литосферы (схема).

Прежде всего, процесс извлечения палеогеодинамической информации из геофизических полей - чисто *дедуктивный*. В его основе лежит гипотеза о генезисе и стиле эволюции литосферы конкретного региона. Эта гипотеза проверяется и корректируется фактическими данными.

Важнейшим этапом является анализ консервативности различных геофизических полей. В процессе непрерывной эволюции литосферы неизбежно меняются связанные с ней геофизические поля. Но наряду с этим существуют консервативные геофизические характеристики. Они сохраняются в скрытом

виде в современных геофизических полях и несут информацию об эволюции литосферы тех регионов, где эти поля измерены.

Геофизические аномалии, связанные с древними геодинамическими обстановками и сохранившиеся в современных полях, называются *ретроспективными*. Если какая-то составляющая в сегодня измеренном геофизическом поле носит ретроспективный характер, то весь вопрос состоит в том, хватает ли аппаратурных возможностей, чтобы ее зарегистрировать



Блок-схема геофизического анализа эволюции литосферы.

(ретроспективный сигнал в суммарном поле может быть очень слабым), а также хватает ли интерпретационных (алгоритмических и компьютерных) возможностей, чтобы этот сигнал выделить на фоне аномалий-помех. Для поиска ретроспективных составляющих применяется весь арсенал методов трансформации и количественной интерпретации геофизических полей (см. схему).

В качестве примера консервативного геофизического поля на рис.42 показано выделение ретроспективных магнитных аномалий над структурой, развивающейся по цепочке "континентальный рифт — молодой океан — локальная палеоось спрединга" (см. рис.2).

Обстановка спрединга океанского дна в молодом бассейне шириной около 200 км (аналог современного Красного моря) четко маркируется знакопеременными магнитными аномалиями интенсивностью до 200 нТл (рис.42, а). Источники аномалий связаны с относительно тонким слоем подушечных базальтовых лав (подслой 2А океанской коры). Более глубокие источники магнитных аномалий в океанской литосфере отсутствуют прежде всего из-за жестких термических условий, связанных с подъемом астеносферы. Интерпретация магнитных аномалий над молодым океаном позволяет определить возраст его дна и скорость спрединга (см. раздел 2.3).

Дальнейшая эволюция молодого океана идет по пути побочного ответвления цикла Уилсона - океан превращается в локальную палео-ось спрединга (рис.42, б). Бывшая океанская кора погружается и перекрывается осадками. Астеносфера под ней кристаллизуется, литосфера постепенно остывает, и ее мощность увеличивается. В этих условиях в суммарном магнитном поле появляется интенсивная низкочастотная составляющая, связанная с глубинными источниками в палеоокеанской литосфере. Она затушевывает "спрединговый" сигнал. Высоочастотные аномалии все же просвечивают в суммарном магнитном поле, однако чтобы их зарегистрировать, необходима детальная магнитная съемка.

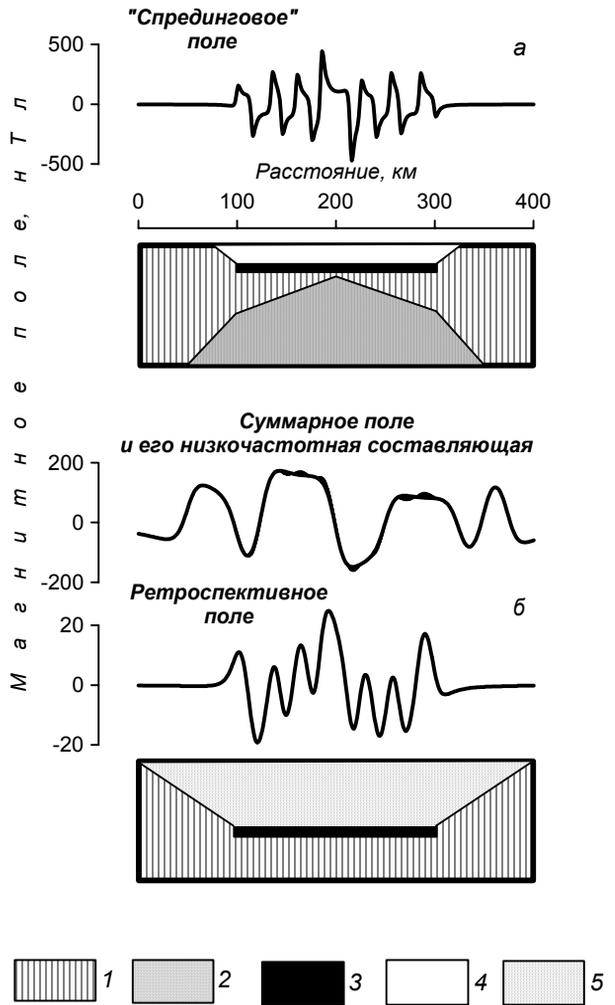


Рис.42. Пример консервативного геофизического поля: магнитные аномалии над молодым океаном (а) и локальной палеоосью спрединга (б). 1 – литосфера, 2 – астеносфера, 3 – океанская кора, 4 – вода, 5 – осадки.

Для анализа ретроспективного магнитного поля над локальной палеоосью спрединга применяются методы частотной фильтрации. Выделенные таким образом ретроспективные магнитные аномалии сильно отличаются от исходного "спредингового" поля. Снижаются их интенсивность и градиент за счет заглупления источника аномалий и "стирания" первичной остаточной намагниченности океанской коры. Однако, что самое важное, последовательность знакопеременных магнитных аномалий в ретроспективном поле остается той же, что в "спрединговом" поле.

Приведенный пример показывает, что океанская кора может консервировать свою инверсионную намагниченность даже спустя сотни миллионов лет после прекращения спрединга. Эта кора, превратившись в фундамент глубокого осадочного бассейна, заложившегося на месте бывшего океана, создает ретроспективный сигнал, просвечивающий в суммарном магнитном поле над локальной палеоосью спрединга. Выделив этот сигнал и сопоставив его со шкалой геомагнитной полярности (так, как это делается в современном Мировом океане), мы можем дистанционно определить возраст и скорость спрединга палеоокеанской коры, залегающей в основании осадочного бассейна.

В главе 4 будет показано, как интерпретация ретроспективных магнитных аномалий позволяет определить возраст глубоких осадочных бассейнов, заложившихся на древней океанской коре.

Теперь рассмотрим пример неконсервативного геофизического поля - плотности теплового потока для той же эволюционной цепочки "континентальный рифт - молодой океан - локальная палеоось спрединга" (рис.43).

Для обстановки континентального рифтогенеза (рис.43, а) мы наблюдаем аномалию плотности теплового потока интенсивностью около 4 ЕТП над осью рифта, при симметричном снижении интенсивности теплопотока до "нормальных" континентальных значений 1,0 – 1,2 ЕТП по периферии структуры.

В молодом океане (рис.43, б) резкая аномалия теплопотока над осью спрединга (до 16 ЕТП) ограничена по периферии областями аномально низкого теплопотока (0,8 – 0,9 ЕТП). При переходе от океана к континенту плотность теплопотока вновь несколько увеличивается, достигая "нормальных" континентальных значений.

Над локальной палеоосью спрединга (рис.43, в) характер теплового поля ничем не напоминает резкие положительные аномалии теплопотока над рифтом и молодым океаном. Наоборот, бывшая океанская впадина корреспондирует с региональным понижением теплового потока. Это объясняется: 1) охлаждением и кристаллизацией астеносферы и увеличением мощности литосферы; 2) отсутствием источника радиогенного тепла ("гранитного" слоя) в палеоокеанской коре; 3) экранированием глубинного теплопотока мощным и плохо проводящим тепло осадочным слоем. Лишь незначительное увеличение плотности теплопотока над центром осадочного бассейна отражает остаточные тепловые эффекты и напоминает о предшествующей рифтовой эволюции структуры.

Таким образом, если бы мы захотели найти в тепловом поле локальной палеооси спрединга какие-то ретроспективные составляющие, связанные с рифтогенезом и спредингом, нам бы это не удалось, так как тепловое поле в данном случае - неконсервативное.

Однако даже в тех случаях, когда ретроспективные составляющие в современных геофизических полях отсутствуют, неконсервативные поля все же могут быть использованы для геофизического анализа эволюции литосферы. В этом случае применяется косвенный подход к их интерпретации (см. схему). Геофизические поля рассматриваются как функция возраста и состояния литосферы, несущей их источники. Моделируется эволюция литосферы и связанных с ней геофизических полей, а затем параметрические (модельные) поля сопоставляются с реальными.

На рис.43, в хорошо видна одна из таких особенностей параметрического теплового поля над локальной палеоосью спрединга. Это - симметричные ступенчатые аномалии теплототока на контактах континентальной и палеоокеанской литосфер. Такие аномалии объясняются различной теплопроводностью "гранитной" и "базальтовой" коры. Тепло, идущее из недр, легче распространяется через "гранитный" слой. Вследствие этого над краями континентальных блоков наблюдаются небольшие положительные аномалии теплототока, а над краями палеоокеанского блока - сопряженные с ними отрицательные аномалии. Описанная структура параметрического теплового поля над локальной палеоосью спрединга служит косвенным индикатором предшествующих (рифтового и спредингового) этапов ее эволюции.

Сочетание двух подходов - прямого и косвенного - делает геофизический анализ эволюции литосферы универсальным средством. На завершающих этапах анализа (см. схему) результаты обоих подходов сопоставляются, исходная гипотеза корректируется и вновь проходит проверку экспериментальными данными и теоретическими расчетами.

При условии достаточно полной и качественной геофизической изученности конкретного региона всегда имеется возможность чисто дедуктивным путем построить его геодинамическую модель, т.е. понять, когда, как и сколько времени эволюционировала его литосфера. Такая модель в дальнейшем может проверяться прямыми геологическими наблюдениями, а также сама направлять геологическое изучение региона.

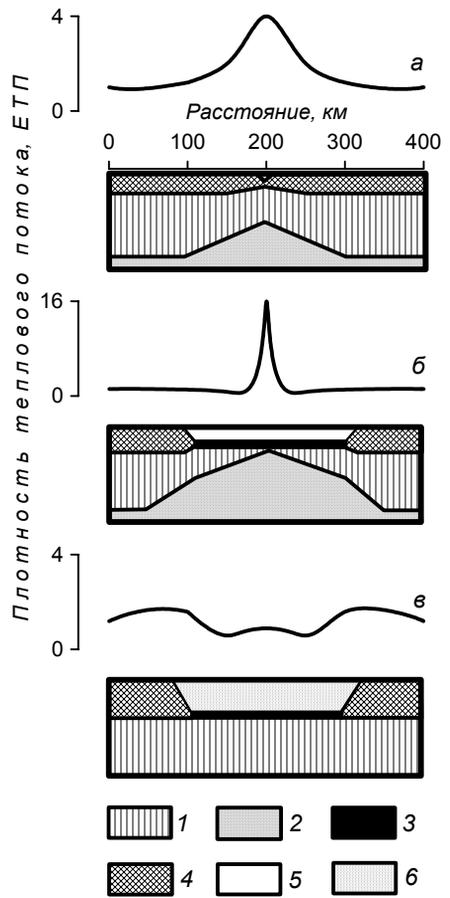


Рис.43. Пример неконсервативного геофизического поля: плотность теплового потока над континентальным рифтом (а), молодым океаном (б) и локальной палеоосью спрединга (в).

1 – литосфера, 2 – астеносфера, 3 – океанская кора, 4 – континентальная кора, 5 – вода, 6 – осадки.

Завершая рассмотрение теоретических основ геофизического анализа эволюции литосферы, твердо запомним три главных методических принципа.

Принцип 1. Дедуктивный геофизический анализ эволюции литосферы эффективен лишь в сочетании с индуктивным обобщением геологических данных.

Гипотеза о генезисе и стиле эволюции литосферы, лежащая в основе всех наших построений (см. схему), как уже говорилось, чисто дедуктивна. В конечном итоге, она опирается на весь комплекс знаний о закономерностях эволюции литосферы, которые дала геологу современная геодинамика. Исходная гипотеза может быть и чисто умозрительной, но в этом случае трудно достичь хорошей сходимости и согласованности конечной геодинамической модели.

Следовательно, чем обширнее наши индуктивные знания о геологии конкретного региона, тем полнее исходная дедуктивная гипотеза, тем корректнее последующий геофизический анализ и тем более качественной получится конечная геодинамическая модель. Этот принцип лишней раз подчеркивает сложное взаимодействие индуктивного и дедуктивного знания в геологии. Вспомним слова М.В.Ломоносова: "Из наблюдений устанавливать теорию, через теорию исправлять наблюдения есть лучший способ к изысканию правды".

Принцип 2. Геодинамическая модель литосферы, созданная на основе геофизического анализа, всегда неединственна.

Как любой дедуктивный метод, геофизический анализ эволюции литосферы имеет естественные смысловые ограничения. Пользуясь им, мы не можем установить причину явления, а лишь способны отбраковать несостоятельные причины. Конкретно к нашему случаю: анализ может строго опровергнуть такую-то исходную гипотезу об эволюции литосферы конкретного региона, которую мы предложили, показав ее физическую несостоятельность и несогласованность. Но нам в принципе не удастся доказать, что такая-то предложенная нами гипотеза - единственно верная, даже если она прошла всю количественную проверку и дала на выходе согласованную геодинамическую модель (см. схему). Ведь вполне может оказаться, что существуют другие гипотезы, помимо нашей, которые проходят проверку не хуже, но до которых мы просто не додумались в силу ограниченности наших знаний и воображения.

Принцип 3. Геофизический анализ не противопоставляется геологической интерпретации, а дополняет ее.

Геофизический анализ ни в коей мере не призван конкурировать с традиционными геологическими методами познания эволюции литосферы. В силу абстрактности любых геофизических построений, геологическая интерпретация всегда останется более однозначной и достоверной. Но подавляющее большинство объектов и процессов, принципиально важных для понимания геологической эволюции нашей планеты, останутся труднодоступными для прямого наблюдения в обозримом будущем. Если говорить об объектах, то это все глубинные оболочки Земли, дно Мирового океана, фундамент глубоких осадочных бассейнов.

Именно для познания таких объектов и предназначен в первую очередь геофизический анализ эволюции литосферы.

Часть 2. Примеры анализа

Глава 3. Локальная нестабильность спрединга срединно-океанских хребтов

В грядущие времена эти два десятилетия, за которые человек достиг нового уровня познания своей родной планеты, будут вспоминаться как одна из великих эпох в истории науки. Простотой и величием своим гипотеза спрединга океанского дна завладела умами ученых всего мира.

