

Л. П. ЗОНЕНШАЙН, Л. А. САВОСТИН

Введение в геодинамику

Л.П. ЗОНЕНШАЙН, Л.А. САВОСТИН

Введение в геодинамику

3255



МОСКВА, «НЕДРА», 1979



Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.

В книге дается представление о геодинамике — новой отрасли наук о Земле, возникшей в связи с концепцией тектоники литосферных плит. Книга состоит из трех частей: 1) «Общая геодинамика», 2) «Частная геодинамика» и 3) «Региональная геодинамика». В первой части приводятся материалы, свидетельствующие о том, что конвективные течения в мантии Земли являются наиболее вероятным движущим механизмом тектонических процессов. Вторая часть посвящена анализу движения и взаимодействия литосферных плит; в ней характеризуются геологические и геофизические свойства границ плит; излагается методика исследования движения литосферных плит и определения параметров их вращения на земной сфере; показывается связь тектонических деформаций и проявлений магматизма с взаимодействием литосферных плит; анализируется история движения плит в глобальном масштабе на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя; описывается серия палеогеодинамических реконструкций, выполненных для последних 80 млн. лет по интервалам через 10—15 млн. лет. Третья часть посвящена выяснению тектонической истории и магматизма отдельных регионов, образованию пояса возрожденных гор Внутренней Азии и позднекайнозойской истории срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса.

Книга предназначена для широкого круга геологов и геофизиков, а также для студентов вузов.

Табл. 19, ил. 53, список лит.—245 назв.

Сейчас уже нет сомнений, что в геологии произошла научная революция, заставившая переосмыслить заново весь багаж знаний, накопленных за столетия геологических исследований. Мобилистская концепция, столь ярко сформулированная более полувека назад А. Вегенером и незаслуженно оставленная в 30-х—50-х годах, на наших глазах превратилась из интуитивного гениального предвидения в стройную и законченную теорию, прекрасно объяснившую подавляющее большинство геологических фактов и, более того, предсказавшую целый ряд открытий. Земля предстала перед взором исследователя как совершенный динамичный комплекс структур, тесно взаимоувязанных и находящихся в постоянном движении и, прежде всего, горизонтальном движении. На основе многочисленных данных по строению океанического ложа в 60-х годах нашего столетия возникла новая теория, получившая название тектоники литосферных плит, показавшая, что формирование главнейших структур земной коры и литосферы Земли в целом определяется горизонтальным движением и взаимодействием сравнительно немногих пластин литосферы, которые наращиваются в одних зонах и поглощаются, уходя в мантию, в других. Тектоника литосферных плит стала, как говорят, новой парадигмой в науках о Земле, на которой основано понимание эволюции самых различных геологических процессов. Движение литосферных плит вытекает из многочисленных эмпирических данных. Но сами эти эмпирические данные нуждались в теоретическом осмысливании с новых позиций, побуждая искать тот движущий механизм, который заставляет перемещаться пластины верхней оболочки Земли. Наиболее вероятным таким механизмом являются конвективные течения материала мантии Земли. Движение литосферных плит оказалось невозможным рассматривать полностью изолировано от процессов и сил, свойственных внутренним частям Земли. Поэтому все чаще речь идет о самостоятельной науке — геодинамике, которая включает в качестве своих составных частей и тектонику литосферных плит, и глубинные динамические процессы.

Новая геологическая теория уже приобрела во многом законченный вид; она обладает своими методами исследований, своей терминологией и своей логикой научного анализа. Они во многих случаях кардинально отличаются от прежних подходов к изучаемым объектам. Геолог вынужден принципиально менять свое мышление, что, конечно, дается далеко не просто и не проходит безболезненно. Отрицательное отношение к теории тектоники литосферных плит, все еще сохраняющееся у многих геологов в нашей стране, в значительной мере обусловлено такого рода психологическими причинами, трудностью перейти на новые рельсы. Вместе с тем, даже если не соглашаться с новой теорией, все равно ее необходимо знать, причем знать глубоко и досконально, понимать ее аргументацию, не ограничиваясь поверхностным восприятием.

Обоснование и содержание новой теории уже изложено в ряде книг, опубликованных на русском языке. Подробная сводка Кс. Ле Пишона, Ж. Франшето и Ж. Боннина — «Тектоника литосферных плит», перевод которой вышел в свет в 1977 г. [38], может служить настольной книгой для тех, кто придерживается теории тектоники плит. Теоретические решения общих проблем развития Земли содержатся в книге О. Г. Сорохтина — «Глобальная эволюция Земли» [72], а также в специальном томе «Геодинамика» [63], опубликованном в серии многотомного издания «Океанология». В книгах С. А. Ушакова [77, 78] суммированы многочисленные данные, положенные в основу тектоники литосферных плит. Все эти, равно как и другие работы, хотя они содержат вполне современную и строго научную характеристику новой теории, как-то отпугивают широкие массы геологов в основном потому, что в них приводится много теоретических расчетов и они пестрят математическими формулами. Из-за этого создается ложное впечатление, что будто бы теория тектоники литосферных плит (и геодинамика в целом) оторвана от конкретной геологии, несмотря даже на то что во всех названных трудах на многих примерах показана большая перспективность нового подхода к пониманию конкретных геологических особенностей самых разных территорий.

Имея в виду отмеченное непонимание геологами основ тектоники плит, данная книга предназначена в первую очередь для широкой геологической аудитории и студентов ВУЗов. В ней дается самое необходимое количество формул и расчетов, обойти без которых оказалось невозможным. Внимание зачастую сконцентрировано на конкретном приложении новой теории к нуждам различных геологических исследований.

При написании книги мы опирались на собственный опыт работ, связанных с геодинамикой вообще и с тектоникой литосферных плит в частности. Эти работы проводились в Институте океанологии имени П. П. Ширшова АН СССР. Они не могли бы быть выполнены без постоянного содействия, внима-

ния, советов и критики со стороны А. С. Монина и О. Г. Сохротина. Авторы считают своим приятным долгом выразить им искреннюю признательность. Научное общение с В. Е. Хаиным стимулировало целый ряд направлений в наших исследованиях. Отдельные проблемы изучались совместно с М. И. Кузьминым, А. М. Городницким, Л. М. Натаповым, Б. В. Барановым, Л. И. Лобковским, В. М. Моралевым, А. П. Ставским, Л. А. Мишариной, Н. В. Солоненко, С. А. Хилько, Е. В. Девяткиным, А. В. Ильиным, В. И. Володиной, Ю. Н. Разницыным, Л. Р. Мерклиным, В. А. Леглером, И. П. Лукашевич, А. И. Вержбицкой.

Пожелания и критические замечания были сделаны А. П. Лисицыным, А. В. Пейве, М. С. Марковым, А. А. Моссаковским, А. С. Перфильевым, Л. В. Таусоном, А. Л. Книппером, А. В. Живаго, Э. И. Пополитовым, Н. А. Логачевым, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе. Авторы от всей души благодарны всем упомянутым лицам.

Расчеты движения литосферных плит и графические построения производились на ЭВМ «Hewlett—Packard—3000» и графопостроителе «Calcomp—760» в Институте океанологии. Для построения карт была использована программа «Nupregstar», модифицированная и переработанная В. И. Костоглодовым и Л. А. Савостиным; остальные программы, относящиеся к решению различных задач тектоники плит, составлены Л. А. Савостиным, а также им совместно с П. А. Пучковым.

Геодинамика в последние годы выделилась в самостоятельную отрасль знаний о Земле. Это — наука о глубинных силах и процессах, возникающих в результате эволюции Земли как планеты и обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в верхних твердых ее оболочках.

Круг проблем, изучаемых геодинамикой, как видно, достаточно широк, а вместе с тем сами объекты исследования, т. е. в первую очередь глубинные силы и процессы, являющиеся движущим механизмом преобразований в литосфере, недоступны непосредственному восприятию, и о них удастся судить лишь по косвенным признакам и теоретическим построениям.

Такие косвенные сведения поступают из различных источников. На основании геофизических исследований внутренних частей Земли, главным образом изучения прохождения сейсмических волн через весь объем Земли, обнаружена расслоенность нашей планеты на целый ряд оболочек и выявлено присутствие ядра Земли. Существенный вклад в познание глубинного строения Земли вносят и другие геофизические методы, в частности анализ формы Земли, изучение гравитационного и магнитного поля Земли, измерение глобальных аномалий теплового потока. Геохимические и петрологические данные проливают свет на вероятный состав земных недр, а экспериментальные исследования поведения горных пород и минералов при высоких температурах и давлениях позволяют судить о возможном состоянии вещества на различных глубинах и его физических параметрах, например таких, как вязкость. Тем самым открывается путь для предположений о различных физических преобразованиях и химических реакциях, протекающих в глубинных оболочках. Независимые сведения о физических свойствах вещества внутри Земли мы получаем также из определений объема и массы Земли в целом, что позволяет говорить о резком увеличении плотности в ядре Земли; изучение межпланетного вещества, которое попадает на Землю в виде метеоритов, дает дополнительные данные о вероятном первичном составе земного материала.

Геодинамика зиждется, кроме того, на ряде общих теоретических построений, которые прежде всего исходят из концепций об образовании планет Солнечной системы, т. е. основаны на той или иной космогонической гипотезе. Заранее можно ожидать, что процессы эволюции Земли будут разными, если в качестве отправной принять, например, гипотезу первично горячей Земли, охлаждавшейся в процессе геологической истории, или, напротив, гипотезу первично холодной, последовательно разогревающейся и затем охлаждающейся Земли. Существенны также первоначальные посылки, касающиеся того, какие процессы — чисто физические, или чисто химические, или сложные физико-химические — доминируют внутри Земли и на каком уровне они происходят.

С большим успехом определение природы глубинных процессов возможно, очевидно, по конечным результатам их действия, другими словами, по их выражению в близкоповерхностных структурах земной коры и литосферы. В этой связи становится понятным, почему интерес к геодинамике резко возрос за последние 15—20 лет. Именно в это время были получены сведения о строении океанического ложа, занимающего две трети поверхности Земли, и наконец-то появилась возможность обозреть всю верхнюю твердую оболочку Земли в целом. В результате сделанных многочисленных крайне интересных открытий, таких, как поразительная молодость океанического дна, существование мировой системы срединноокеанических хребтов, закономерное удревнение дна океанов по мере движения от срединноокеанических хребтов к краям океанов, выяснение состава и строения океанической коры и многих других, была установлена сильная подвижность и динамичность верхней оболочки Земли, что привело к созданию стройной теории тектоники литосферных плит. Естественно, что горизонтальное движение литосферных плит, их взаимодействие между собой, образование в ходе спрединга океанического дна и разрушение в зонах субдукции должны как-то соответствовать перемещениям масс во внутренних частях Земли и отражать глубинные силы и процессы. Познавая закономерности движения и взаимодействия литосферных плит, можно делать определенные заключения о самом движущем механизме тектоники плит. В любом случае сильная подвижность верхней оболочки однозначно свидетельствует о соответствующей динамичности внутренних частей Земли и, следовательно, о крупных перемещениях масс вещества и энергии в земных недрах.

Движение литосферных плит, вызываемое глубинными силами, в свою очередь служит причиной для тектонических процессов в земной коре, обуславливая создание складчатых поясов и горообразование. С взаимодействием литосферных плит тесно связаны проявления магматизма на поверхности Земли. Геодинамика должна, следовательно, включать рассмот-

рение движений литосферных плит и образование различных геодинамических обстановок, определяемых этими движениями. Именно эта сторона геодинамики в настоящее время поддается наилучшей расшифровке, поскольку она доступна непосредственному исследованию геологическими и геофизическими методами. Для выяснения движения литосферных плит используются геофизические данные по океанам, а также обычные геологические материалы, получаемые из анализа фаций и мощностей при изучении стратиграфии и палеонтологии, палеогеографии и т. д. В связи с применением теории тектоники плит для выяснения строения и развития структур земной коры по-новому выкристаллизовалось значение актуалистического метода, который позволяет сопоставить геологические структуры прошлого с современными структурными элементами, установить их приуроченность к различным типам границ или других частей литосферных плит и выявить движения литосферных плит в прежние эпохи.

Таким образом, геодинамика связана со многими науками о Земле: геофизикой, геохимией, петрологией, тектоникой и др. С одной стороны она опирается на данные, почерпнутые из этих наук, а с другой — призвана объяснить наблюдаемые геофизические, геохимические, тектонические и другие геологические особенности всей Земли в целом и отдельных ее территорий. Геодинамика широко использует также сведения по планетологии, физике, химии, опираясь в своих построениях на общие физические и химические законы.

В соответствии со сказанным геодинамику можно разделить на общую геодинамику, или геодинамику внутренних оболочек, имеющую дело с познанием глубинных движений масс вещества во внутренних частях Земли и порождающих их процессов и частную геодинамику, целью которой является изучение геодинамики поверхностных оболочек Земли, т. е. по существу движения литосферных плит и связанных с ними тектонических и магматических явлений.

Общая геодинамика в наибольшей мере касается тех далеко еще неясных проблем, о которых речь шла выше, и в максимальной степени использует косвенные, а не прямые данные, принимая за отправную точку какие-либо первоначальные теоретические предположения. Процессы, изучаемые общей геодинамикой, являются первопричиной развития глубинных недр Земли и движущим механизмом геодинамики верхних оболочек. Без оценки природы этого механизма и без принятия наиболее вероятной гипотезы, удовлетворяющей подавляющему большинству фактических данных, трудно понять поверхностные явления.

Частная геодинамика в принципе отвечает теории тектоники литосферных плит. Ее главная задача состоит в том, чтобы увязать с глобальными движениями литосферных плит геоло-

гические события, в частности магматизм, деформации, формирование рельефа на границах плит. В отличие от общей геодинамики, которой она определяется, геодинамика поверхностных оболочек может быть расшифрована непосредственно изучением геофизических и геологических свойств земной коры и литосферы как в глобальном масштабе, так и в рамках отдельных взятых территорий. В отношении ее можно получать данные, которые доступны проверке эмпирическим путем. Изучение ее проводится обычными, хорошо разработанными методами, дающими в общем однозначные результаты. В частной геодинамике главным является движение литосферных плит; выяснение параметров их движения опирается главным образом на результаты, полученные при изучении океанов, в то же время результаты взаимодействия плит в большей мере сказываются на окраинах континентов и на молодых орогенических поясах внутри континентов. Следовательно, появилась возможность объединить океаническую и континентальную геологию в единое целое. Движения литосферных плит поддаются точному расчету, основанному, естественно, на той или иной точности самих наблюдений. В связи с этим геодинамика поверхностных оболочек имеет твердую количественную основу, т. е. зная параметры движения плит (полюса, или точки, вокруг которых они вращаются, и скорости их перемещения) можно заранее предсказать, какие события, в частности какой магматизм и какие тектонические деформации, будут происходить на границах плит. Тем самым геология, которая до сего времени была наукой чисто описательной, впервые переходит в класс наук точных, приближаясь тем самым к физике или химии. Использование количественного расчета движения и взаимодействия плит — отличительная черта геодинамики, выделяющая ее среди родственных отраслей наук о Земле.

Необходимо обособить и региональную геодинамику, или геодинамику конкретных, ограниченных по площади территорий земной поверхности. Предметом региональной геодинамики служат взаимодействия литосферных плит, обусловленные этим силы и процессы, происходящие в определенных участках земной коры и литосферы, будь то границы плит или пространства внутри плит. Тектонические деформации и проявления магматизма, свойственные любой территории, определяются глобальными перемещениями плит, но множество местных особенностей, таких, как тип и возраст земной коры, наличие или отсутствие предшествующих подвижных зон, а значит, относительная стабильность или мобильность данного региона, — все это накладывает отпечаток на конкретные проявления взаимодействия плит и часто создает специфические неповторимые в других местах геодинамические обстановки, господствующие в пределах того или иного участка земной коры. Для геолога, проводящего исследования какого-

либо района, наибольший интерес представляет именно региональная геодинамика, поскольку с ней связано образование того часто сложного ансамбля тектонических структур и магматических проявлений, который он изучает и который далеко не всегда просто вписывается в картину глобального взаимодействия литосферных плит. В задачу региональной геодинамики входит также выяснение эволюции геодинамических условий, свойственных какому-либо региону во времени, и увязка этой эволюции с общим движением и взаимодействием литосферных плит.

Наконец, как о самостоятельной ветви науки можно, вероятно, говорить об исторической геодинамике, или палеогеодинамике, т. е. восстановлении геодинамики геологического прошлого. В данном случае следует наметить, вероятно, два более или менее независимых направления: во-первых, определение того, как видоизменялись геодинамические условия во времени, в ходе эволюции Земли, и в этом отношении наиболее интересны ранние моменты геологической истории Земли, относящиеся к периоду более 2000 млн. лет назад, в частности, выяснение того, была ли какая-то специфика в геодинамике Земли в эти ранние моменты, если была, то в чем она заключалась и каким образом осуществлялся переход от древней к современной геодинамике; во-вторых, реконструкция движения литосферных плит, т. е. того, что составляет предмет частной геодинамики, в прошлые геологические эпохи с восстановлением положения прежних границ литосферных плит и определением параметров их движения и взаимодействия.

Подобное более дробное подразделение геодинамики является, конечно, в значительной мере условным и довольно часто не может быть последовательно проведено, поскольку все перечисленные разделы тесно между собой связаны: геодинамика поверхностных оболочек полностью зависит от глубинной геодинамики, а конкретные геодинамические обстановки, возникающие в тех или иных областях земной поверхности, целиком определяются движением всего ансамбля литосферных плит. Как глубинные, так и приповерхностные процессы не могут быть поняты без их развития во времени, поэтому, так сказать, палеогеодинамический элемент должен постоянно присутствовать при анализе любых геодинамических явлений.

Данная книга состоит из трех частей. В первой части излагается содержание общей геодинамики и дается характеристика глубинных процессов и движений масс вещества внутри Земли; она написана в основном по различным литературным источникам. Основное внимание уделено второй и третьей частям, включающим, соответственно, описание частной и региональной геодинамики, результатом которых является созда-

ние структур земной коры и литосферы; в них широко использован оригинальный материал, публикуемый впервые. Во второй части, наряду с изложением методов исследования движения литосферных плит, приводятся данные по исследованию глобального движения плит в современный момент и на протяжении кайнозоя. Примерами для регионального анализа геодинамики, составляющего предмет третьей части книги, выбраны: новейшая история внутриконтинентального пояса сейсмичности, пересекающего Азию от Памира до Верхоянского хребта, и кайнозойская история срединного отрезка Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Палеогеодинамика требует специального рассмотрения, составляющего предмет особого исследования. Нами выполнены лишь некоторые палеогеодинамические построения, касающиеся последнего, мезо-кайнозойского этапа развития Земли.

Геологические методы позволяют изучать только несколько верхних километров поверхности Земли. Что подстилает эту пренебрежимо малую по сравнению с радиусом Земли оболочку, доступную прямому наблюдению в шахтах и скважинах? Какие процессы и преобразования происходят внутри Земли? Откуда черпается та энергия, которая приводит к изменению лика Земли, проявляясь на поверхности в виде вулканических извержений, землетрясений, горообразования и перемещения континентов? Очевидно, ответы на эти вопросы можно получить, лишь используя весь арсенал методов, которым располагает современная наука о физике Земли.

Внутреннему строению Земли посвящена обширная литература, хорошо известная широкому кругу читателей. Поэтому мы остановимся только на выводах, имеющих отношение к динамике Земли, к тому движущему механизму, который обуславливает перемещение литосферных плит. Наиболее вероятным таким механизмом являются конвективные течения в мантии Земли.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Выясненные значения массы Земли — $5,98 \cdot 10^{27}$ г — и ее объема — $1,083 \cdot 10^{27}$ см³ — позволяют установить среднюю плотность, равную 5,52 г/см³. Поскольку средняя плотность пород верхней, доступной непосредственному изучению оболочки Земли составляет 2,5—2,9 г/см³, ясно, что с увеличением глубины плотность вещества должна возрастать, и что Земля, таким образом, является расслоенной по плотности. Согласно астрономическим наблюдениям, моменты инерции вращения Земли, отвечающие трем главным осям ее фигуры, меньше чем момент инерции однородного шара. Это говорит о том, что Земля не может быть однородной и поэтому должна быть заметная концентрация массы в ее центре. Конкретное распределение плотности с глубиной устанавливается по свободным колебаниям Земли в целом в результате крупнейших землетрясений и по изменению скоростей распространения сейсмических волн.

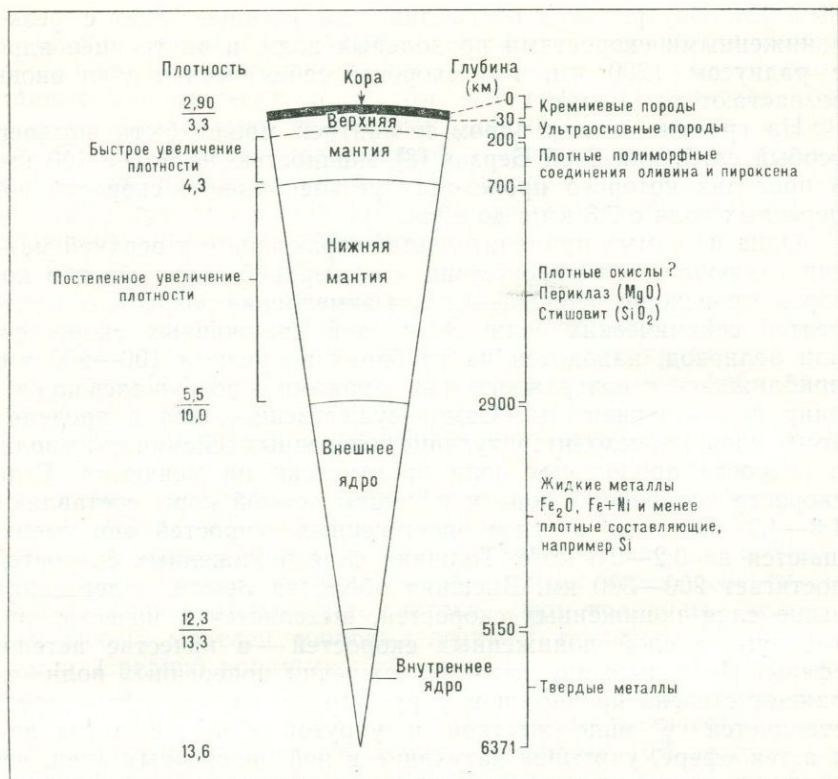


Рис. 1. Внутреннее строение Земли

В настоящее время по имеющимся данным наиболее вероятной представляется следующая модель строения Земли (рис. 1).

При прохождении сейсмических волн устанавливается несколько скачков изменения скоростей. Первый скачок, с которым совпадает возрастание скорости продольных сейсмических волн с 6,7 до 8,1 км/с, регистрирует подошву земной коры, или границу Моховичича. На континентах она располагается на глубинах 30—40 км, в океанах — на глубине 8—10 км ниже поверхности дна. Следующий скачок отмечается на глубинах от 400 до 700—900 км, где скорости продольных волн достигают 11,5 км/с. Этот слой, называемый промежуточным, отделяет верхнюю мантию от нижней. Подошва мантии находится на глубине 2900 км; она отмечена резким уменьшением скорости продольных волн с 13,9 до 7,6 км/с, а также тем, что ниже этой границы поперечные сейсмические волны не распространяются. Это — наиболее существенный рубеж в оболочках Земли, отделяющий мантию от ядра. Ядро имеет радиус около

3500 км. Внутри него обособливается внешнее ядро с резко пониженными скоростями продольных волн, и внутреннее ядро с радиусом 1200 км, где скорости сейсмических волн вновь возрастают до 11 км/с.

На границе между ядром и мантией может быть выделен особый слой, или слой Берзон [8], мощностью не более 100 км, в пределах которого происходит резкое падение скорости поперечных волн с 7,3 км/с до нуля.

Одна из самых примечательных характеристик верхней мантии заключается в присутствии в ее верхней части слоя, в котором происходит уменьшение или замедление возрастания скоростей сейсмических волн. Этот слой пониженных скоростей, или волновод, находится на глубинах в среднем 100—200 км приближаясь к поверхности под океанами и погружаясь на глубину под континентами. Самое существенное, что в пределах этого слоя происходит затухание поперечных сейсмических волн, а скорости продольных волн практически не меняются. Если скорости поперечных волн у подошвы земной коры составляют 4,6—4,7 км/с, то в слое пониженных скоростей они уменьшаются на 0,2—0,3 км/с. Толщина слоя пониженных скоростей достигает 200—300 км. Внешняя оболочка Земли, залегающая выше слоя пониженных скоростей, выделяется в качестве литосферы, а слой пониженных скоростей — в качестве астеносферы. Поскольку характер прохождения поперечных волн отражает степень прочности и упругости среды, литосфера представляется в виде жесткой и упругой оболочки, тогда как в астеносфере, учитывая затухание в ней поперечных волн, вещество находится в частично расплавленном состоянии и способно к перетеканию, ползучести.

Распределение плотности пород с глубиной неоднократно оценивалось различными исследователями [9, 21, 55]. Наиболее распространена модель К. Буллена [9], изображенная на рис. 1; к ней близка модель О. Г. Сорохтина [55]. Плотность в верхней части мантии составляет 3,3 г/см³, она быстро возрастает до 4,3 г/см³ на рубеже верхней и нижней мантии. На границе ядра плотность резко возрастает от 5,5—5,7 до 9,5—10,0 г/см³. Во внутреннем ядре плотность увеличивается до 12—13 г/см³. Объем ядра составляет 16 % от объема Земли, а его масса — 31 % от массы Земли. Прохождение сейсмических волн, как продольных, так и поперечных, вплоть до границы с ядром однозначно свидетельствует, что мантия Земли находится в твердом состоянии. В то же время внешнее ядро, через которое не проходят поперечные волны, имеет характеристики жидкого вещества.

Магнитное поле Земли обычно принимается в виде поля осевого диполя с осью, примерно совпадающей с осью вращения Земли. Палеомагнитные данные указывают на то, что ось магнитного диполя, несмотря на ее отклонения (до 11°) от оси

вращения, в среднем следовала вдоль оси вращения Земли, т. е. поле действительно является дипольным. Существующие данные свидетельствуют о том, что главное магнитное поле Земли обусловлено процессами движения вещества в ядре Земли. По наиболее совершенной теории образования магнитного поля, принадлежащей Э. Булларду [99], магнитное поле индуцируется, как в динамомаchine, за счет вращения наэлектризованного вещества ядра Земли.

Теория «динамо» требует, чтобы внешнее ядро было хорошим электрическим проводником. Токи поддерживаются течениями во внешнем жидком ядре. Вековые вариации магнитного поля и смена полярности поля происходят, видимо, за счет либо нестабильности самого механизма «динамо», либо из-за небольших изменений в структуре течений вещества в ядре, или из-за небольших колебаний в напряженности дипольного поля.

Главным источником энергии в недрах Земли является тепловая энергия, в которую в конечном счете преобразуются все остальные виды энергии. Энергетическое состояние недр Земли возможно оценить, изучая тепловой поток через поверхность Земли. Значения теплового потока дают граничные условия для любых моделей тепловыделения и теплопереноса внутри Земли. Средний кондуктивный тепловой поток на единицу площади оказывается примерно одинаковым на континентах и океанах и равен $58,6\text{--}62,8$ мкВт·см⁻². Общее количество тепла, выносимого к поверхности Земли, составляет 10^{28} эрг/год. Современные расчеты [73] показывают, что эта цифра может быть увеличена до $1,3 \cdot 10^{28}$ эрг/год за счет учета выноса тепла через срединноокеанические хребты. Данная величина на два порядка выше выноса энергии при вулканизме и землетрясениях. Повышение температуры от поверхности в глубь Земли характеризуется геотермическим градиентом, равным $13\text{--}15^\circ$ на км. В соответствии с этим температуры на глубине 100 км, т. е. в подошве литосферы или в астеносфере, должны достигать $1300\text{--}1500^\circ$, т. е. они отвечают температуре плавления базальта. Это соответствует существованию астеносферного слоя пониженных сейсмических скоростей и тому, что именно в нем происходит выплавка базальта. С глубиной геотермический градиент становится близким к адиабатическому градиенту, т. е. изменение температуры находится в зависимости от изменения давления. Поскольку вещество в мантии находится в твердом состоянии, о чем говорит прохождение поперечных сейсмических волн, то температура там не должна превышать температуру плавления при соответствующем давлении. На глубине 400 км, т. е. в переходном слое, где давления равны $125\text{--}130$ кбар, температура не будет превышать 1600° . Оценки температур на границе ядро—мантия, основанные на решении уравнения состояния, дают значения $2500\text{--}5000^\circ$.

Перенос тепла на больших глубинах может осуществляться за счет теплопроводности [45]. Однако следует отметить, что теплоперенос за счет одной теплопроводности занимает, согласно расчетам, очень большой промежуток времени, например, тепло с глубин 500—600 км может достигнуть поверхности Земли только через 300 млн. лет, а с границы ядро—мантия — не подошло бы к земной поверхности за всю историю Земли. Любая экстраполяция геотерм, рассчитанных для верхних 100—200 км, на большие глубины неизбежно должна привести к существованию там температур, превышающих точки плавления вещества Земли при соответствующих давлениях. Поскольку этого не происходит, то необходимо предположить либо аномально высокую теплопроводность вещества мантии, либо перенос тепла за счет излучения, либо выравнивание температур в результате конвективного переноса тепла. Наиболее вероятным следует признать перенос тепла конвективными движениями в мантии.

Любопытная картина вырисовывается при изучении формы геоида по отклонениям орбиты спутников. Она дает представление о крупных, занимающих не менее 30 % поверхности Земли, отклонениях геоида от изостатически равновесной формы. На карте ундуляций формы геоида, построенной по искривлениям орбит спутников [169], хорошо видны крупные вздутия и крупные понижения на поверхности геоида с амплитудой 50—80 м. Главные воздымания поверхности геоида располагаются с одной стороны в западной окраинной области Тихого океана, включающей системы окраинных морей, а с другой — в Северной Атлантике. Более частный максимум отмечается под западной окраиной Южной Америки. Центр наиболее крупного понижения (—80 м) поверхности геоида находится в северной части Индийского океана у южной оконечности п-ова Индостан. Другие минимумы располагаются в восточной части Тихого океана и под провинцией Бассейнов и Хребтов на западе США. Кроме того, значительный минимум отмечается в западной части Атлантического океана вблизи побережья США. Эти отклонения от нормального сфероида, не превышающие 100 м, являются незначительными, создавая дополнительные напряжения не более 20—30 бар, что намного ниже предела прочности пород. Следовательно, Земля очень близка к изостатически уравновешенному состоянию, т. е. внутри Земли должен существовать слой, в котором происходит изостатическое уравнивание. Вместе с тем размеры аномалий, имеющие в поперечнике не менее 2000—3000 км, указывают на то, что неоднородности, обуславливающие эти аномалии, находятся глубоко в недрах Земли и имеют большие размеры.

Вероятный состав различных оболочек Земли должен согласовываться с данными о плотностях вещества, давлениях

3255

внутри Земли и скоростях и характере прохождения сейсмических волн. Используя уравнение состояния, т. е. зависимость между плотностью, давлением и температурой, можно определить плотность какого-либо вещества при любых давлениях и температурах. Состав верхней мантии, как принято, наиболее соответствует перидотиту, который лучше всего отвечает господствующим там условиям. Это подтверждается тем, что именно перидотиты слагают те участки в срединноокеанических хребтах, где предполагаются выходы пород верхней мантии. Большая часть глубинных включений в базальтовых лавах также представлена различными перидотитами. Нельзя исключать присутствие в верхней мантии эклогитов (тяжелой модификации габбро), которая также отмечается во включениях в некоторых лавах. Минеральный состав мантийных перидотитов неясен, там могут присутствовать и шпинелевые, и гранатовые разновидности. Гипотетической породой верхней мантии по А. Рингвуду и Д. Грину [19] является так называемый пиrolит: смесь 75% перидотита и 25% толеитового базальта. По мнению Л. В. Дмитриева [20], составу верхней мантии лучше всего отвечает лэрцолит. Геофизические данные не позволяют произвести выбор между различными моделями вещества верхней мантии.

Расчеты показывают, что какие бы значения плотностей нижней мантии не принимались и каким бы уравнением состояния не пользовались, плотности вещества нижней мантии при нормальных (поверхностных) условиях оказываются равными 4—4,2 г/см³, а отношение модуля объемного сжатия к плотности находится в пределах 50—60 кг/с². Ни одна из известных горных пород не удовлетворяет этим значениям, кроме некоторых минералов (корунда, периклаза, рутила). Отсюда следует, что нижняя мантия должна отличаться от верхней мантии по минеральному составу. Возможно два варианта: либо изменение минерального состава сопровождается изменением и химического состава, либо оно обусловлено фазовыми переходами того же силикатного перидотитового вещества в более плотные модификации за счет полиморфных преобразований. Как уже отмечалось, в переходном слое на глубинах 400—900 км происходит наиболее быстрое возрастание плотностей и сейсмических скоростей. Ф. Берчем [94] было установлено, что это может быть объяснено происходящими на данной глубине фазовыми полиморфными переходами, а корреляция между плотностью и скоростями сейсмических волн согласуется со средним атомным весом вещества нижней мантии, равным 21, например с SiO₂, Al₂O₃, т. е. с силикатами. Некоторые из таких переходов наблюдались экспериментально. Например, коэсит — плотная форма SiO₂ с четверной координацией — превращается в стишовит — полиморфную модификацию с шестерной координацией кремния — при давлениях и температурах, соответствующих глубинам переходного слоя

[208]. Но происходят ли, кроме фазовых превращений, изменения химического состава при переходе в нижнюю мантию? Основным аргументом в пользу увеличения среднего атомного веса по крайней мере на 1, а следовательно, и изменения химического состава, обычно приводят тот факт, что увеличение скорости продольных волн слишком мало, а увеличение плотности с глубиной слишком велико по сравнению с ожидаемым при постоянном атомном весе. Отсюда Д. Андерсон [88] пришел к выводу, что нижняя мантия содержит больше железа, чем верхняя, а отношение FeO/MgO , равное 0,1 выше переходной зоны, возрастает до 0,27 в нижней мантии. Однако в последнее время появился ряд работ, позволяющих усомниться в правильности такого вывода. Так, новые определения упругих свойств веществ, образующихся в результате фазовых переходов при высоких давлениях [164], и расчеты свойств смесей плотных окислов, показали, что зависимость плотности от скорости сейсмических волн для многих из них существенно отличается от эмпирической зависимости, выведенной Ф. Берчем. В частности для переходов, включающих увеличение связей атомов кремния от 4 до 6, наклон кривой зависимости плотности от скорости значительно меньше ожидаемого. Н. Н. Мэо [168] предложил иную, чем у Ф. Берча, зависимость между плотностью и скоростью, которая по крайней мере также хорошо объясняет наблюдаемое увеличение скорости сейсмических волн, но не требует возрастания атомного веса. Таким образом, в настоящее время нет достаточных оснований считать, что химический состав верхней и нижней мантии существенно разный, хотя возможность некоторых отличий не исключена. Мантия в целом имеет силикатный состав, отвечающий в среднем перидотиту.

В ядре Земли сконцентрировано вещество с очень высокой плотностью — 11 г/см^3 . Оно должно состоять из более тяжелых элементов, чем мантия. Железо является наиболее распространенным тяжелым элементом, и поэтому наиболее вероятно, что именно оно представляет собой главную составляющую вещества ядра. Железо как хороший проводник может служить основой для динамо-эффекта образования магнитного поля Земли. Существуют и другие предположения, в частности гипотеза Лодочникова — Рамзея предполагает силикатный состав, в котором силикаты находятся в металлизированном состоянии. Этому противоречат современные данные по поведению силикатов, металлов и их окислов при сверхвысоких давлениях (при ударном сжатии) [4, 5], а также теоретические расчеты Ф. Берча [94]. Чисто железный или железо-никелевый состав должен иметь плотность на 8—15 %, превышающую плотность внешнего ядра. Поэтому к железу в ядре должны быть присоединены некоторые добавки, такие, как кислород, сера, углерод, водород.

По мнению О. Г. Сорохтина [72], состав внешнего ядра лучше всего может быть представлен в виде окиси одновалентной фазы железа: Fe_2O , а внутреннее ядро может иметь железо-никелиевый состав. Идею разделяет и К. Буллен [100].

Таким образом, твердая Земля распадается по составу в наиболее общем виде на три оболочки: 1) верхнюю, отвечающую литосфере и образованную пестрым комплексом пород от ультраосновных до кислых; 2) среднюю, совпадающую с мантией Земли и состоящую из силикатов ультраосновного состава, и 3) нижнюю, или ядро Земли, существенно железного состава. Учитывая малую мощность верхней оболочки, можно говорить о железном ядре и силикатной мантии. Возникают естественно вопросы: когда возникло это расслоение Земли, как оно происходило, было ли оно кратковременным или продолжается и сейчас, какие процессы в мантии Земли оно порождало или порождает?

Земля как планета входит в состав Солнечной системы. Возраст образования планет Солнечной системы равен 4,6 млрд. лет (учитывая возраст метеоритов). В настоящее время наибольшим предпочтением пользуется космогоническая теория, согласно которой планеты Солнечной системы образовались из газово-пылевого облака путем аккреции вещества этого облака. В результате эволюции первичного облака оно оказалось разделенным на внешнюю, существенно газообразную и менее плотную часть, из которой образовались внешние планеты (типа Сатурна), и внутреннюю, более плотную часть, давшую начало внутренним планетам земной группы. Метеориты, большинство которых приходит к нам из пояса астероидов, дают возможность судить о составе космического материала. Обычно считают, что Земля и другие родственные ей планеты в период первичного скопления их материала не могли быть сильно разогретыми, температура не превышала $100^\circ C$. Углистые хондриты рассматриваются как остатки первичного вещества, из которого возникли внутренние планеты. В их составе присутствуют водные силикаты и окисное железо, которые не могли возникнуть при температурах выше $100-200^\circ C$. Судя по метеоритам, первичный материал был образован главным образом смесью силикатов, особенно магнезиальных силикатов, с металлическим железом и, возможно, с некоторыми сульфидами, преимущественно сульфидами железа. Поскольку ядро Земли состоит главным образом из железа, то оно должно быть там в металлической форме, и если бы его не было первоначально в чистом виде, то при восстановлении железа должны бы были выделяться из ядра громадные количества H_2O и CO_2 ; в действительности неизвестно такого механизма, который бы мог вынести из недр Земли эти соединения в больших объемах.

Итак, Земля начала формироваться из первично холодного и недифференцированного, нерасслоенного вещества. Следова-

тельно, в процессе эволюции Земля должна была перейти из своего первично гомогенного и холодного состояния в ту фазу, которая наблюдается сейчас и которая характеризуется четкой расслоенностью и большим разогревом недр, вплоть до расплавленного ядра. Основной путь развития внутренних частей Земли состоит, очевидно, в дифференциации материала и выделении из него тяжелого и расплавленного ядра.

Для геологии важно знать, как давно установилось в Земле распределение температур, близкое к современному. В древнейшей истории Земли существует пробел длительностью около 1 млрд. лет, отделяющий момент образования Земли — 4,6 млрд. лет от времени наиболее древних известных горных пород на поверхности Земли — 3,5—3,8 млрд. лет. То, что неизвестно поверхностных пород древнее 3,8 млрд. лет, может говорить о том, что или Земля в самый ранний период была так холодна, что не могло возникнуть изверженных пород, или о том что, напротив, земное вещество было разогрето в такой степени, что интенсивный вынос тепла полностью разрушил все первозданные породы. Мы склонны отдать предпочтение второму предположению. В пользу его говорят результаты геологического исследования Луны. Наиболее поразительными данными о Луне являются результаты определения абсолютного возраста лунных пород, которые, как выяснилось, образовались в интервале от 4,6 до 3,5—3,2 млрд. лет, т. е. в тот самый период, на который приходится пробел в наших знаниях по истории Земли. Если Луна и была разогрета, то только в этот ранний интервал, когда образовались все кристаллические породы, в том числе и базальты лунных морей. Можно предполагать, что ранний разогрев и вынос тепла должен был происходить в это же время и на Земле, и с большей интенсивностью, чем на Луне, в силу несравненно большего объема вещества. Первичным источником разогрева являлся, очевидно, радиоактивный распад, и главным образом распад таких элементов, которые имеют короткий период полураспада — 10^5 — 10^7 лет: это — алюминий — 26, бериллий — 10 и др. Они и сейчас присутствуют в Земле, раньше их было значительно больше. Кроме того установлено, что и другие элементы, такие, как калий — 40 с периодом полураспада $1,3 \cdot 10^9$ лет, содержались в количестве, в 8 раз превышающем современное. Некоторые расчеты показывают [94], что за счет распада короткоживущих радиоактивных элементов, а также урана, тория и калия — 40, могло произойти частичное плавление вещества Земли в течение полумиллиарда лет. Дополнительное поступление энергии могло происходить за счет импактного воздействия, которое, судя по Луне, было наиболее интенсивным также в ранние периоды развития планет.

После того как температура поднялась до точки плавления железа, т. е. до 1500° , должно было начаться гравитационное

расслоение первично однородного вещества Земли с образованием ядра и мантии. Данный момент можно считать началом геологической стадии эволюции Земли, уже запечатленной в геологической летописи. На этой стадии основным источником энергии становится взаимодействие между ядром и мантией. Именно оно определяло и определяет сейчас развитие Земли и преобразования внешних ее оболочек, являясь главной причиной эндогенных процессов, видоизменяющих лик Земли. Оценки энергии, выделившейся за геологическое время в результате обособления ядра Земли, согласно различным авторам составляют: по Е. Н. Люстиху [46] — $1,5 \cdot 10^{38}$ эрг, по В. П. Кеонджяну и А. С. Монину [31] — $1,61 \cdot 10^{38}$ эрг, по О. Г. Сорохтину [74] — $1,46 \cdot 10^{38}$ эрг. Все они очень близки между собой. По мнению О. Г. Сорохтина, примерно половина этой энергии ушла на разогрев Земли, другая половина — на дополнительное сжатие недр, на фазовые переходы, на химические реакции и т. д.; это количество энергии значительно превышает сумму энергии, выделившуюся за счет радиоактивного распада и составляющую $0,41 \cdot 10^{38}$ эрг.

Нет сомнений, что длительная и сложная история Земли обусловлена процессами, передающими энергию выделения ядра к поверхности и определяющими современную химическую гомогенность мантии, а также все близповерхностные тектонические движения. Механизмом, способным осуществлять такой перенос и наилучшим образом согласующимся со всеми известными данными о глубинном строении Земли и движениях литосферы, являются конвективные течения в мантии Земли.

КОНВЕКТИВНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

ТИПЫ КОНВЕКЦИИ

Под конвекцией понимается перемещение масс жидкости, возникающее вследствие гравитационной неустойчивости, вызываемой контрастом плотностей в различных частях жидкости. Причиной плотностных неоднородностей может быть нарушение теплового или химического равновесия в среде. При перемещении менее плотных масс вверх и более плотных вниз выделяется гравитационная энергия, и при этом горячие массы переносят тепло. Если плотностные неоднородности возникают так же быстро, как и исчезают, то конвекция становится устойчивой. Такой тип конвекции характерен для тепловой конвекции в идеальной или в ньютоновской жидкости, т. е. в жидкости, вязкость которой остается постоянной, не меняясь при изменениях напряжений или других параметров (температура, давление и т. д.). Заметим, что многие породы при длительных нагрузках ведут себя как ньютоновская жидкость.

В большинстве работ, посвященных конвекции в мантии Земли, принято считать, что преобладающим типом конвективных движений является тепловая конвекция, т. е. конвекция, вызванная перепадом температур*.

Принятие тепла как движущего механизма, связано, очевидно, с наличием наиболее хорошо разработанного математического аппарата, основы которого созданы Рэлеем (1916 г.), теоретически обосновавшим эксперименты Бенара по конвекции в жидкости. Рэлей исследовал поведение слоя однородной несжимаемой ньютоновской жидкости с постоянной кинематической вязкостью — ν , заключенного между двумя бесконечными параллельными плоскостями и подогреваемого снизу. Он установил, что конвективные движения возникают в том случае, когда безразмерное число $Ra = \alpha \beta g h^4 / k \eta$, называемое числом Рэля, не станет большим, чем $24\pi^4/4$ или примерно 1500, где α — коэффициент объемного температурного расширения, β — температурный градиент, g — ускорение силы тяжести, h — мощность слоя, k — коэффициент теплопроводности, η — вязкость**. Возникающая конвекция имеет правильную ячеистую структуру: в экспериментах Бенара — гексагональную в плане и прямоугольную в вертикальном сечении. Если конвекция происходит не в бесконечном слое, а в ограниченном, например кубическом объеме, то критическое число Рэля будет порядка 550, т. е. становится в 3—4 раза меньше определенного Рэлеем.

Число Рэля определяется по существу отношением факторов, усиливающих конвекцию, к факторам, стремящимся ее затормозить. Очевидно, что линейные размеры системы будут существенно влиять на конвекцию, поскольку число Рэля зависит от толщины слоя в четвертой степени. Так, при мощностях слоя, соизмеримых с размером сечения мантии Земли ($h \sim 10^8$ см, $g \sim 10^3$ см/с², $\alpha \sim 2 \cdot 10^5$ град⁻¹, $k \sim 10^2$ см²/с), конвекция может возникнуть в среде с очень высокой вязкостью $\sim 10^{23}$ пуаз при сверхадиабатических температурных градиентах $\sim 0,1$ °С/км.

Конвекция, возникающая в модели Рэля—Бенара, имеет правильную ячеистую структуру с направленными вверх потоками горячего вещества и опускающимися вниз течениями более холодного. Поскольку общее количество вещества сохраняется постоянным, то должны существовать горизонтальные замыкания конвективных ячеек. Рэлей показал, что горизонтальный размер ячейки близок к $2h\sqrt{2}$, т. е. будет иметь

* Подробный обзор проблем, связанных с тепловой конвекцией в мантии, можно найти в работе Г. Дэвиса [112].

** Вязкость (η) представляет собой внутреннее трение, оказываемое жидкостью при перемещении одной части жидкости относительно другой; измеряется в пуазах (г/см·с); кинематическая вязкость отвечает отношению вязкости вещества к его плотности; $\nu = \eta/\rho$, измеряется в стоксах (см²/с).

тот же порядок, что и сечения слоя h . Если источник тепла расположен внутри слоя, то горизонтальные размеры ячеек увеличиваются и возникают существенные горизонтальные течения. Конвекция в такой модели является одним из главных механизмов выноса тепла из недр Земли. Эффективность теплопереноса измеряется числом Нуссельта, т. е. отношением количества перенесенного тепла к тому теплу, которое передается посредством теплопроводности.

Приведем еще одну безразмерную величину, полезную для оценки характера конвективных течений, — число Рейнольдса: $Re = vh/\nu$, где v — скорость течения. Величина числа Рейнольдса указывает какой — ламинарный или турбулентный характер движений следует ожидать в каждом конкретном случае: большие значения соответствуют турбулентному, а малые — ламинарному течению. Нетрудно видеть, что для конвекции, происходящей в мантии Земли, если принять: $h \sim 3,10^9$ см, $v \sim 10$ см/год, $\nu \sim 10^{22} - 10^{25}$ стокс, характерны очень низкие значения числа Рейнольдса: $10^{-20} - 10^{-23}$, т. е. турбулентные движения в мантии практически невозможны. Исключением являются очень большие числа Рэлея $\sim 10^8$. В этом случае конвективное течение может стать близким к турбулентному, неупорядоченному, а на границах слоя возникнут крупные флуктуации температуры и плотности вещества.

Очевидно, что конвекция в мантии или в отдельных ее частях — процесс гораздо более сложный чем в идеальной модели Рэлея—Бенара. Мантия может обладать более сложными по сравнению с ньютоновской вязкостью реологическими свойствами, источники тепла могут располагаться не только на нижней границе, но и внутри среды и, наконец, существенное влияние на форму конвективных течений могут оказывать такие граничные условия, как движение литосферных плит.

До сих пор мы говорили только о тепловой конвекции. В последние годы Е. В. Артюшков [7] и О. Г. Сорохтин [72] убедительно доказали существование более мощного источника конвективных движений в мантии Земли — механизма химико-плотностной дифференциации вещества мантии, приводящей к выделению плотного земного ядра. Если при тепловой конвекции конвективные движения могут захватывать либо всю мантию, либо только ее верхнюю часть, то в модели химико-плотностной дифференциации конвекция, как установил О. Г. Сорохтин, с необходимостью возникает в переходном слое на границе ядра Земли и нижней мантии и захватывает всю мантию. В нижней мантии происходят главным образом вертикальные движения (подъем менее плотного и разогретого вещества и опускание более плотного и охлажденного), а горизонтальные замыкания конвективных ячеек осуществляются в астеносфере и в переходном слое на границе нижней мантии и ядра Земли.

Приняв гипотезу о конвекции вещества в мантии Земли, можно более полно представить структуру конвективных течений и рассмотреть их влияние на жесткие плиты, образующие литосферу. Для решения этих задач следует, во-первых, попытаться подобрать такую картину распределения конвективных ячеек, которая будет наилучшим образом удовлетворять наблюдаемым на поверхности Земли тектоническим процессам, и, во-вторых, исходя из теоретических обоснований, наложить ограничения на допустимую структуру конвективных течений.

КОНВЕКЦИЯ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Идея о том что мантия Земли охвачена конвективными движениями и что именно эти движения ответственны за тектонические процессы, происходящие на поверхности Земли, неоднократно обсуждалась в литературе [135, 130, 211, 243, 77, 78 и др.]. В то же время вопрос о движущем механизме в тектонике литосферных плит является одним из основных нерешенных вопросов. Обычно принято считать, что тепловая конвекция, а, как отмечалось выше, именно этот тип конвекции рассматривается в большинстве работ, захватывает лишь верхнюю мантию, не включая переходный слой до глубин 600—900 км. При такой конвекции, как требует теория Рэлея—Бенара, горизонтальные размеры горизонтальных ячеек должны быть сравнимы с глубиной слоя, захваченного конвективными движениями. Размеры главных литосферных плит достигают 5000—10 000 км, следовательно, под ними должны были быть несколько конвективных ячеек. Нетрудно видеть, что движения в соседних ячейках—роликах направлены в противоположные стороны и практически сводят на нет возможность горизонтальных перемещений литосферных плит, расположенных под ними. Ф. Рихтер [206] тщательно исследовал конвекцию, идущую в пределах верхней мантии и вызванную вертикальным температурным градиентом. Он показал, что результирующее движение должно быть слишком медленным и недолго действующим для того, чтобы объяснить движение, например, Американской или Тихоокеанской плит.

Если конвекция носит глобальный характер и захватывает всю мантию Земли до границы с ядром, то отмеченное выше противоречие с горизонтальным размером ячеек практически снимается. Так вовлечена ли нижняя мантия в конвективные перемещения и какие геофизические данные говорят в пользу этого предположения?

Возражения против того, что нижняя мантия вовлечена в конвективные движения, сводятся, как правило, к следующим:

1) фазовые изменения, происходящие в переходной зоне, и возможные различия в химическом составе между верхней и

нижней мантией будут препятствовать распространению глобальных конвективных движений;

2) отклонение фигуры Земли от гидростатически уравновешенной формы (экваториальное вздутие) говорит о большой вязкости нижней мантии, равной $\sim 10^{26}$ пуаз [188], а это в свою очередь запрещает тепловую конвекцию по критерию Рэлея (получается слишком малое число Рэлея);

3) глубокофокусные землетрясения не встречаются на глубинах больших чем 720 км.

Одним из главных затруднений для глобальной конвекции в мантии Земли принято считать возможное различие в химическом составе между нижней и верхней мантией и связанное с этим увеличение атомного веса вещества ниже переходного слоя. Выше уже говорилось о том, что существующие данные говорят о гомогенности мантии по химическому составу. Фазовые превращения в переходной зоне несомненно должны оказывать влияние на форму конвективных течений в мантии Земли. Многие авторы неоднократно касались этой проблемы и, в частности, вопроса о том, могут ли фазовые переходы препятствовать распространению конвекции через переходную зону [207 и др.].

В работе Г. Шуберта и др. [212] дан подробный анализ влияния фазовых переходов на стабильность охваченного конвекцией слоя. Установлено, что стабильность слоя будет существенно зависеть от температурных возмущений, вносимых скрытой теплотой фазовых переходов и вертикальным перемещением самой фазовой границы. Фазовые переходы типа оливин — шпинель могут при определенных условиях как бы разделить всю мантию на две зоны, выше и ниже которой будут существовать самостоятельные конвективные ячейки. Это происходит потому, что вещество, переходя через границу фазового перехода такого типа, отдает скрытое тепло, и если температурный адиабатический градиент в переходной зоне постоянен и равен градиенту вне зоны, то температура его на нижней границе области перехода оказывается выше температуры окружающей среды и это должно тормозить развитие конвекции в нижней мантии.

Материалы, полученные Г. Шубертом и другими исследователями, свидетельствуют о том, что для мантии с кинематической вязкостью 10^{22} см²/с критический сверхадиабатический градиент, необходимый для того чтобы конвективные течения проникли через границу области фазовых переходов, должен быть в несколько раз выше по сравнению с величиной градиента, необходимого для существования самостоятельной конвекции выше и ниже границы раздела. Этот результат, казалось бы, сильно ограничивает возможность глобальной конвекции во всей толще мантии; однако следует заметить, что он, во-первых, получен в предположении о постоянном адиабати-

ческом градиенте в переходном слое и в окружающей мантии и, во-вторых, здесь несколько переоценена стабилизирующая роль оливин-шпинелевого перехода, так как этот переход, вероятно, не является основным в мантии [208].

Не менее существенным фактором, влияющим на форму конвекции, оказывается величина скорости конвективных течений. Уже при скоростях в несколько миллиметров в год для параметров мантии, соответствующих глубинам 400—900 км, граница фазовых переходов не будет препятствовать конвективным движениям [234]. Фазовые переходы в этом случае будут играть роль заслонки, ограничивающей тепловую конвекцию верхней мантией при очень малых скоростях течений и открывающейся в сторону нижней мантии, если эти скорости возрастают.

Таким образом, мы видим, что фазовые переходы вряд ли могут рассматриваться как существенное препятствие для развития глобальной конвекции, хотя они могут влиять на распределение конвективных течений.

Существенную информацию о возможной форме конвективных движений в мантии дают сейсмологические данные. Принято считать, что поскольку землетрясения не встречаются глубже 700 км, то ниже этой глубины в нижней мантии нет и конвективных течений. Об этом же свидетельствует распределение напряжений в погружающихся частях плит литосферы — растяжение до глубин 300 км и преобладающее сжатие ниже [143, 142].

Для объяснения максимальной глубины землетрясений, совпадающей с одной из главных сейсмических границ раздела, предложено несколько гипотез [142]: 1) нижняя мантия механически сопротивляется погружению литосферных плит; 2) погружающаяся литосферная плита нагревается окружающей мантией, теряет свои упругие свойства и поэтому землетрясения в ней прекращаются (постоянная времени прогрева около 10 млн. лет); 3) современный этап разрастания океанического дна и тектоники литосферных плит начался около 10 млн. лет назад.

История движения главных литосферных плит, восстанавливаемая по полосовым магнитным аномалиям, полностью исключает третью гипотезу. Вторая гипотеза поддерживается наблюдаемой корреляцией между длиной погружающейся плиты и скоростью субдукции [38], а также расчетами структуры теплового поля в погружающейся плите и окружающей мантии [172]. О справедливости первой гипотезы говорит наблюдающееся искривление некоторых зон Беньофа на глубинах, превышающих 300 км [142]. Многие глубокофокусные землетрясения или, по крайней мере, картина их распределения по глубине могут быть вызваны фазовыми переходами в погружающейся плите. Уменьшение объема, связанное с фазовыми переходами, может

играть роль спускового механизма, реализующего накопившееся напряжение. Некоторое увеличение числа землетрясений ниже 300 км, возможно, обусловлено связью землетрясений с фазовыми переходами.

Для объяснения смены условий растяжения условиями сжатия вниз по направлению погружающейся плиты нет необходимости предполагать, что плита не может погрузиться ниже 700 км. Достаточно допустить, что величина затягивающей силы на единицу длины плиты достигает максимума между зонами растяжения и сжатия [112]. Уменьшение затягивающей силы в зоне сжатия может быть обусловлено различными процессами, среди которых назовем только вторичные конвективные течения в астеносферном слое по соседству с погружающейся плитой [41], уменьшение отрицательной пловучести погружающейся плиты по мере ее разогрева [133] и увеличение сопротивления окружающей среды. В желобах Тонга и, вероятно, Хонсю условия сжатия наблюдаются по всей длине погружающейся плиты [142], и это говорит о том что максимум затягивающей силы располагается вблизи поверхности. Происхождение такого распределения сил загадочно, но и в этом случае нет необходимости предполагать некий барьер на глубине 700 км. Таким образом мы видим, что наших знаний о глубоких землетрясениях в настоящее время недостаточно, чтобы полностью исключить одну из упомянутых выше гипотез.

В последние годы сейсмическими и сейсмологическими методами установлено, что нижняя мантия связана с динамикой плит и не является статической. Было показано, что под зонами Беньофа на глубинах 700—1400 км существуют локализованные области аномально больших сейсмических скоростей. Вероятнее всего появление аномалий связано с охлаждающим эффектом погружающейся литосферной плиты, достигшей этих глубин [150]. Доказано существование глобальных аномалий в распределении сейсмических скоростей в мантии Земли, причем максимальная амплитуда аномалий наблюдается в верхней мантии и в переходном слое между нижней мантией и ядром, т. е. именно в тех областях, где предполагается существование горизонтальных замыканий глобальных конвективных ячеек [136]. Эти области глобальных аномалий в сейсмических скоростях коррелируют с длинноволновыми компонентами гравитационного поля, что в свою очередь дает возможность говорить о их прямой связи с движениями в мантии.

Существенным ограничением для тепловой конвекции во всей толще мантии служат высокие значения вязкости нижней мантии, оцениваемые, как говорилось, в 10^{26} пуаз. Современные данные о реологии мантии сводятся к следующему: бесспорно наличие литосферы с большой вязкостью порядка 10^{25} пуаз, которую в большинстве случаев можно рассматривать как упругое тело; также не вызывает сомнений существование

астеносферного слоя с малой вязкостью. Л. Кеслиз [103] проанализировал материалы, касающиеся вязкости мантии Земли. Оценка величины вязкости астеносферы опирается на изучение подъема земной поверхности в результате снятия нагрузки после стока воды из озер, в особенности из оз. Бонневиль в США, и таяния ледниковых щитов. Л. Кеслиз считает доказанным существование слоя низкой вязкости — $0,4-1,0 \times 10^{21}$ пуаз мощностью не менее 100 км, залегающего под литосферой.

Астеносфера определяется различно. Первоначально это понятие относилось к регионам, где наблюдается компенсация поверхностной нагрузки. Астеносфера также отождествляется с сейсмической зоной пониженных скоростей в верхней мантии.

Е. В. Артюшков [89] предположил, что астеносфера (канал с пониженной вязкостью) под океанами развита гораздо больше, чем под континентами, благодаря более высокой температуре океанической мантии. Он установил, что при разности температур в $100-200^\circ$ вязкость под океанами будет на 1—2 порядка ниже в 100-километровом слое ($10^{18}-10^{19}$ пуаз). Прямых оценок, касающихся вязкости верхней мантии под океанами, еще очень мало. Нагрузка от подводных вулканов и поведение литосферных плит при их погружении в зонах субдукции [126, 239] свидетельствуют скорее о реологии литосферы, чем астеносферы. Нагрузка, вызванная изменением уровня океана, слишком крупномасштабна и захватывает мантию на гораздо большие глубины. И все же существование слоя с низкой вязкостью под океанами нельзя не принимать во внимание, особенно после обнаружения под океанами хорошо развитой зоны пониженных сейсмических скоростей [119].

Величина вязкости нижней мантии может быть получена из данных о послеледниковом поднятии Северной Америки, из данных о глобальных колебаниях уровня океана и из изменения скорости вращения Земли [194, 103]. Все это свидетельствует о достаточно однородной вязкости мантии — 10^{22} пуаз; она значительно отличается от более ранней оценки, равной 10^{26} пуаз, полученной из анализа большого негидростатического экваториального вздутия [188]. Л. Кеслиз [103] приходит к заключению, что вязкость мантии равна 10^{22} пуаз, за исключением астеносферного слоя с низкой вязкостью — $0,4 \cdot 10^{21}$ пуаз. Слой пониженной вязкости может быть выражен сильнее или слабее в различных регионах, соответственно под океанами или континентами.

Таким образом, имеющиеся данные по физическим условиям, химическому составу и реологии не противоречат возможности конвективных течений, охватывающих всю толщу мантии от ядра до подошвы литосферы. Этот вывод справедлив даже для чисто тепловой конвекции, в еще большей мере он относится к химико-плотностной конвекции.

Модель химико-плотностной конвекции, разработанная О. Г. Сорохтиным [72] и А. С. Мониным [53], является наиболее строгой, всесторонне объясняющей процессы, происходящие внутри Земли, и связывающей с ними тектонические движения и магматизм.

По О. Г. Сорохтину, появление плотностных неоднородностей происходит на границе мантия — ядро в слое Берзон в результате обмена веществом между мантией и ядром. Это приводит к наращиванию объема ядра за счет мантийного материала. Наиболее вероятна следующая реакция: $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O} + \text{O}_2$. Окисное одновалентное железо добавляется в ядро, а низы мантии обогащаются кремнеземом, глиноземом, окисями кальция и магния. В основании мантии возникают менее плотные участки, отличающиеся по плотности от вышележащих слоев на $0,05 \text{ г/см}^3$. Это создает возможность для подъема более легкого вещества вверх. Для оценки эффективности плотностной конвекции О. Г. Сорохтин предложил подставить в выражение числа Рэлея вместо температурных плотностные параметры: вместо произведения коэффициента объемного температурного расширения на средний температурный градиент (α, β , см. с. 22) — эквивалентное ему отношение перепада плотностей, образующегося в результате дифференциации вещества на поверхности ядра, к плотности мантии ($\Delta\rho/\rho$), а вместо коэффициента теплопроводности (k) — коэффициент диффузии (D). Выражение для числа Рэлея приобрело следующий вид: $R = \Delta\rho gh^3/D\eta$. О. Г. Сорохтин принял $g = 10^3 \text{ см/с}^2$, $h = 2,5 \cdot 10^8 \text{ см}$, $\eta = 10^{25}$ пуаз, $D = 10^{-21} - 10^{-22} \text{ см}^2/\text{с}$, $\Delta\rho = 0,05 \text{ г/см}^3$. При этих значениях число Рэлея равно 10^{23} , т. е. на 20 порядков больше критического значения. Если учесть, что вязкость в мантии может оказаться равной 10^{22} , то число Рэлея возрастет еще на три порядка. Отсюда следует, что «связанная с дифференциацией вещества плотностная конвекция в мантии Земли может и будет возникать практически при любом сколь угодно малом сверхадиабатическом перепаде плотности, связанном с химической неоднородностью вещества» [72, с. 27]. Скорость процесса химико-плотностной дифференциации пропорциональна площади поверхности ядра и концентрации железа в мантии. Следовательно, по мере возрастания размеров ядра скорость процесса разделения вещества будет увеличиваться и соответственно будут усиливаться конвективные движения и тектоническая активность. Одновременно мантия Земли будет во все большей степени обедняться железом, что приведет к замедлению этих процессов. Кривая выделения энергии и тектонической активности должна иметь максимум, который по О. Г. Сорохтину приходится на уровень 1700—1900 млн. лет. Полагая, что в ходе конвективных движений происходит полный оборот вещества внутри мантии, О. Г. Сорохтин установил, что со временем оборота совпадают

главные тектонические циклы Земли. Гидродинамической особенностью мантии Земли, как указывает О. Г. Сорохтин, является то, что сильно вязкая мантия расположена между двумя менее вязкими слоями: астеносферой с вязкостью около 10^{20} пуаз и жидким внешним ядром. В результате в мантии возможны только вертикальные перемещения, а горизонтальные ветви конвективных течений приурочены к менее вязким слоям: астеносфере сверху и слою Берзон внизу. Так как вязкость нижней мантии достаточно высока, то из принципа минимума скорости диссипации энергии вязкого трения следует, что сечения конвективных ячеек должны быть максимально широки. Следовательно, более выгодным с энергетической точки зрения будет существование одно- или двуячейковой структуры, хотя возможны короткие периоды более сложных конфигураций течений [54]. По расчетам О. Г. Сорохтина при одноячейковой конвекции энергия выделяется в основном в астеносфере, а при двуячейковой — в нижней мантии. Это обуславливает периодическую смену одноячейковой системы конвекции на двуячейковую и наоборот. Сейчас действует двуячейковая структура конвективных течений. Центры восходящих потоков, как считает О. Г. Сорохтин, расположены под Восточной Африкой и Восточно-Тихоокеанским поднятием, а нисходящих потоков — под западной и восточной окраинами Тихого океана.

Важно знать, каковы скорости конвективных течений. В разных моделях они оцениваются по-разному, но обычно считается, что они соизмеримы со скоростями перемещения литосферных плит, т. е. составляют несколько сантиметров в год. В модели О. Г. Сорохтина скорость конвективных течений может быть определена исходя из предположения, что за один тектонический цикл весь объем мантии перетекает через суммарное сечение потоков одного направления. Для горизонтальных составляющих течений в астеносфере скорости в одноячейковой системе могут достигать 70 см/год, а в двуячейковой — 40—50 см/год. Скорости течений в вертикальных ветвях равны 6—7,5 см/год в нижней мантии и 3—3,5 см/год в верхней мантии. Ясно, что главным механизмом движения литосферных плит должно быть волочение плит конвективными течениями за счет вязкого трения.

Модель конвективных движений О. Г. Сорохтина является наиболее продуктивной, и мы принимаем ее как основу для движущего механизма тектоники плит. Следует вместе с тем отметить, что проблемы глубинной геодинамики очень сложны и еще не получили однозначного решения. Существуют и другие представления о конвекции. До сих пор широко распространено представление о чисто тепловой конвекции, ограниченной только пространством верхней мантии, по существу только астеносферным слоем. Из них наибольшей известностью пользуется модель типа предложенной Эльзассером — Орованом

[117], согласно которой конвекция происходит в системе литосфера — астеносфера, причем движение литосферы образует верхнюю горизонтальную ветвь конвективной ячейки, а возвратное течение происходит в астеносфере. Литосфера служит проводником напряжений, ее погружение в мантию осуществляется за счет охлаждения и утяжеления. Погружающаяся литосферная пластина увлекает за собой или, так сказать, затягивает всю литосферную плиту вниз, а вместе с ней и прилегающую верхнюю часть астеносферного слоя. К моделям этого типа относятся представления о том, что движущим механизмом горизонтальных движений может быть внедрение горячего материала («дайки») в рифтовых зонах, вызывающее расталкивание и гравитационное соскальзывание литосферы с поднятых флангов срединноокеанических хребтов [89]. В этом случае

причины внедрения горячего материала и образование вздутий не имеют отношения к конвективным течениям. Различные варианты конвективных течений в астеносфере показаны на рис. 2. Было предпринято несколько попыток использовать наблюдаемые движения плит для создания модели сил, действующих на подошву литосферы. С. Соломон и Н. Слип [222] считают, что «абсолютные» скорости движения плит (т. е. относительно к некоторому среднему значению глобальных скоростей) свидетельствуют о преобладании сил волочения. Д. Форсайт и С. Уйеда [121] приходят к выводу, что имеющихся данных недостаточно для суждения о том, какой механизм преобладает: заталкивание, затягивание или волочение. Дж. Харпер полагает, что наблюдаемые движения согласуются преимущественно с механизмом затягивания и в меньшей мере заталкивания и волочения астеносферой. Значительные ограничения на модели движения плит накладывают внутриплитовые напряжения. Модели сил зависят от таких параметров, как размеры и относительные и абсолютные скорости плит, и не могут быть

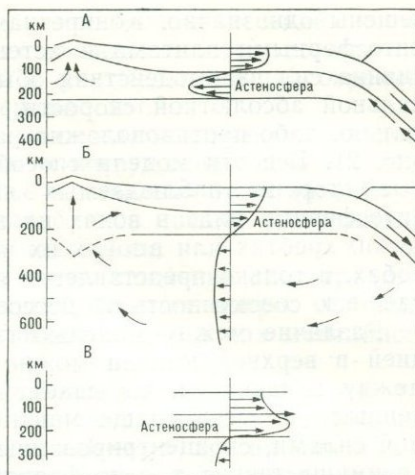


Рис. 2. Варианты конвективных течений в верхней мантии:

А — противотечение происходит только в астеносфере, ниже нее течений нет; Б и В — противотечения происходят ниже астеносферы; течения в астеносфере идут в том же направлении, что и движения плиты, но в варианте Б течение в астеносфере идет медленнее, чем движения плиты, и поэтому оно не может двигать плиту, а в варианте В течение в астеносфере идет быстрее, чем движения плиты, и поэтому оно несет на себе плиту. Стрелки показывают направление движений; линии, соединяющие вершины стрелок, — отвечают эпиграм скоростей

решены однозначно. Конкретная форма взаимодействия между литосферными плитами и астеносферой остается неясной. Величина сил взаимодействия обычно предполагается пропорциональной абсолютной скорости, а их направление либо параллельно, либо противоположно направлению движения плит (см. рис. 2). Все эти модели способны объяснить какие-то отдельные стороны наблюдаемых явлений, такие, как поведение литосферных плит в зонах их наращивания в срединноокеанических хребтах или в зонах их поглощения в глубоководных желобах, и только представление о глобальной конвекции охватывает всю совокупность процессов.

Различие между моделью глобальной конвекции и конвекцией в верхней мантии можно сформулировать как различие между конвекцией, вызываемой силами плавучести, распределенными во всей толще мантии, и конвекцией, обуславливаемой силами, сконцентрированными на верхней границе мантии, преимущественно в литосферной плите. Установлено [112], что даже если силы сконцентрированы полностью в литосфере, конвективные движения, вызванные плитами, проникают глубоко в мантию, и любые дополнительные силы, сосредоточенные в мантии, будут усиливать конвективные течения.

Часто возражением против глобальной конвекции, состоящей всего из одной или двух ячеек, служит то обстоятельство, что якобы такими ячейками не может быть образована разветвленная рифтовая система Земли и противостоящие ей глубоководные желоба, требующие как будто бы многоячейстой конвекции, во всяком случае, конвекции с числом ячеек, превышающим две.

Возражение легко снимается, если допустить, что близповерхностные структуры — срединноокеанические хребты и глубоководные желоба — не обязательно отвечают соответственно восходящим и нисходящим ветвям конвективных ячеек. Это в общем очевидно для срединноокеанических хребтов. С. Ранкорн [211] отметил, что самая замечательная особенность срединноокеанических хребтов — их смещение трансформными разломами на отдельные сегменты — противоречит тому, что они обязательно находятся на острие восходящих ветвей конвективных ячеек. Непосредственно над восходящими потоками горизонтальная составляющая течений равна нулю, и поэтому не может происходить смещения по горизонтали отдельных сегментов хребта. Следовательно, движение жестких литосферных плит хотя и определяется конвективными движениями в мантии и согласуется с ними, не обнаруживает абсолютного соответствия с формой конвективных ячеек. Если есть согласованность, то она проявляется в самом общем виде, в том что зоны срединных хребтов в целом близки к восходящим ветвям, а зоны глубоководных желобов — расположены в области нисходящих ветвей.

Недостатком многих моделей конвективных течений, кроме модели глобальных конвективных течений, является то, что они лишены исторического подхода и учитывают лишь современное состояние движения литосферных плит.

Для одних из них, которые связывают конвективные движения с утяжелением литосферы и погружением ее в мантию, необходимо, чтобы литосфера уже изначально была разбита на крупные блоки, а некоторые края блоков начали утяжеляться, причем в строго определенных зонах Земли.

Для других моделей, объясняющих движение плит гравитационным соскальзыванием, неясным остается вопрос об образовании самих первичных вздутий и притоке в них мантийного материала.

Д. Маккензи и Н. Вайс [179] обратили внимание на то, что поскольку в желобах происходит погружение и поглощение асимметрично, т. е. только одной плиты, а другая плита, нависающая над зоной поглощения, постоянно наращивается с противоположной стороны, то при стационарной системе движения плит должно происходить уменьшение количества плит с образованием малого количества больших по размерам суперплит. Если механизм тектоники плит «работает» в течение продолжительного времени (а из геологических данных известно, что он действует, по крайней мере, последние 1500 млн. лет), то такие суперплиты должны раскалываться. Возможно, мезозойский раскол Пангеи явился расколом подобной суперплиты. Механизм раскола суперплит, связанный с мелкомасштабной и многочечистой конвекцией, нельзя считать удовлетворительным. Глобальная конвекция и, в частности, перестройки одночечистой структуры на двучечистую и наоборот, могут объяснить процесс раскола и спаивания литосферных плит. С такими перестройками структуры конвективных течений в истории Земли совпадают периоды существования суперконтинентов — Пангей — 2500, 1700, 1000 и 250 млн. лет назад [25].

Рассмотрим некоторые следствия, вытекающие из модели глобальных конвективных течений и влияющие на процессы, происходящие в астеносфере, поскольку именно они наиболее ярко проявляются на поверхности Земли. Крупномасштабная конвекция, в отличие от многочечистой, позволяет объяснить многие явления, относящиеся к образованию срединноокеанических хребтов и внутриплитового магматизма. Это вовсе не означает, что мы полностью исключаем возможность мелкомасштабной конвекции в верхней мантии. Она обязательно должна происходить в областях погружения литосферных плит [41], но является вторичной, полностью приспособленной к глобальным конвективным течениям.

ГЛОБАЛЬНАЯ КОНВЕКЦИЯ В МАНТИИ ЗЕМЛИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК

Горячие точки и мантийные струи. В настоящее время широко распространено представление о мантийных струях, которое противопоставляется модели конвективных течений. Оно возникло на основании изучения цепей вулканических гор в океанах. Т. Вильсон [243] обратил внимание на то, что Гавайский и Императорский хребты в Тихом океане состоят из цепи вулканов, которые омолаживаются в юго-восточном направлении. По его мнению, эта вулканическая цепь располагается над фиксированным разогретым объектом в мантии, названным им горячей точкой (hot spot). При прохождении литосферы над горячей точкой она как бы прожигается насквозь и образуются вулканические центры. Вулканические хребты представляют собой следы прохождения литосферных плит над горячими точками. Примерами таких следов горячих точек являются, кроме Гавайско-Императорского хребта, хр. Лайн-Туамоту, острова Пасхи, Питкарн, Маркизские в Тихом океане, Буве, Св. Елены, Вознесения, Канарские — в Атлантическом океане, Кергелен и Принца Эдуарда — в Индийском океане, а также некоторые области проявления внутриконтинентального базальтового вулканизма, как в районе плато Тибести в Африке.