Р.Ревелл

3.1. Постановка проблемы

В 1961 – 1962 гг. американские геофизики Р.Дитц и Г.Хесс ввели в геологический язык понятие спрединга (раздел 1.3). В 1963 г. англичане Ф.Вайн и Д.Мэтьюз обосновали метод дистанционного определения возраста океанского дна и скорости спрединга по магнитным аномалиям (раздел 2.3).

С тех пор более 30 лет СОХ интенсивно изучались, причем все более совершенными геолого-геофизическими методами. Ученые убедились в жизнеспособности и чрезвычайной плодотворности открытий, сделанных в начале 1960 гг.. Родившиеся как гипотезы (Хесс сам назвал свою идею о спрединге "опытом геопоззии"), сегодня они стали прописными истинами.

Однако природа всегда сложнее схем, ее описывающих. Именно поэтому сегодня нас перестали удовлетворять первоначальные примитивные представления о спрединге как о линейном процессе, идущем на одном месте, в одном направлении и с постоянной скоростью. Выяснилось, что спрединг СОХ носит прерывистый, диффузный характер. Рифтовые долины сложно сегментированы вдоль простирания: помимо давно выявленных крупных трансформных разломов они осложнены большим числом мелких поперечных нарушений. Короткоживущие ("мгновенные") центры спрединга мигрируют в пределах рифтовых зон СОХ, испытывая локальные продвижения (propagating), перекрытия (overlapping) и перескоки (jumping). Эти мелкомасштабные, но повсеместно распространенные особенности эволюции СОХ взаимосвязаны и обусловлены единой геодинамической причиной. Поэтому они объединяются общим термином *локальная нестабильность спрединга*.

Для чего необходимы детальный анализ локальной нестабильности спрединга и объяснение ее причин? Спрединг в современном понимании - это комплекс сложных тектонических, магматических и гидротермальных процессов, неравномерных во времени и пространстве. Их реконструкция принципиально важна не только для геологии, но и для фундаментальной науки в целом. Со спредингом, в частности, связано одно из самых удивительных явлений на Земле - океанские гидротермы, известные также как "черные курильщики" (black smokers). Океанская вода постоянно фильтруется через кору СОХ - уходит в нее холодной по системе открытых тектонических трещин и возвращается на

поверхность в виде перегретого пара после контакта с неглубоко залегающей под СОХ астеносферой. Гидротермальная циркуляция идет с огромной, по геологическим меркам, скоростью - расчеты показали, что достаточно всего 6–8 млн лет, чтобы вся вода Мирового океана профильтровалась через кору. "Черные курильщики" выносят в придонный слой океана газы и металлы, вокруг них формируются залежи сульфидных руд и живут колонии необычных организмов, не встреченных больше нигде на Земле.

Таким образом, открытие в последние годы всего лишь одного явления, непосредственно связанного со спредингом океанского дна - гидротермальной циркуляции - совершило переворот не только в геологии, но и в гидробиологии, гидрофизике, гидрохимии и других смежных науках.

Но условия для гидротермальной циркуляции существуют не просто в пределах рифтовых зон СОХ, а лишь непосредственно над действующими магматическими камерами. Значит, с учетом того, что "мгновенные" оси спрединга мигрируют как вкрест, так и по простиранию рифтовых зон СОХ, даже для того, чтобы просто обнаружить "черный курильщик", нам необходимо детально описать динамику дивергентной границы.

Работы последних лет показали, что эта проблема может быть успешно решена на основе детального анализа гидромагнитных и батиметрических данных.

3.2. Район работ и исходные материалы

На рис.44 показана структурная схема района, где исследовалась локальная нестабильность спрединга. Это отрезок Срединно-Атлантического хребта (САХ) между трансформными разломами Марафон (12°с.ш.) и Кейн (24°с.ш.).

С точки зрения глобальной тектоники район интересен тем, что здесь контактируют 3 главных литосферных плиты: Африканская, Северо-Американская и Южно-Американская. Границей между двумя последними служит западный неактивный след разлома Пятнадцать Двадцать - на нем в настоящее время происходит слабое сжатие, т.е. тип границы Северо-Американской и Южно-Американской литосферных плит, строго говоря, переходный от трансформного к конвергентному. Подобный переход детально рассмотрен в разделе 1.4 (рис.22, б). Активная часть разлома Пятнадцать Двадцать, заключенная между примыкающими к ней отрезками САХ - трансформная граница Африканской и Южно-Американской литосферных плит. Южнее разлома Пятнадцать Двадцать плита имеет дивергентную границу с Южно-Американской, а севернее - с Северо-Американской плитой.

В 1990 – 1993-х гг. российскими научно-исследовательскими судами "Севморгеология", "Академик Ферсман" и "Профессор Логачев" была выполнена галсовая геофизическая съемка района, покрывшая полосу шириной около 100 км и длиной около 1200 км вдоль рифтовой долины САХ (см. рис.44). Отрезок между 20 и 21°с.ш. к сожалению остался незаснятым. Расстояние между съемочными галсами составляло в среднем 8 – 10 км, своими концами они захватывали борта рифтовой долины, т.е. кору с возрастом 3 – 3,5 млн лет. Следовательно, именно для такого возрастного интервала изучалась локальная нестабильность спрединга САХ.

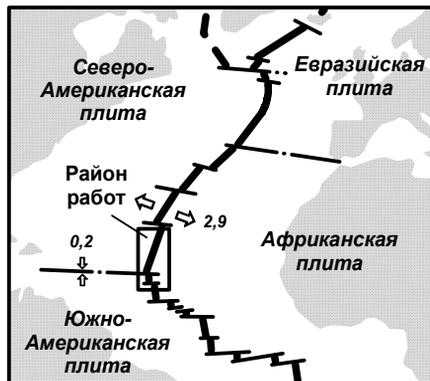
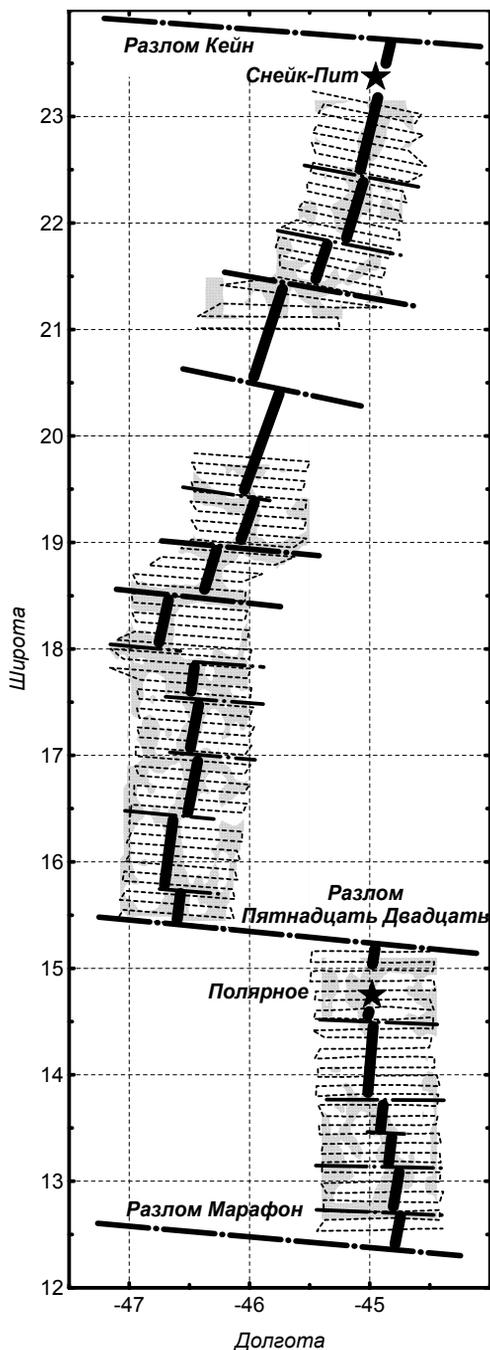


Рис.44. Структурная схема участка Срединно-Атлантического хребта, где исследовалась локальная нестабильность спрединга. Показаны: дивергентная граница (ось САХ), трансформные разломы, галсы геофизических съемок (штрих-пунктир), местоположение гидротермальных полей Снейк-Пит и Полярное. Заштрихованы области с глубиной дна более 3000 м.

Уже на региональной схеме (см.рис.44) видна сложная структура рифтовой долины. Она сегментирована, помимо крупнейших трансформных разломов Кейн, Марафон и Пятнадцать Двадцать, большим числом мелких

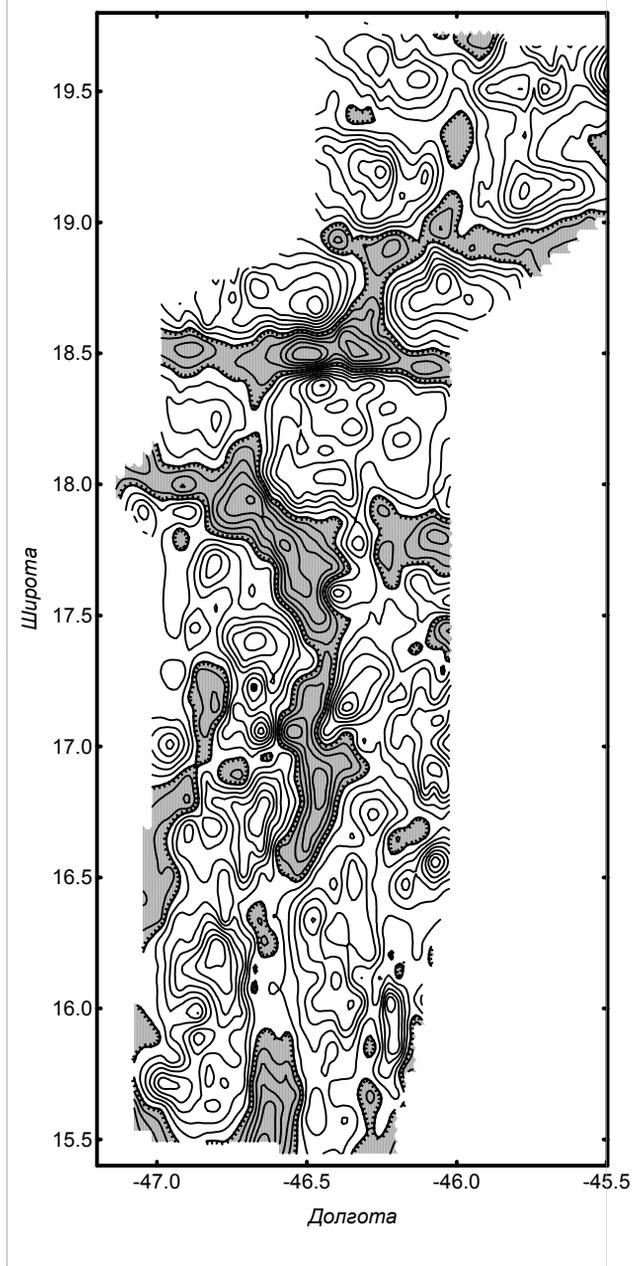


Рис. 45. Батиметрическая карта отрезка САХ между 15 и 20° с.ш. Области с глубиной дна более 3600 м заштрихованы.

поперечных нарушений. Простираение рифтовой долины отклоняется от общего меридионального, а глубина ее дна сильно варьирует: от минимальных отметок 2900 м (14°с.ш.) и 2700 м (21,5°с.ш.) до максимальных около 5000 м вблизи крупных трансформных разломов.

Еще лучше сложная структура рифтовой долины видна на детальной батиметрической карте отрезка 15 – 20°с.ш. (рис.45). Например, хорошо прослеживается трансформный разлом 2-го порядка в районе 18,5°с.ш. Горизонтальная амплитуда смещения составляет 40 – 50 км. Дно в пределах разлома опущено до глубины 4500 – 4600 м, а на примыкающих с севера приразломных горах оно, наоборот, приподнято до отметок 2000 – 2200 м. В целом, дно рифтовой долины на всем отрезке САХ от 12 до 24°с.ш. расположено глубже "зеркала астеносферы" (см. раздел 1.3).

На рис. 46 приведена карта магнитного поля над отрезком САХ между 15 и 20°с.ш. Прежде всего видно, что при детальном масштабе исследование линейное магнитное поле зоны спрединга приобретает сложную трехмерную структуру. Региональная

линейность осложнена локальными изометричными магнитными аномалиями разного знака. Интенсивная (до 400 – 500 нТл) осевая и краевые магнитные аномалии резко изменяются по ширине и амплитуде вдоль рифтовой долины.

Итак, самое главное - это усложнение структуры рифтовой долины и магнитного поля при укрупнении масштаба съемок зоны спрединга. Оно ни в коей мере не отрицает саму концепцию спрединга, но детализирует ее. Спрединг можно рассматривать как линейный двухмерный процесс лишь в глобальном и региональном масштабах.

При ближайшем рассмотрении вулканизм центров спрединга (как любой тектоно-магматический процесс) носит дискретный характер. В отдельно взятый короткий интервал времени разные отрезки рифтовой долины характеризуются разной активностью. В этом - причина сегментированности рифтовой долины, вдольосевых изменений ее глубины и простираия (см. рис.45).

Магнитоактивный слой молодой океанской коры также резко неоднороден. Он дифференцирован по мощности прежде всего из-за нестационарных термических условий в пределах СОХ (см. раздел 2.4), приводящих к ундуляциям изотермы Кюри. Кроме того, резко неоднородна намагниченность базальтов слоя 2А - основных источников магнитных аномалий над СОХ. Многофакторная неоднородность магнитоактивного слоя молодой океанской коры - причина сложной трехмерной структуры магнитного поля над СОХ (см. рис.46).

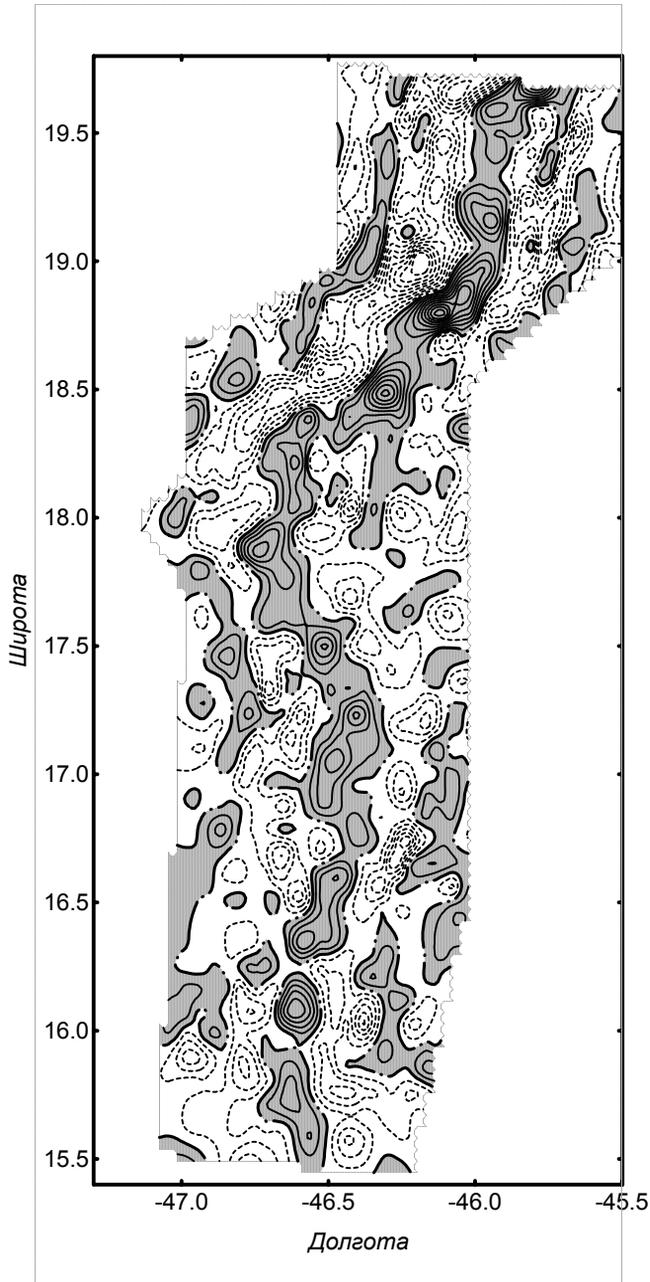


Рис.46. Карта магнитного поля над отрезком САХ между 15 и 20° с.ш. Положительные аномалии заштрихованы.

3.3. Геофизическая диагностика неустойчивости спрединга

При двухмерной (профильной) интерпретации магнитных аномалий СОХ единственное, что мы можем установить достоверно - это факт перескока центра спрединга. Для анализа вдольосевой неустойчивости процесса необходима последующая межпрофильная корреляция данных. Поэтому прежде всего рассмотрим диагностику перескоков, т.е. смещений "мгновенных" центров спрединга в пределах рифтовой долины СОХ.

Основа интерпретации магнитных аномалий океана - определение возраста их источника путем сопоставления со шкалой геомагнитной полярности. Фрагмент такой шкалы для последних 5 млн лет приведен на рис.47.



Рис.47. Фрагмент шкалы геомагнитной полярности для последних 5 млн лет.
Черное - прямая полярность.

700 тыс лет; ей соответствует осевая магнитная аномалия 1, маркирующая осевые зоны (кору с "нулевым" возрастом) всех СОХ Мирового океана. Следующая эпоха преимущественно обратной полярности Матуяма соответствует интервалу 0,7 – 2,5 млн лет. В ней выделяются два коротких ивента (события), когда геомагнитное поле имело прямую полярность: Харамильо (0,8 – 0,9 млн лет, аномалия J) и Олдувай (1,7 – 1,9 млн лет, аномалия 2). Затем снова следует эпоха преимущественно прямой полярности Гаусс (2,5 – 3,3 млн лет, аномалия 2A). В пределах следующей эпохи преимущественно обратной полярности Гильберт выделяются 4 сближенных коротких интервала прямой полярности (3,8 – 4,6 млн лет) - источник аномалии 3.

При "нормальном" спрединге от стабильной оси (рис.48, а) на океанском дне сохраняется запись палеомагнитных эпох и событий, строго симметричная относительно современного центра спрединга. Последний маркирован осевой аномалией обычно повышенной интенсивности. Ширина блоков прямой и обратной полярностей, а следовательно - и расстояние между экстремумами соответствующих магнитных аномалий, пропорциональны скорости спрединга.

На рис.48, б показан пример неустойчивого спрединга. Перескок "мгновенной" оси раскрытия произошел около 1,5 млн лет назад и имел восточное направление. Индикатором перескока, определяющим его возраст, служит "сдвиг" аномалий 2 западнее современного центра спрединга. Как следствие, нарушается симметрия магнитных аномалий. К востоку от осевой аномалии отсутствует аномалия 2, а сразу за аномалией J следует аномалия 2A. Западнее современного центра спрединга, наоборот, обнаруживается "лишняя" аномалия 2. Таким образом, расшифровав структуру магнитного поля над

рифтовой долиной, мы можем определить возраст, направление и горизонтальную амплитуду перескока "мгновенного" центра спрединга.

На рис.48, в показан наиболее сложный индикатор перескока центра спрединга. Это - комбинированная структура осевой магнитной аномалии и ее источника. Причина комбинированной структуры осевой аномалии состоит в следующем. Если перескок "мгновенного" центра спрединга происходит в современную эпоху прямой полярности Брюнес (т.е. за последние 0,7 млн лет) и имеет достаточную горизонтальную амплитуду, то новообразованный центр спрединга в результате перескока попадает в полосу относительно древней обратно намагниченной коры, сформированной в эпоху Мату-яма. По мере спрединга от нового центра древний обратно намагниченный блок коры оказывается

"впечатанным" внутри источника осевой аномалии ("чуждый" блок коры на рис.14, раздел 1.3). Осевая аномалия расширяется и ее морфология усложняется (появляются дополнительные экстремумы).

Добавочным индикатором перескока на рис.48, в служит отсутствие парной аномалии J к востоку от современного центра спрединга. Возраст и горизонтальную амплитуду перескока удастся определить по соотношению

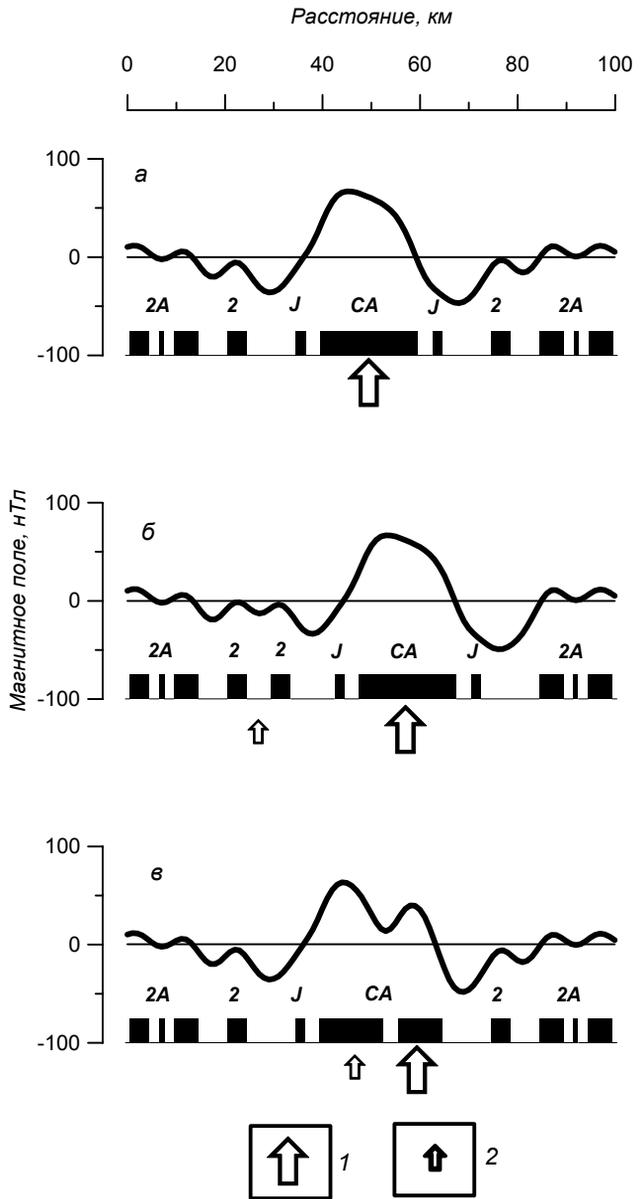


Рис.48. Индикаторы перескоков центра спрединга в магнитном поле. Здесь и на рис.49: CA – осевая (1-я) аномалия, 1 – современный центр спрединга, 2 – древний центр спрединга.

ширины прямо намагниченных блоков коры внутри комбинированного источника осевой аномалии.

Обязательно надо помнить об ограниченной разрешающей способности метода геофизической диагностики перескоков. Если последние очень часты и малоамплитудны, то "мгновенные" оси спрединга после смещений остаются в пределах источника осевой аномалии, ширина которого при скорости спрединга 3 см/год (Центральная Атлантика) составляет около 20 км. Такие перескоки не создают комбинированную структуру осевой магнитной аномалии и, следовательно, они не могут быть выявлены по магнитным данным.

На рис.49 приведен натурный пример интерпретации магнитного поля над осевой зоной САХ в районе 17°с.ш. Индикатор перескока центра спрединга здесь близок к показанному на модельном примере (см. рис.48, б), однако направление перескока - западное. Аномалии 2 сдвоены над восточным бортом рифтовой долины. Кроме того, положение современного центра спрединга очень

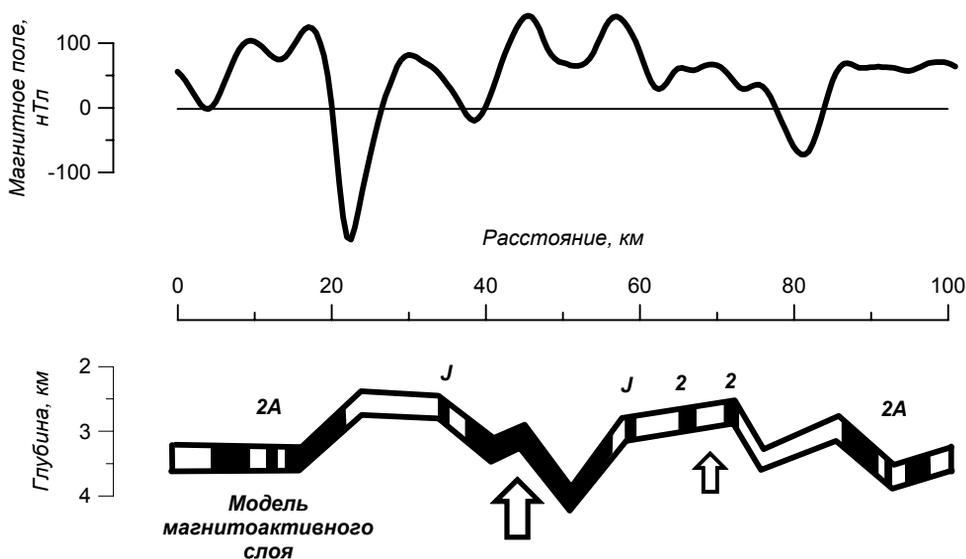


Рис.49. Пример выявления перескока центра спрединга по магнитным и батиметрическим данным.

четко фиксируется батиметрией: ему соответствует хорошо выраженная экструзивная зона, несколько смещенная к западному борту рифтовой долины.

На рис.50 показан результат совместной интерпретации магнитных и батиметрических данных - схема намагниченности коры и идентификации магнитных аномалий над отрезком САХ 15 – 20°с.ш. При сопоставлении рис.50 с рис.45 и 46 видно, что намагниченность коры менее дифференцирована, чем рельеф дна и магнитное поле. Это вполне естественно, так как при интерпретации магнитных аномалий мы учитываем рельеф дна, который сам по себе создает эффект в магнитном поле (приближение или удаление источника от поверхности наблюдения). На результирующей схеме (см. рис. 50) отражен, таким образом, лишь один аномалеобразующий фактор - неоднородная по амплитуде и направлению намагниченность верхнего слоя 2А океанской коры.

На рис.50 отчетливо видна сложная сегментация центра спрединга. На отрезке 17,5 – 18°с.ш. он разбит на такие короткие отрезки, что вообще не удается провести идентификацию краевых магнитных аномалий. Там же, где аномалии идентифицированы, они показывают сложный, диффузный характер эволюции оси раскрытия САХ. Например, севернее 19°с.ш. центр спрединга испытал как минимум два перескока: первый - восточный около 1,5 млн лет назад (индикатор - "сдвигание" аномалий 2 к западу от современного центра спрединга), второй - западный около 0,7 млн лет назад (индикатор - "сдвигание" аномалий J). Южнее, в сегменте 18,5 – 19°с.ш., выявлен единственный перескок центра спрединга с возрастом около 0,6 млн лет. Этот перескок фиксируется комбинированной структурой осевой магнитной аномалии; симметрия аномалий J и 2 не нарушена. Еще южнее (сегмент 18 – 18,5°с.ш.) западный перескок центра спрединга произошел около 0,5 млн лет назад и имел большую горизонтальную амплитуду. В результате восточнее современной оси раскрытия сохранился магнитный "отпечаток" древнего центра спрединга с симметричными аномалиями J и 2. В сегменте 17,5 – 17°с.ш. перескоки вновь удревяются (индикатор - "сдвигание" аномалии 2, но,

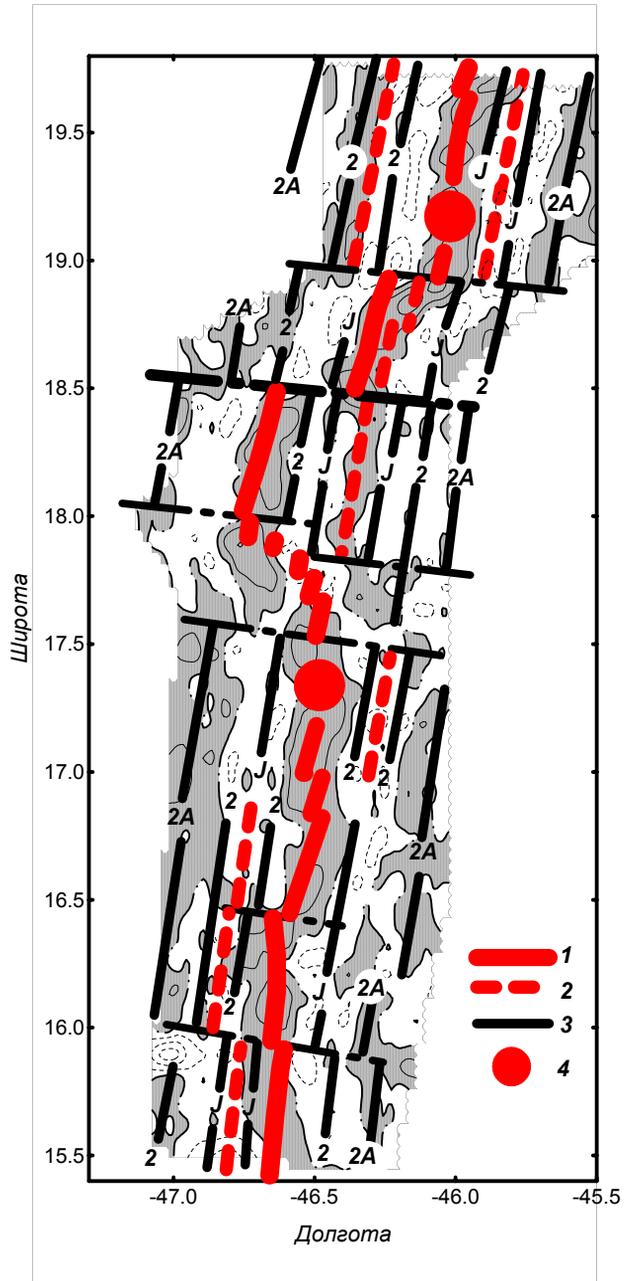


Рис.50. Схема намагнитченности океанской коры и идентификация линейных магнитных аномалий над отрезком САХ между 15 и 20°с.ш.