Дж. Морган [187] для объяснения появления горячих точек предложил механизм мантийных струй, поднимающихся из нижней мантии и выносящих тепловую энергию в верхние оболочки Земли. Мантийные струи, как полагает Дж. Морган, фиксированы по отношению к нижней мантии. Согласно Моргану, существует всего два-три десятка таких мантийных струй, которые вызывают в астеносфере горизонтальные течения, радиально расходящиеся от горячих точек и являющиеся движущим механизмом тектоники плит. Горячие точки и соответственно мантийные струи выражаются в рельефе крупными вздутиями, соответствующими подъему к поверхности глубинного материала. Каких-либо специфических зон погружения материала, компенсирующих подъем мантийных струй, не существует; обратный поток, вероятно, равномерно рассеивается в толще мантии.

Дж. Минстер и др. [181] установили, что в мгновенной кинематике плит горячие точки образуют единую, связную систему, которую можно принять за отправную систему отсчета движения литосферных плит, подтвердив тем самым предположение Дж. Моргана. Вместе с тем, как отмечено в работах П. Молнара и Т. Этуотер [182] и П. Молнара и Ж. Франшето [184], за более продолжительные периоды времени горячие

точки перемещаются друг относительно друга, правда, значительно медленней, чем относительные движения плит, на которые они расположены. В связи с этим высказывались предположения, что могут происходить небольшие относительные перемещения мантийных струй.

Гипотеза мантийных струй и горячих точек очень привлекательна, поскольку она позволяет объяснить целый ряд явлений на поверхности Земли. Тем не менее она встречает большие трудности, в связи с тем что мантийные струи оказываются как бы оторванными от конвективных течений в мантии. К. Торранс и Д. Таркотт [232] считают, что мантийные струи, или узкие восходящие потоки в мантии, будут возникать только в тех случаях, если реологические свойства мантии, в частности ее вязкость, будут очень чувствительны к повышению температуры, т. е. вязкость должна быть существенно неньютоновской. Однако это вряд ли можно считать приемлемым для мантии.

Нами предлагается модель [65, 66], объясняющая все особенности поверхностного выражения горячих точек, но связывающая их появление с особенностями более глобальных конвективных течений, захватывающих всю Землю. Горячие точки появляются в результате выделения дополнительного тепла, вызванного трением, в той ветви конвективных течений, которая реализуется в астеносферном слое.

Возможное происхождение горячих точек. Существование большого количества узких потоков в нижней мантии, отвечающих мантийным струям Моргана, как говорилось, вряд ли возможно, а более вероятно действие системы глобальных конвективных течений.

На рис. 3, А приведена схема конвективных течений в мантии Земли для случая двух ячеек [72]. Из нее следует, что в астеносферном слое реализуются преимущественно горизонтальные составляющие скорости течений, которые закономерно изменяются от минимальных значений над центрами восходящих

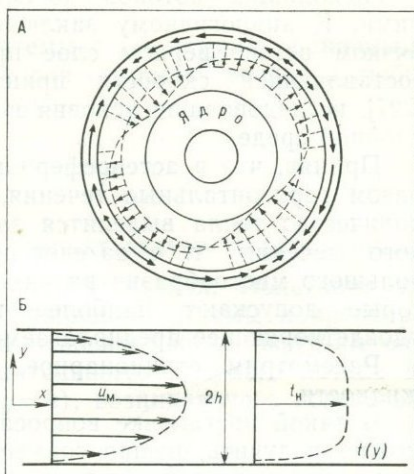


Рис. 3. Схема конвективных течений в мантии Земли (А) и модель предполагаемого распределения скоростей течений в сечении астеносферного слоя (Б)

А — модель О. Г. Сорохтина [72] (тонкие радиальные стрелки отвечают восходящим и нисходящим потокам; толстые стрелки на внешней стороне сферы — горизонтальной составляющей скорости течений в астеносферном слое; величина стрелок пропорциональна скорости; Б — модель, принимаемая для расчетов

и нисходящих потоков до максимальных в центре между ними. К аналогичному заключению о существовании в менее вязком астеносферном слое преимущественно горизонтальной составляющей скорости пришли Х. Такеучи и С. Саката [227], исследовавшие условия возникновения конвекции в двух-слойной среде.

Приняв, что в астеносферном слое существуют главным образом горизонтальные течения, попытаемся определить, какое количество тепла выделится за счет диссипации энергии вязкого течения, т. е. за счет превращения трения в тепло. Из большого многообразия вязких течений [87] выберем такие, которые допускают наиболее простое теоретическое решение, удовлетворяющее предполагаемой геометрии течения.

Рассмотрим стационарное, плоское течение несжимаемой жидкости.

В такой постановке вопроса ответ на поставленную задачу можно получить, решая совместно систему уравнений, в которую входят уравнение теплопроводности, уравнение гидродинамики,—или так называемое уравнение Навье—Стокса, и уравнение сохранения движения.

В нашей модели (см. рис. 3, Б) течение в астеносферном слое принимается как установившееся между плоскими стенками, одна из которых — нижняя мантия — находится в покое, а вторая — литосферная плита — движется с постоянной скоростью α , меньшей по сравнению со скоростью в центре астеносферного потока. Предположим, что течение происходит за счет постоянного градиента давлений по оси x , а по оси y перемещения отсутствуют. Иными словами, будем рассматривать течения, для которых градиент давления (dp/dx) постоянен, составляющая скорости по оси y равна нулю, а составляющая скорости по оси x (u) и температура (t) являются функцией от y . Тогда система уравнений, описывающая выделение тепла за счет диссипации энергии вязкого трения, будет иметь следующий вид:

$$\mu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = - \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\lambda \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} = - \mu \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2,$$

где μ , λ — соответственно вязкость и теплопроводность. Если все тепло, выделяемое в астеносфере, идет на нагревание литосферной плиты, то граничные условия для решения системы уравнений будут:

$$\frac{\partial t}{\partial y} = 0, \quad u = 0 \quad \text{при } y = -h,$$

$$t = t_0, \quad u = \alpha \quad \text{при } y = +h, \quad (2)$$

$$u = u_m \quad \text{при } y = 0,$$

где h — полумощность астеносферного слоя, u_m — скорость в центре потока (см. рис. 3, Б).

Решая первое уравнение системы с принятыми граничными условиями, получаем выражение для скорости течения в любой точке канала (в зависимости от y):

$$u = \frac{\alpha}{2} \left(1 + \frac{y}{h}\right) + \left(u_m - \frac{\alpha}{2}\right) \left(1 - \frac{y^2}{h^2}\right), \quad (3)$$

здесь член $\sim \left(1 - \frac{y^2}{h^2}\right)$ характеризует параболическое распределение скоростей в течении Пуазейля. Подставив это выражение скорости во второе уравнение системы и пренебрегая членами второго порядка относительно α , получим следующее выражение для дополнительного теплового потока на подошву литосферы (т. е. при $y=h$), возникающего вследствие трения в астеносфере:

$$\lambda \frac{\partial t}{\partial y} \Big|_{y=h} = \frac{8}{3} \mu \frac{u_m}{h} (u_m - \alpha). \quad (4)$$

Мы получили выражение для теплового потока, существенным образом зависящее от скорости, а так как в принятой нами модели скорость горизонтальных перемещений в астеносфере изменяется от минимальных значений над восходящим и нисходящим потоками до максимальных между ними, то следует ожидать аналогичного поведения и для теплового потока.

Для оценки возможных величин теплового потока воспользуемся законом изменения средних скоростей горизонтальных течений в астеносфере, полученным О. Г. Сорохтиным [72] и основанном на предположении, что за один тектонический цикл весь объем мантии Земли перетекает через суммарное сечение потоков одного направления. Тогда для модели, приведенной на рис. 3, А, изменение скорости течений в астеносфере в зависимости от расстояния от центра восходящего потока (измеряемого в полярных углах) определяется выражением:

$$u_m = \frac{9}{16\pi} \frac{V_m \bar{\rho}_m / \bar{\rho}_a}{t_c H_a r_a (1 - \cos \theta_0)} \cdot \operatorname{tg} \frac{\theta}{2} \left(1 - \frac{1}{3} \frac{\theta^2}{\theta_0^2}\right), \quad (5)$$

где V_m — объем вещества, перетекающего через астеносферу, ρ_m — средняя плотность нижней мантии, ρ_a — плотность астеносферы, t_c — продолжительность тектонического цикла, H_a — мощность астеносферного слоя, r_a — расстояние от центра Земли до центра астеносферы, θ — угловое расстояние от центра потока в градусах земной сферы, θ_0 — угловое расстояние, при котором скорость достигает максимальных значений ($\sim 53^\circ$). При расчете кривой изменения скорости (рис. 4, А) принималось, что $V_m = 0,9 \cdot 10^{27}$ см³, $\rho_m = 4,5$ г/см³, $\rho_a = 3,4$ г/см³, $t_c =$

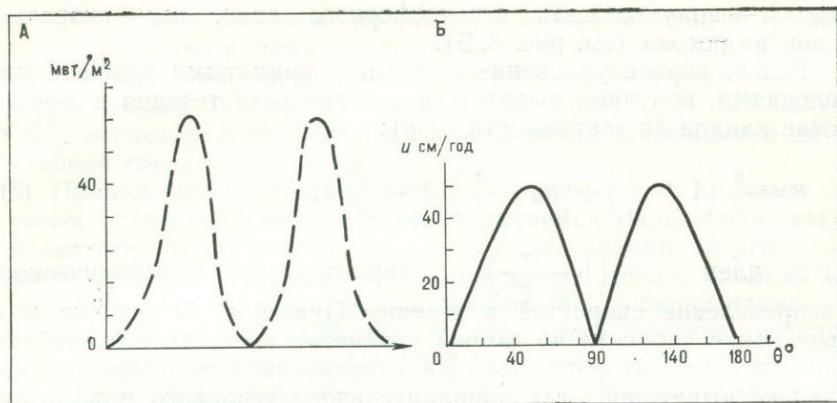


Рис. 4. Кривые:

А — распределения скоростей течений и Б — дополнительного теплового потока, обусловленного диссипацией энергии вязкого трения в астеносферном слое на отрезке между восходящей и нисходящей ветвями глобальных конвективных течений

$= 1,6 \cdot 10^8$ лет, $H_a = 3,5 \cdot 10^7$ см, $r_a = 6 \cdot 10^8$ см, $\theta_0 = 53^\circ$, $0 \leq \theta \leq \theta_0$. Подставив значения скоростей в уравнение теплового потока (4) и приняв $\mu \approx 10^{20}$ пуаз, $h \approx 1,7 \cdot 10^7$ см, получим кривую распределения дополнительного теплового потока (см. рис. 4, Б).

Данный результат свидетельствует о резком повышении теплового потока обусловленного трением в астеносфере, примерно на половине расстояния между восходящим и нисходящим потоками глобальных конвективных ячеек. Величина его по нашим оценкам достигает $0,8—1,5 \mu$ кал/см²·с. Несмотря на приблизительный характер расчетов, полученные значения вряд ли завышены. Скорее наоборот, так как нами не учитывалось увеличение мощности литосферной плиты и соответственно уменьшение сечения астеносферного потока по мере удаления от восходящего потока. Вдали от этой средней области количество дополнительного тепла, обусловленного трением, незначительно, и характер температурного поля в литосфере обусловлен ее остыванием по мере удаления от нарастающей границы плит. Из рис. 4, Б следует, что достаточно высокие значения теплового потока занимают некоторую область вокруг «средней» точки, расположенной почти на половине расстояния между вертикальными потоками, т. е. правильнее было бы говорить о горячих областях, имеющих ширину 1000 км и более.

В соответствии с предложенной моделью горячие точки должны закономерно возникать на половине расстояния между восходящей и нисходящей ветвями глобальных конвективных течений.

География горячих точек такова, что большинство из них расположены в Тихом и Атлантическом океанах (рис. 5). На примере Тихого океана хорошо видно, что практически все

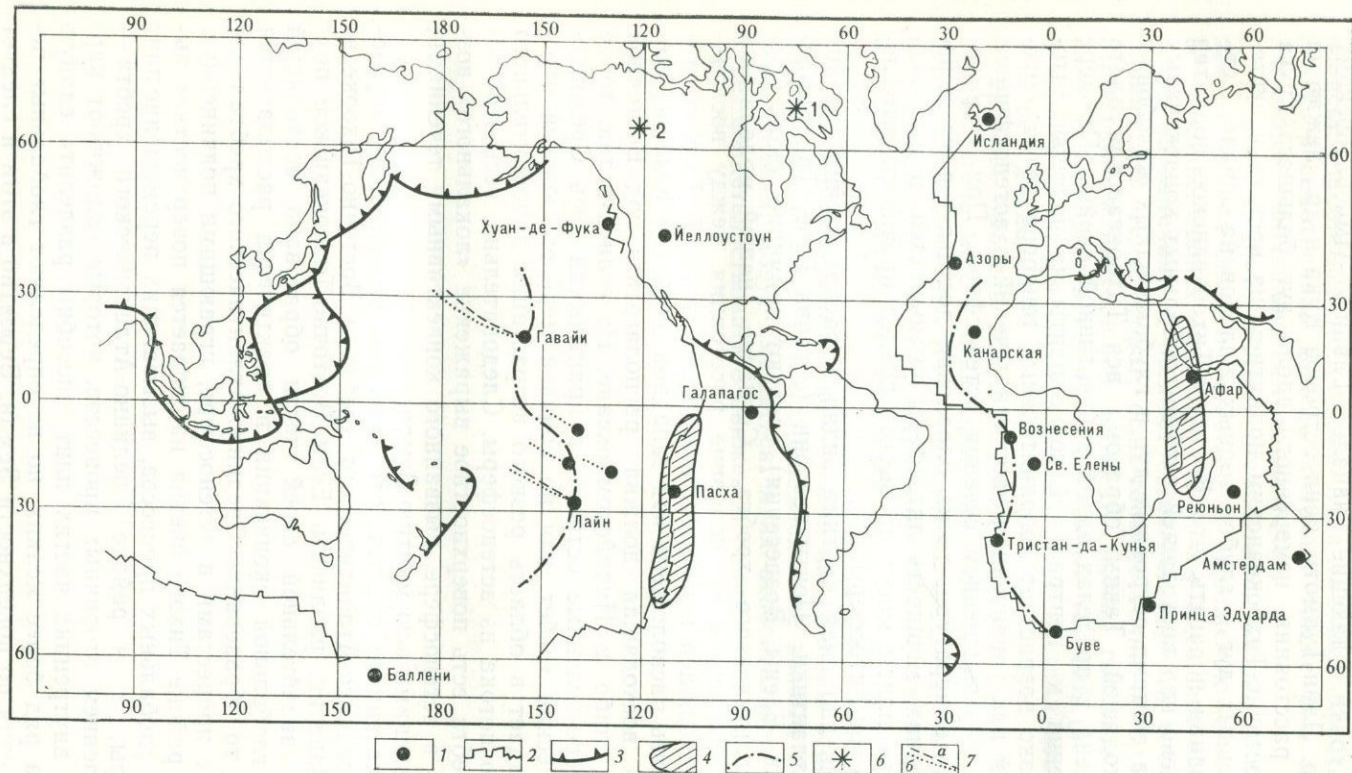


Рис. 5. Карта распределения горячих точек на поверхности Земли

1 — горячие точки базальтового вулканизма; 2 — границы наращивания плит; 3 — границы поглощения плит; 4 — предполагаемые области восходящих потоков в мантии (по О. Г. Сорохтину, 1974 г.); 5 — линии, отвечающие половине расстояния между областями восходящих и нисходящих потоков в мантии; 6 — полюса вращения Тихоокеанской плиты относительно: горячих точек Тихого океана — 1 (по Дж. Моргану, 1972 г.), 2 — системы островных дуг запада Тихого океана; 7 — траектории движения Тихоокеанской плиты (а — вокруг полюса 1, б — вокруг полюса 2)

горячие точки, дающие начало Гавайско-Императорскому хребту, хр. Лайн-Туамоту, цепи островов Кука и др., лежат на половине расстояния, измеренного вдоль дуг большого круга между Восточно-Тихоокеанским поднятием на востоке и системой островных дуг и глубоководных желобов на западе. Есть все основания полагать, что Восточно-Тихоокеанское поднятие расположено над восходящей ветвью глобальных конвективных течений, а система островных дуг и глубоководных желобов — над нисходящей. Таким образом, вся Тихоокеанская плита расположена в пределах одной конвективной ячейки. По мере приближения к центральной точке плиты на подошве литосферы резко возрастает дополнительный тепловой поток, обусловленный как увеличением скорости течений в астеносферном слое, так и уменьшением сечения астеносферы. При этом повышается температура, точка плавления достигается на меньших глубинах, мощность литосферы уменьшается, и напряжения внутри плиты могут превысить предел прочности вышележащих пород литосферы.

Совершенно иная картина видна в распределении горячих точек Атлантики. Почти все они (острова Буве, Тристан-да-Кунья, Св. Елены, Вознесения) следуют примерно вдоль Срединно-Атлантического хребта. Согласно нашей модели они должны находиться на половине расстояния между восходящей и нисходящей ветвями конвективных течений. Если нисходящая ветвь расположена под западной окраиной Южной Америки, то восходящая должна располагаться под Восточной Африкой, либо в Индийском океане. Но если это так, то не только перечисленные острова, а практически весь Срединно-Атлантический хребет, или по крайней мере его южный отрезок, попадает в область резкого возрастания дополнительного теплового потока из астеносферы. Следовательно, весь этот отрезок хребта есть поверхностное выражение «локального» возмущения в астеносфере, вызванного конвективными течениями, охватывающими всю мантию Земли.

Из сказанного следует, что причины, вызывающие образование Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия, различны. Если Восточно-Тихоокеанское поднятие в значительной своей части образовано восходящей ветвью глобальной конвекции и практически располагается над ней, то образование Срединно-Атлантического хребта тесно связано с процессами в астеносфере, играющими подчиненную роль. В районе Тихого океана наблюдается поверхностное выражение глобальных процессов, вызывающих перемещение плит литосферы, а в районе Срединно-Атлантического хребта — с проявлением вторичных процессов, которые осложняют картину во внутренних частях плит, способны разделить единую плиту на ряд более мелких, но не определяют глобальные перемещения по поверхности Земли. Вероятно в этом и следует

искать причину коренного различия между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Срединно-Атлантическим хребтом.

Из рассмотренной модели вытекает также ряд следствий, касающихся подвижности горячих точек:

1) если выбрать систему отсчета произвольно, таким образом чтобы она была неподвижна по отношению к нисходящей ветви конвективных движений, то любое смещение восходящей ветви на величину $A/2$. И, наоборот, если горячие точки неподвижны по отношению к нисходящей ветви, то можно говорить о неподвижной восходящей ветви конвективных течений (все эти рассуждения остаются справедливыми, если система отсчета связана не с нисходящим, а с восходящим потоком);

2) если выбрать некую абсолютную систему отсчета, связанную, например, с осью вращения Земли, то горячие точки будут неподвижны тогда, когда конвективная ячейка либо неподвижна, либо обе ее ветви движутся с равной скоростью в противоположных направлениях;

3) все горячие точки, обязанные своим происхождением одной и той же конвективной ячейке, неподвижны относительно друг друга; горячие точки, принадлежащие разным конвективным ячейкам, могут смещаться, и их относительное смещение будет свидетельствовать о движении самих конвективных ячеек.

Геодинамика верхних оболочек Земли, т. е. возникновение в них напряжений, закономерности распределения этих напряжений на площади, связанные с ними геологические события, в особенности тектонические деформации и проявления разнообразного магматизма, определяются движением и взаимодействием литосферных плит. Теория тектоники литосферных плит лежит в основе частной геодинамики. Оформившись в конце 60-х годов нашего века, эта теория очень быстро получила почти всеобщее признание. Нет необходимости подробно останавливаться на обосновании этой концепции, так как его легко можно найти в довольно многочисленных работах, появившихся на русском языке [23, 38, 59, 72, 77, 83]. Основное внимание нами будет уделено самому анализу движений плит и геологическим результатам этих движений.

ЛИТОСФЕРНЫЕ ПЛИТЫ И ИХ ГРАНИЦЫ

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ВЫДЕЛЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Принцип выделения современных литосферных плит прост и легко понятен. Литосферные плиты оконтуриваются современными поясами сейсмичности. Давно известно, что землетрясения не распространены равномерно по поверхности Земли, а сконцентрированы преимущественно в узких зонах, между которыми заключены обширные, часто неправильной формы асейсмичные области, в пределах которых очаги землетрясений отсутствуют.

Землетрясения, в соответствии с существующими наблюдениями и основанной на них теорией образования сколовых напряжений в очагах, могут происходить только в жесткой среде; такой средой служит прочная литосферная оболочка Земли или в случае глубокофокусных землетрясений, те пластины литосферы, которые погружены в мантию. Литосфера покоится на астеносферном слое, который обладает,

в отличие от литосферы, пониженной прочностью и меньшей вязкостью (10^{20} — 10^{21} пуаз), в его пределах отсутствуют очаги землетрясений, а слагающее его вещество находится в состоянии, близком к точке плавления и способно к перетеканию, ведя себя наподобие ньютоновской жидкости. Эта оболочка служит областью зарождения базальтовых магм.

Сплошность литосферы — верхней жесткой оболочки Земли — нарушается лишь поясами сейсмичности, разбивающими ее на серию блоков, или литосферных плит. Сами землетрясения возникают в результате того, что жесткие асейсмичные блоки, или плиты, взаимодействуют между собой, испытывая дифференциальные движения друг относительно друга.

Наличие сейсмических поясов является главным и определяющим критерием выделения современных границ плит и, следовательно, оконтуривания самих литосферных плит. Если выявляется зона концентрации эпицентров землетрясений, то можно уверенно говорить, что в данном месте по этой зоне прослеживается граница двух современных литосферных плит. Справедливо и противоположное заключение: если нет зоны сейсмичности, значит, нет и современной границы литосферных плит, сколько бы весомыми ни казались какие-либо другие признаки.

По данным сети сейсмических станций мира удалось очертить современные пояса сейсмичности с большой детальностью (рис. 6). Сейсмические пояса, являющиеся границами литосферных плит, включают не менее 95 % всех землетрясений. Однако некоторая часть землетрясений остается за их пределами. В основном это землетрясения, приуроченные к областям внутриплитового вулканизма, например эпицентры группирующиеся вокруг Гавайских вулканов в Тихом океане (их появление хорошо объясняется сотрясениями коры при прорыве магмы к поверхности), и отдельные изолированные очаги, тяготеющие к пассивным окраинам континентов и как-то (до сих пор не ясно как) связанные с процессами эволюции этих окраин.

Принимая сейсмические пояса за границы литосферных плит, по карте сейсмичности нетрудно выделить сами литосферные плиты (рис. 7). Они могут быть либо чисто океаническими, либо (что редко) чисто континентальными, либо включают и континенты, и смежные пространства океанов вплоть до срединноокеанических хребтов.

Наиболее крупных, или главных, литосферных плит Земли всего девять: 1) Тихоокеанская, занимающая большую часть Тихого океана между системой глубоководных желобов на западе океана и спрединговыми хребтами в восточной и юго-восточной его частях, 2) Североамериканская, заключенная между поясами сейсмичности северной Атлантики и Северного Ледовитого океана с одной стороны и сейсмическим поясом

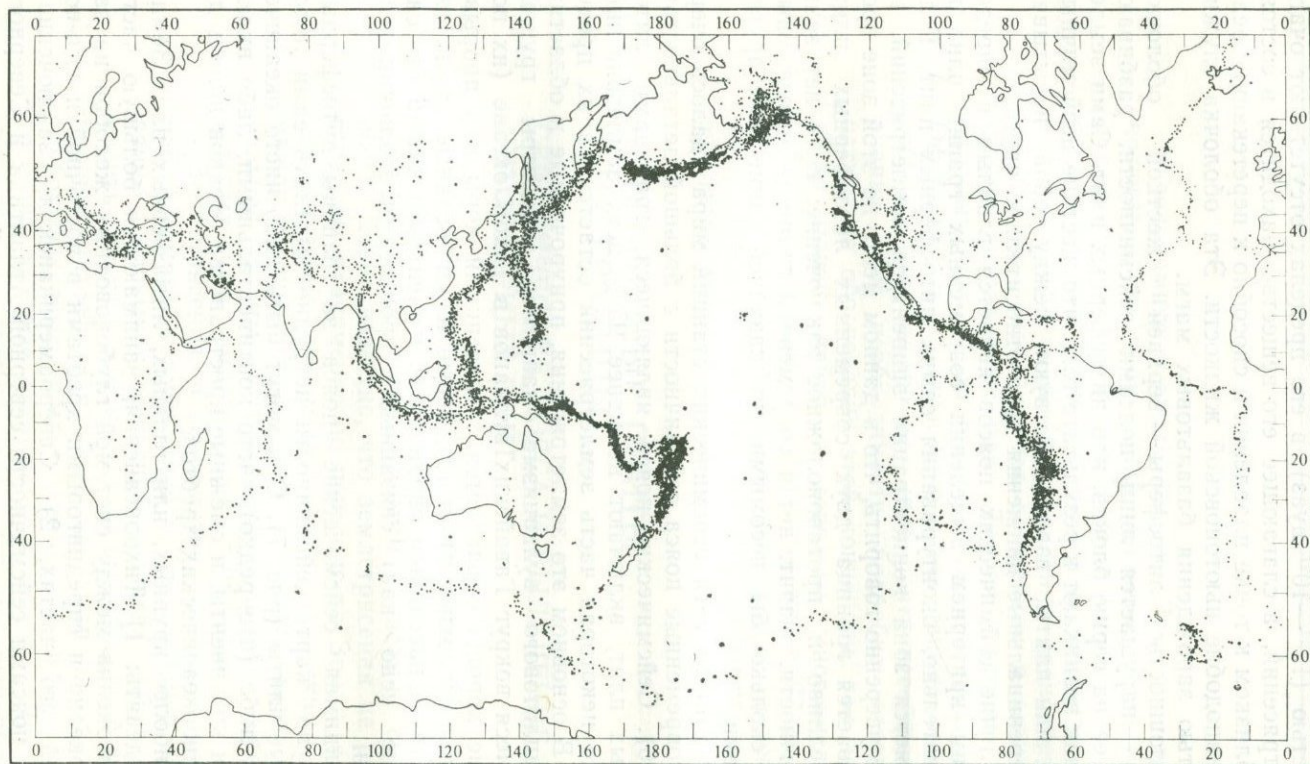


Рис. 6. Карта сейсмичности Земли за период с 1962 по 1974 гг. (точки — эпицентры землетрясений)

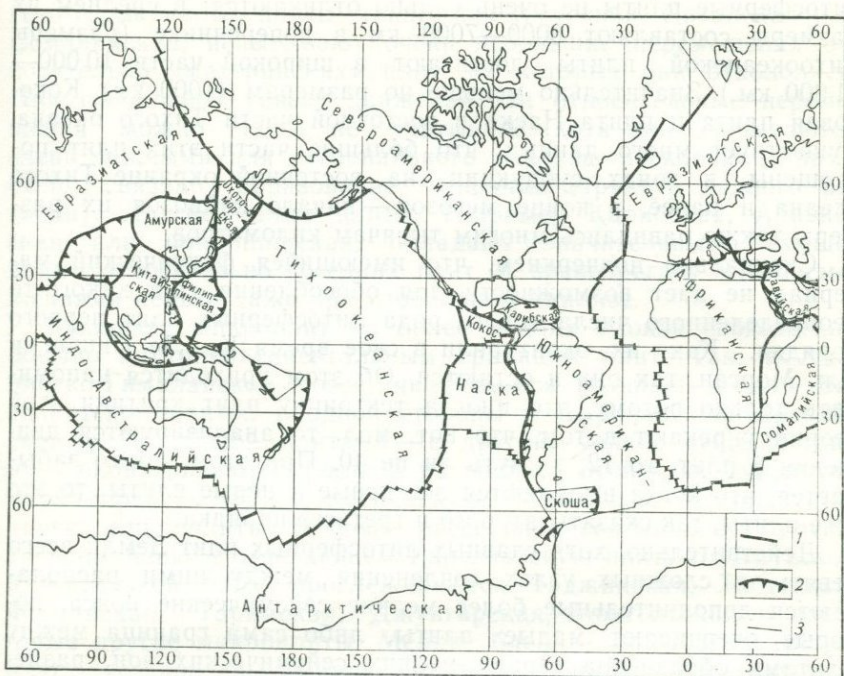


Рис. 7. Карта литосферных плит Земли

1—3 — границы плит (1 — наращивания, 2 — поглощения, 3 — скольжения)

западной окраины Северной Америки — с другой; в эту плиту попадает также Чукотка и, возможно, Камчатка, 3) Евразийская, заключенная между сейсмическими поясами Северной Атлантики, Альпийско-Гималайского складчатого пояса и запада Тихого океана, 4) Африканская, окаймленная сейсмическими поясами Средиземноморья, Южной Атлантики и Индийского океана, 5) Южноамериканская, границами которой служат пояса землетрясений Южной Атлантики с одной стороны и Перуано-Чилийского желоба — с другой, 6) Индийская или Индо-Австралийская, включающая п-ов Индостан, Австралию и сопредельные части Индийского океана; она располагается между сейсмическими поясами центральных частей Индийского океана и зонами землетрясений Гималаев, Западной Бирмы, Индонезии и Меланезии, 7) Антарктическая, окруженная сейсмическими поясами срединноокеанических хребтов Индийского океана и южной части Тихого океана, 8) Наска, ограниченная сейсмическими зонами Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского и Чилийского хребтов и Перуано-Чилийского желоба, 9) Кокосовая, окаймленная сейсмическими поясами северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского хребта и Центрально-Американского желоба. Все эти

литосферные плиты не очень сильно отличаются: в среднем их размеры составляют 6000—7000 км в поперечнике (размеры Тихоокеанской плиты достигают в широкой части 10 000—11 000 км.) Значительно меньше по размерам (1000 км) Кокосовая плита и плита Наска в восточной части Тихого океана. Существует много данных, что большие части этих плит поглощены в зонах субдукции на восточной окраине Тихого океана и ранее, в конце мезозоя — начале кайнозоя их размеры также равнялись многим тысячам километров.

Специально подчеркнем, что имеющийся фактический материал не дает возможности для обособления еще какого-то неопределенного числа такого рода литосферных плит первого порядка. Как их оконтурили в свое время Кс. Ле Пишон и Дж. Морган, так они и остаются. Об этом приходится напоминать только потому, что иногда тектонику плит критики этой теории упрекают в том, что вот, мол, то анализируются движения 8 плит, то 12, то чуть ли не 40. При этом как-то забывается, что когда выделяются все новые и новые плиты, то это уже плиты, так сказать, второго и третьего порядка.

Действительно, хотя главных литосферных плит Земли всего девять, в сложных узлах сочленения между ними располагаются дополнительные более мелкие сейсмические пояса, которые очерчивают малые плиты, либо сама граница между плитами образована серией мелких сейсмических зон, разделяющих территорию на сравнительно большое множество маленьких плит, микроплит, или «плиточек», цепочкой вытягивающихся вдоль границы между главными плитами.

Из числа малых плит следует назвать: 1) Филиппинскую, расположенную между двумя ветвями сейсмического пояса западной окраины Тихого океана, 2) Охотоморскую, находящуюся в области схождения Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской плит, 3) Карибскую, заключенную между сейсмическими зонами, ограничивающими Североамериканскую, Южноамериканскую и Кокосовую плиты, 4) Скоша, занимающую зону сочленения Южноамериканской и Антарктической плит, 5) Аравийскую, входящую острым углом между Африканской, Индийской и Евразийской плитами. В качестве самостоятельной малой плиты можно рассматривать Сомалийскую, возможно отчленившуюся по зоне Восточно-Африканских рифтов от Африки. На востоке Азии сейсмические зоны Центральной Азии, Байкала и Северного Китая откладываются от Евразийской плиты две дополнительные плиты: Амурскую, обнимающую бассейн р. Амур, и Китайскую, охватывающую в основном Восточный Китай. В качестве самостоятельных малых плит можно также рассматривать некоторые островные дуги, приуроченные к зонам Беньофа на западной окраине Тихого океана. Значение малых плит для увязки движения всего ансамбля литосферных плит на поверхности Земли различно.

Некоторые малые плиты, такие, как Амурская, Китайская или Сомалийская, испытывают очень небольшие перемещения относительно «материнских» плит, от которых они откололись. При глобальной увязке движений эти относительные перемещения можно часто не учитывать (хотя они оказываются очень важными для регионального анализа, поскольку с ними было связано образование основных структур данного региона). Другие малые плиты, например Карибская, Аравийская или Филиппинская, обладают значительными смещениями относительно соседних плит, и пренебрегать этими смещениями нельзя даже при глобальном анализе.

Мозаика микроплит и более мелких блоков свойственна обычно внутриконтинентальным границам плит. Так, в Альпийско-Гималайском поясе, являющемся границей между Евразийской плитой с одной стороны и Африканской, Аравийской и Индийской плитами — с другой, мелкие сейсмические зоны оконтуривают с (запада на восток) Эгейскую, Турецкую, Черноморскую, Южно-Каспийскую, Иранскую, Афганскую и другие микроплиты. В поясе рассеянной сейсмичности, рассекающем Азию и отделяющем Евразийскую плиту от Амурской и Китайской плит, прослеживаются Таджикская, Тибетская, Ферганская, Таримская, Джунгарская, Монгольская и некоторые другие микроплиты. Мелкие блоки — «плиточки» (platelets) — установлены вдоль разлома Сан-Андреас, идущего вдоль границы Североамериканской и Тихоокеанской плит [219, 245]. Такого же рода «плиточки» описаны в районе Афарского треугольника на границе между Африканской и Аравийской плитами. Микроплиты существуют и вдоль многих других границ плит. Они очень разнообразны по размерам, форме и характеру взаимодействия со смежными микроплитами и плитами. Но есть одна общая особенность, которая позволяет объединить микроплиты в одну группу: все они подчинены границам между более крупными плитами. Такого рода границы плит, сопровождаемые мозаикой микроплит, выступают в виде гигантских зон тектонических брекчий, в которых микроплиты играют роль обломков, затертых между взаимодействующими крупными плитами. Естественно, что при рассмотрении относительных движений больших плит перемещением микроплит можно пренебречь, но изучение их движений становится главным объектом при региональных исследованиях. Как правило, то, что геолог наблюдает непосредственно в поле, изучая какой-либо район, является результатом взаимодействия именно отдельных микроплит между собой в виде, например, нагромождения тектонических покровов или накопления мощных вулканических продуктов, которые часто выглядят очень величественно и кажутся первостепенными, хотя в действительности они лишь побочные следствия более крупномасштабных взаимоотношений плит.

С поясами сейсмичности, т. е. с границами литосферных плит, как мы видели, совпадают наиболее выдающиеся формы современного рельефа: либо грандиозные по протяженности и ширине срединноокеанические хребты, либо рифтовые зоны континентов, либо системы глубоководных желобов и островных дуг, либо молодые складчатые цепи, либо области обновленного горообразования. Подавляющая масса молодых вулканических извержений также сконцентрирована строго вдоль границ литосферных плит. Достаточно напомнить знаменитое «огненное» вулканическое кольцо, окружающее Тихий океан и полностью совпадающее с сейсмическими поясами. Современные вулканические излияния непрерывно происходят в срединноокеанических хребтах, также приурочиваясь к границам плит. Следовательно, границы литосферных плит выступают как зоны сосредоточения тектонической и магматической активности.

Вместе с тем границы литосферных плит и по характеру сейсмичности, и по приуроченным к ним формам рельефа и по составу магматических продуктов не одинаковы.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИЦ ПЛИТ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Фокальный механизм землетрясений как отражение взаимодействия литосферных плит. Землетрясения представляют собой форму высвобождения упругих напряжений в глубинах Земли. Их четкая локализация внутри литосферы и концентрация в ограниченных по площади сейсмических поясах свидетельствуют о том, что они возникают в результате взаимодействия асейсмичных жестких блоков, или плит литосферы, которые разграничены этими поясами. Следовательно, если мы знаем, какие напряжения господствуют в очагах землетрясений, то можно судить о том, какие движения или какие типы взаимодействия литосферных плит обусловили появление этих землетрясений.

Сейсмологи, используя данные разветвленной сети сейсмостанций, научились распознавать распределение напряжений в очагах землетрясений, т. е., как говорят, осуществлять решение фокального механизма.