Области с прямой полярностью намагничивания заштрихованы. 1 – современный центр спрединга, 2 – древний центр спрединга, 3 – ось магнитной аномалии и ее номер (символ), 4 – области наиболее древних перескоков центра спрединга.

в отличие от северного сегмента (19°с.ш.) - восточнее современного центра спрединга). Южнее 17°с.ш. перескоки постепенно омолаживаются и становятся исключительно восточными: над западным бортом рифтовой долины обнаруживаются "сдвоенные" аномалии 2, а южнее 16°с.ш. - аномалии J.

3.4. Вдольосевая миграция неустойчивости спрединга

Профильная интерпретация магнитных и батиметрических данных выявляет разновозрастные и разнонаправленные перескоки "мгновенных" центров спрединга. Межпрофильная корреляция полученных результатов на всем отрезке САХ от 12 до 24°с.ш. позволяет судить о том, как локальная неустойчивость спрединга мигрировала вдоль оси САХ за последние 3 млн лет.

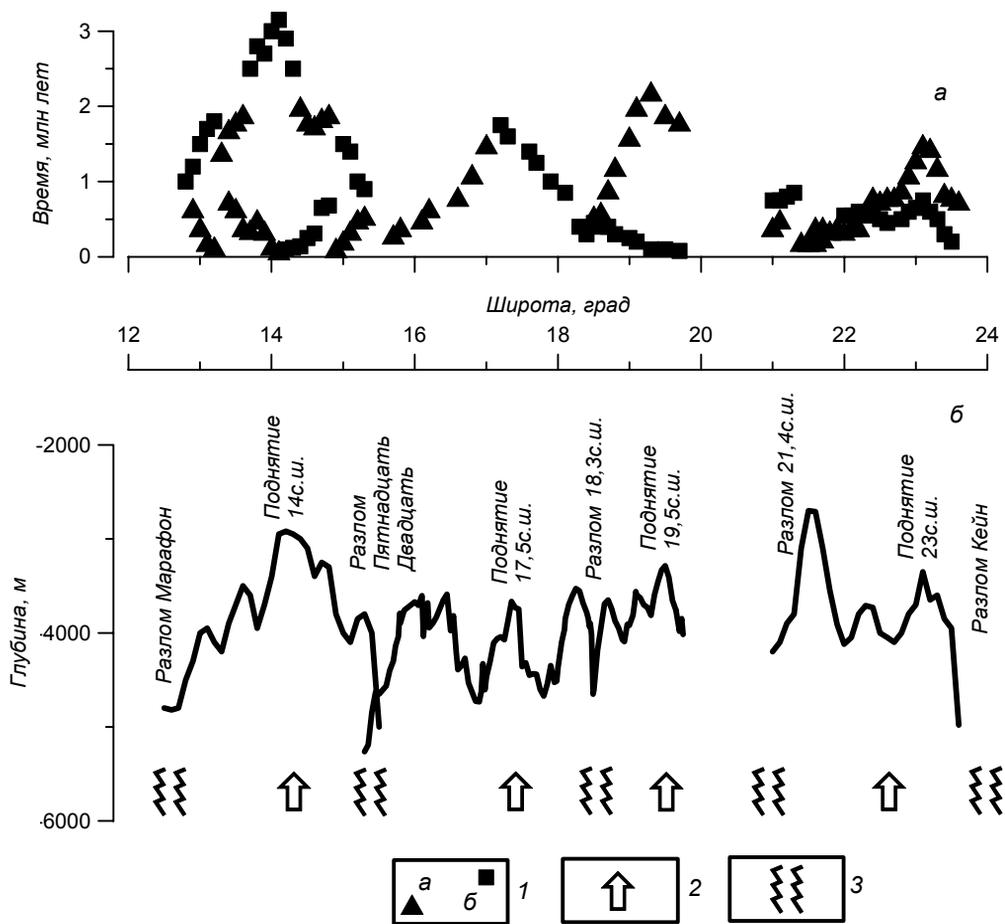


Рис. 51. Реконструкция подосевого астеносферного потока на отрезке САХ между 12 и 24°с.ш.

а – зависимость времени перескоков от широты их выявления, б – продольный батиметрический профиль по дну рифтовой долины;
 1 – направления перескоков: а – восточное, б – западное, 2 – центры мантийного апвеллинга, 3 – барьеры на пути распространения астеносферного потока.

На рис.51, а показана зависимость времени и направления перескоков центров спрединга от широты, на которой они выявлены. Рисунок 51, б показывает изменения глубины дна рифтовой долины (коры с "нулевым" возрастом) для того же отрезка САХ.

Ось спрединга распадается как минимум на 4 относительно крупных (длиной около 300 км) сегмента с различным временем и характером нестабильности спрединга. Границы сегментов - трансформные разломы 1-го порядка (Марафон, Пятнадцать Двадцать и Кейн) и 2-го порядка (18,5 и 21,4°с.ш.). В самом северном сегменте (между разломами Кейн и 21,4°с.ш.) нестабильность спрединга омолаживается к югу и северу от поднятия 23°с.ш., где обнаружены самые древние перескоки с возрастом 1,5 млн лет.

Похожая картина наблюдается в сегменте между разломами Пятнадцать Двадцать и 18,5°с.ш. Возраст перескоков омолаживается от поднятия 17,5°с.ш. (около 1,8 млн лет) до 0,1 – 0,2 млн лет по краям сегмента (см. рис.50).

Гораздо более сложный характер имела нестабильность спрединга в самом южном сегменте, между разломами Марафон (12,5°с.ш.) и Пятнадцать Двадцать. Здесь выявленные перескоки центров спрединга четко разделяются на 2 группы. Первая объединяет относительно древние перескоки (3 – 1 млн лет), омолаживающиеся от поднятия 14°с.ш. к краям сегмента. Вторая группа объединяет относительно молодые перескоки (0,8 – 0,1 млн лет), омолаживающиеся, наоборот, от границ сегмента к центру.

Похожий характер нестабильности спрединга можно предполагать и севернее разлома 18,5°с.ш. Здесь относительно древние перескоки (2,2 – 1,5 млн лет) омолаживаются к югу от поднятия 19,5°с.ш., а относительно молодые, наоборот, от южной границы сегмента к северу. К сожалению, отсутствие данных между 20 и 21°с.ш. (см. рис.44) не позволяет реконструировать здесь нестабильность спрединга с той же детальностью, что в остальных сегментах изученного отрезка САХ.

3.5. Возможные причины нестабильности спрединга

Вопрос о причине вдольосевой миграции нестабильности спрединга пока не имеет однозначного решения. Ясно лишь, что неоднородная тектономагматическая активность СОХ как-то связана с процессами, идущими в верхней части астеносферы: частичным плавлением, отделением базальтового расплава, его подъемом в магматические камеры, продольным и поперечным растеканием вещества на разных глубинных уровнях (см. раздел 1.3).

На рис.52 показаны три альтернативные модели вдольосевой миграции активности оси спрединга на примере самого южного из изученных сегментов САХ между разломами Марафон и Пятнадцать Двадцать. Здесь нестабильность спрединга проявилась раньше всего (около 3 млн лет назад) и имела наиболее сложный характер.

Модель 1 предполагает в качестве причины действие *подосевого астеносферного потока*. Условия для него создаются трехмерной структурой подошвы литосферы под СОХ. Примерно симметричное увеличение мощности литосферы в стороны от центра спрединга создает естественный продольный "канал", по которому астеносферное вещество перетекает вдоль оси СОХ. Сегментация последней поперечными разломами разного порядка создает на

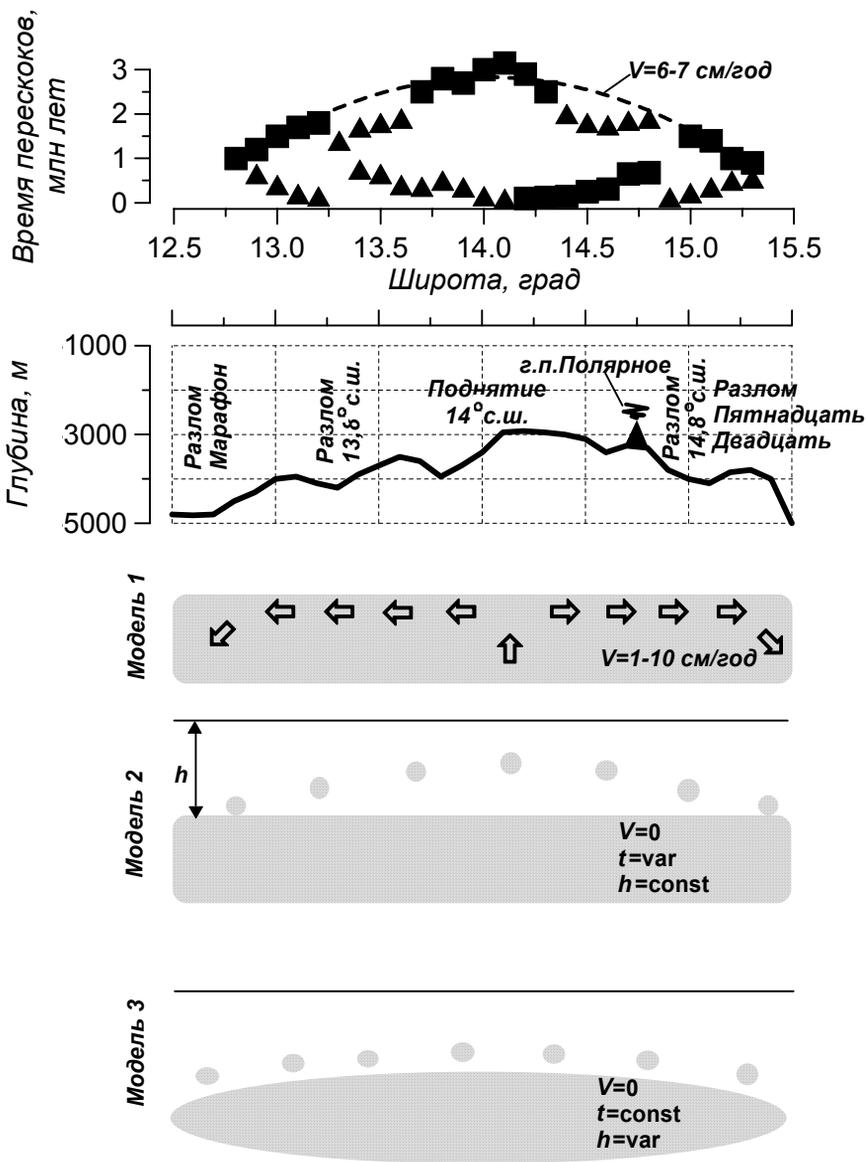


Рис.52. Альтернативные модели миграции активности дивергентной границы для отрезка САХ между 12 и 15°с.ш.

пути потока естественные барьеры ("дамбы"), изменяющие его направление и скорость. Именно такое объяснение показано на рис.51, б, где в пределах всего изученного отрезка САХ между 12 и 24°с.ш. центрам восходящего астеносферного потока (мантийного апвеллинга) соответствуют поднятия 14, 17,5, 19,5 и 23°с.ш., а барьерам на пути распространения потока - разломы Марафон, Пятнадцать Двадцать, 18,5, 21,4°с.ш. и Кейн.

Однако реализация модели 1 (подосевой астеносферный поток) наталкивается на трудности количественного характера.

Скорость вдольосевой миграции нестабильности спрединга варьирует на изученном отрезке САХ от 5 до 30 см/год, т.е. почти на порядок превышает скорость спрединга (2,5 – 3,0 см/год). Эту оценку легко получить, например, по углам наклона линий, аппроксимирующих время перескоков (см. рис.52). Если далее предположить, что нестабильность спрединга мигрирует вдоль оси САХ как минимум на порядок медленнее, чем вызывающий эту миграцию подосевой поток, то скорость последнего должна оцениваться первыми метрами в год (модель 1 на рис.52).

Геохимия базальтов СОХ показывает, что расплав, из которого они формировались, отделялся на глубине 40 – 60 км. В модели 1 примерно на такой глубине должна находиться кровля астеносферного потока. Но чтобы вещество двигалось со скоростью 1 – 10 м/год, оно должно быть чистым расплавом. Если бы такой расплав существовал на глубине всего 40 – 60 км под СОХ, да еще в достаточно мощном слое (чтобы обеспечить ламинарный астеносферный поток), то он непременно был бы обнаружен любыми геофизическими методами - сейсмическим, гравиметрическим, магнитотеллурическим и т.п. Однако экспериментальные данные показывают, что под СОХ, особенно медленносрединговыми, расплав существует лишь в очень локальных, короткоживущих магматических камерах (см. раздел 1.3).

Приведенные соображения создают серьезные трудности перед моделью подосевого астеносферного потока (модель 1) и заставляют искать альтернативные, более правдоподобные объяснения причины миграции нестабильности спрединга.

Модели 2 и 3 (см. рис.52) предлагают такое объяснение. В модели 2 предполагается последовательное отделение расплава ($t=var$) с поверхности астеносферы, находящейся на постоянной глубине $h=const$. Быстрых перемещений в астеносферном слое при этом не требуется ($V=0$). В центре сегмента расплав отделяется от астеносферы раньше, по краям сегмента - позже. При одинаковой скорости вертикального движения расплава он достигнет поверхности дна в разное время, что будет выглядеть как закономерная центробежная миграция активности оси СОХ в конкретном сегменте. Модель 3, напротив, предполагает одновременное ($t=const$) отделение расплава с неровной поверхности астеносферы ($h=var$). По краям сегмента кровля малоподвижного ($V=0$) астеносферного слоя расположена глубже, чем под центром сегмента. При одинаковой скорости вертикального движения расплава магматическая активность в центре сегмента проявится раньше, чем в его краевых частях, что будет, также, как в моделях 1 и 2, выглядеть как центробежная миграция.

Недостатком модели 3 является то, что она неспособна объяснить обратную, центростремительную миграцию области нестабильного спрединга. Следуя логике построения модели 3 (см. рис.52), пришлось бы предположить, что если в интервале 3 – 1 млн лет поверхность отделения расплава была выпуклой, как это и показано на рисунке, то в последний 1 млн лет она почему-то стала вогнутой. Между тем для подобных предположений как будто нет оснований.

Таким образом, чтобы отдать предпочтение одной из трех альтернативных моделей миграции активности осевых зон СОХ, необходимы

дополнительные данные: прежде всего - детальные возрастные датировки базальтов рифтовой долины (с разрешающей способностью десятки тысяч лет), а также геохимические данные и термодинамические расчеты, которые позволили бы установить глубину выплавки базальтов с точностью до первых километров. В принципе, инструментальные возможности для таких определений сейчас появляются, поэтому можно ожидать, что в ближайшем будущем мы приблизимся к пониманию причины нестабильности спрединга СОХ.

3.6. Локальная нестабильность спрединга и прогноз гидротермальной активности СОХ

Детальное описание эволюции осевых зон СОХ позволяет оценить "зрелость" отдельных спрединговых ячеек и, следовательно, дистанционно прогнозировать местонахождение современных магматических камер и зон гидротермальной активности ("черных курильщиков"). Приуроченность последних к первым в настоящее время надежно доказана. Однако, как уже говорилось в разделе 1.3, сложность проблемы в том, что на быстроспрединговых СОХ эти камеры развиты практически непрерывно под осевым грабеном, а под медленносрединговыми СОХ (в частности, САХ) магматические камеры короткоживущие и локальные (см. рис.12).

Для прогноза гидротермальной активности наибольший интерес представляют области барьеров ("дамб"). Самые крупные из них показаны на рис.51, б; им отвечают поперечные разломы разного порядка. На рис.52 показана еще более дробная сегментация рифтовой долины в пределах отрезка 12 – 15°с.ш.: самым мелким поперечным нарушениям соответствуют понижения дна.

Однако само по себе наличие поперечных разломов (которые, кстати, могут быть выявлены одной лишь детальной батиметрической съемкой, без привлечения интерпретации магнитных аномалий) - это необходимое, но еще не достаточное условие существования барьера. Определяющим признаком служат изменения характера нестабильности спрединга, т.е. времени и направления перескоков "мгновенных" центров спрединга. Эта особенность реконструируется лишь детальной интерпретацией магнитных аномалий над рифтовой долиной.

Связь гидротермальной активности с барьерами разного масштаба на изученном отрезке САХ поддается как ретроспективной, так и перспективной проверке.

До начала наших исследований в районе было известно лишь одно гидротермальное поле - Снейк-Пит (см. рис.44). Оно было обнаружено южнее разлома Кейн (23,37°с.ш.) и получило свое название (англ. Snake Pit - змеиная яма) в честь экзотических представителей гидротермальной фауны - червей, до той поры неизвестных биологам. На рис.51 видно, что под гидротермальным полем Снейк-Пит расположен один из основных барьеров, дамбирующих северное продвижение локальной нестабильности спрединга от поднятия 23°с.ш. Наши собственные исследования позволили прогнозировать неизвестное ранее гидротермальное поле Полярное на 14,75°с.ш., южнее разлома Пятнадцать Двадцать (см. рис.52). Помимо основных барьеров, ограничивающих сегмент - разломов Марафон и Пятнадцать Двадцать, в его

краевых частях выделяются еще два барьера 2-го порядка: северный на 14,8°с.ш. и южный на 13,3°с.ш. На этих барьерах перескоки ранней (центробежной) и поздней (центростремительной) фаз резко изменяют свое время и направление.

Предполагалось, что именно области барьеров должны контролировать современную магматическую и гидротермальную активность. Под барьерами у подошвы коры скапливается магма, она создает вертикальный динамический напор. За счет этого повышается проницаемость коры, образуются неглубокие магматические камеры с расплавом, а над ними обеспечиваются оптимальные условия для гидротермальной циркуляции и функционирования "черных курильщиков".

Гидротермальное поле Полярное открыто в 1993 – 1994 гг. экспедицией на российском судне "Профессор Логачев". В последующие годы здесь были сфотографированы и опробованы (в том числе с применением глубоководных обитаемых аппаратов) массивные залежи сульфидных руд.

Глава 4. Тектоника и возраст глубоких осадочных бассейнов

Подобные обобщения, если они и оказываются лишь временными, приносят пользу в том отношении, что способствуют при последующих наблюдениях накоплению в известном направлении фактического материала, дающего возможность более обстоятельной разработки затронутого вопроса.

А.П.Карпинский

4.1. Постановка проблемы

Осадочные бассейны - традиционные объекты пристального внимания геологов в связи с их нефтегазоносностью. В последние 10 лет изучение эволюции осадочных бассейнов выделилось в самостоятельное научное направление - *бассейновый анализ* (англ. *basin analysis*), занимающийся расшифровкой процессов, обуславливающих заложение осадочных бассейнов, индивидуальность их развития и нефтегазоносность.

Для нашей страны бассейновый анализ имеет особое значение. Во-первых, на территории России расположены уникальные по размерам, тектонике и углеводородному потенциалу осадочные бассейны: Западно-Сибирский, Волго-Уральский, Тимано-Печорский, Прикаспийский и др. Гигантские бассейны с еще неразведанным потенциалом вмещает арктический шельф России, особенно его западная часть - Баренцево и Карское моря. Во-вторых, именно нефтью и газом в первую очередь определяется экономическое благополучие нашей страны. Так было в прошлом и останется в обозримом будущем.

При бассейновом анализе геофизика играет особую роль. Ключ к познанию эволюции любого бассейна - тектоника его фундамента, который, как правило, перекрыт мощными осадочными толщами и очень ограниченно доступен для непосредственного геологического наблюдения (имеются в виду данные бурения). Поиск и разведка месторождений нефти и газа стимулировали появление целых направлений в геофизике (например, сейсмостратиграфия, магнитостратиграфия и др.).

При общей специфике осадочных бассейнов как таковых, внутри некоторых из них расположены области, явно аномальные по своей структуре. Это - глубокие впадины фундамента, обнаруженные геофизиками еще в конце 1950 - х - начале 1960 - х гг., после проведения первых глубинных сейсмических зондирований. Мощность осадочного чехла в этих впадинах оказалась столь значительной, что первоначально поддавалась лишь грубой оценке. Позднее удалось установить, что она превышает 10 – 12 км, а иногда достигает 20 км и более.

Самое удивительное, что в фундаменте таких впадин, обнаруженных на материках и шельфах, т.е. в районах заведомо континентальных, залегает кора, близкая по своим геофизическим характеристикам к океанскому типу (см. главу 2): маломощная, высокоскоростная и плотная. К аналогичному выводу ученые пришли также путем физико-механического моделирования

геологических процессов. Маловероятно, чтобы легкая континентальная кора сама по себе погрузилась на столь значительную глубину (свыше 10, а уж тем более свыше 20 км). Для этого недостаточно лишь веса накапливающихся осадков, поэтому причину аномальных погружений следует искать в специфике фундамента глубоких осадочных бассейнов.

Участки аномально плотной ("безгранитной") и глубоко погруженной коры с легкой руки геофизиков были названы *базальтовыми окнами* - не вполне строго, но очень образно.

В последние годы удалось получить новые результаты, проливающие свет на происхождение глубоких осадочных бассейнов. Крупнейшие из них расположены на шельфах Баренцева и Карского морей.

4.2. Район исследований, его глубинное строение и геофизические характеристики

Освоение Баренцево-Карского шельфа началось сравнительно поздно, поэтому он до сих пор остается "белым пятном" на геологических картах страны. Вспомним, что архипелаг Северная Земля был открыт Вилькицкий лишь в 1913 г., а небольшие острова Карского моря появились на географических картах в 1930 - х гг., после первых походов советских ледоколов по Севморпути. Необходимо все время помнить о мужестве и самоотверженности многих

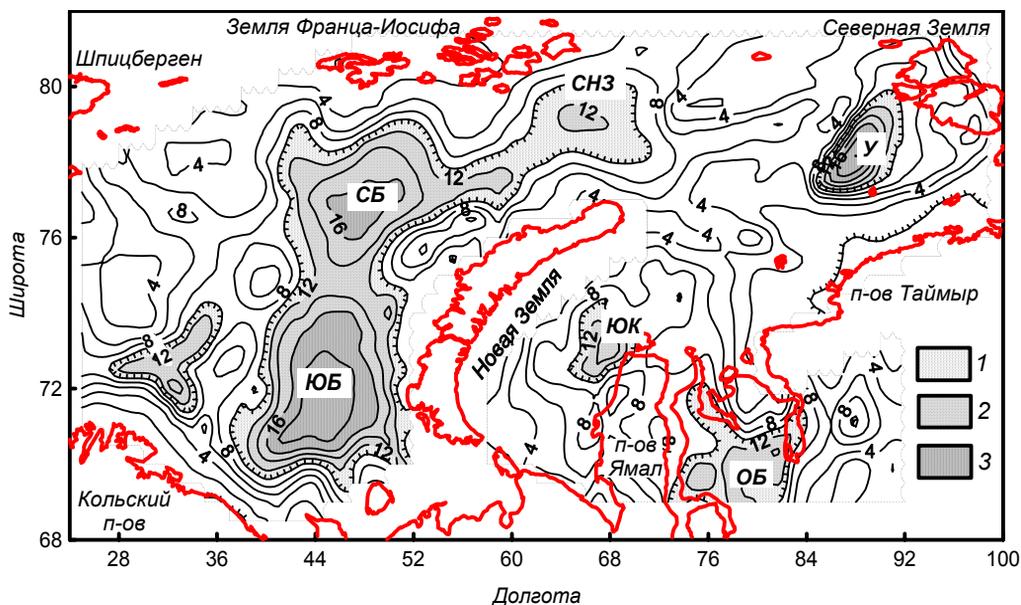


Рис.53. Рельеф поверхности фундамента и глубокие осадочные бассейны Баренцево-Карского шельфа.

Глубина поверхности фундамента: 1 – 10-12 км, 2 – 12-16 км, 3 – более 16 км.

Глубокие осадочные бассейны: СБ – Северо-Баренцевский; ЮБ – Южно-Баренцевский; СНЗ – Северо-Новоземельский; У – Уединения; ЮК – Южно-Карский; ОБ – Обский.

поколений российских ученых, работавших в Арктике и собравших те скудные данные, которые мы сегодня переобрабатываем и интерпретируем.

На Баренцево-Карском шельфе расположены 5 глубоких осадочных бассейнов (рис.53): Южно-Баренцевский с глубиной залегания фундамента до 18 км, Северо-Баренцевский (16 км), Северо-Новоземельский (12 км), Уединения (18 км) и Южно-Карский (14 км). Кроме того, на южном продолжении Карского шельфа, в арктической части Западной Сибири, расположен глубокий осадочный бассейн Обского палеоокеана (12 – 14 км).

Глубоким осадочным бассейнам отвечают области подъема подошвы коры (поверхности Мохоровичича) до 30 – 32 км, наиболее интенсивного (до 26 – 28 км) под бассейнами Уединения и Южно-Карским (рис.54). За вычетом

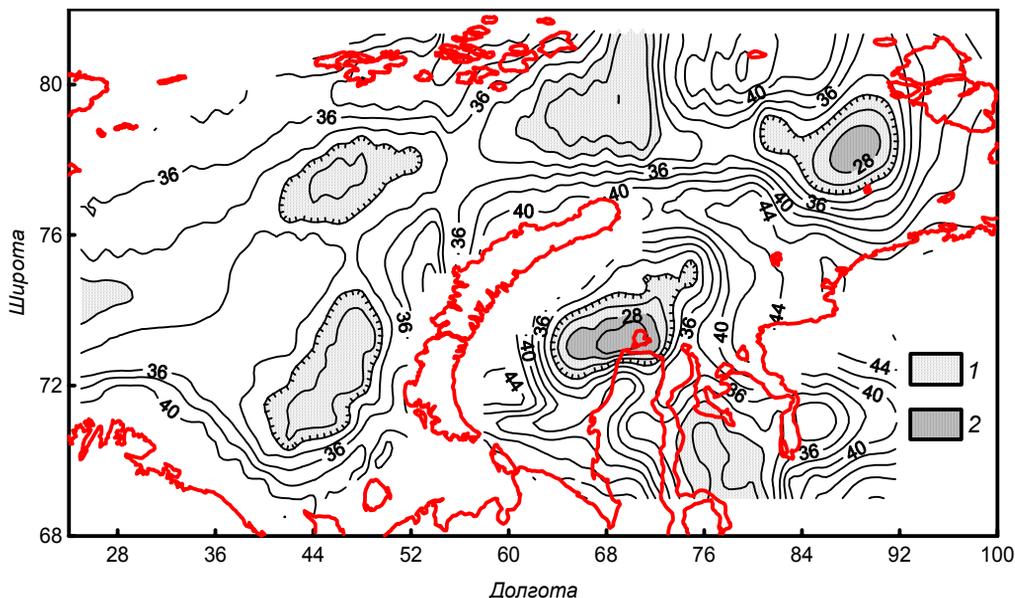


Рис.54. Рельеф поверхности Мохоровичича Баренцево-Карского шельфа.
Глубина поверхности Мохоровичича: 1 – 32–28 км, 2 – менее 28 км.

мощности осадочного чехла, на консолидированную кору приходится всего 10 – 15 км (рис.55). Уже по одному этому признаку кору глубоких осадочных бассейнов нельзя отнести к континентальному типу. Для количественной оценки плотности и, косвенно, состава коры есть мощное средство - совместная интерпретация сейсмических данных и гравитационных аномалий. Первые характеризуют структуру коры и ее отдельных слоев, а вторые, помимо структуры коры, отражают вариации ее плотности.