Землетрясения, как установили сейсмологи [11, 173], возникают в результате скальвания по трещинам с образованием расколов в литосфере, т. е. появляются скорее всего как следствия упругой деформации пород. Наиболее распространенная кинематическая модель очага землетрясения исходит из представления о смещениях по разрыву в результате действия пары сил (рис. 8). При нарушении сплошности пород, т. е. при образовании самого разрыва, в окружающей среде начинают распространяться во все стороны сейсмические волны как про-

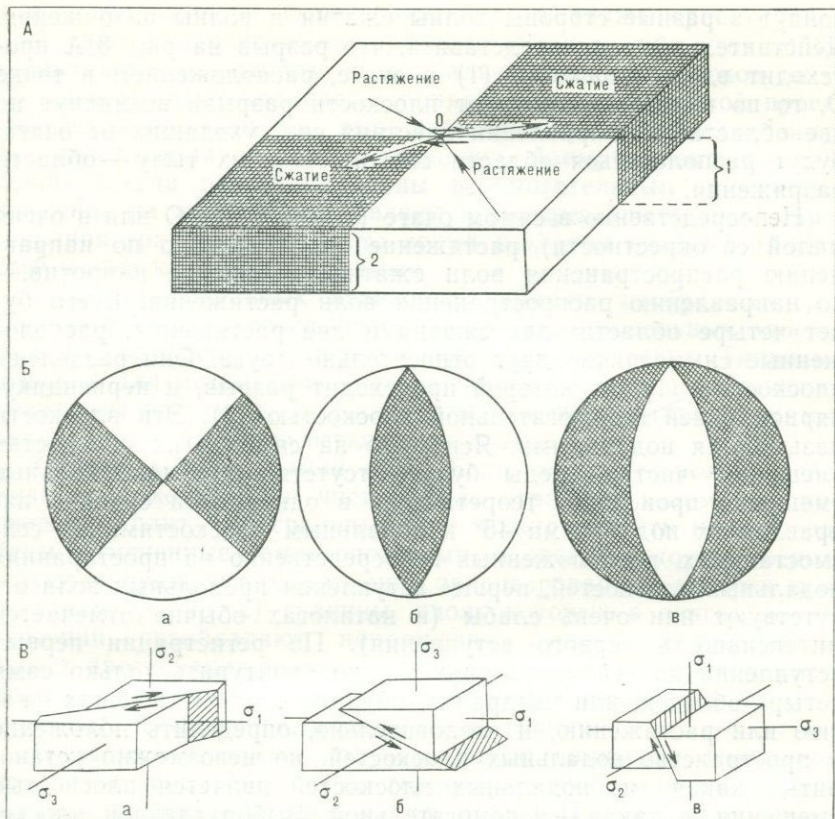


Рис. 8. Схема решения фокальных механизмов землетрясений

А — принципиальная схема дислокаций в очаге землетрясений (по Д. Маккензи, 1969 г.) — стрелки показывают направление движений в очаге, надписи в квадратах отмечают характер регистрации волн на сейсмостанциях; Б — стереографические проекции типовых решений фокальных механизмов: а) для сдвига, б) для сброса, в) для взброс (надвига); В — типовые примеры смещений в очагах землетрясений: а) сдвиг, б) взброс (надвиг), в) сброс

дольные, так и поперечные. Первые вступления сейсмических волн на сейсмостанциях обычно принадлежат продольным волнам, имеющим большую скорость распространения, чем поперечные (и поверхностные) волны. В продольных волнах движения частиц происходят, как известно, в направлении перемещения волны. На сейсмостанции, расположенные в различных направлениях от эпицентра землетрясений, первые вступления продольных волн приходят с разным знаком, будучи направленными либо к очагу землетрясения, либо от него. Это отражает ориентировку напряжений в очагах землетрясений. В соответствии с принятой моделью пары сил, или двойного диполя, при возникновении разрыва от очага землетрясений

пойдут в разные стороны волны сжатия и волны разряжения. Действительно, если представить, что разрыв на рис. 8, А происходит вдоль плоскости (1) в очаге, расположенном в точке О, то по каждую сторону от плоскости разрыва возникнут по две области: в направлении действия сил, уходящих от очага, будут располагаться области сжатия, а в их тылу — области разряжения.

Непосредственно в самом очаге (т. е. в точке О или в очень малой ее окрестности) растяжение ориентировано по направлению распространения волн сжатия, а сжатие, напротив, — по направлению распространения волн растяжения. Всего будет четыре области: две сжатия и две растяжения, расположенные симметрично друг относительно друга. Они разделены плоскостью (1), по которой происходит разрыв, и перпендикулярной к ней вспомогательной плоскостью (2). Эти плоскости называются нодальными. Ясно, что на самих этих плоскостях смещения частиц среды будут отсутствовать; максимальные смещения происходят теоретически в однородной среде в направлениях под углами 45° к нодальным плоскостям. На сейсмостанциях, расположенных непосредственно на простираниях нодальных плоскостей, первые вступления продольных волн отсутствуют или очень слабы (в каталогах обычно отмечается интенсивность первого вступления). По регистрации первых вступлений на сейсмостанциях можно оконтурить только сами четыре области, или квадранта, попарно соответствующих сжатию или растяжению, и следовательно, определить положение в пространстве нодальных плоскостей, но невозможно установить, какая из нодальных плоскостей является плоскостью смещения, а какая — вспомогательной. Выбор главной плоскости смещения производится большей частью по геологическим материалам, исходя из приуроченности землетрясений к разрывам того или иного простирания. Кроме того, если землетрясения приурочены к границам плит и обусловлены взаимодействием жестких блоков вдоль этих границ, то можно считать, что деформации будут происходить по плоскости, отвечающей простиранию границы плит в данном месте. Однако сама эта плоскость может располагаться под любым углом к горизонту, а скалывание вдоль нее также может идти под любым углом к горизонту. Если имеется достаточно много решений фокальных механизмов землетрясений, принадлежащих одной границе, то статистически среди направлений простирания нодальных плоскостей обнаруживается какое-то одно преобладающее направление (или мода), отвечающее главной плоскости смещения.

Обычно решения фокальных механизмов землетрясений даются в виде таблиц, в которых приводятся азимуты простираний и углы падения нодальных плоскостей, либо указываются простирания и падения перпендикуляров к нодальным

плоскостям, или полюсов плоскостей, а также ориентировка осей сжатия и растяжения, располагающихся под углами 45° к нодальным плоскостям. Для анализа движения блоков литосферы полезным оказывается понятие о горизонтальной проекции векторов смещения, выражаемой в простираниях (азимутах простирания) векторов смещения. Азимуты векторов смещения всегда перпендикулярны вспомогательным плоскостям и именно их направления являются выдержанными вдоль простирания границы плит, в то время как угол наклона плоскостей может как угодно меняться.

Решения фокальных механизмов принято изображать графически в виде стереографической проекции нодальных плоскостей на полусферу с центром в очаге землетрясения. Типичные решения для механизмов чистого сдвига, сжатия и растяжения приведены на рис. 8, Б. Квадранты сжатия показаны темным, квадранты растяжения оставлены белыми.

Основные типы границ плит. Если учитывать только сейсмичность, которая в чистом виде отражает взаимодействие смежных плит, то границы плит можно разбить на: 1) границы, отмеченные землетрясениями, в очагах которых господствуют напряжения растяжения, ориентированные поперек простирания границ, 2) границы, вдоль которых в очагах землетрясений преобладают напряжения сжатия, направленные вкрест простирания границ, и 3) границы с такими землетрясениями, в очагах которых регистрируются скалывающие т. е. сдвиговые напряжения, идущие вдоль границ.

В настоящее время получено много данных о фокальном механизме землетрясений на территории всего земного шара и изучено их распределение на площади [11]. Условия растяжения в очагах землетрясений характерны для осевых зон срединноокеанических хребтов и внутриконтинентальных рифтов. Условия сжатия устанавливаются в очагах мелкофокусных землетрясений, составляющих сейсмические пояса глубоководных желобов и островных дуг. Они свойственны, следовательно, тем структурам, которые сопровождаются глубинными сейсмофокальными зонами Бенъофа. Кроме того, сжатие преобладает также в очагах землетрясений Альпийско-Гималайского пояса, где зоны Бенъофа появляются эпизодически. Сдвиговые напряжения отмечаются вдоль всех трансформных разломов (в пределах их активных участков, заключенных между смещенными сегментами осевых зон срединноокеанических хребтов), а также вдоль ряда крупных разломов, таких, как Сан-Андреас на западе Северной Америки, Альпийский разлом Новой Зеландии, Левантский и Северо-Анатолийский разломы Ближнего Востока.

Следовательно, границы первого типа, с растяжением, возникают там, где литосферные плиты расходятся друг от друга, границы второго типа, со сжатием — где плиты сближаются,

а границы третьего типа, со сдвигом — где плиты скользят по отношению одна к другой. Если литосферные плиты расходятся в стороны, то образовавшееся пространство между ними должно заполняться поднимающимся глубинным материалом, а сами плиты на своих краях будут наращиваться. Такие границы обозначаются как границы наращивания плит, или конструктивные (созидательные) границы. Если литосферные плиты сближаются, то происходит их погружение в мантию и сами плиты разрушаются. Такого рода границы именуются границами поглощения плит, или деструктивными (разрушающими) границами.

Таким образом, существуют три типа границ плит: наращивания, поглощения и скольжения. Рассмотрим, какими геологическими и геофизическими (помимо сейсмических) свойствами обладает каждый из типов этих границ.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИЦ ПЛИТ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ГРАНИЦЫ НАРАЩИВАНИЯ ПЛИТ

В рельефе границам наращивания плит отвечают срединно-океанические хребты и внутриконтинентальные рифтовые зоны, образующие в большей своей части единую глобальную рифтовую систему. Лишь некоторые внутриконтинентальные рифты, такие, как Байкал, не входят в эту систему, хотя и приурочены к границам плит. Их появление связано с частными особенностями дифференциальных движений смежных плит, вызывающими местные расхождения краев плит.

Срединноокеанические хребты и внутриконтинентальные рифтовые зоны отличаются друг от друга тем, что первые из них находятся полностью среди пространств с океанической корой, тогда как вторые закладываются на континентальной коре. В то же время эти структуры, помимо одинаковых условий растяжения, которые в них господствуют, объединяет ряд общих признаков. Прежде всего они связаны по простиранию постепенными переходами. Проследившая, например, взаимосвязи Срединно-Индийского хребта с рифтовыми зонами Восточной Африки, легко обнаружить, как слабо раскрывшиеся рифты Кении сменяются более сильно раскрывшимся Эфиопским рифтом, а тот в свою очередь в районе Афарского треугольника переходит в рифты Красного моря и Аденского залива, где континенты настолько разошлись, что между ними образовалась океаническая кора. И внутриконтинентальным рифтам, и срединноокеаническим хребтам свойственны проявления базальтового вулканизма. К тем и другим приурочены высокие значения теплового потока, достигающие 125—165,

а местами $300 \text{ мкВт} \cdot \text{см}^{-2}$. Мощности земной коры и литосферы в обоих типах структур резко сокращены, и близко к поверхности подступают слои разуплотненной мантии с сейсмическими скоростями около $7,6 \text{ км/с}$, отвечающими астеносфере. Глубина залегания таких слоев составляет $20\text{—}50 \text{ км}$ под рифтовыми зонами континентов, $5\text{—}10 \text{ км}$ под срединноокеаническими хребтами. Гравитационные аномалии также указывают на наличие разуплотненных горизонтов мантии под рифтовыми зонами и океанов, и континентов.

Внутриконтинентальные рифты представляют собой грабены, ограниченные нормальными сбросами. Дно грабенов занято озерами или выстилается грубообломочными осадками, поступающими за счет сноса материала со смежных глыбовых хребтов. Большой частью грабены развиваются на вершине обширного свода. Многие грабены асимметричны. Обычно прослеживается две, редко три параллельных системы грабенов, по простиранию они местами смещены поперечными разломами. Магматические проявления известны как внутри грабенов, так и преимущественно, по их краям в пределах поднятий обрамляющих грабены. Вулканические продукты представлены в основном базальтами, среди которых преобладают щелочные и щелочно-оливиновые, слагающие часто обширные плато, такие, как, например, Эфиопское или Аденское. Платобазальты во многом напоминают трапповые излияния позднего палеозоя и мезозоя. В осевых частях грабенов часто появляются толеитовые базальты, близкие по своим характеристикам океаническим толеитам. К периферии рифтовых зон тяготеют излияния щелочных лав, в том числе карбонатитовых лав. Местами с ними ассоциируют щелочно-ультраосновные плутонические тела также с карбонатитами. Следует подчеркнуть, что наряду с базальтами в рифтовых зонах, как правило, широко распространены вулканиты кислого состава, составляющие совместно с базальтами контрастную по составу, или бимодальную, ассоциацию вулканических горных пород. Петрологические данные однозначно указывают на мантийный источник поступления базальтов, тогда как кислые лавы имеют скорее всего коровое происхождение. Расплавы в коре возникали, по-видимому, за счет тепла, а возможно и горячих флюидов, поступающих из глубины. Бимодальная ассоциация представляет собой, очевидно, смесь лав, образовавшихся в различных магматических очагах и на разных глубинах.

Возникновение рифтовых зон внутри континентов лучше всего может быть объяснено внедрением глубинного, мантийного (или астеносферного) диапира, сложенного разуплотненным и разогретым материалом. Подъем диапира отражается в сводообразном изгибании поверхности Земли. Появление свода способствует образованию осевой трещины и обрушению вдоль нее верхней части свода (как было намечено в свое время

Г. Клоосом и другими на примере Рейнского грабена). Этим может быть объяснена асимметрия многих грабенов. Дальнейшее растяжение приводит к постепенному все большему раскрытию грабенов. Базальтовые лавы поступают из очагов, приуроченных к кровле мантийного диапира. Одновременно над ним происходит выплавка расплава из континентальной коры, дающая начало кислоту вулканизму. Что является причиной появления самого мантийного диапира далеко не ясно. Одинаково возможны и, вероятно, действительно существуют два механизма: 1) когда мантийные диапиры возникают на восходящих ветвях конвективных ячеек в мантии, и в этом случае они являются, так сказать, первичными, или активными, и обуславливают растяжение континентальной литосферы, 2) когда мантийные диапиры представляют собой астеносферный материал, гидростатически поднимающийся и заполняющий трещины растяжения в литосфере, возникшие в результате каких-то глобальных взаимодействий в движении литосферных плит; в этом случае мантийные диапиры являются вторичными, или пассивными, они отражают приспособление астеносферы к движению литосферных плит. Из современных рифтовых зон к первому типу, связанному с активными диапирами, принадлежат, вероятно, рифты Восточной Африки. Ко второму, «вынужденному» типу рифта относится, по-видимому, Байкальская рифтовая зона, одно из возможных объяснений появления которой состоит в том, что она возникла как трещина растяжения внутри Евразийской плиты в результате ее столкновения с Индийской плитой.

Пути эволюции рифтовых зон континентов многообразны. При большом раскрытии они достигают океанских размеров и на их месте формируются срединноокеанические хребты. Такая судьба ждет, вероятно, Эфиопский рифт и рифт Красного моря. Следы первичного рифтинга в виде остатков грабенов, их осадочного выполнения и продуктов бимодального вулканизма часто сохраняются по краям океанов. Можно назвать пример триасовых Ньюаркских грабенов по восточной окраине Северной Америки, отвечающих первоначальному рифтингу Лавразии перед раскрытием Атлантического океана. Глубокие прогибы в земной коре в основании многих пассивных континентальных окраин, возможно, являются погруженными такими остаточными грабенами. Вместе с тем растяжение в рифтовой зоне в силу тех или иных причин может прекратиться на любой стадии ее раскрытия. Слабо раскрытый рифт в этом случае превращается в авлакоген; остывающий и утяжеляющийся выступ мантийного диапира обуславливает усиленное прогибание грабенов, вовлекая в него прилежащие части континента. В результате возникают крупные синеклизы платформ. Более сильно раскрывшиеся рифты, такого рода, как Красное море, если в них прекратится растяжение, также будут испытывать

погружение, и на их месте могут образоваться достаточно крупные глубоководные впадины, часто изометрические, такие, как Мексиканский залив или Черное море. По-видимому, Прикаспийская впадина, под которой, согласно геофизическим данным, гранитный слой земной коры редуцирован, представляет собой аналогичную впадину, полностью заполненную осадками.

Срединноокеанические хребты имеют ширину в первые тысячи километров, возвышаясь над дном котловин на 2—3 км и образуя единую мировую систему протяженностью 80 тысяч км; они, как правило, обладают сильно расчлененным рельефом. Во всех них, кроме Восточно-Тихоокеанского поднятия, прослеживается осевая рифтовая долина, отрезки которой смещены на различные расстояния, достигающие иногда 100—200 км, поперечными трансформными разломами. Осадочный чехол в пределах хребтов практически отсутствует или развит только в западинах рельефа. Драгирование, глубоководное бурение и непосредственное изучение обнажений коренных пород со спускаемых аппаратов выявило, что срединноокеанические хребты с поверхности сложены молодыми, практически современными базальтами, которые обладают специфической геохимической характеристикой, образуя самостоятельную серию океанических толеитов с очень низким содержанием K_2O — 0,12—0,25 %. Базальты слагают покров мощностью до 500 м, ниже которого располагаются габбро, пироксениты и в самом основании — сильно серпентинизированные перидотиты, часто полностью превращенные в серпентиниты. Ультраосновные породы в среднем отвечают гарцбургитам и лерцолитам, принадлежа к группе сравнительно слабо дифференцированных гипербазитов. Обычны для срединноокеанических хребтов, вернее для ущелий трансформных разломов, метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Они образовались за счет термального и динамического изменения тех же океанических толеитов, имея в общем идентичный с ними химический состав, но некоторые разности метаморфических пород, сложенные обильным кварцем, возникли, по-видимому, в результате изменения кремнистых, терригенно-кремнистых океанических осадков. Остальные магматические породы — гипербазиты, габбро, толеитовые базальты — образуют единую ассоциацию, необычайно близко напоминающую офиолитовые комплексы складчатых поясов континентов. Это обстоятельство послужило основанием для крайне важного заключения о том, что офиолитовые комплексы представляют собой остатки океанической коры геологического прошлого [64] и тем самым маркируют следы былых океанов.

Срединноокеаническим хребтам свойствен высокий тепловой поток. Отсутствие сильных искажений гравитационного поля, которые, казалось бы, должны были появляться за счет

поднятой массы хребтов, свидетельствует о значительном уплотнении вещества мантии под хребтами. Сейсмические данные указывают на сокращение мощности литосферы и на низкие (7,6 км/с) скорости прохождения продольных сейсмических волн в подстилающей мантии. Под хребтами восстанавливается тем самым подъем к поверхности разогретого и разуплотненного астеносферного слоя.

Образование срединноокеанических хребтов хорошо объясняется концепцией раздвижения, или спрединга, океанического дна, согласно которой в осевые части хребтов постоянно внедряется мантийный материал, дифференцирующийся и дающий начало излияниям базальтовых лав. Застывая, этот материал формирует океаническую литосферу, наращивая края литосферных плит, расходящихся от оси хребтов.

Концепция спрединга океанического дна подтверждается большой суммой фактических данных. Как известно, наиболее выразительна связь со спредингом полосовых магнитных аномалий океанов, расположенных симметрично относительно оси срединноокеанических хребтов. Первоначальное предположение Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, подтвержденное позже глубоководным бурением, состояло в том, что породы, внедряющиеся в осевые зоны срединноокеанических хребтов, при своем охлаждении проходят через точку Кюри и приобретают намагниченность в соответствии с существующей в данный момент ориентировкой магнитного поля Земли: в одни периоды времени — прямую намагниченность, в другие — обратную. Расходясь в стороны от оси хребта, породы сохраняют остаточную намагниченность. Зная временную шкалу обращений (инверсий) магнитного поля Земли, можно рассчитывать по магнитным аномалиям возраст океанического ложа. Первоначально предполагалось, что магнитные аномалии обусловлены магнитными свойствами только базальтового (второго) слоя океанической коры. В результате бурения базальтового слоя, осуществленного в последние годы, установлено, что магнитные аномалии не могут быть обусловлены одними только базальтами [144]. Выяснение природы магнитовозмущающих тел остается пока делом будущего, но сама зависимость магнитных аномалий от возраста ложа полностью подтвердилась и не может вызывать сомнений.

В строгом соответствии с концепцией спрединга и магнитным полем океана находится последовательное удревнение возраста океанического дна по мере удаления от оси хребтов, установленное глубоководным бурением. Вместе с тем, ложе океанов в целом очень молодо, наиболее древние известные участки океанической коры в Центральной Атлантике и северо-западной части Тихого океана имеют возраст 160 млн. лет. Молодость океана, в соответствии со спредингом океанического дна объясняется тем, что океанические плиты постоянно по-

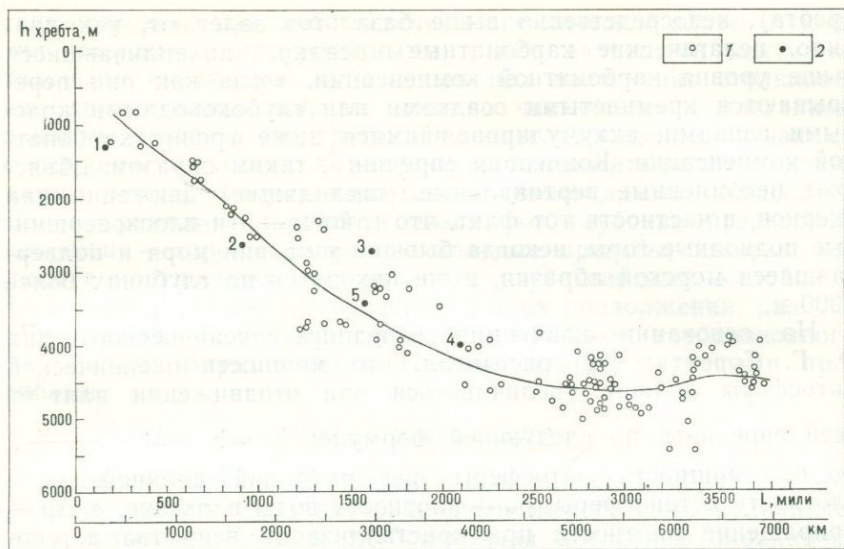


Рис. 9. Зависимость средней глубины гребня срединноокеанических хребтов от ширины океана. По Л. П. Волокитиной и др. (1978 г.)

1 — морфометрические показатели средних глубин гребня Срединно-Атлантического хребта по отдельным его сечениям; 2 — то же, для: 1 — хр. Шеба в Аденском заливе, 2—4 — Южно-Тихоокеанского поднятия и 5 — Австрало-Антарктического хребта

глощаются в глубоководных желобах. Мощность осадочного чехла утоняется по мере приближения к оси срединноокеанических хребтов, а его подошва — омолаживается. Характерный симметричный профиль океанов с последовательным увеличением глубин от осей срединноокеанических хребтов к глубоководным котловинам хорошо согласуется с уменьшением значений теплового потока в том же направлении и, следовательно, с охлаждением и утолщением океанической литосферы. Дж. Слейтер [214] и О. Г. Сорохтин [72] установили непосредственную зависимость глубины океана в данном месте от возраста его ложа. Эта зависимость является, по О. Г. Сорохтину, следующей: $\Delta h = 0,00622 \sqrt{t}$, где Δh (в см) — разница в высоте между гребнем хребта и дном океана в данном месте, а t (в с) — возраст ложа.

С последовательным охлаждением литосферы и ее погружением связано увеличение средней глубины гребня срединноокеанических хребтов по мере расширения океана (Л. П. Волокитина, Л. А. Савостин, 1978 г.). Эта зависимость показана на рис. 9.

Углубление вновь образованных участков океанической коры по мере отодвигания от оси спрединга доказано глубоководным бурением. В скважинах, достигших базальтового основания (сформированного когда-то в оси срединноокеанического

хребта), непосредственно выше базальтов залегают, как правило, пелагические карбонатные осадки, накопившиеся выше уровня карбонатной компенсации, тогда как они перекрываются кремнистыми осадками или глубоководными красными глинами, аккумулярованными ниже уровня карбонатной компенсации. Концепция спрединга, таким образом, объясняет несомненные вертикальные (нисходящие) движения дна океанов, в частности тот факт, что гайоты — эти плосковершинные подводные горы, некогда бывшие у уровня моря и подвергавшиеся морской абразии, ныне находятся на глубинах более 1000 м.

На основании концепции спрединга океанического дна О. Г. Сорохтин [72] рассчитал, что мощность океанической литосферы должна увеличиваться при отодвижении плит от осей спрединга по следующей формуле:
$$h_L = h_0 + \Delta h \frac{\rho_a - \rho_w}{\Delta \rho}$$
, где h_0 — мощность литосферы над рифтовой долиной, ρ_a — плотность астеносферы, ρ_w — плотность воды в океане, а $\Delta \rho$ — приращение плотности при кристаллизации вещества астеносферы. А. М. Городницким и О. Г. Сорохтиным [16] построена исходя из этой формулы карта изолиний мощности океанической литосферы. По теоретическим построениям мощность должна увеличиваться от 10 км в оси хребтов до 60—80 км в участках океанического дна с мезозойским возрастом коры; эти построения в настоящее время подтверждены рядом прямых геофизических исследований мощности литосферы [151].

Формирование срединноокеанических хребтов безусловно связано с подъемом разогретого и разуплотненного астеносферного материала. Г. Хесс [130] в своей работе, содержащей основные положения концепции спрединга океанического дна, высказал предположение, что срединноокеанические хребты всегда возникают над восходящими ветвями конвективных течений в мантии. Однако в последующем выяснилось, что могут смещаться не только плиты, но сами разделяющие их оси спрединга. В таких случаях мантийный материал гидростатически поднимается вверх, заполняя образующиеся зияния между расходящимися литосферными плитами.

ГРАНИЦЫ ПОГЛОЩЕНИЯ ПЛИТ

В отличие от границ наращивания плит, границы поглощения характеризуются большим разнообразием, определяемым тем, какие плиты (океанические или континентальные) приходят в соприкосновение вдоль них и как процесс поглощения увязан с глобальным перемещением литосферных плит и, видимо, с конвективными течениями в мантии. Границы поглощения либо проходят преимущественно внутри океанической коры и вдоль них в этом случае формируются системы вулканиче-

ских островных дуг, либо отделяют океанические плиты от континентальных с приуроченными к ним активными континентальными окраинами, либо вдоль них происходит столкновение двух континентальных плит с частичным поддвиганием одного континента под другой. Границы поглощения, связанные с островными дугами и активными континентальными окраинами, всегда сопровождаются глубоководными желобами. Вдоль границ столкновения возникают глубокие предгорные депрессии — хорошо известные краевые прогибы, которые являются континентальным аналогом глубоководных желобов и часто находятся на непосредственном их продолжении, как это можно видеть на примере соединения Яванского глубоководного желоба с Бирманским и Предгималайским краевыми прогибами.

Вулканические островные дуги

Большей частью три структурных элемента образуют островодужные системы: глубоководный желоб, сама вулканическая островная дуга и глубоководная котловина окраинного моря. Обязательными среди них являются первые два; глубоководные котловины окраинных морей, как на Камчатке, могут отсутствовать.

Строение глубоководных желобов изучено с большей детальностью и подробно освещено в литературе. Отметим здесь лишь наиболее существенное, что необходимо для понимания природы желобов как тех структур, которые отражают поглощение океанической литосферы. Поперечный профиль желобов является резко асимметричным: более пологий приокеанический склон в оси желоба соприкасается с более крутым приостровным склоном. С океанической стороны многие желоба сопровождаются пологим поднятием океанического ложа высотой до 500 м — так называемым краевым валом. Образование характерного профиля глубоководных желобов и краевых валов хорошо объясняется изгибанием океанической плиты перед ее погружением в желобе.

Приокеанический склон желобов покрыт толщей океанических осадков, прослеживающихся непрерывно со стороны океана и имеющих ту же мощность (т. е. 600—700 м). На основании сейсмоакустического профилирования повсеместно установлено присутствие океанического фундамента, того же самого, что слагает прилежащие части океана. Приокеанические склоны желобов безусловно представляют прямое продолжение океанических плит. Единственное отличие состоит в появлении серии продольных уступов, вытянутых по простиранию желобов и последовательно в виде многих мелких ступенек опускающихся к оси желоба. Высота таких уступов составляет 200—500 м, ширина измеряется 5—10 км. Большой частью они тракуются как ступенчатые сбросы или как серия

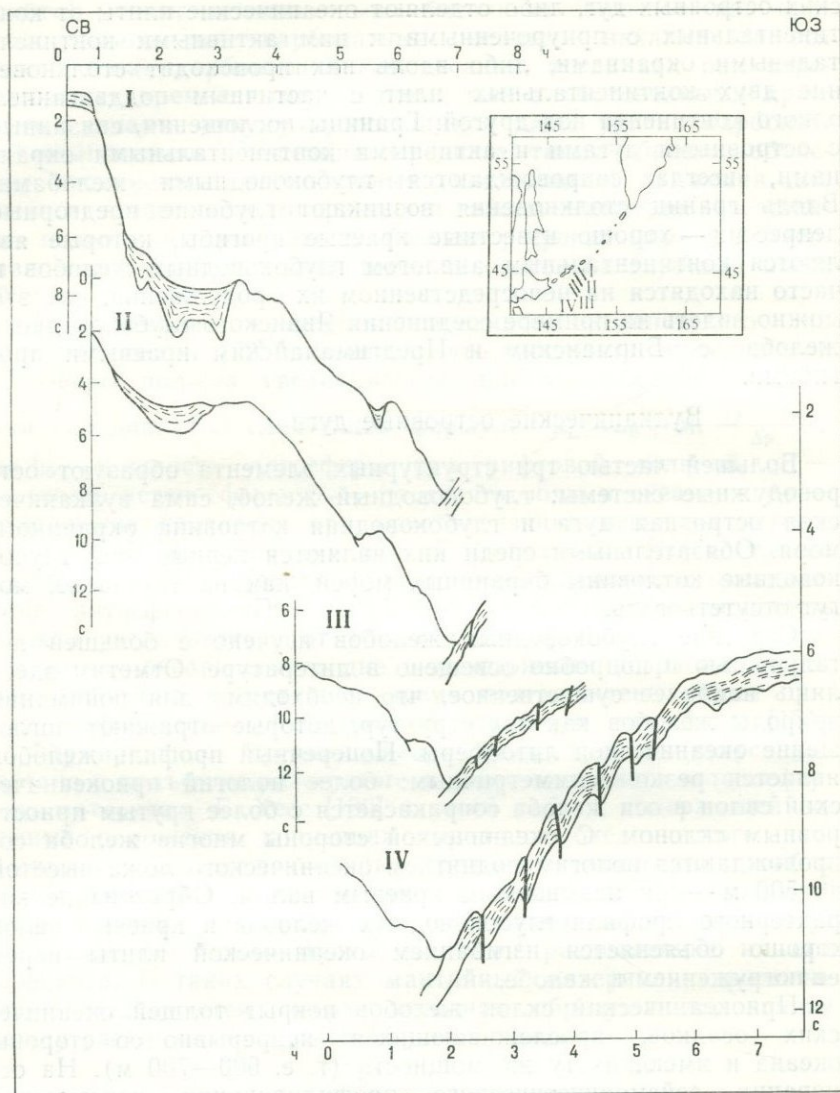


Рис. 10. Профили (I—IV) непрерывного сейсмического профилирования через Курильский глубоководный желоб. По Л. Р. Мерклину (1976 г.). На врезке показано расположение профилей

грабен, осложняющих склон желобов. Однако на приокеаническом склоне Курильского желоба хорошо видно (рис. 10, 11), что каждая гипсометрически более нижняя ступенька структурно чуть вздернута по отношению к более высокой ступеньке; они образуют в совокупности погружающуюся

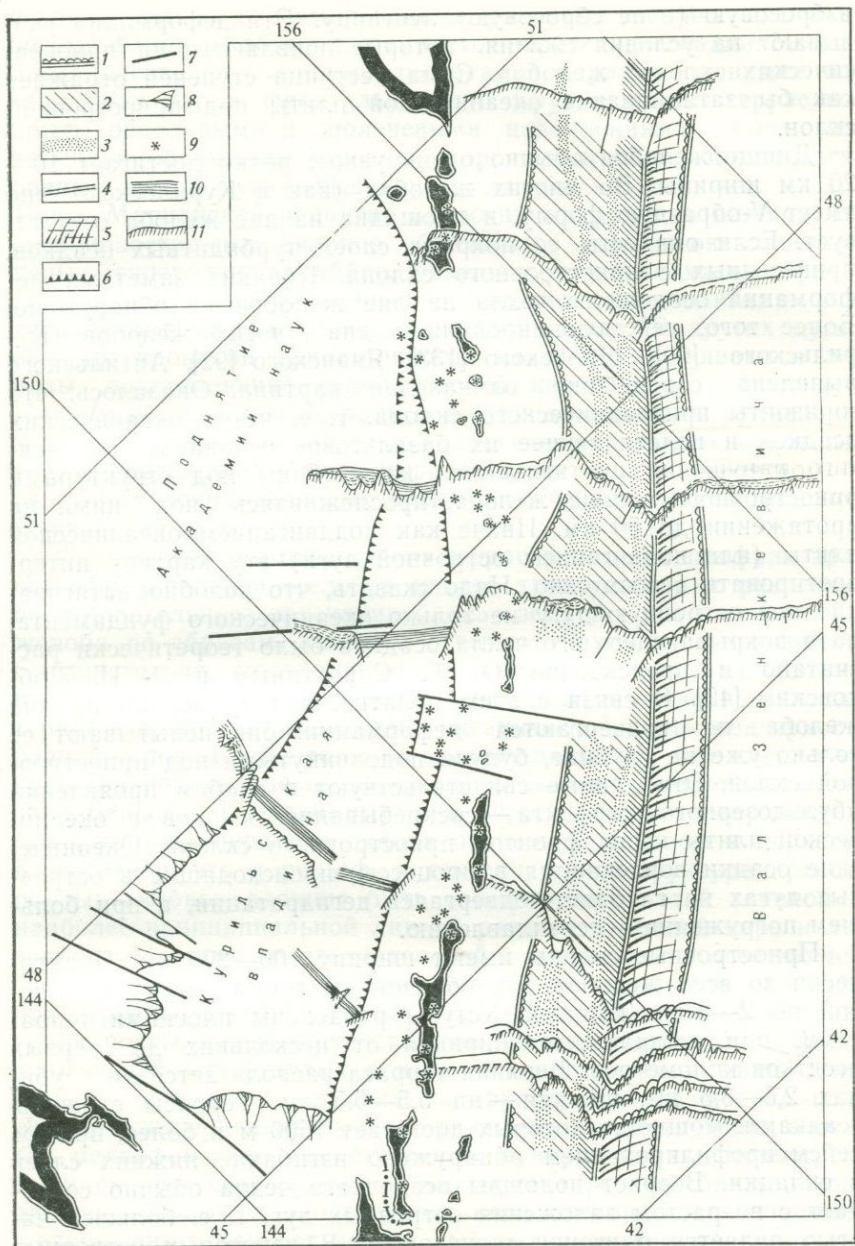


Рис. 11. Карта основных морфологических и структурных элементов Курильского желоба и Южно-Охотской глубоководной впадины

1 — перегибы верхней части склона на приостровном и приокеаническом склонах желоба; 2 — уступы на приостровном склоне желоба; 3 — террасы на приостровном склоне желоба; 4 — ось желоба; 5 — приокеанический склон желоба (тонкие линии — простирация разломов); 6 — сбросовые уступы Южно-Охотской впадины; 7 — разломы; 8 — подводные конусы выноса; 9 — вулканы; 10 — осадки; 11 — акустический фундамент

взбросовую (а не сбросовую) лестницу. Эти деформации указывают на условия сжатия, которые появляются на приокеанических склонах желобов. Сама лестница ступеней отражает как бы заталкивание океанической плиты под приостровной склон.

Днище желобов обычно очень узкое, редко достигает 10—20 км ширины. Во многих желобах (как в Курильском) оно имеет V-образную форму, и площадка на дне желоба отсутствует. Если она есть, то покрыта слоем турбидитных осадков, принесенных с приостровного склона. Никаких заметных деформаций осадочного чехла на дне желобов не обнаружено. Более того, сейсмондированием дна многих желобов: Курильского [60], Японского [133], Яванского [92], Антильского выявлена совершенно одинаковая картина. Оказалось, что горизонты приокеанического склона, т. е. чехол океанических осадков и подстилающее их базальтовое основание, без всякого нарушения протягиваются на глубины под структурами приостровного склона желоба, прослеживаясь под ними на протяжении до 50 км. Иначе как поддвиганием океанической плиты (или надвиганием островной дуги) эту картину интерпретировать невозможно. Надо сказать, что подобное затягивание под островную дугу не только океанического фундамента, но и покрывающего его чехла осадков было теоретически рассчитано и предсказано О. Г. Сорохтиным и Л. И. Лобковским [42]. В связи с этим понятно, почему осадки на дне желоба не подвергаются деформации: они испытывают ее только уже на глубине, будучи пододвинутыми под приостровной склон. Эти данные свидетельствуют о слабом проявлении «бульдозерного» эффекта — соскребывания осадков с океанической плиты перед фронтом приостровного склона. Океанические осадки вовлекаются в процессы, происходящие в островных дугах на глубине, подвергаясь дегидратации, а при большом погружении — переплавлению.

Приостровные склоны имеют ширину 100—200 км. Практически во всех желобах они образованы тремя уступами высотой по 2—3 км каждый. Уступы разделены плоскими террасами, или площадками шириной от нескольких до первых десятков километров. Верхняя терраса располагается на глубинах 2,5—3,5 км, нижняя — на 5,5—6,5 км. Террасы сложены осадками, мощность которых достигает 1500 м и более, причем сейсмопрофилированием обнаружено изгибание нижних слоев в складки. Возраст подошвы осадочного чехла обычно совпадает с возрастом заложения островных дуг, т. е. большей частью является олигоцен-миоценовым. В некоторых островных дугах верхняя терраса оказывается сильно поднятой и даже выведенной на поверхность. В этих случаях она рассматривается как фронтальная, или невулканическая дуга. На Ментавайских островах, образующих подобную дугу перед Суматрой,

вскрыты сильно деформированные, разбитые чешуйчатыми надвигами флишеподобные и кремнисто-терригенные осадки. Можно предполагать, что сильные дислокации характерны и для погруженных частей фронтальных дуг. Крутые уступы террас покрыты обвальными и оползневыми накоплениями; здесь известны и обнажения коренных пород, слагающих цоколь островных дуг. В дугах, выдвинутых далеко в океан, как в дуге Тонга, Марианской и других аналогичных дугах, в нижних частях приостровных склонов обнажаются породы океанической коры — гипербазиты, габбро, базальты, а также метаморфические породы, представленные в основном амфиболитами. Эти дуги закладывались на океанических плитах. В других дугах при драгировании приостровного склона обнаруживаются породы, подстилающие вулканический комплекс островных дуг. Например, на склоне Курильской дуги драгированы вулканические и интрузивные породы, аналогичные верхнемеловым породам, слагающим Малые Курильские острова и, вероятно, образующим цоколь молодых вулканических комплексов Большой Курильской дуги.

Формирование характерного террасированного профиля приостровных склонов желобов иногда трактуется как результат последовательного опускания блоков земной коры в сторону от желоба по сбросам, которым отвечают крутые уступы террас. Следовательно, предполагаются условия растяжения. Этому противоречат отмеченные выше деформации осадочного чехла террас и данные о поддвигании океанической плиты под приостровный склон. Кроме того, не следует забывать, что именно на приостровном склоне на поверхность выходит сейсмофокальная зона Беньофа. По-видимому, она пересекается с поверхностью дна где-то на перегибе склона от нижней террасы к верхней. Естественно, что и рельеф, и тектоническая структура приостровных склонов должны быть соподчинены с этой главной и наиболее принципиальной линией раздела в земной коре и литосфере. Поэтому предпочтительной и максимально отвечающей фактическому материалу представляется та модель строения приостровных склонов глубоководных желобов, которая трактует террасы, как поверхностное выражение крупных тектонических чешуй, отторгнутых при скальвании пластин вдоль зоны Беньофа и надвинутых одна на другую. Данная модель подтверждается ориентировкой напряжений, господствующих в очагах мелкофокусных землетрясений, приуроченных к приостровному склону. Оси сжатия в них ориентированы близгоризонтально, строго в поперечном направлении к простиранию желоба; они отражают надвиговый механизм скальвающих напряжений в очагах. Сами очаги концентрируются примерно вдоль поверхности, разделяющей погружающуюся океаническую плиту и перекрывающую ее массу приостровного склона, а также внутри этой массы. Следовательно, глубоководные

желоба представляют собой в целом структуры сжатия, что находится в полном соответствии с условиями пододвигания океанических плит под островные дуги.

Вулканические островные дуги протягиваются в виде хребтов, отстоящих от глубоководных желобов на 150—200 км и сложенных молодыми вулканическими постройками и продуктами их размыва. Они закладываются либо непосредственно на океанической коре, либо на микроконтинентах (как Японская дуга). Большинство современных островных дуг начало развиваться с миоцена или олигоцена, редко с эоцена. Тектонические деформации, затрагивающие молодые вулканические накопления островных дуг, не отличаются интенсивностью. Они представлены исключительно глыбовыми перемещениями нормального сбросового типа, свидетельствующими, что поверхностные части островных дуг находятся скорее в условиях растяжения, а не сжатия. Для вулканизма островных дуг наиболее примечательна известково-щелочная ассоциация вулканических пород, образованная дифференцированной серией от базальтов до дацитов с преобладанием андезитов и андезито-базальтов. Вместе с тем, как уже давно установлено Х. Куно и др., во фронтальной части дуг появляются толеиты, а в тыловых частях — щелочные базальты. Следует подчеркнуть четкую полярность островодужного вулканизма. Она выражается в смене вулканических серий вкрест простирания дуг и, кроме того, в установленном многими исследователями четком возрастании содержания щелочей и в особенности K_2O по мере движения от приокеанического края островной дуги к ее тыловым частям. У. Диккинсоном и Т. Хазертоном [115] установлена эмпирическая зависимость между содержанием K_2O в породах с одинаковым содержанием SiO_2 и глубиной до зоны Беньофа в данном месте. Средний состав андезита (т. е. островодужного вулканизма) необычайно близок к среднему составу континентальной земной коры. Лишь содержания K_2O в андезитах (1,6 %) в два раза меньше, чем в среднем в континентальной коре. Островные дуги можно рассматривать как зародыши новой континентальной коры, которые, прилекаясь к прежним континентам, наращивают их площадь. Не случайно мощность земной коры даже тех островных дуг, которые закладывались на океанической коре, увеличена, достигая 20—25 км. Поскольку островные дуги формируются над зонами поглощения океанической литосферы, очевидно заключение, что в их пределах происходит создание новой континентальной коры за счет преобразования океанической коры. Сами процессы, которые осуществляют такую дифференциацию, далеко еще неясны и трактуются неоднозначно. Очаги, питающие вулканы островных дуг, располагаются на глубинах около 60 км, т. е. практически вблизи подошвы литосферы. Это устанавливается наблюдениями над затуханием сейсмических волн. Где находятся первичные очаги или первичные источники маг-

матического материала, остается неизвестным. В соответствии с одной из распространенных точек зрения разогрев погружающейся океанической пластины происходит за счет трения и частичного плавления океанической литосферы при участии дегидратированной из осадков воды с образованием известково-щелочной магмы; при этом мантия, располагающаяся над зоной Беньофа, участия в формировании магматических расплавов не принимает. Некоторые другие представления предусматривают взаимодействие разогретого материала, поднимающегося от зоны Беньофа в основном в форме флюидов, с веществом перекрывающей мантии. По пути происходит заимствование ряда элементов, в частности калия, и поэтому чем больше путь, т. е. чем больше глубина до зоны Беньофа, тем больше конечные магматические продукты будут обогащены калием.

Существует такая эмпирическая зависимость: известково-щелочной (андезитовый) вулканизм возникает только в тех случаях, когда океаническая пластина погрузилась (вне зависимости от величины наклона и, следовательно, длины) на глубину не меньше 150 км. Сравнительно глубокие землетрясения и процессы пододвигания плит существуют во многих местах, где нет современного вулканизма, например, зона землетрясений с глубиной очагов 100—150 км под Загросом на Среднем Востоке, зона землетрясений такой же глубины в Нанкайском желобе у юго-восточной окраины о-ва Хонсю (Япония), зоны сравнительно глубоких, но не превышающих 150 км, землетрясений под Памиром. Это либо зарождающиеся, либо отмирающие или неполностью развитые зоны поддвига литосферных плит. Ориентировочная глубина 150 км является, по-видимому, реперной и очень существенной для зарождения известково-щелочного вулканизма. Вероятно, ее следует принять как возможную для оценки глубин первичных источников магмы под островными дугами.

Два главных структурных элемента, составляющие системы островных дуг — глубоководные желоба и сами вулканические дуги — резко контрастируют по геофизическим свойствам. Глубоководные желоба обладают самыми низкими из известных значениями теплового потока — 33,5—37,7 мкВт·см⁻², что отражает погружение холодной океанической пластины, тогда как вулканическим дугам свойственны, напротив, высокие значения теплового потока, отвечающие активному проявлению вулканизма. Резко выраженный гравитационный минимум, сопровождающий глубоководные желоба и отмечающий опускание океанической литосферы, сменяется при переходе к островной дуге положительной гравитационной аномалией, появление которой объясняется тем, что масса островной дуги вздернута вверх и удерживается в этом изостатически некомпенсированном положении за счет динамического действия погружающейся океанической плиты [77].

Глубоководные желоба и островные дуги сопровождаются поясами сейсмичности, самыми интенсивными из известных в мире. Поперечный глубинный разрез через желоба и островные дуги, показывающий распределение очагов землетрясений и ориентировку напряжений в них, очень примечателен. Сравнительно редкие мелкофокусные землетрясения известны с океанической стороны желобов вплоть до краевого вала. Эти землетрясения отмечают начинающиеся деформации океанической плиты перед ее погружением в желобе, о них шла речь выше. В большинстве работ, посвященных сейсмичности зон поглощения, указывается, что ориентировка напряжений в очагах землетрясений здесь отвечает нормальным сбросам, которые должны возникать в верхней части свода океанической плиты на краевом валу. Вместе с тем ряд крупных землетрясений перед желобами, например перед Курильским желобом [126], перед желобом Тонга [148], перед Чилийским желобом [202], обладают взбросовым (или надвиговым) механизмом, отражающим, вероятно, сколовые, взбросового типа деформации, наблюдавшиеся на приокеанических склонах желобов.

Во фронтальной части приостровного склона сконцентрирована главная масса очагов мелкофокусных землетрясений. В них преобладает надвиговый механизм с осью сжатия, ориентированной почти горизонтально или слабо наклонно под островную дугу, но всегда поперек простираения дуги. Эти землетрясения отражают взаимодействие между погружающейся океанической плитой и корово-мантийным цоколем островной дуги. Они, как говорилось, находятся в соответствии с чешуйчато-надвиговой тектонической структурой приостровного склона желоба. Примерно под верхней частью приостровного склона происходит резкий изгиб зоны сейсмичности вниз, маркирующий соответствующий изгиб океанической пластины. Углы наклона сейсмофокальных зон Беньофа под островными дугами обычно достаточно крутые, всегда превышают 45° .

Существование погружающейся пластины подтверждается, во-первых, приуроченностью к ней землетрясений, которые свидетельствуют о достаточно прочной среде и, во-вторых, тем, что она обладает, как показали Б. Изакс и др. [143], высоким показателем добротности, или прочности, так называемым фактором Q (величиной, обратной затуханию поперечных волн). Фактор Q в пластине, приуроченной к зоне Беньофа, оказывается таким же, как в океанической литосфере. Первоначально предполагалось, что землетрясения, составляющие зоны Беньофа, обусловлены скалыванием между погружающейся пластиной и вышележащей мантией. Однако позже было установлено [196], что очаги землетрясений сосредоточены полностью в жесткой пластине, т. е. они отражают сколовые напряжения и деформации внутри самой этой пластины. В верхней части, примерно до глубин 70—100 км, т. е. там, где происходит непо-

средственное взаимодействие между погружающейся плитой и островной дугой, преобладают напряжения сжатия, ориентированные строго параллельно наклону пластины, которая таким образом служит проводником напряжений. В интервале до 350—400 км часто отмечается растяжение, также направленное вдоль падения пластины; в наиболее глубоких очагах вновь регистрируется сжатие. Пластина оказывается разбитой на части, причем нижний сегмент оторван от более верхних. Это явление не получило пока удовлетворительного объяснения. Наиболее вероятным представляется предположение, что разрыв пластины в средней части обусловлен фазовыми переходами пород океанической коры и мантии в более тяжелые модификации, например габбро в эколгит. Возможно, также, что после выплавки андезитовой магмы образуется более тяжелый остаток. Это утяжелившаяся часть пластины, очевидно, должна испытывать некоторое ускорение движения по сравнению с более легким верхним сегментом и в результате отрывается от него. Появление напряжений сжатия в нижнем отрезке пластины может быть объяснено все возрастающим сопротивлением погружению на больших глубинах.

В пределах самих вулканических островных дуг концентрация мелкофокусных коровых землетрясений значительно меньше, чем на склонах к глубоководным желобам. Здесь отмечаются преимущественно рои слабых землетрясений, связанные с вулканической деятельностью. Цепочка мелкофокусных землетрясений, часто большой магнитуды, появляется вновь на тыловых склонах островных дуг, обращенных к котловинам окраинных морей. Установлено [70, 123], что в очагах этих землетрясений оси сжатия наклонены круто, около 60° , под островные дуги. Наиболее вероятна взбросовая природа деформаций, идущих по разломам, по которым земная кора островных дуг поднята над окраинными морями.

Если глубоководные желоба и островные дуги в целом достаточно однотипны, то глубоководные котловины окраинных морей отличаются большим разнообразием. Прежде всего они не всегда присутствуют даже в наиболее характерном поясе развития островных дуг на восточной окраине Азии. Их нет в тылу Камчатской и Яванской дуг. Размеры котловин сильно варьируют: от небольших, измеряемых десятками километров, как Южно-Охотская котловина и котловина моря Банда, до обширных пространств шириной в тысячу и более километров типа Филиппинского моря. Котловины всегда подстилаются океанической земной корой, не отличающейся по скоростям прохождения сейсмических волн от коры океанов, за исключением лишь верхнего, осадочного слоя, мощность которого может достигать 3000 м.

Д. Кариг [153], Д. Пакхем и Д. Фалви [198] и другие выделяют сильно активные котловины с высоким тепловым потоком,

менее активные котловины с умеренным тепловым потоком и неактивные котловины с низким (нормальным) тепловым потоком. Наиболее активными являются междуговые бассейны в тылу Марианской дуги и дуги Тонга-Кермадек, менее активными — глубоководные котловины, например, Охотского и Японского морей и неактивными — большая часть Филиппинского моря.

Активность (тепловой поток) находится, как выясняется, в прямой зависимости от возраста ложа глубоководных котловин окраинных морей.

Междуговые бассейны очень молоды [153]; в их пределах практически нет осадочного чехла, рельеф отличается большой расчлененностью, дно их сложено молодыми четвертичными базальтами.

Менее активные котловины выполнены достаточно мощной (2—3 км) толщей турбидитных осадков, которые залегают на сильно расчлененном акустическом основании. Глубоководным бурением основание вскрыто только в западной (Командорской) котловине Берингова моря [138], где в подошве осадочной толщи обнаружены толеитовые базальты с возрастом 29 млн. лет (олигоцен). В котловинах Японского и Охотского морей возраст ложа оценивается (по скоростям осадконакопления) обычно как позднеолигоцен-миоценовый, т. е. отвечающий времени заложения смежных островных дуг. Подводные горы, выступающие из-под осадочного чехла, сложены в этих морях базальтами, часто щелочными [32, 68]. В Японском море установлено закономерное омолаживание проявления базальтового вулканизма от западного его края к восточному: от 50 млн. лет у берегов Приморья до 19,3—34 млн. лет в районе Ямато и до 4,6—7,7 млн. лет и моложе у берегов Японии [68]. Магнитные аномалии глубоководных котловин, хотя и являются линейными, как правило, не могут быть сопоставлены с полосовыми магнитными аномалиями океанов. Лишь в бассейне Сикоку в тылу Идзу-Боннинской дуги произведена идентификация магнитных аномалий [240] от 5Е до 7 и от 19 до 26 млн. лет. В Японском море Н. Исизаки и др [144], С. Уйеда и др. [236] пытались на основании рисунка магнитного поля наметить оси спрединга, которые следуют через впадину Хонсю в субширотном направлении.

Неактивные котловины окраинных морей имеют возраст древнее возраста обрамляющих их островных дуг. Так, в восточной Алеутской котловине Берингова моря установлены мезозойские магнитные аномалии [109]; это позволяет говорить, что Алеутская котловина представляет собой остаток океанической коры плиты Кула Тихого океана, отторженный от него Алеутской островной дугой. По-видимому, аналогичным отторженцем является главная часть Филиппинского моря, для которой доказан эоцен-олигоценный возраст ложа [215], такой

же, как в Каролинском бассейне, отделенном от Филиппинского моря желобами Яп и Палау.

Во всех глубоководных котловинах окраинных морей осадочный чехол не подвергся сколько-нибудь значительной деформации. Обычными являются нормальные сбросы. Форма многих котловин в целом вырисовывается в виде крупных грабенов, как это хорошо можно видеть на примере глубоководной котловины Охотского моря. Окраинные моря представляют собой структуры растяжения, что находится в резком контрасте с обстановкой сжатия, господствующей в глубоководных желобах.

Образование глубоководных котловин окраинных морей представляет собой сложный процесс, который до сих пор не имеет однозначного объяснения. В отношении неактивных котловин существует как будто бы ясность, что они являются просто отторженцами прежних океанических плит, отчлененными от океана островными дугами. Что касается активных котловин, то имеющиеся данные свидетельствуют об их новообразовании в результате растяжения [162, 240, 241]. Возникает естественно вопрос: каким образом появляются условия растяжения и новообразования океанической литосферы в тылу зон поглощения, где, казалось бы, должны господствовать условия всеобщего сжатия? Наиболее распространена в настоящее время модель Д. Карига [153], согласно которой образование молодой океанической коры окраинных морей (междуговых бассейнов) связано с подъемом мантийного диапира от разогретого в результате трения верхнего края погружающейся литосферной плиты. Однако эта концепция не дает объяснения тому, почему окраинные моря так разнообразны, меняясь в своих очертаниях по простиранию даже одних и тех же дуг, и почему окраинные моря возникают не повсеместно в тылу зон субдукции, в частности, почему их нет в пределах активных континентальных окраин. По мнению Д. Пакхэма и Д. Фалви [198], образование окраинных морей на западе Тихого океана было обусловлено резким изменением системы конвективных течений в астеносфере после столкновения Индийского субконтинента с Евразией, в результате чего астеносферный поток, который до этого поглощался под Евразией, стал проходить под ней и выходить наверх по восточной окраине Азии, дав начало океанической коре окраинных морей. Это объяснение вносит элемент случайности в образование окраинных морей и не может служить моделью для объяснения появления окраинных морей, скажем, в Индонезии или в тылу Антильской дуги и дуги Скоша в Атлантическом океане. По мнению Т. Нельсона и Р. Темпла [190], существует единый главный поток восточного направления, ответвления от которого упираются в погружающиеся плиты и выходят на поверхность в окраинных морях. Это предположение находится в противоречии с существующими представле-

ниями о двусторонних конвективных ячейках в мантии. В последующих разделах данной книги авторами будет рассмотрена предлагаемая ими модель (см. с. 120).

Активные континентальные окраины

Типичным примером современных активных континентальных окраин является Андийская окраина Южной Америки. Здесь Перуанско-Чилийский глубоководный желоб сопровождается резким поднятием края континента, увенчанным молодым вулканическим поясом. Желоб практически ничем не отличается от глубоководных желобов, протягивающихся вдоль островных дуг запада Тихого океана. Однако никакой глубоководной котловины в тылу Андийского вулканического пояса нет. Напротив, по восточному краю Анд, т. е. по границе между горным поясом и Южноамериканской платформой, прослеживается зона молодых надвигов, указывающая на условия сжатия. Небольшое растяжение фиксируется лишь в центральной части Анд, в высоко поднятом грабене Альтиплано, разделяющем Западную и Восточную Кордильеры, но образование этого грабена вполне может быть объяснено разваливанием горного сооружения в стороны при его воздымании.

Позднекайнозойский магматизм Анд представлен в основном вулканическими извержениями лав преимущественно андезитового состава, принадлежащими практически к той же известково-щелочной серии, что и андезиты островных дуг. Различия между известково-щелочными лавами андийской континентальной окраины и островными дугами обнаруживаются лишь в деталях химического состава [36]: в более высоком содержании калия и литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr), что может быть связано с влиянием континентальной коры. Кроме того, в Андах, в отличие от островных дуг, появляется большое количество лав кислого состава (риолитов и игнимбри-тов), а в тыловых частях широко развиты щелочные разности — латиты. Существенно также наличие интрузий, в том числе редкометалльных гранитоидов, с которыми в Боливии связаны оловянные и вольфрамовые месторождения.

Земная кора и литосфера под андийской окраиной сильно утолщены: соответственно до 60—70 и 200—250 км. От глубоководного желоба под Анды прослеживается сейсмофокальная зона Беньофа, но в отличие от островных дуг она наклонена очень полого, обычно не более 30° [146]. Большинство очагов землетрясений сконцентрировано на глубинах до 250—300 км, причем очаги не локализованы в погружающейся океанической пластине, как в островных дугах, а рассредоточены в клине литосферы между поверхностью Земли и зоной Беньофа; скорости поперечных волн возрастают до глубины 250—300 км, указывая на отсутствие астеносферного слоя. Под Андами отмечаются и

глубокофокусные землетрясения на глубинах 500—600 км, но они отделены от более мелкофокусных землетрясений интервалом глубин, в котором очаги землетрясений практически не фиксируются. Зона Беньофа как бы разорвана на две части, причем верхняя часть смещена относительно нижней в сторону океана.

В целом активная континентальная окраина Южной Америки представляется в виде гигантской структуры сжатия и скупивания сиалических масс.

Зоны столкновения

Молодые складчатые пояса и прежде всего Альпийско-Гималайский пояс являются примерами зон столкновения континентов. Более древние складчатые пояса можно, следовательно, считать свидетелями прежних зон столкновения.

Молодые складчатые пояса находятся в условиях общего сжатия. Об этом свидетельствует ориентировка напряжений в очагах землетрясений, но в еще большей степени — сама тектоническая структура, образованная нагромождением тектонических пластин, шарьированных друг на друга. Глубокие внутренние деформации, приводящие к общему сжатию слоев, пронизывающему кливажу и динамометаморфизму, могут возникать только в обстановке сжатия.

Остается еще много спорных и нерешенных проблем, касающихся существенных особенностей строения складчатых поясов, однако общая схема их устройства достаточно ясна. Беря за образец Альпы, Динариды, цепи Загроса или Гималаи, можно наметить хорошо известную последовательную смену различных структурных зон вкрест простираения складчатого пояса [22, 62, 83].

Перед фронтом складчатого пояса обычно простирается обширное погружение прилежащего края платформы. Оно сложено преимущественно мелководными карбонатными толщами, примерно синхронными комплексам пород, отвечающих так называемому геосинклинальному этапу развития пояса. На этом карбонатном чехле залегают флиш и моласса краевого прогиба, образовавшиеся за счет размыва поднимающегося горного сооружения. Полоса краевого прогиба, прилегающего к складчатой цепи, обычно подвержена деформациям и участвует в шарьяжах. К крайвым прогибам приурочены отрицательные гравитационные аномалии, свидетельствующие о глубоком прогибании фундамента. Как уже отмечалось, некоторые крайевые прогибы находятся на продолжении глубоководных желобов.

Вслед за крайвым прогибом прослеживается фронт складчатого пояса, резко вздернутый вверх над смежными равнинами. Складчатые пояса всегда сложены пакетами тектонических покровов, надвинутых большей частью во внешние части пояса,

в сторону краевого прогиба и платформы, т. е. они обладают отчетливой вергентностью, направленностью тектонического движения масс из внутренних частей пояса к внешним. Среди нагромождения шарьяжей довольно четко обособливаются две главные зоны складчатого пояса, различающиеся главным образом составом слагающих их комплексов пород. Внешняя зона является амагматичной, она обычно называется миогеосинклинальной. В ее сложении принимают участие практически те же мелководные существенно карбонатные отложения, которые распространены на окраине платформ. Из-под них местами обнажается древнее кристаллическое основание, являющееся продолжением фундамента платформ. Внутренняя зона, называемая эвгеосинклинальной, сложена серией сильно дислоцированных пород, в составе которых большое место занимают продукты вулканизма, а также мощные кремнисто-граувакковые накопления. В основании стратиграфического разреза эвгеосинклинальных зон (или зачастую тех тектонических покровов, которые отвечают этой зоне) залегают офиолитовые комплексы — ассоциация гипербазитов, габбро, диабазов, подушечных лав и глубоководных кремнистых осадков. В более внутренних частях складчатых поясов вновь появляются древние кристаллические комплексы, слагающие так называемые срединные массивы. Они иногда покрыты чехлом мелководных осадочных отложений. В их пределах обычно широко развиты гранитоидные интрузии и субэаральные вулканы.

В расположении тектонических покровов устанавливается следующая закономерность — чешуи, шарьированные из более внутренних зон, занимают последовательно все более высокое структурное положение, перекрывая чешуи внешних зон. Местами пластины, сложенные офиолитами и перекрывающими их «эвгеосинклинальными» породами, оказываются перемещенными на большие расстояния, залегая на мелководных отложениях внешней миогеосинклинальной зоны и на толщах краевого прогиба. Такую картину можно, например, видеть в Омани, где громадные массы офиолитов располагаются на чехле Аравийско-Африканской платформы. Тектонические перемещения масс в таких широких масштабах говорят о значительном сокращении площади коры и вторичном (тектоническом) совмещении первоначально сильно разобщенных палеогеографических зон. Общее сжатие и скучивание масс подтверждается наличием под молодыми складчатыми сооружениями сиалических корней, утолщающих земную кору до 50—60 км. Следует иметь в виду, что горизонтальное сокращение коры не столь уж велико по сравнению с масштабами перемещения литосферных плит. Оно измеряется десятками, максимум первыми сотнями километров; так, в Гималаях сокращение достигало примерно 400 км.

При актуалистической интерпретации различных составных зон складчатого пояса, т. е. при их сравнении с современными

структурами земной коры, легко сопоставить периферические опущенные части платформы и миогеосинклинальную зону (на которых располагается краевой прогиб) с пассивными континентальными окраинами, тогда как в комплексах пород, слагающих эвгеосинклинальную зону, можно распознать и остатки прежней океанической коры (офиолиты), и осадки континентального подножия (кремнисто-терригенные, часто турбидитные отложения), и продукты известково-щелочного вулканизма островных дуг. Внутренние, или срединные массивы представляют собой части других континентов, противостоявших в свое время континентам, располагающимся в настоящее время перед фронтом складчатого пояса. Следовательно, — и к этому сейчас пришло подавляющее большинство геологов — складчатые пояса возникли на месте прежних океанов, в которых были и срединные хребты, и абиссальные равнины, и системы островных дуг и глубоководных желобов и т. д. Можно считать, что Альпийско-Гималайский пояс образовался в результате закрытия мезозойского океана Тетис.

Таким образом вырисовывается следующая картина возникновения зон столкновения. До тех пор, пока в глубоководных желобах идет поглощение океанической литосферы, никакого столкновения не происходит. Но наступает такой момент, когда в зону субдукции вместе с движущейся литосферной плитой придвигается континент, микроконтинент или какая-то другая крупная масса земной коры (например, прежняя островная дуга или обширные подводные горы), которые в силу своей легкости и «плавучести» не могут быть пододвинуты и поглощены на большие расстояния. Аналогичные современные ситуации можно наблюдать в Австралии, придвинутой в Яванский желоб, или Новой Каледонии, подступающей к Ново-Гибридскому желобу. В результате происходит блокировка зон субдукции, т. е. дальнейшее поглощение становится невозможным. Однако движение плит продолжается и, поскольку ни одна из них не поглощается, неизбежно должно произойти их непосредственное столкновение, прямым результатом которого будет образование горно-складчатого сооружения. Поскольку блокировка зон субдукции происходит, как правило, не одновременно по всей ее длине из-за естественного отсутствия параллелизма между очертаниями глубоководных желобов и контурами придвигаемой к ним «легкой» массы, проявления складчатости будут неодновременны, они могут мигрировать и иногда не захватывать всего простираения зоны субдукции. Это обуславливает большое разнообразие в формах и возрасте складчатости конкретных, даже близко расположенных отрезков складчатого пояса. Континентальная литосфера разбивается на множество мелких блоков, образующих сложную мозаику и испытывающих дифференциальные движения друг относительно друга. Такая мозаика блоков, наиболее крупные из которых можно

рассматривать в качестве самостоятельных микроплит, прекрасно видна в современной структуре Альпийско-Гималайского пояса.

Создание горно-складчатых поясов сопровождается, как говорилось, утолщением коры и образованием сиалических корней гор. Такие «корни», вдавливаясь на глубину, могут испытывать разогрев и плавление. Для периодов орогении очень характерно появление гранитных, существенно палингенных батолитов и развитие зон высокотемпературного метаморфизма часто с образованием гранито-гнейсовых куполов. Проявления кайнозойского метаморфизма и палингенные гранитоиды известны и в Альпах, и в Гималаях.

С процессами блокировки зон субдукции и столкновением плит тесно связано явление надвигания пластин прежней океанической коры на края плит, прилегающих к складчатому поясу, главным образом на бывшую пассивную континентальную окраину. Это явление получило название обдукции (как, казалось бы, противоположное субдукции). Обдуцированные пластины океанической коры в виде офиолитовых покровов широко развиты, например, во фронте Альпийско-Гималайского пояса (Кипр, Оман, Белуджистан и др.). Они характерны для Урала, Аппалач и многих других древних складчатых сооружений. Одной из разновидностей механизма обдукции является вариант, рассмотренный Л. П. Зоненшайном и др. [23], которые исходят из того, что в зону поглощения в конечном счете придвигается пассивная континентальная окраина. Увлекаемая погружающейся океанической плитой, какая-то часть континента также оказывается затащенной под край нависающей плиты. Величина поглощения континентальной литосферы из-за ее плавучести не может быть слишком большой: согласно расчетам О. Г. Сорохтина, она не превышает 150—200 км (по длине), обычно значительно меньше. Если зона поглощения сопровождается вулканической островной дугой, заложенной на океаническом подложье, то этот океанический фундамент, представленный ультраосновными и основными породами, оказывается с самого начала заталкивания края континента расположенным гипсометрически выше и кристаллического фундамента, и покрывающего его чехла мелководных (миогеосинклиналиных) осадков. Когда поглощение прекращается из-за блокировки зоны субдукции легкой континентальной литосферой и начинается процесс столкновения и активного тектонического движения масс в верхних структурных этажах, пластины океанической коры легко могут перемещаться дальше в сторону континента. Этому способствует то, что затащенный вниз отрезок континентальной литосферы начинает изостатически воздыматься вместе с перекрывающими его комплексами океанической коры. В результате возникают условия для чисто гравитационного соскальзывания тектонических покровов и их нагромождения перед фронтом складчатого пояса. Одновременно

термический режим зоны поглощения, выразившийся в виде термического желоба с глубоким погружением геозотерм, прекращает свое существование: геозотермы поднимаются, что приводит к разогреву и плавлению погруженных участков континентальной литосферы. Зоны обдукции обычно сопровождаются во внутренней части складчатого пояса гранито-гнейсовыми куполами, ядра которых часто сложены ремобилизованным веществом континентальной коры, а оболочка — разнообразными «эвгеосинклинальными» отложениями, метаморфизм которых концентрически ослабевает по мере движения от центра куполов к периферии. Полоса развития гранито-гнейсовых куполов отмечает, таким образом, положение края погруженной континентальной литосферы.

Необходимо подчеркнуть, что столкновение и образование обдуриванных пластин океанической коры может происходить не только лишь в случае заталкивания в зону поглощения пассивной континентальной окраины. Любая блокировка зоны субдукции вызовет прекращение поглощения и столкновения глыб литосферы. Такими блокирующими массами могут быть и микроконтиненты, и более древние островные дуги, и крупные подводные горы [79]. Например, о-в Яп на границе Тихого океана и Филиппинского моря сложен сильно складчатыми мафическими метаморфическими породами амфиболитовой фации, которые обнажаются также на склоне отмершего, не активного сейчас желоба Яп. Метаморфизму подверглись только породы океанического происхождения. Анализ геологического строения о-ва Яп привел некоторых геологов (J. Hawkins, R. Batiza, 1977 г.) к выводу, что желоб Яп в олигоцене был блокирован придвинувшейся к нему подводной горой, несомой Тихоокеанской плитой. Субдукция в желобе прекратилась и произошло столкновение массы этой подводной горы с островодужными и иными комплексами пород, слагающими о-в Яп.

Прекращение поглощения в зоне субдукции в результате ее блокировки и столкновения плит неизбежно должно отражаться на изменении глобальной системы движения литосферных плит: где-то в других местах либо скорости поглощения должны возрасти, либо будут возникать новые зоны поглощения.

ГРАНИЦЫ СКОЛЬЖЕНИЯ

Вдоль границ скольжения литосферные плиты лишь сдвигаются друг относительно друга, не испытывая ни расхождения, ни сближения. Абсолютно чистое скольжение достигается крайне редко; всегда вдоль границ скольжения обнаруживается какая-то компонента растяжения или сжатия. К границам скольжения относятся трансформные разломы срединноокеанических хребтов, крупные сдвиги внутри континентов, являющиеся продолжением или аналогом трансформных разломов, и

крупные, сложно построенные зоны скольжения, разделяющие некоторые главные литосферные плиты.

Трансформные разломы, выделенные в особую категорию Т. Вильсоном, составляют системы протяженных поперечных разломов, рассекающих срединноокеанические хребты. Они присутствуют во всех океанах, достигая иногда, как в Тихом океане, длины в несколько тысяч километров. Смещения осевых зон срединноокеанических хребтов и магнитных аномалий измеряются от нескольких километров до многих десятков и даже первых сотен километров. Примерами трансформных разломов являются: Мендосино, Кларин, Клиппертон, Элтанин в Тихом океане. Атлантик, Романш, Вернадского в Атлантическом океане, Оуэн в Индийском океане и многие другие. Какая бы ни была наблюдаемая и отражающаяся в рельефе и смещениях магнитных аномалий длина трансформных разломов, активными являются только те их отрезки, которые заключены между сегментами осевых зон срединноокеанических хребтов. Эпицентры землетрясений приурочены только к этим отрезкам. Следовательно, относительные перемещения плит, разделяемых трансформными разломами, происходят лишь в пределах этих отрезков. Периферические отрезки, часто значительно более протяженные, чем срединные, не активны, вдоль них целостность литосферных плит не нарушена. Установлено, что, несмотря на видимое смещение осей спрединга срединноокеанических хребтов, трансформные разломы не являются более поздними сдвигами, по которым произошло поперечное расчленение срединноокеанических хребтов, и что они заложились либо одновременно с осевыми зонами спрединга, либо даже предшествовали им. Вдоль трансформных разломов в действительности происходит раздвижение, как по рельсам, новой океанической литосферы, наращиваемой в осях спрединга. Сдвиговая компонента движения возникает поэтому только в активных отрезках разломов, где океаническая литосфера по разные стороны разломов перемещается в противоположные стороны, причем ориентировка сдвига обратная по сравнению с той, которая должна бы быть в случае более позднего сдвига, сместившего осевые зоны хребтов. Это подтверждено данными, полученными при изучении ориентировки напряжений в очагах землетрясений.

Трансформные разломы рассекают океаническую литосферу на всю ее мощность. Некоторые ущелья, сопровождающие трансформные разломы, имеют глубину до 5000—6000 м; в их стенках вскрывается полный разрез океанической коры. По материалам драгировок из различных трансформных разломов и из разных океанов сверху залегают океанические толеитовые базальты, ниже — габброиды, диабазы (дайки?) и пироксениты, еще ниже — перидотиты, часто сильно серпентинизированные и раздробленные. Примечательно наличие метаморфических по-

род зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; в них всегда присутствуют отчетливые следы дислокационного метаморфизма с появлением сланцеватости и микроскладчатости. Трансформные разломы выступают тем самым как зоны метаморфизма и деформации.

К числу сдвигов внутри континентов относятся разломы Сан-Андреас в Калифорнии, Альпийский сдвиг Новой Зеландии, Болнайский разлом в Монголии, обновленный землетрясением 1905 г., и целый ряд других. Это — прямолинейные вертикальные разломы, разрезающие, как ножом, рельеф и структуры местности. Они часто не считаются с рельефом, пересекая и долины, и хребты. К ним всегда приурочена интенсивная сейсмичность. Скорости смещений, наблюдаемые на разных разломах, составляют от долей сантиметра в год (Болнайский разлом) до 6 см/год (разлом Сан-Андреас). Исследования таких сдвигов показывают, что с ними парагенетически связано образование целой серии оперяющих трещин и дополнительных тектонических нарушений, которые образуют структурный рисунок, соподчиненный главной линии разлома, и в которых, в зависимости от соотношений с главным разломом, появляются местные условия то растяжения, то сжатия. Такие разломы, как Сан-Андреас или Альпийский, совпадают с границами крупных литосферных плит: разлом Сан-Андреас разделяет Североамериканскую и Тихоокеанскую плиты, Альпийский разлом — Индийскую и Тихоокеанскую плиты. Они возникают в тех случаях, когда в силу увязки глобальных движений плит в данном месте создаются условия для их скольжения. Эти разломы представляют собой границы плит трансформного типа, соединяя какие-то другие типы границ литосферных плит. Так, разлом Сан-Андреас связывает зону растяжения Калифорнийского залива со спрединговым хр. Горда и хр. Хуан-де-Фука на северо-востоке Тихого океана. Альпийский разлом Новой Зеландии является частью границы, соединяющей срединноокеанический хребет юго-востока Индийского океана с желобом Тонга-Кермадек. Другие внутриконтинентальные сдвиги, такие, как упомянутый выше Болнайский разлом или Алтынтагский разлом Высокой Азии или Северо-Анатолийский разлом Турции, выступают как границы отдельных микроплит и блоков литосферы.

В ряде случаев границы скольжения выступают в виде сложно построенных крупных зон. Наиболее характерной в этом плане представляется граница между Тихоокеанской и Индийской плитами, протягивающаяся в субширотном направлении от северной оконечности дуги Тонга до Новой Гвинеи. Здесь, вдоль границы скольжения, возникла цепочка микроплит, взаимодействие которых между собой и смежными крупными плитами отвечает скользящему движению Тихоокеанской и Индийской плит.

Границы литосферных плит распознаются, как мы видели, по трем признакам: 1) по сейсмичности, 2) по геоморфологическим особенностям, т. е. по приуроченности к ним современных наиболее расчлененных форм рельефа: срединноокеанических хребтов, систем глубоководных желобов и островных дуг, горноскладчатых сооружений, 3) по формированию тех или иных осадков или по тем или иным формам тектонических структур, но главным образом по тому, что именно границы плит контролируют основные проявления магматической деятельности и что каждому из типов границ плит свойственны изверженные породы совершенно определенного состава и формационной характеристики. Из этих признаков определяющей для выделения современных границ плит является сейсмичность. Напомним еще раз, что концентрация очагов землетрясений в каком-либо поясе является необходимым и достаточным условием для того, чтобы считать этот пояс границей плит. Однако даже не для очень отдаленного геологического прошлого уже становится невозможным использовать сейсмичность в качестве критерия для выделения границ плит. При выявлении прошлых границ наращивания можно в пределах современных океанов пользоваться рисунком магнитных аномалий и устанавливать по ним расположение прежних осей спрединга, но и в этом случае мы не можем наметить осей спрединга древнее, чем середина мезозоя. Рельеф, составляющий второй признак границ плит, хотя и отличается некоторой консервативностью, сохраняется в неизменном или слабо измененном виде на протяжении всего лишь первых десятков млн. лет. В какой-то мере о прошлом рельефе можно судить косвенно — по продуктам разрушения гор и заполнения впадин, но это является уже критерием скорее геологическим, а не геоморфологическим. Геологические признаки оказываются по существу единственными, опираясь на которые можно намечать границы литосферных плит прошлого и, более того, реставрировать прежний рельеф и прежние пояса сейсмичности. В этой связи возникает необходимость для выделения геологических комплексов — индикаторов границ литосферных плит. Эти комплексы были охарактеризованы при рассмотрении различных типов границ литосферных плит.