Интерпретация проведена корреляционным методом разделения геофизических полей (КОМП); ее пример для субширотного профиля, пресекающего Северо-Баренцевский бассейн, приведен на рис.56.

Суммарное гравитационное поле разделялось на составляющие, амплитуда которых теснейшим образом коррелирует с двумя главными аномалеобразующими факторами - рельефом поверхности фундамента и его

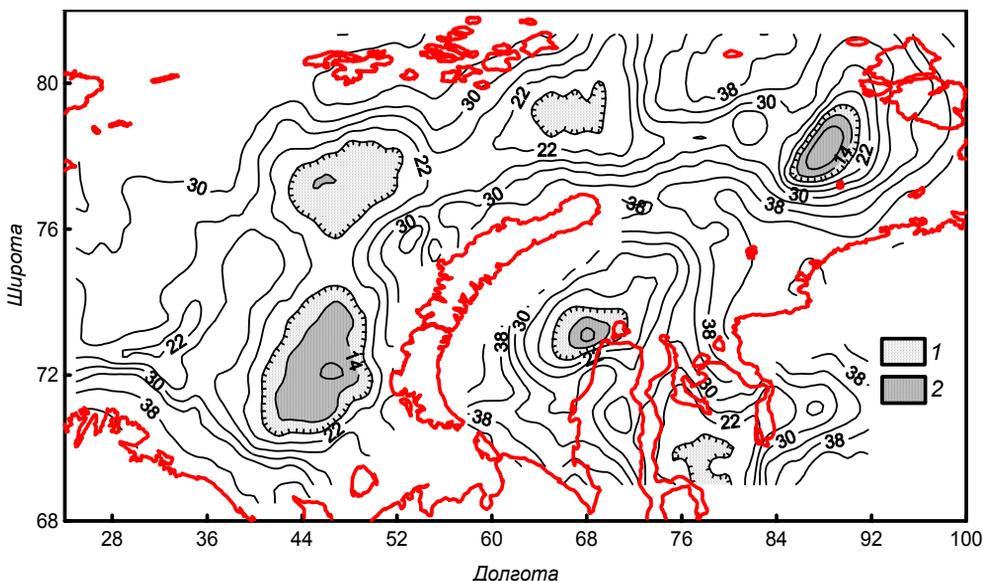


Рис.55. Мощность консолидированной коры Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши.

Мощность: 1 – 18–14 км, 2 – менее 14 км.

плотностью (см. раздел 2.2). В качестве опорных использовались сейсмические профили: разрез коры и верхней мантии показан на рис.56. Скорость P -волн на опорных профилях пересчитывалась в значения плотности.

Видно, что с неровностями рельефа фундамента тесно коррелируют средневолновые (СВ) аномалии гравитационного поля, а также коротковолновые (КВ), отражающие локальные особенности рельефа. Длинноволновые (ДВ) аномалии обусловлены латеральными вариациями плотности коры, и в меньшей степени - рельефом ее подошвы (границы Мохоровичича).

Расчеты показали, что в центральной части Северо-Баренцево-Карского бассейна плотность коры достигает аномальных значений - $3,0 - 3,1 \text{ г/см}^3$. Напротив, по периферии бассейна (поднятия Центрально-Баренцево-Карское и Адмиралтейства) кора характеризуется минимальной плотностью - около $2,6 \text{ г/см}^3$.

Совместная интерпретация сейсмических и гравиметрических данных была выполнена на серии опорных профилей, после чего удалось прогнозировать по гравитационному полю плотность фундамента на всем Баренцево-Карском шельфе, в том числе в тех районах, где сейсмические данные отсутствуют. Результаты представлены на рис.57 в виде схемы плотностных характеристик фундамента.

Анализ этой схемы совместно с рис.53, 54 и 55 позволил сделать вывод, что все без исключения глубокие осадочные бассейны Баренцево-Карского шельфа подстилаются фундаментом, идентичным по типу океанской коре (см. главу 2). За пределами глубоких осадочных бассейнов, напротив, кора

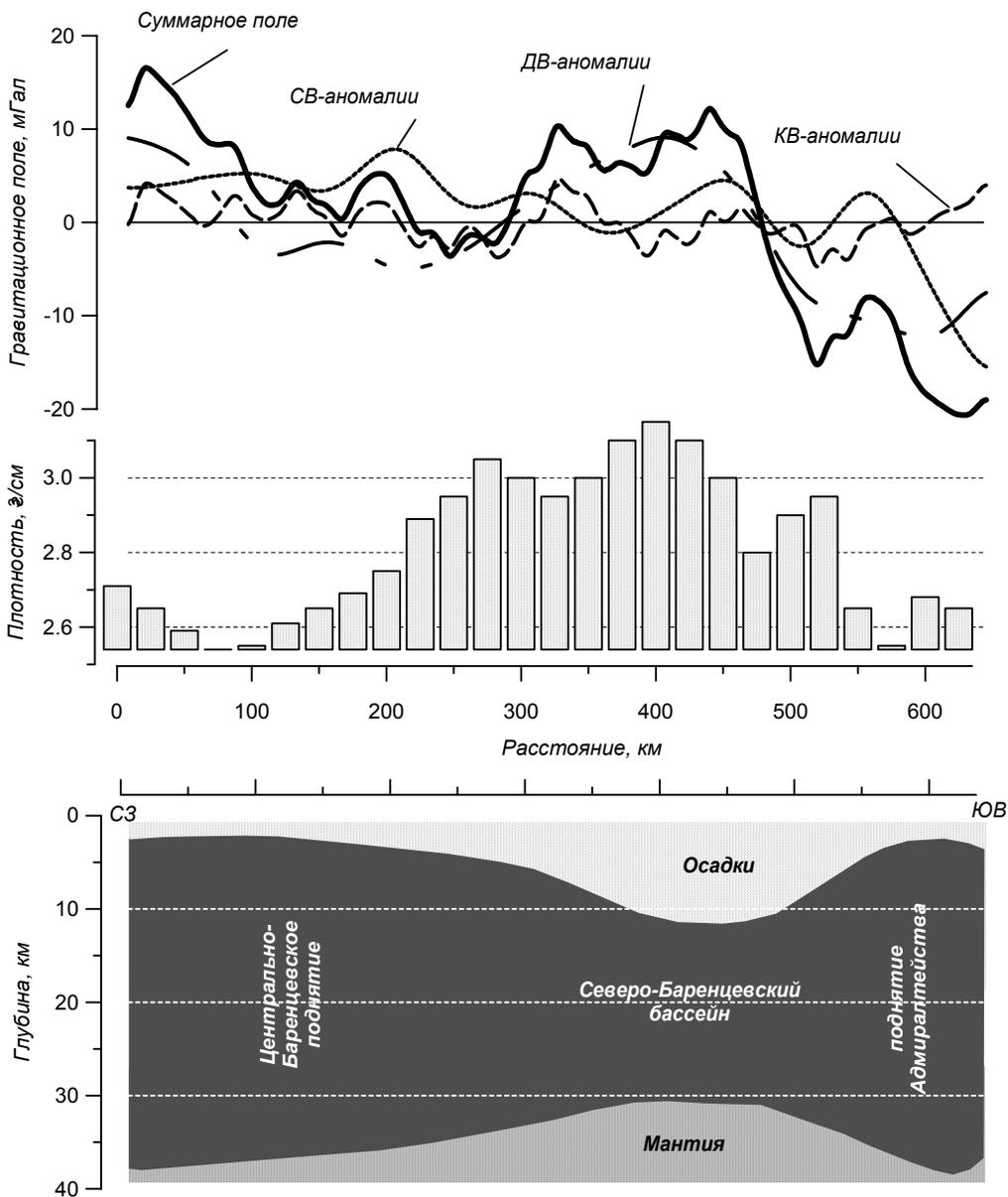


Рис. 56. Разделение гравитационного поля и прогноз плотности консолидированной коры на профиле, пересекающем Северо-Баренцевский бассейн.

имеет типичный континентальный облик: мощность до 40 – 45 км (без осадочного чехла - 30 – 40 км) и плотность 2,6 – 2,7 г/см³.

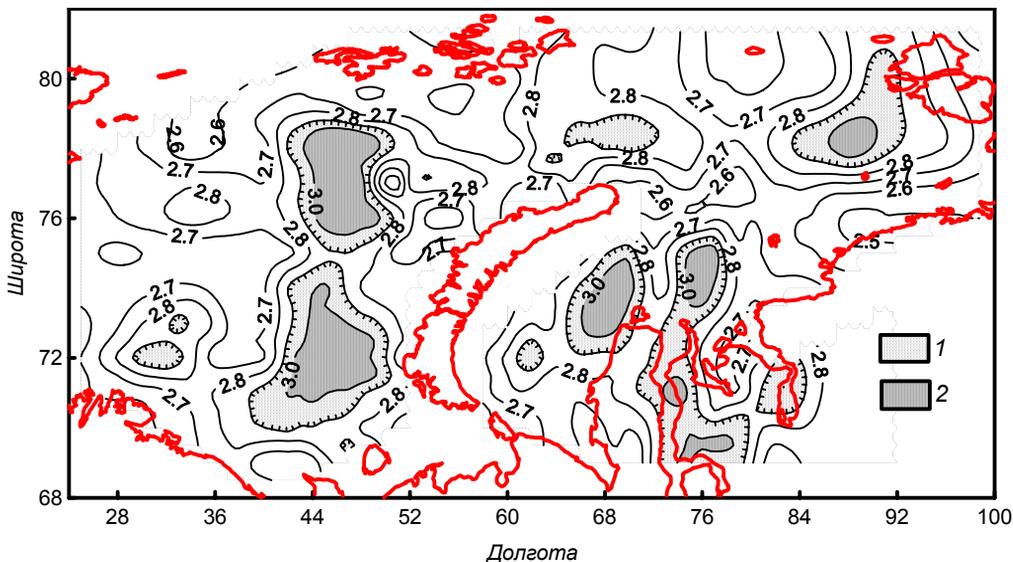


Рис.57. Плотность консолидированной коры Баренцево-Карского шельфа.
Области с плотностью коры: 1 – 2,9–3,0 г/см³; 2 – более 3,0г/см³.

4.3. Линейные магнитные аномалии над глубокими осадочными бассейнами

После того как в основании глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа была обнаружена кора, близкая по типу океанской, естественной была попытка поиска в магнитном поле над этими бассейнами линейных аномалий, связанных с древним спредингом. В разделе 2.5 уже говорилось, что океанская кора может консервировать свою инверсионную (знакопеременную) намагниченность и создавать ретроспективный сигнал в магнитном поле даже спустя сотни миллионов лет после окончания спрединга. Значит, к магнитному полю глубоких осадочных бассейнов после выделения из него ретроспективных "спрединговых" аномалий можно применить модель Вайна-Метьюза (см. раздел 2.3) и дистанционно определить возраст фундамента бассейна, как это делается для дна современного Мирового океана (см. главу 3).

Сразу же оценим трудности, стоящие на этом пути.

Во-первых, знакопеременная инверсионная намагниченность океанской коры "стирается" со временем. За сотни миллионов лет в первично океанской коре появляются дополнительные источники магнитных аномалий, которые могут быть мощнее, чем первичный (к тому же изрядно "стертый") спрединговый сигнал (см. рис.42). Поэтому даже если ретроспективные аномалии сохраняются, выделить их из суммарного магнитного поля осадочных бассейнов удастся лишь при помощи сложных алгоритмов фильтрации и быстродействующих ЭВМ.

Во-вторых, фундамент глубоких осадочных бассейнов погружен гораздо значительнее (10 – 20 км), чем дно современных океанов (3 – 6 км). Чем глубже

источник, тем менее интенсивна создаваемая им аномалия, тем труднее ее зафиксировать и отфильтровать из суммарного магнитного поля.

В-третьих, для определения возраста линейных магнитных аномалий, как известно, нужна надежная и независимая датировка инверсий геомагнитного поля. Шкала геомагнитной полярности в настоящее время составлена вплоть до позднего докембрия, однако действует общее правило - чем древнее эпоха, тем менее детально и достоверно шкала.

Несмотря на указанные трудности, над всеми глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа обнаружены линейные магнитные аномалии (рис.58). Они образуют упорядоченные системы чередующихся положительных и отрицательных аномалий меридионального (бассейны восточной части Баренцевого шельфа и Обский палеоокеан), северо-

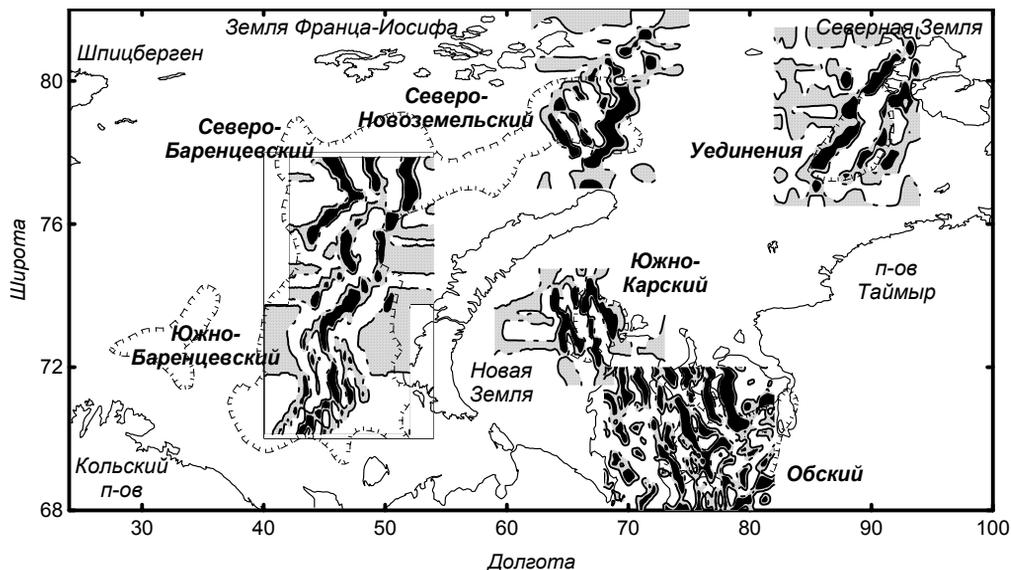


Рис.58. Линейные (ретроспективные) магнитные аномалии над глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа и Обским палеоокеаном.