Комплексы — индикаторы границ наращивания плит необходимо разбить на две группы, типичные для: 1) океанических и 2) внутриконтинентальных рифтовых зон. Главным комплексом — индикатором океанических рифтовых зон, т. е. по существу прежних срединноокеанических хребтов, является офиолитовая ассоциация горных пород. Еще раз подчеркнем, что офиолиты — лишь остатки прошлой океанической коры, всегда перемещенные в ходе движения плит далеко как от места их

первоначального образования в осях спрединга, так и от конечного положения в составе океанической коры перед ее тектонической деформацией в зонах поглощения. Если офиолитовые ассоциации, как комплексы горных пород маркируют следы бывших океанических бассейнов, то полосы их появления на земной поверхности в складчатых поясах отмечают зоны сближения плит. Комплексами — индикаторами внутриконтинентальных рифтовых зон служат бимодальные вулканические серии; щелочные платобазальты, а также расслоенные щелочно-ультраосновные интрузии, иногда сопровождаемые карбонатитами. В ряде случаев могут появляться щелочные гранитоиды (иногда несущие редкометальное оруденение). Осадочные формации представлены молассами, пресноводными толщами и иногда эвапоритами, составляющими так называемую грабеновую фацию.

Среди комплексов — индикаторов границ поглощения необходимо различать ассоциации горных пород, характерные, соответственно, для вулканических островных дуг, активных континентальных окраин, зон столкновения и зон обдукции. Для островных дуг примечательны известково-щелочные вулканические серии, встречающиеся совместно с туфогенными и терригенно-кремнистыми, граувакковыми накоплениями часто турбидитной природы. Они образуют в совокупности характерную островодужную ассоциацию. Главным комплексом — индикатором активных континентальных окраин являются континентальные вулканоплутонические серии, включающие наземные вулканические толщи известково-щелочного и щелочного состава, а также интрузии комагматичных им гранодиоритов, гранитов и щелочных пород. Среди вулканитов большое место занимают кислые, риолитовые разности. Вулканические толщи ассоциируют с молассами. Зоны столкновения окраин континентов с островными дугами маркируются формированием складчатых поясов и протяженных гранитоидных батолитов, типа Невадийского батолита на западной окраине Северной Америки. Характерны также зоны высокотемпературного метаморфизма. При столкновении двух континентов формируется высокоподнятый складчатый пояс, во внутренних частях которого появляются зоны высокотемпературного метаморфизма и массивы палингенных гранитоидов. Для распознавания зон обдукции определяющим является присутствие крупных офиолитовых покровов, перемещенных на пассивную окраину континента, прилегающую к складчатому поясу. Гранито-гнейсовые купола и зоны высокотемпературного метаморфизма характерны для тыловых частей пояса; во фронтальной части накапливаются молассы, выполняющие краевые прогибы.

Из других комплексов, важных для распознавания прошлых геологических обстановок, следует отметить комплексы — индикаторы пассивных континентальных окраин, фиксирующие

положение границ континентов и океанов. К их числу относятся в первую очередь мощные призмы мелководных карбонатных отложений, подстилаемых внизу обломочными отложениями и часто эвалоритами. Примерами их являются так называемые миогеосинклинальные толщи во фронте таких складчатых поясов, как Альпы, Урал или Аппалачи. Кроме того, в качестве комплексов — индикаторов пассивных континентальных окраин следует считать флишеподобные и другие мощные обломочные толщи турбидитного происхождения, формировавшиеся в условиях континентального подножия.

ДВИЖЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Один из постулатов тектоники плит состоит в том, что литосферные плиты являются жесткими, т. е. что они ведут себя как квазиупругие тела, способные передавать прилагаемые к ним напряжения на любые расстояния, не испытывая при этом внутренней пластической деформации. Постулат о жесткости литосферных плит вытекает из того, что литосфера сложена полностью раскристаллизованными, т. е. твердыми породами, которые обладают конечными пределами пластичности и прочности. Эти пределы могут быть преодолены лишь при очень больших напряжениях. Вязкость литосферы очень высока, составляя 10^{25} пуаз, в то время как оценки вязкости астеносферы дают значения 10^{20} — 10^{21} пуаз. Температура постепенно возрастает к подошве литосферы, но под внутренними частями плит, характеризующимися невысоким тепловым потоком и относительно малым термическим градиентом, она обычно не превышает 1000°C , не достигая при существующих там давлениях точки плавления ультраосновного вещества литосферы. Скорость прохождения сейсмических волн непрерывно возрастает по мере проникновения в толщу литосферы, причем, что важно, увеличивается скорость поперечных волн, следовательно, упругие свойства и прочность литосферы остаются неизменными на всю ее мощность.

Предположение о жесткости литосферных плит было проверено У. Морганом [186], Кс. Ле Пишон [161] и другими путем увязки движений литосферных плит в глобальном масштабе. Если плиты жесткие, то движение какой-либо одной плиты относительно другой неизбежно должно вызвать относительные движения смежных плит, и эти движения в сумме будут компенсироваться, т. е. величина общего расхождения плит равна суммарной величине их схождения. Действительно, как впервые показал У. Морган, такое равенство в первом приближении существует.

Вместе с тем абсолютную жесткость литосферных плит нельзя считать доказанной. Геологам хорошо известны складчатые деформации мощных толщ горных пород в орогенических

поясах. Эти деформации сопровождаются пластическим течением горных масс, причем в зависимости от степени деформации в течении могут участвовать не только такие относительно пластичные породы, как глинистые сланцы или серпентиниты, но и, казалось, самые прочные породы — граниты. Часто образование пластических деформаций сопровождается и, может быть, обуславливается повышением температуры, об этом говорит широкое развитие пластического течения материала в зонах высокотемпературного метаморфизма. Однако во многих регионах наблюдаются складчатые деформации, происходившие без участия метаморфизма. По теории тектоники плит такого рода деформации могут возникать только на границах плит, где их взаимодействие преодолевает предел пластичности.

Постулат о жесткости литосферных плит не учитывает фактор геологического времени, а именно он, как известно, оказывается крайне важным для явлений ползучести — очень медленного пластического течения вещества.

Имеющиеся факты не всегда соответствуют постулату о жесткости. Например, Северная Америка и Южная Америка вместе с прилегающими к ним бассейнами Атлантического океана вплоть до границы наращивания, совпадающей со Срединно-Атлантическим хребтом, образуют самостоятельные литосферные плиты. Это доказывается тем, что системы магнитных аномалий и, значит, направления спрединга для Северной и Южной Атлантики являются различными. Североамериканская и Южноамериканская плиты испытывают дифференциальные движения друг относительно друга: в районе Центральной Атлантики Северная Америка смещается относительно Южной на широте Антильских островов со скоростью 0,2 см/год [13]. Следовательно, они должны быть разделены зоной сейсмичности, отвечающей границе плит. Однако на пространстве между Срединно-Атлантическим хребтом и Антильской дугой, т. е. в той области, где следует ожидать появления такой границы, никакой зоны сейсмичности не прослеживается. Здесь протягивается несколько крупных разломов, наиболее крупным из которых является разлом Барракуда, но ни к одному из них не приурочены эпицентры землетрясений, т. е. их следует считать неактивными. Очевидно, дифференциальные движения между Североамериканской и Южноамериканской плитами в данном месте разрешаются в силу их незначительной величины в возможных пластических деформациях океанической коры и не отражаются в связи с этим в образовании сейсмической зоны. Надо сказать, что в последнее время, когда возникают небольшие неувязки в определении суммарного движения трех плит, границы которых сходятся в одной точке, они все чаще начинают объясняться за счет небольших внутренних пластических деформаций океанических плит. Речь может идти в первую очередь о деформациях именно океанических плит, особенно

тех их тонких и разогретых участков, которые сравнительно недавно были созданы в зонах спрединга и не отошли от них на значительные расстояния.

Другой постулат тектоники плит предполагает, что радиус Земли не изменяется в сколько-нибудь ощутимых размерах, т. е. что Земля ни сокращается, ни расширяется.

Гипотеза сокращения, или контракции Земли, столь популярная в начале XX в., сейчас полностью оставлена. Она противоречит данным о наиболее вероятном разогреве, а не охлаждении Земли. На ее основе оказалось невозможным объяснить наблюдающееся крайне неравномерное распределение складчатых поясов. Существование мировой рифтовой системы, находящейся в условиях растяжения, никак не может быть понято, если исходить из общего сокращения Земли.

Установление молодости океанов и открытие явления спрединга океанического дна, сопровождающегося раздвижением континентов, стимулировало интерес к гипотезе расширяющейся Земли, тем более что увеличение радиуса Земли должно, казалось, находиться в соответствии с расширением вселенной из-за уменьшения гравитационной постоянной. По расчетам приверженцев этой гипотезы [102, 116, 134] радиус Земли удлиняется со скоростью 0,04—0,06 см/год, причем для последних 200 млн. лет характерны максимальные скорости до 1 см/год. Это обеспечивает увеличение поверхности земного шара за счет наращивания океанической коры и раздвижения континентов. В этом случае отпадает необходимость в поглощении литосферы. Гипотеза расширяющейся Земли встречает ряд существенных возражений. Если принять, что образование современных океанов было обусловлено только расширением Земли, то поверхность Земли должна была увеличиться в три раза, а это требует, чтобы радиус Земли возрастал с нереальной скоростью до 2 см/год, т. е. его длина стала на 1000 км больше, чем 200 млн. лет назад. Кс. Ле Пишон [161] считает, что подавляющая площадь современных океанов возникла в результате раздвижения океанического дна в широтном направлении (большинство срединноокеанических хребтов ориентировано субмеридионально), и, следовательно, если принять гипотезу расширяющейся Земли, увеличиваться по размерам должны были бы экваториальные, а не полярные области, что привело бы к образованию громадного экваториального вздутия фигуры Земли, чего в действительности нет. Увеличение радиуса Земли должно было бы сказаться в заметном возрастании момента инерции Земли и, значит, в изменении продолжительности суток. При изучении колец роста девонских кораллов было установлено [210], что момент инерции в девоне составлял 0,994—0,999 современной величины, тогда как даже при минимальной скорости возрастания радиуса 0,05 см/год он был бы равен 0,94 современного значения. Представление о расширяющейся Земле не способно объяснить, по-

чему наряду с поясами растяжения на Земле существуют также пояса сжатия. Если бы происходило общее расширение и увеличение размера поверхности Земли, то континенты, приспосабливаясь к новой «раздувшейся» поверхности, должны были бы повсеместно раскалываться и находиться в условиях растяжения. Как показывают измерения напряженного состояния континентальной коры, в ней господствует, напротив, сжатие [34].

Как видим, предположение о заметном увеличении радиуса Земли противоречит многим фактам, и поэтому гипотеза расширяющейся Земли в ее максималистском виде никак не может быть принята. Вместе с тем вряд ли следует отрицать какое-то крайне малое увеличение радиуса Земли, обусловленное уменьшением во времени величины гравитационной постоянной. Некоторые оценки указывают на вероятную скорость увеличения радиуса Земли, равную всего 0,002 см/год [114]. В соответствии с этим значением радиус Земли мог увеличиться за последние 200 млн. лет, т. е. с момента начала мезо-кайнозойского дрейфа континентов, на 4 км (0,06 %). Данной величиной при анализе движения литосферных плит можно, естественно, пренебречь.

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРЕМЫ ЭЙЛЕРА И СФЕРИЧЕСКОЙ ГЕОМЕТРИИ К ОПИСАНИЮ ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ

Из двух постулатов тектоники плит — из предположения о жесткости литосферных плит и из вывода о неизменности радиуса Земли — вытекают важные следствия, дающие возможность математического описания движения литосферных плит. Если плиты представляют собой жесткие тела и движутся по сфере постоянного, не изменяющегося во времени радиуса, то их движение должно происходить строго по законам сферической геометрии.

Теорема Эйлера — академика Российской Академии, сформулированная еще в XVIII в., гласит, что движение любого тела по поверхности правильной сферы постоянного радиуса можно представить в виде вращения вокруг оси, проходящей через центр сферы. Самые простые рассуждения говорят о существовании этой теоремы. Представьте себе глобус. Перемещение любой точки на нем будет происходить не по прямой линии, а по дуге (рис. 12). Если перемещение сложное, в виде изогнутой кривой, то его всегда можно разложить на составные элементарные части, отвечающие каким-то конкретным маленьким дугам. Можно представить литосферную плиту в виде сегмента тонкой сферической пленки, облекающей поверхность глобуса. Движение точек, составляющих пленку, будет происходить по концентрическим дугам, проведенным вокруг какой-то оси, проходящей через центр глобуса. Ось вращения пересекает поверхность



Рис. 12. Схема движения плит А и Б на земной сфере вокруг оси с полюсом Р

сферы (глобуса) в двух точках — антиподах, находящихся друг от друга на противоположных сторонах глобуса. Эти точки носят название эйлеровых полюсов, или полюсов вращения. Чем дальше находится данная точка от полюса вращения, т. е. чем больше радиус дуги, тем больший путь при повороте на одинаковый угол она будет проходить по сравнению с другими точками, расположенными ближе к полюсу вращения. Дуга, отстоящая на половине расстояния между полюсами вращения, т. е. на расстоянии 90° от каждого из них, является экватором, отвечающим данной оси вращения, или данным полюсам вращения. Она представляет собой дугу большого круга. Остальные дуги отвечают малым окружностям, проведенным вокруг той же оси вращения.

Из сказанного следует, что если мы хотим знать движение одной литосферной плиты по отношению к другой плите или по отношению к какой-либо точке на сфере, необходимо определить два главных параметра: положение полюса относительного вращения плиты в виде его географических координат и величину поворота, или угловую скорость движения (скажем, в градусах в год или в млн. лет). Определение этих параметров составляет одну из главных задач при анализе движения и взаимодействия плит, так как оно дает прямое и однозначное указание на то, какие события следует ожидать на границах плит: расходятся ли они, сходятся или скользят друг по отношению к другу. Решение данной задачи вполне осуществимо, опираясь на конкретные материалы, отражающие движение плит. В идеальном случае определение параметров движения плит в принципе сравнительно просто: следует восстановить перпендикуляры к дугам, отвечающим движению плиты, и точка их пересечения даст положение полюса вращения. Угловая скорость движения может быть установлена, зная линейные скорости или величины пере-

мещения за какой-то промежуток времени отдельных точек, принадлежащих данной плите. Естественно, что вычисление параметров движения плит можно производить аналитически, используя правила сферической геометрии, т. е. решая сферические треугольники. Поскольку реальные условия часто значительно отличаются от идеальных, определение координат полюсов вращения и угловых скоростей приходится осуществлять лишь с каким-то приближением.

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ И АБСОЛЮТНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ

Необходимо постоянно иметь в виду, что когда речь идет о движении литосферных плит, прежде всего подразумевается движение какой-либо одной плиты по отношению к другой. Например, в настоящее время Евразийская плита отодвигается в районе Северной Атлантики от Североамериканской плиты на восток. С тем же правом можно сказать, что Североамериканская плита отодвигается от Евразийской плиты на запад. Любую из этих плит можно принять в качестве неподвижной и анализировать по отношению к ней движение другой плиты. В то же время та же Евразийская плита по отношению к Африке движется на юг, а по отношению к Тихоокеанской плите — на восток. По отношению к Срединно-Атлантическому хребту (вернее, по отношению к осевой зоне спрединга) Североамериканская плита движется к западу, а Евразийская — к востоку. Но, принимая в качестве условно неподвижной Североамериканскую плиту, нетрудно видеть, что по отношению к ней Срединно-Атлантический хребет будет смещаться на восток на половину того расстояния, на которое отодвигается Евразийская плита, и, наоборот, по отношению к Евразийской плите он будет двигаться на запад на половину расстояния перемещения Североамериканской плиты. Можно выбрать среди всего ансамбля литосферных плит Земли какую-то одну и рассматривать движение всех остальных плит по отношению к ней. В качестве отсчетной может быть взята любая точка на поверхности Земли. Движение плит является относительным, и если говорить о движении какой-либо плиты, то всегда надо указывать — по отношению к чему: к другой ли плите, к географическому полюсу или какой-то другой выбранной системе отсчета.

Материалы, касающиеся движения литосферных плит и получаемые путем непосредственных наблюдений вдоль границ плит, отражают исключительно (или преимущественно) относительные перемещения двух плит, соприкасающихся по этой границе. Так, изучая рисунок полосовых магнитных аномалий и ориентировку трансформных разломов в Северной Атлантике, мы получаем данные для суждения об относительном перемещении Североамериканской и Евразийской плит. Они никоим

образом не указывают на то, какая из этих плит является неподвижной к оси вращения Земли как планеты, равно как не свидетельствуют о неподвижности Срединно-Атлантического хребта. Увязка движений литосферных плит в глобальном масштабе предусматривает главным образом увязку их перемещений друг относительно друга. С этой точки зрения все плиты Земли могут быть в целом сдвинуты (повернуты) по отношению к какой-то точке отсчета, допустим, по отношению к палеомагнитному полюсу. В соответствии с принципом относительности движения плит смещаться могут не только сами плиты, но и разделяющие их границы любого типа, как границы наращивания, так и границы поглощения.

Одна из насущных задач современного этапа развития теории тектоники плит — научиться распознавать абсолютные движения плит. В качестве абсолютных следует рассматривать движения, привязанные к какой-то системе отсчета, которая так или иначе остается неподвижной в течение геологического времени по отношению к оси вращения Земли.

Наиболее надежными реперами абсолютных движений плит являются палеомагнитные и палеоклиматические данные. Они остаются пока единственными методами, которые позволяют оценить движение плит по отношению к полюсам Земли. Однако их недостатком является то, что они дают только широтную составляющую абсолютных движений, причем более или менее точному измерению поддается только остаточная намагниченность пород, которая дает возможность судить о палеомагнитной широте, а данные по палеоклиматической зональности почти всегда крайне приблизительны.

В настоящее время предпринимаются поиски методов выяснения абсолютных движений плит, основываясь на других (не палеомагнитных или палеоклиматических) данных.

Большие надежды возлагаются на гипотезу так называемых горячих точек, предполагающую существование внутри Земли десяти — двадцати мантийных струй, или плюмажей, идущих от нижней мантии вверх и не смещающихся друг относительно друга. Литосферная плита, проходя над горячей точкой в мантии, как бы прожигается насквозь, и след ее прохождения запечатлевается в виде вулканических хребтов, в пределах которых возраст базальтов постепенно удевняется по простиранию по мере движения от современной вулканической области, т. е. от современного положения горячей точки по отношению к литосферной плите. Простиранение вулканического хребта совпадает тем самым с направлением прохождения литосферной плиты над горячей точкой и, следовательно, маркирует абсолютное движение плиты по отношению к неподвижной (относительно мантии) системе горячих точек.

Определение абсолютных движений по перемещениям относительно горячих точек основывается на предположении о их

неподвижности. Как уже отмечалось, анализ движения всей совокупности литосферных плит на земной сфере, выполненный Дж. Минстером и др. [181], свидетельствует о том, что за последний, сравнительно короткий промежуток времени (не более 5 млн. лет) горячие точки, находящиеся в различных районах земного шара, как будто не испытывают заметных смещений друг относительно друга, т. е. действительно составляют более или менее взаимно связанный каркас, который, казалось, можно принять за систему отсчета абсолютных движений плит. Вместе с тем, за больший промежуток времени, исчисляемый 30 млн. лет, обнаруживаются смещения отдельных горячих точек друг относительно друга. Следовательно, данная система отсчета абсолютных движений в действительности не является «абсолютной». Это находится в соответствии с той трактовкой природы горячих точек (см. с. 34), которая связывает их появление не с мантийными струями, поднимающимися от нижней мантии, а с конвективными движениями.

Другой, пожалуй более перспективной, но пока еще слабо разработанной, системой выяснения абсолютных движений является привязка их к системе конвективных течений в мантии Земли. Основные предпосылки зиждятся на предположении, что сама установившаяся, стационарная система конвективных движений в мантии должна быть более консервативной, т. е. более устойчивой, чем обуславливаемое ею движение литосферных плит на поверхности Земли. В соответствии с этим зоны подъема энергии и вещества, совпадающие с восходящими ветвями конвективных ячеек, и зоны погружения вещества, отвечающие нисходящим ветвям, в течение некоторого интервала времени, отвечающего периоду действия данной системы, будут стремиться оставаться на одном и том же месте по отношению к оси вращения Земли. Естественно ожидать, что и поверхностные структурные, и иные элементы, являющиеся выражением восходящих и нисходящих ветвей, также окажутся фиксированными. В принципе следует отыскать на поверхности Земли внешние выражения восходящих и нисходящих ветвей конвективных течений, что, конечно, далеко не просто и зачастую спекулятивно. Можно думать, что некоторые (но не все) зоны наращивания литосферы — срединноокеанические хребты и рифтовые зоны континентов — будут располагаться над восходящими ветвями, а некоторые (опять не все) зоны поглощения, отмеченные глубоководными желобами, — над нисходящими ветвями.

Существуют и другие методы определения современных абсолютных движений плит — геодезические и астрономические наблюдения. Точность измерений пока еще не позволяет достоверно и надежно устанавливать перемещения, измеряемые сантиметрами в год, но несомненно этим методам принадлежит большое будущее.

В задачу анализа относительного движения литосферных плит входит, во-первых, определение того, как две смежные литосферные плиты взаимодействуют между собой, т. е. как они перемещаются по отношению друг к другу, и, во-вторых, увязка движений серии плит, начиная от трех плит, границы которых сходятся в одной точке, и кончая увязкой движения и взаимодействия плит в глобальном масштабе.

Взаимодействие двух смежных плит, имеющих общую границу, устанавливается на основании выяснения природы разделяющей их границы. Для этого используются данные непосредственных наблюдений над структурами, магматическими комплексами и геофизическими особенностями, связанными с этой границей. Приведем несколько примеров.

В средней части Атлантики, к югу от Азорских островов, сейсмический пояс, следующий вдоль Срединно-Атлантического хребта, служит границей между Африканской и Североамериканской плитами. Драгированием со склонов рифтовых долин и ущелий трансформных разломов, глубоководным бурением, а также при непосредственном изучении дна со спускаемых аппаратов* были доставлены толентовые базальты, габброиды и гипербазиты, образующие типичный комплекс — индикатор границ наращивания литосферы. На дне рифтовых долин обнаружены зияющие трещины растяжения. Геофизические данные говорят о малой мощности коры и разуплотнении мантии. Фокальный механизм землетрясений, приуроченных к Срединно-Атлантическому хребту, указывает на преобладание напряжений растяжения, ориентированных строго перпендикулярно к простиранию хребта. Все это не оставляет сомнений, что вдоль данной границы плит Африканская и Североамериканская плиты расходятся друг от друга.

Сейсмический пояс, протягивающийся вдоль западной окраины Южной Америки, является границей двух плит: Южноамериканской к востоку от него и Наска — к западу. К этой границе приурочен Перуанско-Чилийский глубоководный желоб. Окраина Южноамериканского континента занята Андийским вулканическим поясом с преобладанием вулканических пород известково-щелочного типа, являющихся комплексом — индикатором границ поглощения. В очагах землетрясений господствует сжатие, ориентированное поперек простирания желоба. Следовательно, вдоль данной границы Южноамериканская плита и плита Наска сближаются друг с другом.

На западной окраине Северной Америки сейсмический пояс, отмеченный катастрофическими землетрясениями, прослежи-

* Такие исследования проводились на батискафах «Архимед» и «Алвин» по совместному французско-американскому проекту FAMOUS в районе 37° с. ш. [204].

вается вдоль известного разлома Сан-Андреас, уходя на юг в Калифорнийский залив. В данном месте он отделяет Береговые хребты Калифорнии и Калифорнийский полуостров от остальной части Северной Америки. Калифорнийский полуостров входит в состав Тихоокеанской плиты, а сейсмический пояс представляет собой границу, отделяющую эту плиту от Североамериканской. Детальными исследованиями американских геологов доказано, что разлом Сан-Андреас является сдвигом с отчетливым правосторонним смещением. Геодезические и другие измерения показали, что Калифорнийский полуостров и Береговые хребты перемещаются относительно остальной части Северной Америки на север со скоростью около 6 см/год. Разлом Сан-Андреас уверенно можно считать за границу скольжения, вдоль которой Североамериканская и Тихоокеанская плиты сдвигаются в латеральном направлении друг относительно друга.

Мгновенные и конечные движения

При рассмотрении движения литосферных плит необходимо четко проводить различие между мгновенными и конечными движениями (или вращениями). Под мгновенными движениями подразумеваются такие движения, которые происходят в какой-то крайней ограниченной по длительности момент времени; в геологических масштабах за такой момент принимается в разных случаях длительность от 1 до 10 млн. лет. Это такие движения, которые отражают истинное перемещение и истинное взаимодействие литосферных плит в данный момент времени. В качестве конечных движений рассматривается общее, суммарное перемещение за любой длительный промежуток времени.

Разница между мгновенными и конечными движениями видна на рис. 13, I. Допустим, что отрезок AB за какой-то промежуток времени T переместился в положение A_1B_1 . Линии, или вектора, AA_1 и BB_1 отражают направление и величину конечного перемещения точек A и B за время T , но они никак не показывают, какой же в действительности путь проделали эти точки, какова была истинная траектория их движения. Тонкими линиями на том же рисунке показаны последовательные положения отрезка AB в различные дискретные моменты времени t_1 , t_2 и t_3 по мере его движения в положение A_1B_1 . Истинные траектории могут иметь очень сложную конфигурацию. Линии Aa_1 , a_1a_2 , a_2a_3 и a_3A_1 отвечают векторам мгновенных движений точки A за какие-то малые промежутки времени t_1 , $t_2 - t_1$, $t_3 - t_2$ и $T - t_3$, а отрезки Bb_1 , b_1b_2 , b_2b_3 и b_3B_1 — соответственно векторам мгновенных движений точки B . Естественно, что истинная траектория может оказаться любой, включающей не только поступательное, однонаправленное движение отрезка AB в сторону A_1B_1 , но также и любые отклонения, в том числе и в обратную сторону. Следует также учитывать, что вектор, выбранный нами

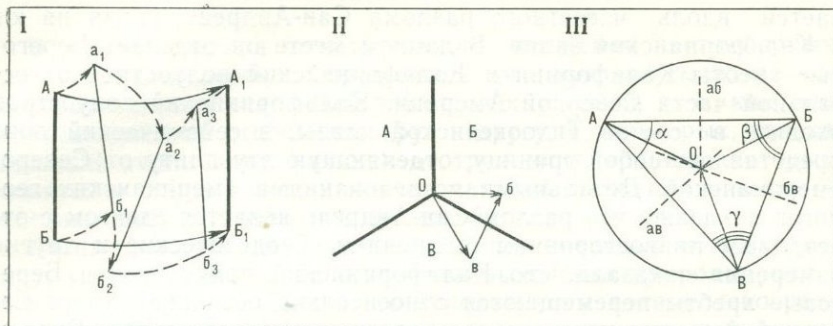


Рис. 13. Кинематика относительных движений плит:

I — конечные и мгновенные движения; II — взаимодействие плит в точке тройного сочленения плит; III — треугольник скоростей в точке тройного сочленения (по Д. Маккензи и У. Моргану, 1969 г.)

в качестве мгновенного, в действительности сам может оказаться составным, суммируя серию более мелких мгновенных перемещений.

Это различие между мгновенными и конечными движениями никогда не следует упускать из вида. Практически действительно мгновенные движения мы можем установить только в немногих случаях и только для настоящего времени. Показателями современных мгновенных движений служат ориентировка напряжений в очагах землетрясений и измерения величин смещения при сейсмодислокациях. Любое движение, принимаемое нами за мгновенное в геологическом прошлом, на самом деле может оказаться суммарным. Следовательно, понятие о мгновенных движениях, строго говоря, является условным. Однако разделение на мгновенные и конечные движения оказывается полезным и необходимым. Вновь обращаясь к рис. 13, I, предположим, что нам известны для точки A вектора конечного движения за время T — AA_1 и за время t_3 — Aa_3 . Вектор мгновенного движения в момент времени T — t_3 будет равен разности векторов конечного движения: AA_1 — Aa_3 . Аналогичным образом можно найти и другие вектора мгновенного движения, зная вектора конечного вращения за разные отрезки времени.

Точки тройного сочленения плит

Довольно часто, три границы плит сходятся в одной точке, т. е. в этой точке между собой соприкасаются три плиты. Такая точка получила название точки тройного сочленения. Примеры точек тройного сочленения многочисленны. Назовем некоторые из них. В районе Азорских островов в Атлантическом океане соединяются три сейсмических пояса, два из которых следуют вдоль оси Срединно-Атлантического хребта соответ-

ственно к северу и к югу от Азорских островов, а третий пояс подходит к точке тройного сочленения с востока, маркируя собой так называемую Азоро-Гибралтарскую линию. Сейсмические пояса являются границами, соответственно, Североамериканской и Евразийской, Североамериканской и Африканской и Евразийской и Африканской плит. В южной части Атлантического океана в районе о-ва Буве располагается точка тройного сочленения Африканской, Южноамериканской и Антарктической плит. В Тихом океане вблизи экватора находится Галапагосская точка тройного сочленения, в которой Тихоокеанская плита соприкасается с Кокосовой плитой и плитой Наска. В центральной части Индийского океана сочленяются между собой Индийская, Африканская и Антарктическая плиты и т. д.

В точке тройного сочленения могут сходиться границы плит всех трех типов — наращивания, поглощения и скольжения в любой их комбинации. Можно обозначить границы наращивания (рифтовые зоны) как Р, границы поглощения (желоба) как Ж и границы скольжения (трансформные разломы—сдвиги) как С. Типы точек тройного сочленения будут выглядеть как сочетания этих символов. Например, РРР значит, что сочленение имеет вид: рифт—рифт—рифт; РЖС — рифт—желоб—сдвиг. Нетрудно подсчитать, что всего возможно 10 вариантов сочетаний границ плит и, значит, 10 типов тройных сочленений. Из них наиболее распространено сочленение типа РРР, примером могут служить упомянутые Галапагосская точка и точка Буве, а также Афарская точка в южной части Красного моря, где Эфиопский рифт соединяется с рифтами Красного моря и Аденского залива. Тройное сочленение типа РРС (рифт—рифт—сдвиг) свойственно большей частью срединноокеаническим хребтам; примером является Азорская точка, где с двумя ветвями рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта сочленяется западный, чисто сдвиговый отрезок Азоро-Гибралтарской линии. Сочленение типа РСС встречается главным образом в мозаике микроплит Внутренней Азии, например на южном конце Байкала, где рифтовая зона Байкала соединяется со сдвигами, подходящими к нему со стороны Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Сочленение типа ЖЖЖ (желоб—желоб—желоб) наблюдается в юго-восточной части о-ва Хонсю (Япония) в месте соединения Японского, Идзу-Бонинского и Нанкайского желобов. Тройные сочленения типа РЖЖ или РРЖ встречаются довольно редко.

Одни типы тройных сочленений, такие, как РРР, РРС, РСС, являясь устойчивыми, т. е. стремятся сохранить свою конфигурацию. Другие типы, например РРЖ или РСЖ, явно неустойчивы и, раз возникнув, быстро меняют свою конфигурацию.

Из постулата о жесткости литосферных плит вытекает, что если плиты движутся, как жесткие пластины, не испытывающие

внутренней пластической деформации, то движение трех плит, сходящихся в одной точке сочленения, должно быть строго увязано между собой. Это свойство было подробно исследовано Д. Маккензи и У. Морганом [176]. Оно становится очевидным из простых рассуждений. Если из трех плит А, Б и В, схематически показанных на рис. 13,II, одну из них — А — мы условно закрепим (будем считать неподвижной), то две другие плиты — Б и В — будут смещаться относительно плиты А. Допустим, каждая из них отодвигается от нее в стороны. В этом случае неизбежно появится зияние между плитами Б и В, т. е. они обязательно испытывают относительное перемещение по отношению друг к другу, причем это перемещение находится в прямой зависимости от величины и направления смещений плит Б и В по отношению к плите А. Следовательно, можно произвести замыкание относительного движения трех плит вокруг точки их сочленения.

Переходя на язык математики, замыкание относительного движения плит вокруг точки тройного сочленения заключается в том, что геометрическая сумма векторов относительного движения трех плит должна быть равна нулю:

$${}_A\vec{V}_B + {}_B\vec{V}_V + {}_A\vec{V}_V = 0, \text{ или (для простоты):} \\ A/B + B/V + A/V = 0.$$

Очевидно, что скорость движения плиты А по отношению к Б (${}_A\vec{V}_B$) равна скорости движения плиты Б по отношению к А (${}_B\vec{V}_A$), но противоположна ей по знаку, т. е. ${}_A\vec{V}_B = -{}_B\vec{V}_A$.

На рис. 13,II показано сочленение трех плит: А, Б и В. О — точка их тройного сочленения. Примем в качестве неподвижной плиту А (но можем считать неподвижной любую другую плиту или любую из границ плит). Отрезок «Об» отвечает вектору движения плиты Б относительно плиты А; его лучше записать в виде Б/А, ставя в знаменатель плиту, по отношению к которой устанавливается перемещение. Отрезок «Ов» отвечает вектору движения плиты В относительно плиты А, т. е. В/А. В этом случае отрезок «бв» отвечает вектору относительного движения между плитами Б и В. Если брать отрезок «бв» в направлении от «в» к «б», то он будет отвечать Б/В, т. е. вектору движения плиты Б по отношению к плите В. Если брать отрезок «бв» в противоположном направлении: от «б» к «в», то он будет отвечать В/Б, т. е. вектору движения плиты В по отношению к Б.

Основное свойство тройного сочленения плит — то, что геометрическая сумма относительных движений плит должна быть при замыкании равна нулю — предусматривает несколько существенных следствий, которые необходимо постоянно учитывать при анализе относительных движений плит.

Если мы располагаем данными конкретных наблюдений по направлениям и величинам относительных перемещений плит, сходящихся в одной точке, то мы обязаны их суммировать, и проверить, будет ли их сумма равна нулю. В случае, когда такое равенство достигается, можно говорить о достоверности полученных результатов. Если же равенство отсутствует, то возможны два варианта: либо имеются ошибки в самих измерениях и им нельзя доверять, либо выполненные измерения относятся к плитам, не обладающим общей точкой сочленения, и тогда следует искать дополнительную плиту или сомневаться в правильности установления границ плит. Возможна даже не количественная, а чисто качественная проверка правильности определения типа границ плит, сходящихся в точке тройного сочленения. При конфигурации плит, изображенной на рис. 13, II, когда плиты Б и В отодвигаются от плиты А, относительные движения между плитами Б и В должны обязательно быть растяжением, т. е. граница между ними должна быть представлена структурами рифтового типа, но ни в коем случае не глубоководным желобом.

Довольно часто мы имеем данные о векторах движения двух плит относительно третьей, а вектор движения этих двух плит друг относительно друга не известен и не может быть выяснен по имеющимся материалам. Для нахождения этого неизвестного вектора необходимо решить задачу тройного сочленения. Пусть у нас имеются данные о векторах В/А и Б/А и нужно найти Б/В тогда: $Б/В = Б/А + В/А$ (следует обратить внимание на порядок записи: он помогает не запутаться в определении искомого вектора; во второй части равенства в числителях ставятся символы плит, относительные движения между которыми определяются, а в знаменателе — символ плиты, по отношению к которой движения известны). Эта задача легко выполняется графически, если известны направления (азимуты) и величины (линейные скорости) относительных движений. В практике нам обычно известны координаты полюсов и угловые скорости относительных движений двух пар плит, а необходимо отыскать полюс и угловую скорость движения третьей пары плит. Вычисления в этом случае производятся на ЭВМ по заготовленной программе.

Поскольку все три вектора скоростей, рассматриваемых в задаче тройного сочленения, лежат в одной плоскости, то соответствующие им оси вращения также должны лежать в одной плоскости, а следовательно пересечения осей с земной сферой, т. е. полюса вращения, должны располагаться на одной дуге большого круга, а искомый полюс располагается в той точке, где линейные скорости, отвечающие угловым скоростям из двух известных полюсов вращения, направлены в одну сторону и равны друг другу.

Точка тройного сочленения сама должна смещаться относительно плит, ее образующих. Это хорошо видно на примере тройного сочленения типа РРР (рифт—рифт—рифт), поскольку при наращивании всех трех плит границы между ними должны во времени удлиняться, чтобы точка тройного сочленения оставалась стабильной. Д. Маккензи и У. Морган [176] предложили анализировать взаимоотношения между скоростями относительного движения плит и точкой тройного сочленения с помощью треугольника скоростей, стороны которого образованы векторами соответствующих линейных скоростей («Обв» на рис. 13,II). Его удобнее представить таким образом, чтобы точка тройного сочленения совпадала с его центром, а границы плит отвечали перпендикулярам, проходящим через середины сторон (см. рис. 13,III), т. е. это случай типа РРР. Точка тройного сочленения будет центром окружности, в которую вписан треугольник скоростей. Из решения треугольника следует, что скорости движения всех плит по отношению к самой точке тройного сочленения будут одинаковы и соответственно равны:

$$V = \frac{|_B V_B|}{2 \sin \alpha} = \frac{|_B V_A|}{2 \sin \beta} = \frac{|_A V_B|}{2 \sin \gamma},$$

где α , β и γ — углы, составленные соответствующими векторами скоростей (см. рис. 13,III). Отсюда следует, что каждый рифт будет удлиняться в точке тройного сочленения со скоростями:

для границы между плитами Б и В — $\frac{|_B V_B|}{2 \operatorname{tg} \alpha}$, между А и В — $\frac{|_B V_A|}{2 \operatorname{tg} \beta}$ и между А и Б — $\frac{|_A V_B|}{2 \operatorname{tg} \gamma}$.

Используя серию точек тройного сочленения и последовательно проводя замыкание движений вокруг них, можно проинтегрировать глобальную увязку относительных движений всех литосферных плит на земной сфере. Учитывая постулат о неизменности радиуса Земли, сумма этих движений должна быть равна нулю, т. е. количество общего наращивания литосферы (количество растяжения) должно быть равно количеству поглощения (количество сжатия). Это правило — сумма наращивания равняется сумме поглощения — должно выдерживаться в любом сечении земного шара по дуге большого круга.

Определение параметров относительных движений

Направления и величины перемещения (линейные скорости) относительного движения двух смежных плит отражают взаимодействие плит только в какой-то конкретной точке и не могут быть, из-за сферичности Земли, распространены на плиты в целом. Как уже отмечалось, основными параметрами движения плит, позволяющими описать вращение каждой плиты в целом, являются полюса и угловые скорости движения. Они вычис-

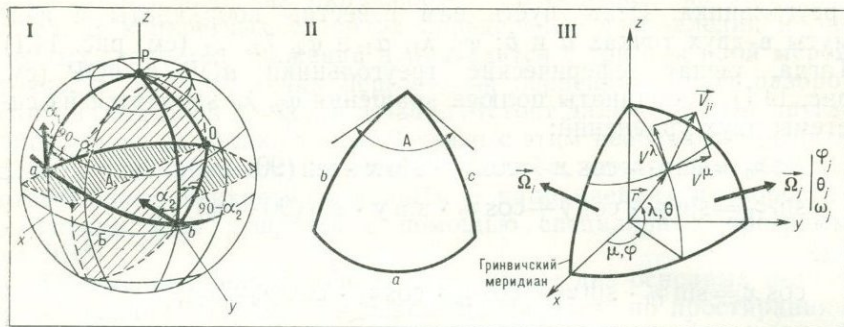


Рис. 14. Расчет параметров относительного вращения плит:

I — определение полюса вращения по направлениям движения (P — северный полюс Земли, O — полюс вращения плит A и B, x, y, z — координатные оси, проходящие через центр и полюса вращения Земли); II — сферический треугольник; III — определение полюса вращения по векторам скоростей движения (решение задачи мгновенной кинематики двух плит по Дж. Минстеру и др., 1974 г.)

ляются на основании исходных данных о направлениях и линейных скоростях движений плит в разных точках вдоль их общей границы.

В принципе задача определения полюса относительного движения двух плит сравнительно проста. Если нам известны направления движений хотя бы в двух точках и поскольку эти направления отвечают концентрическим дугам, проведенным из одного центра, то достаточно восстановить к ним перпендикуляры и точка их пересечения дает положение полюса.

На рис. 14, I показана граница между двумя плитами: A и B. В двух точках a и b , имеющих географические координаты соответственно φ_1, λ_1 и φ_2, λ_2 , известны направления относительных движений; в точке a это направление образует с меридианом угол α_1 , т. е. имеет соответствующий азимут, а в точке b — α_2 . Необходимо найти координаты полюса вращения O: широту φ_0 и долготу λ_0 . Линии aO и bO представляют собой перпендикуляры, проведенные к измеренным азимутам движения α_1 и α_2 в точках a и b .

Задачу о нахождении полюса вращения по заданным координатам и азимутам в двух точках можно решить с помощью известных теорем синусов и косинусов для сферических треугольников (см. рис. 14, II) — теорема косинусов:

$$\cos a = \cos c \cdot \cos b + \sin c \cdot \sin b \cdot \cos A,$$

теорема синусов:

$$\frac{\sin a}{\sin A} = \frac{\sin c}{\sin C} = \frac{\sin b}{\sin B},$$

где a, b, c — стороны сферического треугольника, образованные дугами большого круга, а A, B, C — плоские углы в вершинах

треугольника. Итак, пусть нам известны координаты и азимуты в двух точках a и b : $\varphi_1, \lambda_1, \alpha_1$ и $\varphi_2, \lambda_2, \alpha_2$ (см. рис. 14, I). Тогда, решая сферические треугольники aOP и bOP (см. рис. 14, I), координаты полюса вращения φ_0, λ_0 находятся из системы двух уравнений:

$$\begin{aligned}\sin \varphi_0 &= \sin \varphi_1 \cdot \cos x + \cos \varphi_1 \cdot \sin x \cdot \sin (90 - \alpha_1), \\ \sin \varphi_0 &= \sin \varphi_2 \cdot \cos y + \cos \varphi_2 \cdot \sin y \cdot \sin (90 - \alpha_2),\end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned}\cos x &= \sin \varphi_0 \cdot \sin \varphi_1 + \cos \varphi_0 \cdot \cos \varphi_1 \cdot \cos (\lambda_0 - \lambda_1), \\ \cos y &= \sin \varphi_0 \cdot \sin \varphi_2 + \cos \varphi_0 \cdot \cos \varphi_2 \cdot \cos (\lambda_0 - \lambda_2).\end{aligned}$$

Вычисления по этим формулам не представляют собой труда и легко поддаются программированию. Следует помнить, что на сфере находятся два полюса — антиподы, располагающиеся в противостоящих друг другу точках земного шара.

Зная линейные скорости движения или, по крайней мере, даже одно значение линейной скорости в любой точке, легко рассчитывается угловая скорость из ранее вычисленного полюса относительного движения по формуле

$$\omega = \frac{V}{R \cdot \sin \theta \cdot 0,1745},$$

где ω — угловая скорость в градусах/год, V — линейная скорость см/год, R — радиус Земли, равный $6,37 \cdot 10^8$ см, а θ — расстояние в градусах дуги большого круга от полюса вращения до точки, в которой замерена линейная скорость (значение $0,1745$ — коэффициент перевода из градусов в радианы).

Получая значения координат полюса и угловой скорости относительного движения, мы тем самым определяем параметры этого движения. Учитывая направление векторов на рис. 14, I, можно сказать, что плита А вращается относительно плиты Б вокруг полюса с координатами φ_0 и λ_0 по часовой стрелке. Плита Б будет вращаться относительно плиты А также вокруг полюса с теми же координатами, но уже в противоположном направлении, т. е. против часовой стрелки. Обычно угловая скорость против часовой стрелки обозначается со знаком «+», а по часовой стрелке со знаком «—». Если в качестве полюса вращения принимается точка — антипод полюса 0, находящаяся на противоположной стороне Земного шара, то знак вращения для каждой плиты соответственно необходимо изменить на обратный.

Рассмотренная схема вычисления полюса является принципиальной; она определяет положение идеального полюса, т. е. такого полюса, в котором должны пересекаться перпендикуляры ко всем замеренным направлениям движения, если бы они были установлены абсолютно точно и полностью совпадали с ду-

гами концентрических окружностей, проведенных из этого полюса. В конкретных условиях определение направлений и линейных скоростей движений производится с той или иной мерой точности, поэтому точки пересечения перпендикуляров разбросаны на большой площади и часто отстоят далеко друг от друга, образуя некое облако точек. В связи с этим необходимо решить задачу отыскания статистического полюса, наилучшим образом отвечающего конкретным данным о направлениях и скоростях движения. Она решается с помощью специальных программ на ЭВМ.

Определение направлений. Существуют два основных метода установления направления перемещения плит: по простирианиям разломов сдвиговой природы и по ориентировке напряжений в очагах землетрясений.

Простириания разломов были использованы для вычисления полюсов вращения У. Морганом и Кс. Ле Пишоном. Если известно, что по разлому, разграничивающему две плиты, происходит чистое скольжение, то данный отрезок разлома совпадает с дугой окружности, проведенной из полюса относительного вращения двух плит. К числу таких разломов относятся трансформные разломы срединноокеанических хребтов и сдвиги внутри континентов, такие, например, как разлом Сан-Андреас в Калифорнии, Альпийский разлом в Новой Зеландии, Болнайский разлом в Монголии и др. Необходимо в каких-то точках с установленными географическими координатами измерить простириания разлома и эти простириания будут отвечать направлениям перемещения одной плиты по отношению к другой. Обычно измеряются азимуты простирианий разломов.

При измерении простирианий трансформных разломов ошибки большей частью возникают из-за трудности точного определения простириания разломов, а иногда, в условиях плохой навигации, из-за неточностей в определении географических координат. Картировка трансформных разломов на океаническом дне производится на основании маршрутных пересечений и последующей увязки их между собой. Следовательно, если сеть галсов недостаточно густа, то всегда остается неуверенность, протрассирован ли между соседними пересечениями действительно единый разлом или искусственно соединены два разлома, кулисообразно подставляющих друг друга. Кроме того, простириания трансформных разломов часто заметно отклоняются от идеального направления, совпадающего с вектором перемещения плит.

Измерения азимутов простириания активных отрезков трансформных разломов, заключенных между смещенными участками осевых зон срединных хребтов, дают направления современных мгновенных перемещений плит. Простириание всего трансформного разлома в целом отвечает конечному вращению за время с начала возникновения данного разлома

до современности. Полюса, вычисленные по коротким отрезкам трансформных разломов, можно рассматривать в качестве полюсов мгновенного вращения в определенные моменты времени.

Для сдвигов внутри континента обычно весьма надежно определяются и географические координаты точек измерения, и простираения самих разломов. Неуверенность в данных возникает главным образом из-за того, что неясно, происходил ли именно чистый сдвиг вдоль измеряемого отрезка разлома. Дело в том что разломы на континентах большей частью приспособляются к старым ослабленным линиям и прежним направлениям, отличающимся от современной ориентировки перемещений. Кроме того, они сопровождаются сетью оперяющих трещин и дополнительных разломов. Поэтому приходится быть очень осторожным при выборе для измерения азимута простираения того или иного отрезка разлома. Надо стараться производить измерения только на тех участках, где сдвиговое перемещение представляется бесспорным. Следует также иметь в виду, что сдвиги внутри континентов, раз возникнув, часто несколько десятков миллионов лет назад, в дальнейшем ведут себя как консервативные структуры, т. е. последующие перемещения разрешаются вдоль них даже в тех случаях, когда их направления отличаются от тех, которые существовали при возникновении разлома.

Сделанные оговорки отнюдь не дискредитируют метод вычисления полюсов по простираениям разломов, они лишь указывают, что определенный полюс будет являться не идеальным, а статистическим.

Кроме разломов, для определения направления перемещения плит могут быть использованы простираения и других структур, которые, как считается, являются следами движения плит. Например, многие исследователи предполагают, что асейсмические и вулканические хребты в океанах отвечают следам прохождения литосферных плит над горячими точками. По простираениям таких хребтов можно рассчитать положение полюса вращения данной литосферной плиты по отношению к горячей точке.

Ориентировка напряжений в очагах землетрясений является самым надежным и бесспорным указанием на направление относительного перемещения двух плит, взаимодействием которых обусловлены данные землетрясения. Направление относительного движения плит отвечает азимуту так называемого вектора смещения. Вектор смещения располагается в пределах нодальной плоскости, будучи ориентирован под любым углом к горизонту. Его азимут отражает простираение проекции вектора смещения на горизонтальную плоскость. Нетрудно убедиться, что азимут вектора смещения будет всегда перпендикулярен линии простираения нодальной плоскости. Следовательно, если известен азимут простираения нодальной плоскости, то азимут

перпендикулярного направления будет отвечать азимуту вектора смещения, или, что то же самое, направлению относительного перемещения плит.

При использовании решений фокальных механизмов для вычисления полюсов относительного вращения плит возникают некоторые сложности, связанные с особенностями методики расчета фокальных механизмов и неточностями в их определении.

Как уже отмечалось, при решении фокального механизма выявляются две взаимоперпендикулярные нодальные плоскости, вдоль которых разрешаются скальвающие напряжения, господствующие в очаге. Отсюда возникает неопределенность, какую из этих двух нодальных плоскостей считать отвечающей направлению перемещения плит вдоль данной границы, т. е. к простиранию какой из них следует брать перпендикуляр, отвечающий азимуту вектора смещения. На рис. 8,Б графически изображены типичные решения фокальных механизмов для растяжения в горизонтальной плоскости, для сжатия в наклонной плоскости и для сдвига. Рассмотрим пример сдвигового механизма. Мы вправе взять для расчета любую из двух нодальных плоскостей, но в одном случае она имеет северо-западную ориентировку и обладает правосторонним смещением, а во втором — северо-восточную и левостороннее смещение. Для выбора нодальной плоскости необходимо ввести дополнительные критерии. Прежде всего следует учесть геологические данные о современных движениях в данном районе. Предположим, что землетрясение со сдвиговым механизмом приурочено к субширотному разлому, вдоль которого выявлены левосторонние смещения, или произошло в районе, где установлены широтные левые сдвиги. Тогда выбор нодальной плоскости решается совершенно однозначно. В тех случаях, когда наземные наблюдения отсутствуют или недостаточны для правильного выбора нодальной плоскости, приходится прибегать к статистическому анализу: т. е. нодальные плоскости, азимуты простираний которых обладают наибольшей частотой встречаемости (имеют наибольшую моду), с большей вероятностью отражают взаимодействие плит, чем плоскости с меньшей частотой встречаемости азимутов. Этот способ возможен лишь тогда, когда в распоряжении имеется довольно большое число решений фокальных механизмов, чтобы произвести их статистическую обработку. Если решения единичные и нет надежных геологических критериев, то такие решения либо не принимаются в расчет, либо выбор нодальных плоскостей производится произвольно на основании, скажем, общих соображений.

Неточности в самих решениях фокального механизма происходят, во-первых, из-за того что координаты эпицентров землетрясений в силу недостаточной густоты сейсмостанций часто определяются с большой погрешностью, и, во-вторых,

проведение нодальных плоскостей на диаграммах решения фокального механизма осуществляется со значительными колебаниями, обусловленными недостатком данных о первых вступлениях волн на сейсмостанциях, по которым рассчитывается фокальный механизм, и зачастую слабым знанием строения коры в районе землетрясения. В связи с этим точность определения азимутов векторов смещения (т. е. направления движения плит) колеблется в интервале 10—20°.

Определение скоростей. Скорости перемещения плит достаточно надежно устанавливаются лишь вдоль границ наращивания в срединноокеанических хребтах по расстояниям между идентифицированными магнитными аномалиями; менее точно — по величинам раскрытия внутриконтинентальных рифтовых структур и по смещениям вдоль сдвигов. Значительно труднее определить скорость движения плит вдоль границ поглощения.

В океанах определение скорости движения плит сводится к установлению скорости спрединга. Расстояние между одновозрастными магнитными аномалиями, расположенными по разные стороны оси срединноокеанического хребта, или между какой-либо аномалией и осью хребта, отвечает величине соответственно полного или половинного раскрытия за данный промежуток времени. Расстояние между смежными аномалиями, располагающимися по одну сторону от оси хребта, отвечает величине полуспрединга за прошлый отрезок времени, определяемый возрастом этих магнитных аномалий. Чем меньше временной интервал, для которого измеряются величины раскрытия, тем, очевидно, полученные значения скоростей движения будут ближе к мгновенным скоростям. Для определения современных мгновенных движений обычно оценивается величина раскрытия до 2-ой или 3-ей магнитных аномалий (т. е. за последние 3—4 млн. лет), хотя часто берут также величину раскрытия на время 5 аномалий (9—10 млн. лет). Расстояния между более древними аномалиями отвечают величинам конечного раскрытия и могут быть использованы для расчета лишь скоростей конечного вращения.

Скорость движения плит вдоль внутриконтинентальных рифтовых зон может быть выявлена исходя из величин раскрытия грабенов. Учитывая, что грабены ограничены нормальными сбросами с углами падения 60—70°, при вертикальном смещении по разломам имеется горизонтальная компонента. Ее можно суммировать по всем грабенам данной рифтовой зоны (как это сделал, например, В. Г. Казьмин [28] для Эфиопского рифта) и получить общую величину растяжения за время с образования грабенов до современности или до того момента, когда закончилось формирование рифтовой зоны.

Молодые смещения по многим сдвигам и во многих местах надежно документированы. Амплитуды смещений обычно оцениваются по расстоянию между разобщенными по сдвигу оди-

наковыми формами рельефа, либо структурными или иными геологическими элементами. Хорошо известно, что оценки величин смещения по одному и тому же разлому у разных исследователей сильно расходятся. Наибольшего доверия заслуживают определения, основанные на измерении смещений молодых форм рельефа — речных долин, гребней водоразделов, поверхностей выравнивания, моренных гряд, лавовых конусов и т. п. Они позволяют оценить мгновенные скорости движения, тогда как величины смещений различных древних геологических образований, часто весьма значительные, указывают на предполагаемое конечное перемещение обычно неизвестной продолжительности.

Для определения скоростей движения плит вдоль границ поглощения, т. е. определения скоростей пододвигания, практически точных методов не существует. Есть два косвенных способа, позволяющих приблизительно оценивать величину сближения плит. Первый основывается на установленной эмпирической закономерности [161]: современная длина литосферной плиты, погруженной под глубоководным желобом и маркируемой зоной Бенюфа, отвечает величине поддвигания за последние 10 млн. лет. Зная глубину гипоцентров глубоководных землетрясений и угол падения сейсмофокальной зоны, можно тем самым установить длину погруженного отрезка литосферной пластины и ориентировочно оценить скорость поддвигания. Второй — базируется на том установленном факте, что энергия, выделяемая при землетрясениях, пропорциональна величине смещения в очагах землетрясений [98]. Зависимость между энергией землетрясений и величиной смещения имеет следующий вид:

$$D = \sum M_0 / \mu LW,$$

где D — смещение, происходящее за определенный интервал времени, $\sum M_0$ — суммарный сейсмический момент, который может быть выражен через магнитуду, μ — модуль сдвига в дин/см², L и W — длина и ширина разлома, по которому происходит смещение. Суммирование должно производиться, естественно, за достаточно длительный промежуток времени. Суммарное количество энергии, высвободившееся при землетрясениях в данном ограниченном регионе или в данной сейсмической зоне за какой-то период времени, будет соответствовать определенной величине смещения за тот же промежуток времени. Конечно, трудно подсчитать количество энергии всех землетрясений, особенно в таких высоко сейсмичных районах, какими являются границы поглощения. Задача упрощается в связи с тем, что энергия крупных землетрясений, которые случаются не столь уж часто, на много порядков превышает общую энергию слабых землетрясений. Поэтому слабыми землетрясениями, с магнитудой меньше 5, можно пренебречь и учитывать лишь энергию крупных землетрясений.

Использование данных о направлениях и скоростях для определения полюсов. Когда полюс относительного движения определяется по направлениям, будь то простирания разломов или ориентировка векторов смещений при землетрясениях, довольно обычен случай, при котором точки замеров направлений расположены таким образом, что перпендикуляры к азимутам протягиваются почти параллельно друг другу, и точки их пересечений образуют расплывчатое облако, резко вытянутое вдоль протяженности этих перпендикуляров, т. е. вдоль среднего перпендикуляра. Это вызывает большую неуверенность в определении положения полюса, поскольку почти любая точка полюса внутри облака рассеяния оказывается вполне удовлетворительной для подавляющего большинства точек измерения направлений. Как говорят, положение полюса хорошо контролируется по эйлерову меридиану (т. е. по меридиану, проведенному из полюса вращения плит) и плохо по эйлеровой широте. Вместе с тем линейные скорости движений, как известно, возрастают по мере удаления от полюса вращения и уменьшаются при приближении к нему. Введение в расчет положения полюса вращения линейных скоростей позволяет получить недостающий контроль по эйлеровой широте. Поэтому многие существующие программы вычисления полюсов вращения предусматривают обязательное совместное использование и азимутов направлений и скоростей движения плит. Это дает возможность определять полюс относительного движения плит с большей точностью, чем по одним только направлениям и, кроме того, сразу получать значение угловой скорости.

Вычисление полюсов вращения плит по наилучшему совмещению. Еще А. Вегенер производил соединение континентов по разные стороны Атлантического океана, добиваясь лучшего совмещения их контуров. Подобным образом поступали и многие другие ученые, обычно используя глобус и различные накладки на него. Э. Буллард и др. (1965 г.) предложили компьютерную программу для наилучшего совмещения 1000-метровой изобаты, ограничивающей склоны континентов по краям Атлантического океана. Они действовали способом проб и ошибок, путем минимизации углового несогласия, измеряемого вдоль эйлеровых широт. Поскольку такое совмещение можно получить единичным вращением, то, достигая наилучшего совмещения, мы тем самым определяем полюс и угловую величину конечного перемещения. Д. Маккензи и др. [175], чтобы избежать недостатка метода Э. Булларда и др., предложили свой метод, который предусматривает сведение к минимуму площадей перекрытий и зияний при совмещении.

Наилучшее совмещение может производиться для любых контуров, которые, как установлено или как предполагается, некогда составляли единый контур. В настоящее время этот метод больше всего используется для совмещения разновозраст-

ных магнитных аномалий, находящихся на разных склонах срединноокеанических хребтов. Аналогичным образом можно производить совмещение отрезков трансформных разломов, образованных в одно время, но сейчас расположенных по разные стороны от оси срединных хребтов. Наконец, если какие-то линейные элементы, например подводные хребты или зоны разломов, оказались разорванными и разъединенными, то методом наилучшего совмещения следует добиваться их воссоединения и восстановления первичной непрерывности.

Глобальная увязка мгновенных движений плит

После появления теории тектоники литосферных плит возникла задача глобальной увязки их движений. Из общего равенства величин наращивания и поглощения литосферы в рамках земного шара следует, что неважно, где, в каких зонах происходит наращивание или поглощение, лишь бы их сумма была равна нулю. Значит, при выяснении происхождения каких-либо конкретных структур земной коры нельзя ограничиваться анализом движения плит только в данном регионе, а необходимо путем глобальной увязки перемещения плит искать взаимосвязи с движениями плит в другом, часто значительно удаленном регионе. Например, закрытие мезозойского океана Тетис и образование на его месте Альпийско-Гималайского складчатого пояса было обусловлено сближением Евразии с континентальными плитами южного полушария: с Африканской, Аравийской и Индийской. Движение всех этих плит было тесно взаимоувязано с раскрытием Атлантического и Индийского океанов. Более того, если мы хотим знать параметры относительного движения Евразийской плиты по отношению к любому из южных континентов, то мы их можем получить только по материалам океанов, где по простирающимся трансформным разломам и по рисунку линейных магнитных аномалий удастся вычислить параметры относительных движений плит.

Вряд ли возможно и вряд ли нужно производить глобальную увязку движений всех плит и микроплит на поверхности Земли. Вполне достаточно понять и рассчитать параметры движения главных (крупных) литосферных плит, поскольку перемещения микроплит вписываются в общую картину взаимодействия крупных плит. При глобальной увязке движения всех плит привязываются к какой-либо плите, условно принятой за неподвижную. Если известно движение этой условной точки отсчета в каких-то абсолютных координатах, то несложно пересчитать движение всего ансамбля плит в тех же координатах.

Первые глобальные увязки движения литосферных плит были произведены У. Морганом и Кс. Ле Пишоном в 1968 г.; ими анализировалось движение шести или восьми главных литосферных плит. В 1974 г. Дж. Минстер и др. [181], применяя

специально разработанный для этих целей математический аппарат, проанализировали увязку движений 11 плит Земли: Североамериканской, Евразийской, Африканской, Аравийской, Индийской, Южноамериканской, Антарктической, Тихоокеанской, Кокосовой, Наска и выделенной ими гипотетической Беринговой плиты. В 1978 г. аналогичную увязку с использованием дополнительного нового материала получили С. Чейз [107] и Ю. И. Галушкин и С. А. Ушаков [13]. Во всех этих расчетах одновременно учитывались данные как по направлениям, так и по линейным скоростям относительного движения плит. Производился подбор такой совокупности полюсов относительного вращения смежных плит, который наилучшим образом отвечал бы имеющимся данным. Результаты расчетов Дж. Минстера и др. [181] и Ю. И. Галушкина и С. А. Ушакова [13] приведены в табл. 1. Следует отметить, что для ряда пар плит параметры относительного движения, вычисленные в ходе глобальной увязки, расходятся с данными конкретных исследований (см. табл. 1). Особенно значительные расхождения обнаруживаются при замыкании движения плит вокруг Атлантики. Прежде всего это касается полюса относительного движения Африканской и Антарктической плит. По Дж. Минстеру и др., он находится в точке с координатами 19,0 ю. ш., 13,3 з. д., по Ю. И. Галушкину и С. А. Ушакову в точке — 2,0 ю. ш., 33,6 з. д. Вместе с тем Дж. Форсайт [120], используя данные по землетрясениям Южной Атлантики, вычислил полюс в точке 23,1 с. ш., 51,3 з. д. (скорость $1,76 \cdot 10^{-7}$ град/год). Дж. Слейтер и др. [217] по району точки тройного сочленения Буве определили полюс в точке 23,4 с. ш., 49,4 з. д. (скорость $1,66 \cdot 10^{-7}$ град/год), а Дж. Нортон [192] по материалам Африкано-Антарктического хребта рассчитал полюс в точке 10,7 с. ш., 49,6 з. д. (скорость $1,44 \cdot 10^{-7}$ град/год). Принимая полюс Нортон для относительного вращения Африканской и Антарктической плит, необходимо пересчитать полюс движения Североамериканской плиты относительно Тихоокеанской, чтобы достичь увязки взаимного движения Североамериканской, Африканской, Антарктической и Тихоокеанской плит. Рассчитанный полюс (см. табл. 1) имеет координаты 56,8 с. ш., 80,9 з. д. (скорость $6,74 \cdot 10^{-7}$ град/год). Следует отметить, что существующие определения координат полюса относительного движения Североамериканской и Тихоокеанской плит довольно близко совпадают по широте, но сильно отличаются по долготе. Указываются следующие координаты: по разлому запада Северной Америки — 53,0 с. ш., 53,0 з. д. [186], по разлому Калифорнийского залива — 52,0 с. ш., 73,0 з. д. [157], по разлому Сан-Андреас — 50,9 с. ш., 66,3 з. д. [181], 42,21 с. ш., 112,27 з. д. [245]. Рассчитанный нами по замыканию полюс занимает как бы среднее положение между приведенными значениями координат.

ТАБЛИЦА 1

ПАРАМЕТРЫ СОВРЕМЕННЫХ МГНОВЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ПЛИТ

Плита	Полус *		Угловая скорость ** 10 ⁻¹ град/год	Источник
	широта	долгота		
Североамерикан- ская—Тихооке- анская	53,0	—53,0		186 (Morgan, 1968)
	52,0	—73,0		157 (Larsen, 1972)
	50,9	—66,3	7,5	181 (Minster et al., 1974)
	51,5	—73,3	8,2	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	48,2	—72,3	8,64	107 (Chase, 1978)
Североамерикан- ская—Евразиат- ская	42,21	—112,27		245 (Woodford, 1976)
	56,8	—80,9	6,74	Данная работа
	68,0	137,0	—2,5	200 (Pitman, Talwani, 1972)
	64,0	138,0		30 (Карасик, 1971)
	69,3	128,0	—2,7	181 (Minster et al., 1974)
Североамерикан- ская—Африкан- ская	67,2	130,4	—2,4	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	53,7	137,3	—2,29	107 (Chase, 1978)
	61,9	143,1		Данная работа
	69,7	—33,4	—3,6	200 (Pitman, Talwani, 1972)
	80,1	23,5	—3,2	181 (Minster et al., 1974)
Евразиатская— Африканская	80,6	25,8	—2,8	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	80,0	71,7	—2,58	107 (Chase, 1978)
	29,6	—25,7	—1,4	181 (Minster et al., 1974)
	28,9	—25,9	—1,2	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	29,2	—23,5	—1,42	107 (Chase, 1978)
Евразиатская— Индо-Австра- лийская	23,0	33,9	—6,5	181 (Minster et al., 1974)
	20,4	36,9	—6,85	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	24,2	37,4	—7,17	107 (Chase, 1978)
Евразиатская— Тихоокеанская	16,25	26,44	—7,62	Данная работа
	65,3	—63,9	9,1	181 (Minster et al., 1974)
	63,6	—78,2	9,6	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
Африканская— Южноамерикан- ская	60,8	—80,6	9,5	107 (Chase, 1978)
	69,3	—91,93	8,5	Данная работа
	57,4	—37,5	3,7	181 (Minster et al., 1974)
Африканская— Антарктическая	58,9	—38,0	3,6	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	63,9	—34,3	3,6	107 (Chase, 1978)
	—19,0	—13,3	1,9	181 (Minster et al., 1974)
	—2,0	—33,6	1,5	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	23,1	—51,4	1,76	120 (Forsyth, 1975)
	23,4	—49,4	1,66	217 (Sclater et al., 1976)

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Плита	Полюс *		Угловая скорость ** 10 ⁻⁷ град/год	Источник
	широта	долгота		
Африканская— Аравийская	10,7	-49,6	1,44	192 (Norton, 1976)
	-6,6	-35,7	1,77	107 (Chase, 1978)
	36,5	18,0	-3,25	175 (McKenzie et al., 1970)
	30,5	8,5	-2,7	181 (Minster et al., 1974)
Аравийская—Со- малийская	30,1	9,5	-2,7	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	34,9	19,2	-3,71	107 (Chase, 1978)
	26,0	21,0	4,0	178 (McKenzie, Sclater, 1971)
	28,4	18,1	3,25	107 (Chase, 1978)
Сомалийская— Африканская	1,1	27,4	-1,35	43 (Ле Пишон и др., 1973)
	-71,1	-144,6	-0,61	107 (Chase, 1978)
Индо-Австралий- ская—Сомалий- ская	-52,2	-4,5	-0,92	Данная работа
	16,0	48,0	6,2	178 (McKenzie, Sclater, 1971)
	15,9	48,1	6,07	107 (Chase, 1978)
Индо-Австралий- ская—Африкан- ская	18,7	44,8	5,8	181 (Minster et al., 1974)
	16,5	46,3	6,3	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
Индо-Австралий- ская—Антаркти- ческая	8,84	43,94	6,4	Данная работа
	11,0	32,0	6,4	178 (McKenzie, Sclater, 1971)
	10,7	31,6	6,7	181 (Minster et al., 1974)
	15,0	32,9	7,2	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
Южноамерикан- ская—Антаркти- ческая	17,4	32,1	6,79	107 (Chase, 1978)
	-77,7	78,2	3,8	181 (Minster et al., 1974)
	-83,3	123,7	3,2	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	-87,1	-48,0	3,44	107 (Chase, 1978)
Южноамерикан- ская—Наска	-76,7	-170,0	2,9	Данная работа
	51,9	-91,4	-9,9	181 (Minster et al., 1974)
	54,2	-90,0	-9,3	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	48,6	-90,2	-9,76	107 (Chase, 1978)
Тихоокеанская— Антарктическая	54,53	-82,37	-9,59	Данная работа
	68,7	-79,6	-9,4	181 (Molnar et al., 1975)
	68,7	-79,6	-10,3	181 (Minster et al., 1974)
	67,3	-81,6	-10,1	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	66,2	-83,1	-10,05	107 (Chase, 1978)

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Плита	Полюс *		Угловая скорость ** 10 ⁻⁷ град/год	Источник
	широта	долгота		
Тихоокеанская— Индо-Австра- лийская	-59,8	178,0	12,6	181 (Minster et al., 1974)
	-61,3	176,7	12,6	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	-62,0	174,3	12,72	107 (Chase, 1978)
Тихоокеанская— Кокосовая	41,3	-108,1	-20,2	131 (Hey et al., 1971)
	41,0	-108,8	-20,3	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
Тихоокеанская— Наска	39,7	-107,9	-21,33	107 (Chase, 1978)
	56,6	-85,6	-16,4	181 (Minster et al., 1974)
Кокосовая— Наска	56,5	-87,2	-16,4	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	50,9	-87,0	-16,85	107 (Chase, 1978)
	-2,9	-135,1	7,7	131 (Hey et al., 1972)
Кокосовая—Севе- роамериканская	-1,0	-135,0	7,6	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	4,2	-138,1	7,52	107 (Chase, 1978)
	31,8	-123,3	14,2	131 (Hey et al., 1971)
Наска—Антаркти- ческая	30,9	-123,6	13,5	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	30,5	-123,8	14,15	107 (Chase, 1978)
	32,64	-116,12	14,26	Данная работа
Наска—Антаркти- ческая	-37,6	90,2	-6,7	181 (Minster et al., 1974)
	-39,5	88,2	-6,8	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
	-41,13	70,8	-7,5	Данная работа
Карибская—Севе- роамериканская	50,0	116,0	2,0	149 (Jordan, 1975)
	58,9	122,2	1,6	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
Карибская—Юж- ноамериканская	68,0	-29,0	1,6	149 (Jordan, 1975)
	61,0	-45,0	1,9	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
Филиппинская— Евразийская	39,5	141,7	-8,73	107 (Chase, 1978)
	56,0	26,0	9,0	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)
Филиппинская— Тихоокеанская	-14,5	124,6	10,98	107 (Chase, 1978)
	-12,0	158,0	6,0	13 (Галушкин, Ушаков, 1978)

* Положительные значения — с. ш. и в. д., отрицательные — ю. ш. и з. д.

** Положительные значения — вращение против часовой стрелки, отрицательные — по часовой стрелке.

Существенны расхождения также в отношении положения полюса относительного движения Североамериканской и Евразийской плит. По Дж. Минстеру и др. [181], полюс имеет координаты 69,3 с. ш., 128,0 в. д., по Ю. И. Галушкину и С. А. Ушакову — 67,2 с. ш., 130,4 в. д., тогда как по У. Питману и М. Тальвани [200] этот полюс, рассчитанных по материалам Северной Атлантики, находится в точке 68° с. ш., 137° в. д. Расчет того же полюса по конкретным данным по разломам и землетрясениям Северо-Востока Азии и хр. Геккеля дают координаты 61,94 с. ш., 143,1 в. д. Аналогичным образом расходятся определения полюса вращения Североамериканской и Африканской плит: по Дж. Минстеру и др. [181]—80,1 с. ш., 23,5 в. д., по Ю. И. Галушкину и С. А. Ушакову — 80,6 с. ш., 26,8 в. д., тогда как по У. Питману и М. Тальвани — 69,6 с. ш., 29,7 в. д. Эти расхождения указывают скорее всего на неполноту данных и, возможно, на учет движения ряда малых плит.

АНАЛИЗ АБСОЛЮТНЫХ ДВИЖЕНИЙ ПЛИТ

Палеомагнитные данные. В основе палеомагнитного метода лежит способность изверженных и некоторых осадочных пород, содержащих ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, пирротин), сохранять неизменным направление вектора естественной остаточной намагниченности с момента их образования. Измерение величины и направления вектора остаточной намагниченности позволяют определить положение, в современных координатах, палеомагнитного полюса и тем самым установить палеошироту. Магнитологи считают, что хотя положение магнитного полюса существенно отличается сейчас от положения географического полюса, за геологическое время эти отклонения постоянно происходят вокруг географического полюса и поэтому в целом можно принимать палеомагнитный полюс за географический.

Выяснение движений по палеомагнитным данным производится главным образом путем сравнения положения палеомагнитного полюса одного и того же района, или одной и той же плиты для двух или нескольких интервалов геологического времени. Соединяя точки положения палеомагнитных полюсов, мы получаем линию, или кривую, перемещения полюса. Эта линия отражает движение того места, в котором получены палеомагнитные данные. Кривая перемещения полюсов является условной и не отражающей истинное движение. Действительно, представим, что мы имеем два определения географических координат положения палеомагнитного полюса для каких-то моментов геологического времени t_1 и t_2 . Две точки, отвечающие этим координатам, могут быть соединены между собой бесконечным количеством линий. Все они приведут палеомагнитный полюс из начального положения в конечное, а в самих палео-

магнитных данных не содержится никакой информации о том, какая из этих линий наиболее предпочтительна. Отсюда вытекает ограниченность палеомагнитного метода: он дает уверенные сведения о перемещении по широте и никак не отражает долготную компоненту движения.

Палеоклиматические данные. Установление палеоклиматических зон исходит из актуалистического принципа, предполагая, что зональность в прошлом была той же, что и сейчас, т. е. что всегда существовали пояса арктического, умеренного, тропического и экваториального климата. Границы между климатическими поясами, как известно, не следуют строго по широте: они могут смещаться к северу или югу в зависимости от многих местных условий. Мы знаем также, что климат не оставался постоянным: периоды потепления сменялись ледниковыми эпохами, соответственно все климатические пояса сдвигались к экватору. Но, несмотря на эти неизбежные отклонения, климатическая зональность сохраняется. Каждый климатический пояс обладает своими, неповторимыми в других поясах особенностями экзогенных процессов, что приводит к формированию совершенно определенных комплексов осадочных пород, типов морфных для данного пояса.

Главным индикатором арктических поясов является, безусловно, комплекс отложений, связанных с материковым оледенением и представленных моренами и тиллитами. Граница распространения ледниковых отложений может значительно смещаться по широте. Современные материковые ледники не встречаются сейчас ближе к экватору, чем на 60-й параллели, однако во время максимальной стадии четвертичного оледенения они распространялись в северном полушарии до 50° и даже до 40° с. ш., занимая современные области умеренного климата.