западного (Южно-Карский и Северо-Новоземельский бассейны) и северо-восточного (бассейн Уединения) простираения. Эти аномалии, в отличие от магнитных аномалий СОХ (раздел 2.3, глава 3), имеют невысокую амплитуду - черным цветом на рис.58 залиты области положительного ретроспективного поля интенсивностью 20 – 50 нТл. Это объясняется как древностью палеоокеанской коры, так и огромной глубиной ее залегания под мощным чехлом глубоких осадочных бассейнов.

4.4. Возраст и тектоническая природа глубоких осадочных бассейнов

Присутствие линейных магнитных аномалий над глубокими осадочными бассейнами - веский аргумент в пользу их палеоокеанской природы. Но

датировать аномалии (и, тем самым, определить возраст бассейнов) - неизмеримо более сложная задача.

Трудности применения модели Вайна-Метьюза уже перечислены выше. Добавим, что при датировке магнитных аномалий современных океанов геофизики всегда имеют "точку отсчета" - центр спрединга на оси СОХ, кору с "нулевым возрастом", от которой ведется отсчет более древних аномалий (см. раздел 2.3, главу 3). Над глубокими осадочными бассейнами "спрединговые" аномалии развиты фрагментарно (см. рис.58). Нам не к чему привязаться, нет даже уверенности, что древний центр спрединга сохранился в небольшом фрагменте палеоокеанской коры. Ведь сегодняшний глубокий осадочный бассейн мог заложиться на любом из двух побочных ответвлений цикла Уилсона (см. рис.2) - и как локальная палеоось спрединга (бывший молодой океан), и как остаточный океан бывшей аккреционной системы.

Датировка ретроспективных магнитных аномалий - сложный итерационный процесс с априорно неоднозначным результатом, требующий огромных объемов вычислений. Отдельные интервалы шкалы геомагнитной полярности для последних 500 млн лет (начиная с кембрия) трансформируются в модели магнитоактивного слоя, рассчитанные от модели поля сопоставляются с ретроспективным магнитным полем для каждого бассейна. Оптимальной признается та модель, магнитное поле которой теснее всего коррелирует с отфильтрованным "спрединговым" сигналом. Интервал шкалы геомагнитной полярности, для которого получена оптимальная модель, является наиболее вероятным интервалом спрединга палеоокеанской коры, залегающей в основании глубокого осадочного бассейна. Помимо этого удастся определить скорость древнего спрединга - как коэффициент пропорциональности ширины прямо и обратно намагниченных блоков палеоокеанской коры и продолжительности эпох прямой и обратной полярности геомагнитного поля.

Чтобы реальнее ощутить объем вычислений, необходимый для датировки ретроспективных аномалий над глубокими осадочными бассейнами, укажем, что определение возраста коры только одного бассейна требует примерно 10^5 итераций. Только после этого линейные магнитные аномалии над глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа (см. рис.58) удастся надежно идентифицировать.

На рис.59 приведен пример идентификации ретроспективных магнитных аномалий в восточной части Баренцевского шельфа. Для обоих расположенных здесь глубоких осадочных бассейнов (Северо- и Южно-Баренцевского) прослежена единая система магнитных аномалий, оси которых показаны на рис.59, а. Выделен древний центр спрединга - он маркируется самой молодой (осевой) аномалией 11D (индекс D означает девон, англ. Devonian) с возрастом 365 млн лет (рис.59, б). Самые древние (краевые) аномалии с номерами 1D имеют возраст около 390 млн лет.

Отметим, что кроме прибавления возрастного буквенного индекса, для обозначения древних (палеозойских) магнитных аномалий принята нумерация, обратная той, которая используется в морской магнитометрии (см. раздел 2.3): чем моложе аномалия, тем больше ее номер.

На рис.59 очень хорошо заметна отличительная черта девонского спрединга в восточной части Баренцевского шельфа - он шел по схеме продвигающегося рифта (см. раздел 1.3). Об этом свидетельствует постепенное исчезновение краевых (более древних) магнитных аномалий с севера на юг.

Например, в Северо-Баренцевском бассейне краевые аномалии - 1D (рис.59, а); следовательно, спрединг океанской коры начался здесь в раннем девоне, около

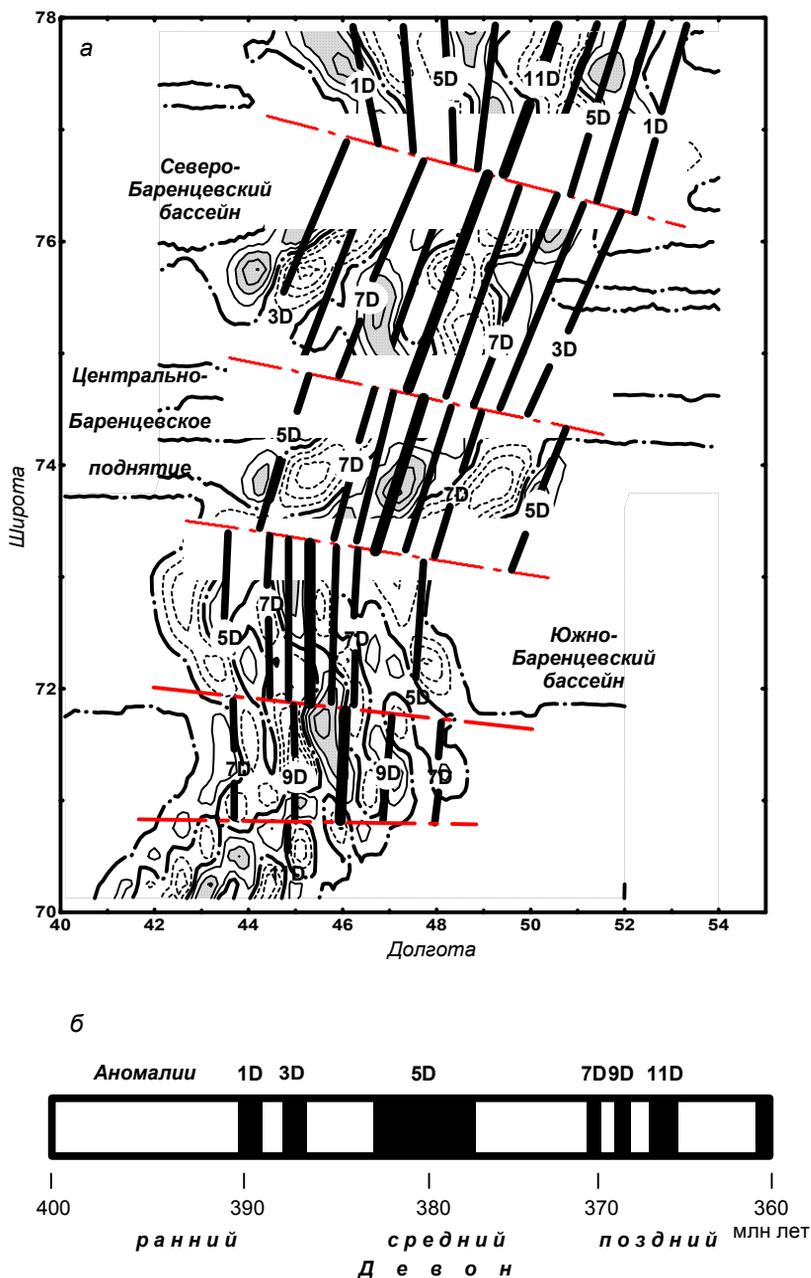


Рис.59. Пример идентификации ретроспективных магнитных аномалий над глубокими осадочными бассейнами восточной части Баренцевского шельфа (а) с использованием шкалы геомагнитной полярности девона (б).

390 млн лет назад и продолжался около 25 млн лет (рис.59, б). В Южно-Баренцевском бассейне (южнее 72°с.ш.) краевыми являются аномалии 7D, спрединг начался здесь лишь в позднем девоне, около 370 млн лет назад и продолжался всего 5 млн лет.

Как сказано в разделе 1.3, для современных продвигающихся рифтов характерен постепенный переход океанского СОХ в континентальный рифт (см. принципиальную схему процесса на рис.9, конкретные примеры - на рис.5 и 8). Такая же особенность была присуща и девонскому центру спрединга в восточной части Баренцева моря. Глубокие впадины (Северо- и Южно-Баренцевская) на суше продолжают в Тимано-Печорский бассейн. Его осевой (и самой погруженной) структурой, как известно, является Печоро-Колвинский авлакоген - континентальный рифт девонского возраста. Таким образом, спрединговый центр восточной части Баренцева моря, продвигаясь с севера на юг в современных координатах (это установлено по ретроспективным магнитным аномалиям), в девоне вторгнулся в пределы Евразии в виде континентального рифта.

На рис.60 показаны результаты определения возраста коры по ретроспективным магнитным аномалиям для всех глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа и Обского палеоокеана в Западной Сибири. Диаграммы показывают корреляцию модельных и ретроспективных магнитных аномалий для соответствующих временных интервалов. На каждой диаграмме отчетливо виден пик (он показан стрелкой), где корреляция была наилучшей. Это - наиболее вероятный интервал спрединга для конкретного бассейна.

Результат показывает тектоническое единство глубоких осадочных бассейнов Баренцевского шельфа и северной части Карского шельфа (бассейны Уединения и Северо-Новоземельский). Во всех них палеоокеанская кора имеет девонский возраст, хотя конкретные возрастные интервалы и скорость спрединга различаются. В Южно-Карском бассейне палеоокеанская кора имеет более молодой, каменноугольный возраст (320 – 305 млн лет). Наиболее молодой, триасовый возраст (235 – 218 млн лет) определен для палеоокеанской коры, залегающей в основании Обского бассейна в арктической части Западной Сибири.

Таким образом, в фундаменте изученного района установлено присутствие палеоокеанской коры трех возрастных генераций: девон, карбон и триас.

Чтобы понять тектоническую природу глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа, обратимся к палеогеодинамическим реконструкциям (рис.61). На рубеже девона и карбона (рис.61, а) только что произошло столкновение Европы и Северной Америки, в результате чего закрылся разделявший их океан Япетус и образовался единый континент Евразия.

Мы уже говорили в разделе 1.5, что, во-первых, коллизия никогда не бывает синхронной вдоль всей линии столкновения континентов, и, во-вторых, что в коллизионных поясах сжатия существуют самые различные локальные геодинамические обстановки. В качестве примера приводился современный Альпийско-Гималайский пояс, в западной (аккреционной) части которого сохранилась океанская литосфера Тетиса, и, более того, идет задуговой спрединг (см. рис.27).

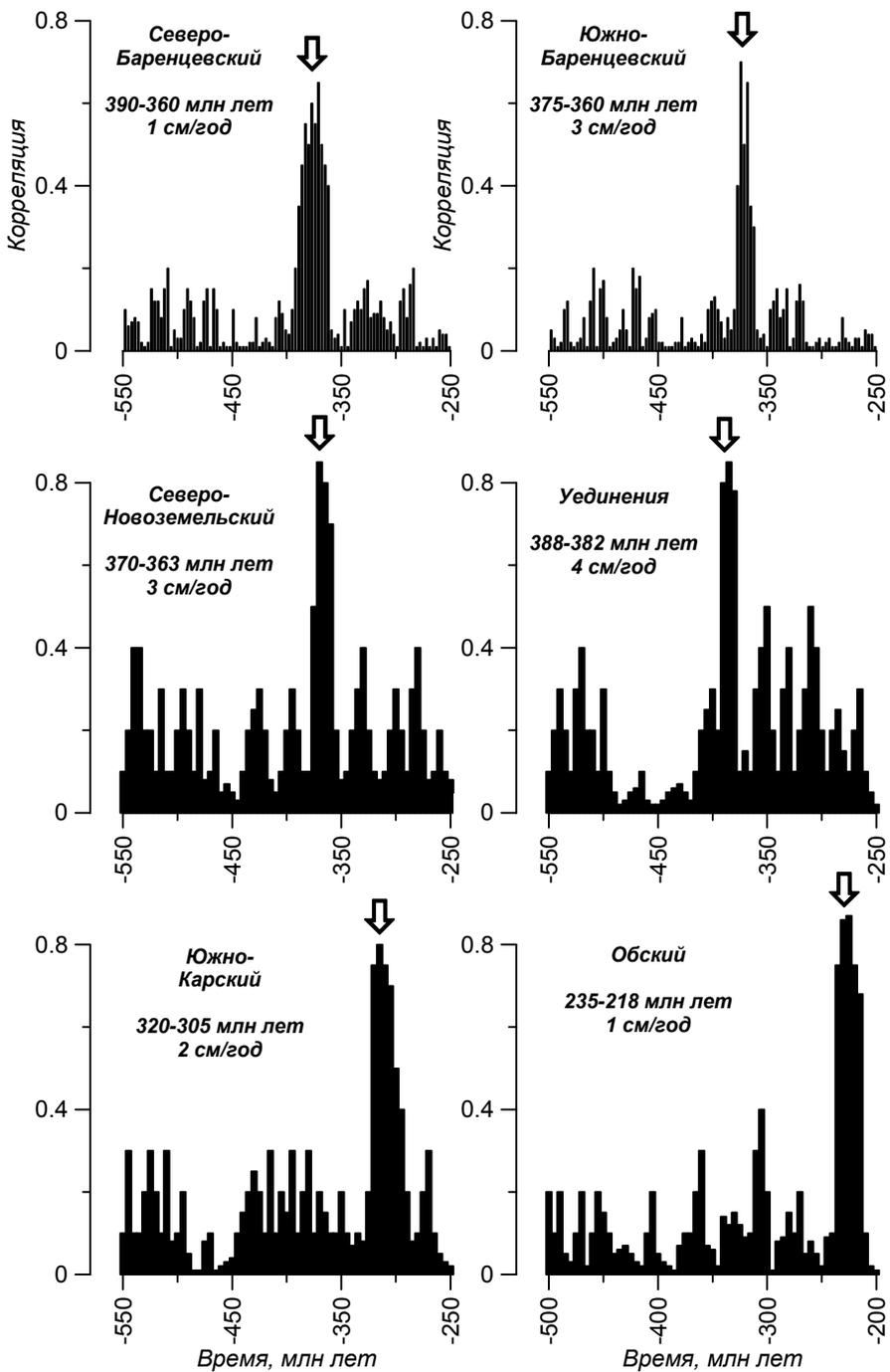


Рис. 60. Возраст коры глубоких осадочных бассейнов, определенный по ретроспективным магнитным аномалиям.

Очевидно, подобная ситуация имела место и на месте закрытия раннепалеозойского Япетуса (см. рис.61, а). В то время как Европа и Северная Америка уже испытали полную коллизию между Скандинавией и Гренландией, на севере еще продолжалась аккреция микроплит. Здесь в девоне шел спрединг задуговых бассейнов. Именно их кора, не полностью субдуцировавшая, сохранилась до наших дней в основании глубоких осадочных бассейнов Баренцева моря, Северо-Новоземельском и Уединения.

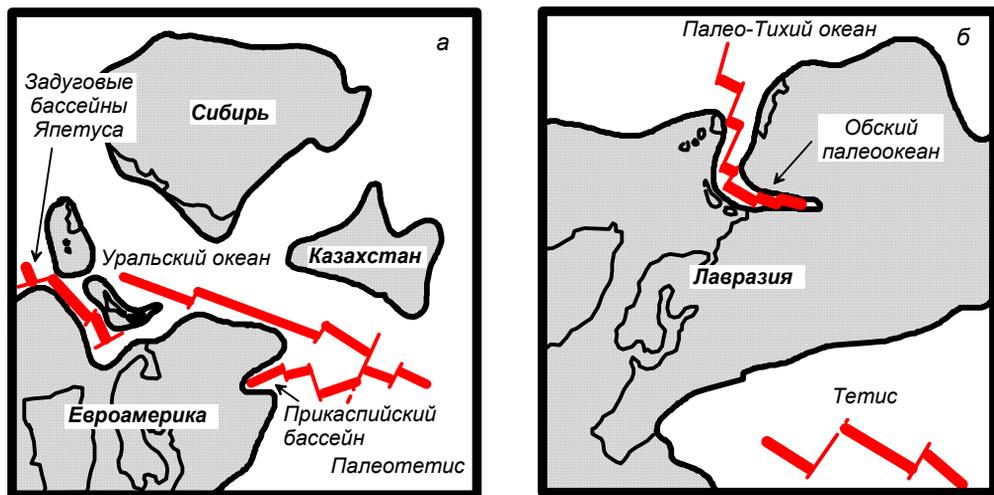


Рис.61. Реконструкция “северных” континентов: а – на рубеже девона и карбона, б – в триасе.

Заметим, что ситуация, аналогичная Баренцевоморской - вторжение океанского СОХ в пределы континента, рисуется в девоне на противоположной (ныне - юго-восточной) окраине Европы. Здесь в континент глубоко вдается апофиз океана Палеотетис (см. рис.61, а). На этом месте позднее также заложился глубокий осадочный бассейн - Прикаспийский, в котором девонская океанская кора перекрыта осадочным чехлом мощностью до 23 км. Так же как ось девонского спрединга в Баренцевом море продолжается на сушу в виде Печоро-Колвинского континентального палеорифта (см. выше), Прикаспийский бассейн на западе вырождается в палеорифт Днепрово-Донецкого авлакогена.

По соседству с закрывающимся Япетусом в девоне-карбоне существовал обширный океан - Уральский. Он разобщал Еврамерику, Сибирь и Казахстан (см. рис.61, а). Впоследствии континенты сближались, и в перми на месте их столкновения возник Уральский складчатый пояс. Судя по каменноугольному возрасту океанской коры в основании Южно-Карского бассейна (см. рис.60), ранее эта кора принадлежала Уральскому океану.

В триасе (рис.61, б) Уральский океан уже полностью закрылся. “Северные” континенты образовали единый материк - Лавразию, северную ветвь Пангеи. Более того, наметились первые признаки распада этого последнего в истории Земли суперконтинента, которые позднее привели к раскрытию современных океанов и закрытию Тетиса (см. раздел 1.6).

Одним из проявлений начального распада Пангеи была эволюция Обского палеоокеана. Он вторгнулся в арктическую часть Западной Сибири с севера, со стороны Палео-Тихого океана (см. рис.61, б). На месте Обского палеоокеана позднее заложился глубокий осадочный бассейн, фундамент которого имеет триасовый возраст (см. рис.60).

Подводя итоги, надо отметить, что с глобальной точки зрения описанные выше глубокие осадочные бассейны сформировались на различных побочных ответвлениях цикла Уилсона (см. рис.2). Бассейны Баренцево-Карского шельфа являются остаточными; они заложились над аккреционными системами закрывающегося Япетуса и Уральского океана. Обский палеоокеан представляет собой локальную палеоось спрединга; его раскрытие в триасе знаменовало начальную стадию распада суперконтинента Пангеи, сопровождавшуюся глобальными проявлениями континентального рифтогенеза и кратковременного спрединга.

4.5. Нефтегазоносность глубоких осадочных бассейнов

Для прикладного аспекта бассейнового анализа (т.е. прогноза нефтегазоносности) особое значение имеет соотношение осадконакопления в конкретном бассейне с *глобальной цикличностью седиментации*. Если эволюция бассейна совпадает с глобальным циклом, то накапливающиеся осадочные формации называются *гармоничными*, если нет - *дисгармоничными*. Наиболее нефтегазоносны гармоничные бассейны, поскольку именно к гармоничным формационным рядам относятся 1) нефтематеринские отложения и 2) что еще важнее, региональные флюидоупоры, изолирующие углеводородные системы.

Геодинамическая обстановка, наиболее благоприятная для накопления гармоничных осадочных формаций - это мощный рифтогенез, заходящий до стадии кратковременного спрединга. Нам удалось показать, что именно такая обстановка в разное время играла ведущую роль в эволюции глубоких осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа и Западной Сибири.

На основе полученных данных мы можем решить одну из главных прикладных задач бассейнового анализа - прогноз состава углеводородов. На рис.62 это сделано для провинций, продолжающих на суше Баренцево-Карский шельф - Западно-Сибирской и Тимано-Печорской. Обе провинции являются богатыми нефтегазоносными. При

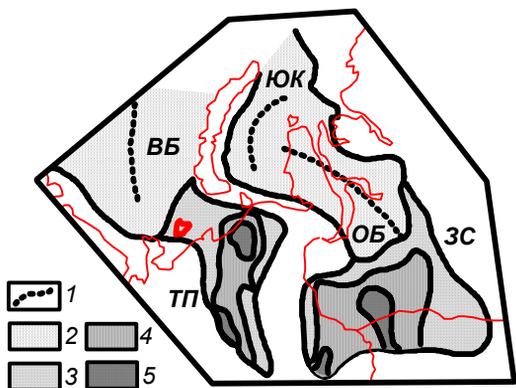


Рис.62. Изменение состава углеводородов по периферии глубоких осадочных бассейнов.

Нефтегазоносные провинции:

ЗС – Западно-Сибирская,

ТП – Тимано-Печорская;

1 – оси "спрединговых" бассейнов (ВБ – Восточно-Баренцевский, ЮК – Южно-Карский, ОБ – Обский); состав

углеводородов: 2 – газ, 3 – газ и легкие нефти, 4 – нефти средней плотности, 5 – тяжелые металллоносные нефти и битумы.

этом очень четко выражена латеральная зональность состава углеводородов, которую раньше объяснить не удавалось. В осевых частях "спрединговых" бассейнов преобладает газ, по мере удаления от них газ сменяется легкой нефтью, затем нефтью средней плотности и, наконец, тяжелыми металлоносными нефтями и битумами (Притиманье, Сургутский район).

В заключение отметим следующее.

По мере освоения осадочных бассейнов принципиально меняются теоретические основы прогноза их нефтегазоносности. Сейчас практически во всех бассейнах России простые нефтегазоносные объекты (антиклинальные ловушки) верхней части чехла почти полностью разведаны. Для прогноза нефтегазоносности глубокой части чехла необходимо знать раннюю историю бассейна - причины его заложения и стиль тектонической эволюции.

В итоге ведущее значение для прогноза нефтегазоносности приобретает геофизический анализ эволюции литосферы. Требуется такая последовательность операций: *геодинамическая реконструкция* □ *возраст и тип фундамента* □ *бассейновый анализ* □ *блоковое строение осадочного чехла*. Только после этого удастся эффективно использовать литологические, геохимические и прочие закономерности, непосредственно контролирующие размещение залежей нефти и газа.

Рекомендуемая литература

Аплонov С.В. Геодинамика: Учебное пособие. СПб., 1993.

Делинджер Д. Морская гравиметрия. М., 1982

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., 1993.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 т. М., 1990.

Кеннет Дж.П. Морская геология: В 2 т. М., 1987.

Кокс А., Харт Д. Тектоника плит. М., 1989.

Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / Под ред. А.М. Городницкого. М., 1996.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли. М., 1993.

Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. / Под ред. К. Сейферта. М., 1990.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред: В 2 т. М., 1985.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 1995.

Allen P.A., Allen J.R. Basin Analysis. Oxford, 1993.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geologic time scale 1989. Cambridge, 1990.

Kearey P., Vine F.J. Global Tectonics. Blackwell Science Oxford, 1996.

Предметный указатель

Аккреционная призма 25

Аккреция 10,32

Активная континентальная окраина 24

Активная схема рифтогенеза 13

Астенослой верхний (коровый) 33

Астеносфера 3

“Базальтовые окна” 75

Баренцево-Карский шельф 75,86

Бассейновый анализ (basin analysis) 74,87

Береговой хребет 25

Буге аномалии 45-47

Вулканическая дуга 25

Вулканический хребет 25

Гармоничные бассейны (формации) 86

Геодинамика 5

Геодинамическая модель 54,57

Геодинамическая обстановка 5,41,53

Гипергея 40

Глубоководный желоб 24

Гравитационная дифференциация 38

Гранит-зеленокаменные пояса 39

Двухъярусная тектоника плит 33

Дисгармоничные бассейны (формации) 86

Догеологический период (катархей) 37

Задуговой спрединг 28

Зона Беньюфа 24,44

Зонная плавка 38

Изотерма (точка) Кюри 49,63

Изотерма солидуса 16

Инверсия геомагнитного поля 49

Индикаторы геофизические 5,41

гравиметрические 45-48

магнитометрические 48-50

сейсмические 41-45

тепловые 50-53

Коллизия 10,32

Конвекция 39

Консервативное геофизическое поле 55

Кора океанская

строение 43

формирование 14,16,19

Краевой вал 24

Лавразия 85

Линейные магнитные аномалии (ЛМА)

локальных палеоосей спрединга

55,80

океанов 49-50,62,64

Литосфера 3

океанская, расслоенность 42,47

океанская, формирование 16-17

Литосферная плита 3

Локальная нестабильность спрединга 59

Локальная палеоось спрединга (aborted

ocean) 9,55,56,80

Магматическая камера 18,21-22,60,73

Магнитоактивный слой 49,63

Макроперескоки 20-21

Мегагея 40

Мегаконтинент (суперконтинент) 39-40

Мезогея 40

Микроперескоки (см. *Перескоки центров спрединга*) 20,59

Микроплита 33

Модель Вайна-Мэтьюза 50,59,79

Моногея 39

Невулканическая дуга 25

Неконсервативное геофизическое поле 56

Обдукция 30

Окраинное море 25,28

Осадочные бассейны

Западно-Сибирский 74,76,86

Прикаспийский 74,85

Северо-Баренцевский 76,81

Северо-Новоземельский 76

Тимано-Печорский 74,83

Уединения 76

Южно-Баренцевский 76,81

Южно-Карский 76

Осевой грабен 18

Остаточный океанский бассейн (trapped ocean) 10

Островная дуга 24

Офиолиты 30

Палеогеодинамика 5

Палеогеодинамическая реконструкция 5

Палеоокеаны

Обский 76,86

Палеотетис 85

Палео-Тихий 86

Тетис 32,34,83

Уральский 85

Ялетус 83

Палеорифт (авлакоген, failed rift) 9

Днепрово-Донецкий 85

Печоро-Колвинский 83

Пангея 40,85

Пассивная схема рифтогенеза 14

- Перекрытия центров спрединга (overlapping) 21,59
- Перескоки центров спрединга (jumping) 20,59
- Плотностная модель
 - континентального рифта 45
 - океанской литосферы 47
- Подосевой астеносферный поток 69
- Предельный возраст океанской литосферы 24,37
- Продвигающиеся рифты 14
- Продвижения центров спрединга (progragating) 21,59
- Протолуна 37
- Разлом трансформный** 3,21,29
 - Азоро-Гибралтарский* 21,34
 - Гренландский* 20
 - Кейн* 60
 - Марафон* 60
 - Пятнадцать Двадцать* 60
 - Сан-Андреас* 13
 - Чарли-Гиббс* 20
- Ретроспективные геофизические аномалии 54
- Рифт континентальный 12
 - Байкальский* 45,49,51
 - Момский* 13
 - Рейнский* 13,35,42
- Рифтовая долина 19,61
- “Рифтовая подушка” 14,41
- Рифтовая система
 - Восточно-Африканская* 12,42
 - Мировая 12
 - моря Лаптевых* 13
 - Провинции Бассейнов и Хребтов* 13
- Рифтогенез континентальный 7,12,37
- Роша предел (орбита) 37
- Сейсмическая томография** 44
- Сепарация высокотемпературная 38
- Серпентинизация 44
- Скоростная модель
 - зоны субдукции 44
 - континентального рифта 41-42
 - океанской литосферы 42-43
- Спрединг 7,14,59
 - асимметричный 23
- Срединно-океанский хребет (COX)
 - быстроспрединговый 18
 - Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП)* 13
 - Гаккеля (Нансена)* 12
 - Горда* 13
 - Карлсберг* 12,15
 - крутизна склонов 18
 - медленноспрединговый 19
 - Рейкьянес* 20
 - Срединно-Атлантический (САХ)* 20,60
 - Шеба* 12
- Структура теплового потока
 - континентального рифта 51
 - срединно-океанского хребта 52
- Субдукция 9,23
- Тектоника литосферных плит** 3
- Тепловые индикаторы
 - континентального рифтогенеза 11
 - локальных палеоосей спрединга 56
 - океанского спрединга 52
- Теплоперенос
 - конвективный 51
 - кондуктивный (молекулярный) 51
- Уровень свободной мантии** (“зеркало астеносферы”) 19,62
- Фая аномалии** 46,48
- Цикл Уилсона** 7
 - побочные ответвления 9,55,81
- Циркуляция гидротермальная 53,72
- “Черный курильщик” (black smoker) 59,72
- Шарнир зоны субдукции** 27
- Шкала геомагнитной полярности 50,64,81
- Эдукция** 31
- Экструзивная (неовулканическая) зона 16,19
- Энсиалическая дуга 30
- Энсиматическая дуга 28