Для палеоклиматического анализа внутри поясов умеренного и тропического климата удобней выделять области гумидные, с обильным растительным покровом, и аридные, со свойственными им пустынями. В геологическом прошлом условия гумидного (преимущественно умеренного) климата лучше всего восстанавливаются по областям континентального угленакопления с развитием в основном бурых углей. Аридные зоны надежно фиксируются континентальными песчаными отложениями типа, например, девонских красноцветов олдреда и пермского красного лежня Европы. Другим не менее важным критерием аридных областей являются эвапориты, которые встречаются совместно с континентальными красноцветными накоплениями.

Для поясов тропического и экваториального климата характерны прежде всего теплые моря. Наиболее примечательно для них интенсивное карбонатонакопление с обильным ростом рифовых построек. Зоны распространения рифов в геологическом прошлом уверенно маркируют низкие широты. Экваториальному

поясу свойственны в основном гумидные условия, благоприятные для угленакопления. Этот пояс может быть реконструирован в прежние геологические эпохи по распространению угленосных толщ, которые, в отличие от углей умеренного пояса, имеют в основном параллическое происхождение и представлены каменными углями. Жаркому и влажному климату экваториального пояса свойствен латеритный профиль выветривания, приводящий к формированию бокситовых залежей, тем самым ископаемые бокситы могут быть использованы в качестве критерия экваториальных поясов. Преимущественно в аридных зонах тропического пояса сконцентрировано накопление молодых фосфатносных залежей.

Распространение типоморфных палеоклиматических комплексов пород может дать приблизительную, далеко не точную привязку данной территории к палеошироте. Но эти комплексы служат дополнительным, очень существенным и независимым источником сведений о прежней ориентировке континентов и литосферных плит относительно географических полюсов Земли. Если палеомагнитные и палеоклиматические данные совпадают, то это является критерием надежности материалов.

А. П. Лисицын [39, 40] установил, что современное осадконакопление в океанах подчиняется климатической зональности. В пределах океанов четко обособливается экваториальная зона высокой биологической продуктивности, связанная с так называемым апвеллингом (upwelling), подъемом к поверхности глубоких более холодных вод, насыщенных кислородом. Известно, что главным компонентом океанических осадков являются известковые и кремневые скелеты микроорганизмов. В экваториальной зоне, в связи с обилием планктона, накопление осадков на дне идет со скоростью, в несколько раз превышающей скорость аккумуляции осадков в смежных зонах аридного климата, где отлагаются исключительно маломощные кремнистые осадки и глубоководные красные глины, а зачастую осадконакопление практически не происходит. Следовательно, по распространению мощной (сравнительно для океанических условий) толщи органогенных отложений можно восстанавливать положение экваториального пояса высокой продуктивности прошлых геологических эпох. Данная закономерность была использована Т. Ван-Анделом и др. [237] для выявления движения Тихоокеанской плиты в кайнозое. Изучая колонки скважин глубоководного бурения в Тихом океане, эти исследователи обратили внимание на то, что во всех них присутствует довольно мощная толща пелагических карбонатных осадков, которая в более северных скважинах сменяется вверх по разрезу маломощными кремнистыми пачками или глубоководными красными глинами. Существенно, что возраст мощной толщи закономерно становится все более древним по мере движения от современного экватора на север, понижаясь в наиболее северных скважинах до олигоцена

и эоцена. Естественно заключить, что данная мощная толща формировалась в экваториальной зоне высокой продуктивности и, следовательно, полосы распространения этой толщи одного возраста маркируют положение палеоэкватора. Поскольку предположение о смещении экватора на тысячи километров за кайнозой совершенно нереально, очевиден вывод, что появление мощной толщи отмечает время прохождения Тихоокеанской плиты через экваториальную зону высокой продуктивности по мере продвижения этой плиты в северном направлении. Зная возраст толщи и положение скважин, можно наметить траектории движения плиты в точках, отвечающим скважинам, и тем самым определить направление и скорость движения. Выяснилось, что Тихоокеанская плита по палеоклиматическим данным за последние 50 млн. лет перемещалась в северо-западном направлении со скоростью 8—9 см/год. Эти выводы совпадают с результатами, полученными по геофизическим данным.

Выявление абсолютных движений по следам горячих точек.

Какую бы точку зрения на происхождение горячих точек не принимали, анализ движения литосферных плит по отношению к ним выявляет иную систему перемещений по сравнению с регистрируемой по другим данным. По гипотезе Моргана, движение по отношению к горячим точкам отвечает перемещению относительно неподвижной мантии Земли и тем самым должно быть близко именно к абсолютным движениям по отношению к географическим полюсам и оси вращения Земли. Становясь на точку зрения о происхождении горячих точек, изложенную в этой книге, движение литосферных плит по отношению к ним не может рассматриваться как «абсолютно абсолютное», поскольку оно отражает перемещение относительно системы конвективных течений, которые сами могут быть и являются неустойчивыми во времени. Более того, стоит сместиться одной из ветвей конвективных течений в ту или иную сторону, как это должно вызвать соответствующее смещение разогретой области или точки. В то же время эта концепция дает возможность выяснить саму систему конвективных течений, поскольку горячие точки отмечают участки, расположенные посередине расстояния между восходящими и нисходящими ветвями.

Сам способ определения параметров «абсолютных» движений по горячим точкам не отличается от рассмотренных методов вычисления относительных движений. След прохождения литосферной плиты над горячей точкой представляет собой траекторию движения, отвечающую определенной дуге на земной сфере. Зная простираание вулканического хребта или, лучше, нескольких вулканических хребтов, образовавшихся в результате прохождения над связанными между собой горячими точками, рассчитывается полюс, отвечающий этим простирааниям, а по протяженности отрезков хребтов с известным возрастом проявления вулканизма в начальной и конечной точках

можно судить о линейной скорости движения. Поступая таким образом, У. Морган [187] рассчитал для вулканических хребтов Тихого океана (Гавайско-Императорского, Лайн-Туамоту и Маршалльского) полюса движения Тихоокеанской плиты относительно горячих точек для интервалов 0—40 млн. лет и 40—80 млн. лет. Для более молодого интервала полюс находится в точке 67° с. ш., 73° з. д., угол поворота равен 34° ; для более древнего интервала полюс имеет координаты 23° с. ш., 110° з. д., угол поворота 45° .

СООТНОШЕНИЕ ДВИЖЕНИЙ ПЛИТ С КОНВЕКТИВНЫМИ ТЕЧЕНИЯМИ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Наиболее вероятным и наиболее разработанным механизмом, обуславливающим движение литосферных плит, являются, как говорилось, конвективные течения в мантии Земли. Напомним, что когда теория тектоники плит только начинала создаваться, считалось, что зоны наращивания литосферы, отвечающие мировой рифтовой системе, совпадают с восходящими ветвями конвективных ячеек, а зоны поглощения, отмечаемые глубоководными желобами, — с нисходящими ветвями. Отсюда естественным казалось, что, во-первых, конфигурация зон наращивания и зон поглощения однозначно указывает на геометрию конвективных течений в мантии, и, во-вторых, границы плит, приуроченные к этим зонам, являются фиксированными по отношению к конвективным течениям и не могут смещаться относительно них, а если они перемещаются, то это неизбежно должно свидетельствовать о соответствующем смещении системы конвективных течений. Однако довольно скоро такое представление пришло в противоречие с фактическими данными.

Сложное сочетание зон наращивания и поглощения литосферы, наблюдающееся в целом ряде мест, не могло быть связано с соответствующей сложной конфигурацией конвективных течений. Например, вблизи западного побережья Северной Америки ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия подходит в районе Калифорнийского залива непосредственно к краю континента и буквально рядом с ней, по краю Мексики, протягивается Центрально-Американский желоб. Если бы было полное совпадение зон наращивания и поглощения с соответствующими ветвями конвективных течений, то пришлось бы допускать, что в данном месте восходящая ветвь, отвечающая Восточно-Тихоокеанскому поднятию, в восточном направлении резко перегибается и сменяется нисходящей ветвью, над которой располагается Центрально-Американский желоб. Подобная ситуация наблюдается у побережья Канады, где к краю континента прижата малая плита Хуан-де-Фука, ограниченная

с запада осью спрединга хребтов Горда и Хуан-де-Фука, с востока — зоной поглощения, идущей по краю континента.

Простой схеме прямого соответствия ветвей конвективных течений и зон наращивания и поглощения противоречат довольно обычные случаи, когда две оси спрединга в океане протягиваются примерно параллельно друг другу и не разделяются противоположной им по знаку зоной поглощения. Как уже отмечалось, Африканская плита, которая с трех сторон окружена срединноокеаническими хребтами, а внутри нее вместо пояса сжатия, который неизбежно должен был бы возникнуть в случае обязательной приуроченности срединноокеанических хребтов к восходящим ветвям конвективных течений и их фиксированности относительно этих ветвей, располагается наиболее величественная современная континентальная рифтовая зона. Аналогичная ситуация наблюдается и с Антарктической плитой, также окруженной зонами спрединга. В меньшем масштабе, но столь же показательная картина существует и в юго-восточной части Тихого океана, где к югу от о-ва Пасхи параллельно друг другу протягиваются два спрединговых хребта — Восточно-Тихоокеанское поднятие и Чилийский хребет, отстоящие один от другого на расстоянии не более 1000 км. Никакой зоны сжатия, разделяющей их и располагающейся между ними, нет. Можно сделать вывод, что один из этих хребтов должен отодвигаться от другого, т. е. смещаться относительно системы конвективных движений; есть столько же оснований полагать, что смещение испытывают оба хребта. Такого рода примеры можно было бы продолжать и дальше. Они указывают на определенную независимость или, лучше сказать, неполную согласованность движения поверхностного ансамбля плит с конвективными течениями в мантии Земли. Мы приходим к необходимости обособить движения, происходящие на двух уровнях, или двух ярусах: глубинные, протекающие в мантии Земли и отвечающие конвективным течениям, и поверхностные, выражающиеся в перемещениях литосферных плит. Поверхностные движения, или движения, идущие на верхнем уровне, определяются глубинными течениями, происходящими на нижнем уровне, но эта связь оказывается далеко не прямой.

Существование двух уровней движения дает возможность предполагать, что зоны растяжения и связанные с ними структурные элементы — срединноокеанические хребты и внутриконтинентальные рифты — возникают там, где литосферные плиты в силу любых причин расходятся друг от друга. Расхождение и обусловленное этим снижение давления вызывает гидростатический подъем астеносферного материала и ведет к выплавке базальта. Геофизические свойства зон наращивания литосферы — разуплотнение мантии, наличие астеносферного выступа, высокий тепловой поток — объясняются в данном случае не активным подъемом мантийного материала на восходящих

ветвях конвективных ячеек, а главным образом приспособлением астеносферы к расширяющемуся зиянию между плитами. Расчеты О. Г. Сорохтина [72, 75] показывают, что при появлении зияющей трещины в литосфере она всегда будет заполняться базальтовым материалом, вытекающим из астеносферы при снятии давления, поскольку температура астеносферы близка к температуре ликвидуса базальта.

Аналогичным образом зоны поглощения литосферы возникают не обязательно над нисходящими ветвями конвективных ячеек; они появляются там, где литосферные плиты по условиям их движения в рамках замкнутой сферы сближаются между собой. Тем самым мы должны признать, что структурные элементы и магматические проявления приуроченные к зонам поглощения, т. е. глубоководные желоба и вулканические островные дуги, непосредственно не зависят от формы конвективных течений, а определяются только движениями и взаимодействием литосферных плит, другими словами — движениями на верхнем уровне.

Вместе с тем — и это следует подчеркнуть особо, — перемещения литосферных плит (движения на верхнем уровне) вызываются и определяются конвективными течениями (движениями на нижнем уровне). В этом нет никакого противоречия с заключением об отсутствии прямой согласованности между двумя уровнями движений. Действительно, представим, что восходящая ветвь конвективных течений, несущая глубинный материал и энергию, подходит снизу к подошве литосферной плиты, допустим, континентальной. Этот подъем должен вызвать раскол литосферной плиты, но вовсе не обязательно над той точкой или той областью, к которой подходит восходящая ветвь. Напомним, что непосредственно над острием восходящего потока горизонтальная составляющая скорости равна нулю, она достигает максимума примерно на половине расстояния между восходящими и нисходящими ветвями. По мере удаления от оси восходящего потока скорость увеличивается и соответственно возрастают растягивающие условия. Если поток проходит под мощной литосферой и не вызывает значительного ее ослабления за счет быстрого подплавления непосредственно над центром восходящего течения, то следует ожидать, что раскол произойдет на каком-то расстоянии от этого центра, где будет превзойден предел прочности литосферы на разрыв. Естественно допустить, что расколы произойдут прежде всего там, где в континентальной литосфере существуют ослабленные зоны, например, шовные зоны бывшего столкновения континентов или более древние орогенические пояса. Подобные ослабленные зоны внутри континентов лишь случайно могут оказаться непосредственно над восходящей ветвью конвективных течений. Как правило, они будут находиться где-то в стороне от нее. При расколе литосферной плиты вдоль ослаб-

ленных зон вновь возникшие зоны расхождения плит сами будут отодвигаться в сторону от восходящей ветви. Раскол может произойти одновременно по двум зонам и эти две зоны тем более должны расходиться друг от друга. По-видимому, подобная картина была при расколе Гондваны.

Несогласованность движений на двух уровнях может обуславливаться также жесткостью литосферных плит. Представим себе, что раскол плиты начинается в каком-то одном ограниченном по площади месте, расположенном где угодно: над восходящей ветвью конвективных течений или в стороне от нее. Учитывая жесткость литосферы, раскол не может ограничиться только данным локальным районом; он в виде трещины должен распространиться по всей протяженности плиты (как лопается стеклянный лист, если ударить по нему молотком). В вершине этой трещины будет, в принципе, располагаться полюс относительного движения двух отколовшихся друг от друга частей прежде единой плиты. Когда размеры плит велики, как у всех крупных литосферных плит Земли, то их движение, стимулированное в каком-то участке их границы, не будет считаться с системой движений вещества в астеносфере. Литосферная плита в своих окончаниях, удаленных от места стимулирования движения, будет, двигаясь как цельное и жесткое тело, перекрывать самые разные источники возбуждения в астеносфере. Наиболее ярким примером может, по-видимому, служить взаимодействие плит на западном краю Северной Америки. Здесь главная ось спрединга Тихого океана, совпадающая с Восточно-Тихоокеанским поднятием, придвинута вплотную к краю континента и в районе Калифорнийского залива вдается вглубь Северной Америки, вновь выходя в океан только на небольшом отрезке в хребтах Горда и Хуан-де-Фука. Т. Этуотер [90] было установлено, что в недалеком геологическом прошлом — в олигоцене — ось спрединга располагалась полностью в Тихом океане к западу от Северной Америки, по краю которой в это время протягивалась зона субдукции. За последние 40 млн. лет произошло сближение оси спрединга Тихого океана с Североамериканской континентальной плитой. Более того, имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что Североамериканский континент перекрыл прежнюю ось спрединга Тихого океана. Погребенное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия под Северной Америкой прослеживается в виде сложной системы рифтового типа структур провинции Бассейнов и Хребтов и соответствующего бимодального вулканизма. Движение Североамериканской плиты на запад стимулируется раскрытием Атлантического океана на восточной тыловой ее стороне. Поскольку плита жесткая, она вращается как единое целое, и волей-неволей при своем движении сближается с осью спрединга Тихого океана и перекрывает ее.

Одна из существенных и нерешенных задач современной геодинамики состоит в выяснении соотношений движений, происходящих на разных уровнях, т. е. соотношений между перемещениями литосферных плит на поверхности Земли и конвективными течениями в мантии.

Несмотря на отсутствие полной согласованности между перемещениями литосферных плит и конвективными течениями, можно ожидать, что те области Земли, в пределах которых сконцентрировано максимальное количество зон наращивания литосферы, прежде всего срединноокеанических хребтов, будут располагаться над восходящими ветвями конвективных ячеек, а те области, внутри которых находятся пояса глубоководных желобов, отмечающие поглощение литосферы,— соответствовать местоположению нисходящих ветвей.

О. Г. Сорохтин [72] и А. С. Монин [54] рассчитали вероятное расположение восходящих и нисходящих мантийных потоков. Согласно их модели, на наш взгляд, наиболее обоснованной и наиболее полно разработанной, в Земле в настоящий момент действует система конвекции, состоящая из двух ячеек. Проанализировав пространственное распределение срединноокеанических хребтов и глубоководных желобов, О. Г. Сорохтин пришел к выводу, что современная двуячейчатая структура конвективных течений имеет форму теннисного мяча. Центры восходящих потоков располагаются в двух точках — антиподах: один где-то под Восточной Африкой, может быть в районе известного Афарского треугольника, а другой — под Восточно-Тихоокеанским поднятием в районе о-ва Пасха. Нисходящие ветви отмечены поясом глубоководных желобов, обрамляющих Тихий океан.

Если учесть субширотную зону поглощения Альпийско-Гималайского пояса, то вырисуются несколько более сложные очертания предполагаемых областей восходящих и нисходящих потоков. На рис. 15 показано размещение главных зон наращивания и поглощения на поверхности Земли и оконтурены области, тяготеющие соответственно к восходящим и нисходящим ветвям конвективных течений. Они в общем близко совпадают с предполагаемыми центрами восходящих и нисходящих потоков, намеченными О. Г. Сорохтиным, за тем исключением, что обнаруживается некоторая асимметрия: зоны наращивания литосферы тяготеют в основном к южному полушарию; в северное полушарие проникают северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия (максимум до 50° с. ш.) и срединные хребты Северной Атлантики и Арктического бассейна, причем последние могли возникнуть, как вынужденное следствие раздвижения жестких литосферных плит, образовавшихся при расколе Гондваны. Зоны поглощения литосферы, напротив, расположены преимущественно в северном полушарии. Такая асимметрия находится в соответствии с тем, что наибольшему расколу

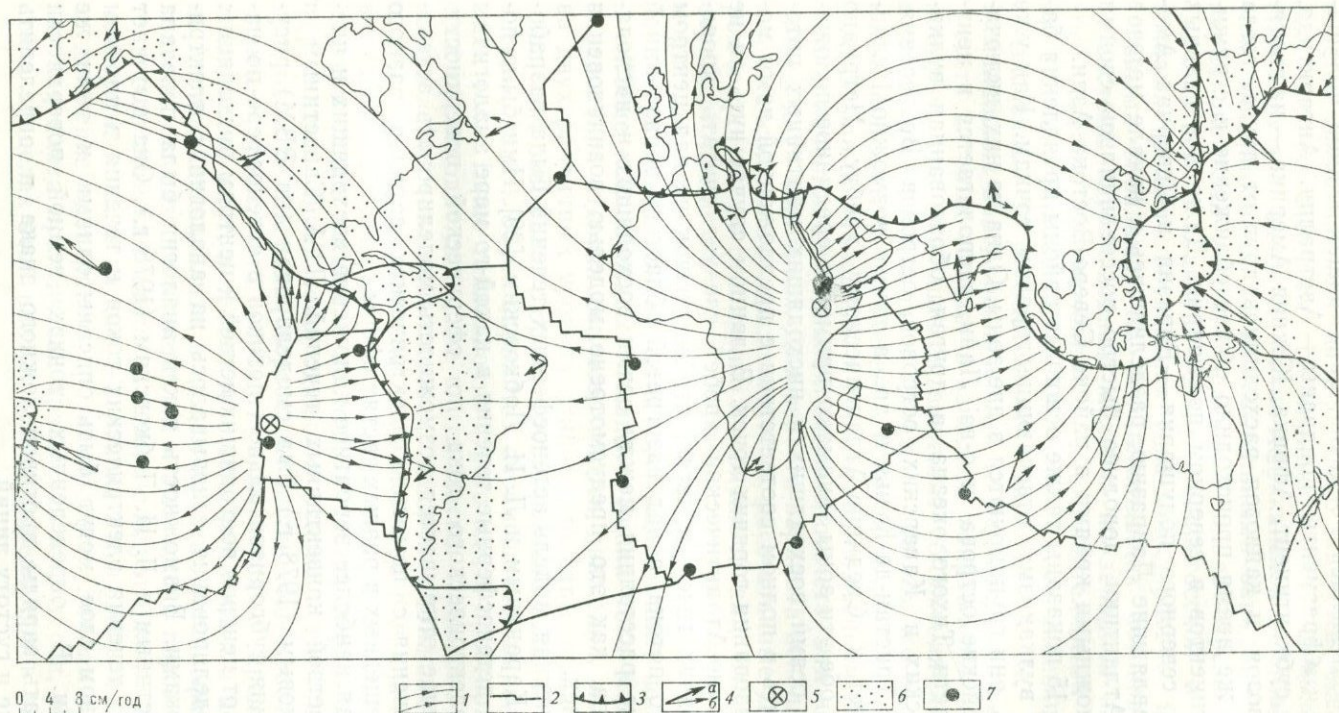


Рис. 15. Карта моделированных линий течений в астеносфере и их соотношения с движением литосферных плит на поверхности Земли. Составили Л. А. Савостин и П. А. Пучков по модели А. В. Каракина и Л. И. Лобковского

1 — линии течений; 2 — границы наращивания и скольжения литосферных плит; 3 — границы поглощения литосферных плит; 4 — направление движения литосферных плит (в см/год): а — по отношению к системе островных дуг запада Тихого океана, б — по отношению к системе горячих точек; 5 — предполагаемые центры восходящих ветвей конвективных течений; 6 — предполагаемые области нисходящих течений (по О. Г. Сорохтину, 1974 г.); 7 — главные горячие точки

в мезозое подверглась Гондвана, занимавшая южное полушарие, и с тем, что фрагменты Гондваны — Австралия, Антарктида, Индийский субконтинент, Африка, Южная Америка — на протяжении мезозоя и кайнозоя расходились друг от друга, тогда как за это же время происходило общее сближение и сгуживание континентов в северном полушарии. Даже два главных континента северного полушария — Евразия и Северная Америка, составлявшие Лавразию, разделившись в начале мезозоя в районе Атлантики, довольно быстро воссоединились своими противоположными краями в районе Северо-Востока Азии.

На рис. 15 показаны также основные районы проявления базальтового вулканизма, отвечающие горячим точкам. Как уже отмечалось, они группируются в две зоны. Одна из них, включающая Гавайские острова и о-ва Лайн, располагается в центральной части Тихого океана, а другая, образованная вулканами Азорских и Канарских островов, островов Вознесения, Св. Елены, Тристан-да-Кунья и др., а также возможно Исландии, тяготеет к Срединно-Атлантическому хребту. Нетрудно видеть, что обе эти зоны занимают примерно срединное положение между осями восходящих и нисходящих мантийных потоков, находясь в полном соответствии с предложенной нами моделью образования горячих точек. В данном случае чуть ли не весь Срединно-Атлантический хребет следует считать проявлением горячих точек, полагая, что он возник не над центром восходящего потока, а над разогретой областью, образованной на половине расстояния между осями восходящих и нисходящих потоков, как это предусмотрено моделью возникновения горячих точек.

Механическая модель астеносферных течений была разработана А. В. Каракиным и Л. И. Лобковским [29]. Ими было показано, что астеносферные течения в какой-то мере аналогичны течениям электрического тока по сферической поверхности. В этом случае открывается возможность моделировать астеносферные течения с помощью электрических зарядов разного знака, помещенных в разных частях сферы.

Учитывая наиболее вероятное положение восходящих и нисходящих ветвей конвективных течений, Л. А. Савостиным и П. А. Пучковым (1978 г.) был смоделирован (на ЭВМ) рисунок движения субгоризонтальных потоков в астеносфере по направлению от центров восходящих ветвей к центрам нисходящих ветвей. Моделирование основывалось на аналогии с электрическими токами. Возможность такой аналогии была показана Л. А. Савостиным и Л. И. Лобковским (1978 г.). Она вытекает из того, что течения электрических токов и течения в плоском астеносферном слое могут быть описаны одними и теми же уравнениями. В определенных точках земной поверхности можно задать заряды противоположного знака и определить направление и густоту линий.

Один из возможных вариантов моделирования линий токов в астеносфере показан на рис. 15. В качестве осей восходящих потоков выбраны: 1) меридиональная линия, проходящая примерно вдоль Восточно-Африканской рифтовой системы (она моделирована 14 положительными зарядами), 2) также меридиональная линия, следующая вдоль отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия между Галапагосской и Чилийской точками тройного сочленения (она моделирована 18 положительными зарядами). За оси нисходящих потоков выбраны: 1) системы глубоководных желобов по западной окраине Тихого океана, обозначенные 56 отрицательными зарядами, 2) Перуано-Чилийский и Центрально-Американский желоба, обозначенные 34 отрицательными зарядами и 3) Альпийско-Гималайский пояс, обозначенный 18 отрицательными зарядами, густота которых убывает в западном направлении к Средиземноморью, где уменьшается величина сближения литосферных плит южного полушария с Евразией. На том же рис. 15 стрелками показаны направления движения главных литосферных плит Земли по отношению к конвективным ячейкам, которые приняты в качестве неподвижной системы отсчета. Эти направления даны в двух вариантах. Для первого варианта использованы полюса «абсолютного» движения плит, рассчитанные Дж. Минстером и др. [181] по отношению к горячим точкам. Второй вариант отражает предполагаемое движение литосферных плит относительно зон субдукции западной окраины Тихого океана.

Из сравнения направлений перемещения плит по отношению к системе конвективных течений и линий тока можно судить о вероятной степени согласованности движений, протекающих на двух различных уровнях. Видно, что направление движения ряда плит совпадает с ориентировкой линий тока. Так, Тихоокеанская плита в обоих вариантах перемещается параллельно линиям тока. Точно также почти строго вдоль простираения линий тока происходит движение плиты Наска. Примерно по направлению линий тока ориентировано движение Южноамериканской плиты. Для остальных плит выявляется та или иная несогласованность в их движении с линиями тока. Индо-Австралийская плита в своих южных и восточных частях перемещается примерно вдоль линий тока, однако в районе п-ова Индостан направление ее движения пересекает линии тока практически под прямым углом. Это хорошо увязывается с представлением о жесткости плит, в частности с тем, что единая и цельная Индо-Австралийская плита, в общем несомая астеносферным потоком, как бы разворачивается им и вынуждена пересекать линии тока. Африканская плита на севере следует близко к направлению линий тока, а на юге — в районе мыса Доброй Надежды — ее движение идет прямо противоположно линиям тока. Африканская плита практически вращается вокруг оси, расположенной в пределах этой плиты: астеносферный поток влечет север

Африки на северо-запад, вынуждая поворачиваться всю плиту против часовой стрелки и, как следствие, обуславливая движение Южной Африки на северо-восток, т. е. навстречу линиям тока. Движение Евразийской плиты практически не считается с линиями тока. Это значит, что ее движение целиком вынужденное и определяется не астеносферными течениями, которые под ней несомненно очень слабые, а воздействием смежных плит, в первую очередь, вероятно, давлением Индийского выступа Индо-Австралийской плиты. Общее движение Индо-Австралийской плиты на север по границе с Евразийской плитой заставляет Восточную Евразию смещаться на север, вызывая ее общий поворот против часовой стрелки. Слабо согласовано с линиями токов движение Североамериканской плиты; возможно, это связано с неточностью принятой модели расположения нисходящих потоков, в которой не учтено вероятное поглощение под западным краем Северной Америки.

Следует отметить, что в представленной модели линий токов в астеносфере не учтены различия в мощностях литосферы и астеносферы под континентами и океанами. Континенты обладают более мощной литосферой и, следовательно, менее подвижны, чем океаны с более тонкой литосферой. Можно ожидать, что континентальные плиты будут менее приспособлены к течениям в астеносфере, чем океанические плиты.

Проведенное сравнение перемещений литосферных плит по отношению к потокам в астеносфере, конечно, являются лишь самой первой и приблизительной оценкой, которая в действительности зависит от многих факторов, не учтенных нами. Они, очевидно, смогут изменить картину во многих существенных деталях, но вряд ли отразятся на основном выводе, а именно на том заключении, что, наряду с согласованностью движения многих плит с линиями тока в астеносфере, перемещения других плит происходят не параллельно линиям тока, а пересекают их под разными углами, практически не считаясь, или считаясь очень мало, с течениями в астеносфере. Думается, что дальнейшие подробные исследования этого явления будут способны выявить целый ряд новых особенностей тектоники литосферных плит, отражающихся в создании структур земной коры.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ И АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Считаем необходимым остановиться на рассмотрении происхождения окраинных морей и активных континентальных окраин потому, что эта проблема до сих пор однозначно не решена, и даже среди сторонников теории тектоники плит существуют кардинальные разногласия.

Суть проблемы состоит в следующем. Зоны субдукции отмечены на поверхности Земли глубоководными желобами. Все желоба в целом однотипны и имеют одинаковое строение. Во всех них происходит погружение литосферы, сопровождаемое образованием сейсмофокальных зон Беньофа. Глубоководные желоба всегда сопровождаются поясами известково-щелочного вулканизма. Однако в тылу зон субдукции в разных местах располагаются совершенно различные структуры земной коры: по западному краю Тихого океана — глубоководные котловины окраинных морей, по восточному его обрамлению — активные континентальные окраины, такие, как андийская окраина Южной Америки или юго-западная, Мексиканская окраина Северной Америки.

Естественно возникает вопрос: почему, несмотря на повсеместную идентичность глубоководных желобов, параллельно с ними в их тылу располагаются столь различные структурные элементы, как окраинные моря и активные континентальные окраины?

Видимые различия между зонами субдукции, сопровождающимися, с одной стороны, вулканические островные дуги с расположенными в их тылу котловинами окраинных морей, а с другой — активные континентальные окраины, выражаются главным образом в том, что вулканические островные дуги подстилаются крутопадающими сейсмофокальными зонами Беньофа, а активные континентальные окраины — пологопадающими зонами Беньофа. Это различие до сих пор не нашло должного объяснения.

Ни одна из предложенных гипотез образования окраинных морей не может считаться удовлетворительной. В соответствии с большинством из них котловины окраинных морей рассматриваются как новообразованные в результате растяжения, которое возникло либо в результате внедрения мантийного диapiro, либо за счет каких-то встречных потоков мантийного материала, идущих со стороны континента. По другим гипотезам, как в первоначальных вариантах теории тектоники плит, различия в строении зон субдукции объясняются лишь тем, что они возникают перед разными по типу участками земной коры: либо внутри океанической плиты, либо перед континентальной плитой на ее границе с океанической. В этом случае глубоководные котловины окраинных морей представляют собой лишь остатки древней океанической плиты, попавшей в «ловушку» между зоной субдукции и краем континента. Исходя из этого следует предполагать, что кора всех окраинных морей является более древней, чем возраст смежных частей океанической плиты, подвигающихся в данный момент в зону субдукции. Такое предположение находится в противоречии с существующими данными о молодости ложа котловин. Поэтому иногда выдвигаются гипотезы о вторичных конвективных течениях или о сложном

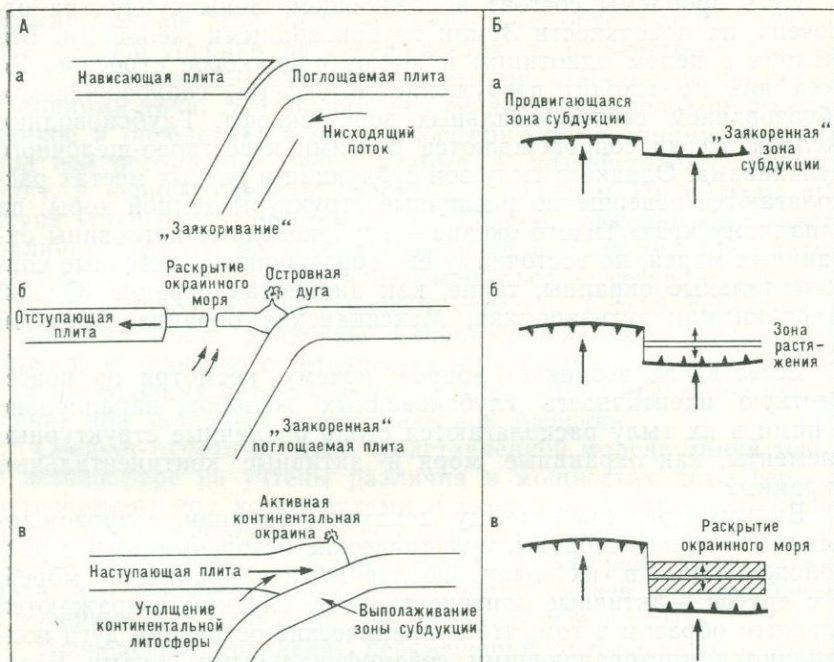


Рис. 16. Схемы взаимоотношений между нависающей и поглощаемой плитами вдоль относительно фиксированных, или «заякоренных» нисходящих ветвей конвективных течений:

А — в разрезе: а — принципиальная схема, б — нависающая плита отодвигается от «заякоренной» зоны субдукции с образованием окраинного моря, в — нависающая плита надвигается на «заякоренную» зону субдукции с образованием активной континентальной окраины (андийского типа); Б — в плане: а, б и в — последовательные стадии образования окраинного моря в результате продвижения одной части литосферной плиты относительно «заякоренной» зоны субдукции; возникает вынужденная (вторичная) ось спрединга в тылу «заякоренной» зоны субдукции

диагональном скалывании с образованием локальных участков растяжения в тылу островных дуг. Но эти гипотезы не дают ответа на главный вопрос — почему эти дополнительные процессы, приводящие к образованию котловин окраинных морей, развиваются не во всех зонах субдукции, почему они не приводят к аналогичным результатам в активных континентальных окраинах.

Мы предполагаем, что границы поглощения, маркируемые зонами Бенюфа, являются относительно неподвижными: они если и испытывают горизонтальные смещения, то несравненно более медленные, чем литосферные плиты, которые они разделяют, и что, раз возникнув, в период своего существования они стремятся сохранить сравнительно стационарное положение. В этом случае следует рассматривать дифференциальное движение литосферных плит по отношению к этим зонам, или, вернее,

к тем участкам литосферы, образующим самостоятельные микроплиты, которые расположены непосредственно над зонами поглощения и заняты вулканическими дугами. Исходя из этих предположений возможны три принципиально различных варианта взаимодействия литосферной (обычно существенно континентальной) плиты, нависающей над зоной Бенъофа, с относительно неподвижной границей поглощения (рис. 16): 1) либо она надвигается на эту границу, и тогда образуется активная континентальная окраина андийского типа, 2) либо она отодвигается от нее, и в этом случае возникают условия растяжения и создаются окраинные моря, 3) либо она скользит вдоль границы поглощения или остается неподвижной относительно нее.

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ НЕПОДВИЖНОСТЬ ЗОН ПОГЛОЩЕНИЯ

Всякое движение литосферных плит на земной сфере является относительным. Перемещаются не только сами плиты, но и разделяющие их границы. Это очевидно для границ наращивания плит, т. е. срединноокеанических хребтов. Границы наращивания плит пронизывают лишь толщу литосферы, не уходя глубоко в астеносферу, как бы дренируя ее. Они заполняются сравнительно пластичным материалом. Поэтому нетрудно предположить, что они совместно с разделяющими их плитами могут мигрировать по астеносфере, подчиняясь каким-то глобальным течениям в мантии Земли.

Сложнее обстоит дело с движением границ поглощения плит. Возможности перемещения этих границ были рассмотрены У. Каула [155] и Т. Туллисом [233]. У. Каула, исходя из принципа минимума работы, совершаемой плитами при их движении, приходит к выводу, что «сами системы течений смещаются медленнее, чем скорость текущего материала даже в наиболее турбулентной системе». Принимая же во внимание зависимость вязкости от температуры, можно ожидать, что зоны погружения (в желобах) будут оставаться фиксированными в большей мере, чем зоны поднятия материала (в хребтах), поскольку материал в зонах погружения более твердый. Т. Туллис предполагает, что происходит «заякоривание» плит в зонах поглощения.

Действительно, трудно представить значительные горизонтальные смещения границ поглощения относительно мантии исходя из того, что погружающаяся холодная и достаточно жесткая литосферная плита во многих зонах поглощения пересекает весь астеносферный слой и верхнюю мантию, уходя корнями в подастеносферные слои и, как гвоздями «прибивая» погружающуюся плиту к нижним слоям мантии. Мы уже говорили, что погружающаяся плита литосферы разбита на отрезки, причем нижний сегмент оторван от более верхнего и погружается, вероятно, с большей скоростью, чем верхний сегмент.

Если бы граница поглощения на поверхности Земли перемещалась относительно астеносферы, то естественно было бы ожидать смещение верхнего сегмента погружающейся плиты по отношению к нижнему. Ни в одном районе развития глубокофокусных землетрясений по западной окраине Тихого океана такого смещения не установлено. Следовательно, если и происходит смещение границ поглощения, то должна двигаться и вся толща верхней мантии вместе с системами конвективных течений.

Предположение об относительной неподвижности зон поглощения является лишь самым общим заключением. В полной мере оно применимо только к тем зонам поглощения, или зонам поглощения первого типа, с которыми связаны вулканические островные дуги и окраинные моря и в которых зоны Беньофа и приуроченные к ним жесткие литосферные плиты погружаются на большие глубины — 600—700 км, уходящие ниже астеносферы, т. е. в первую очередь к зонам поглощения по западной окраине Тихого океана. Этот вывод не может относиться к зонам поглощения, погружающимся на сравнительно небольшую глубину (или не успевшим погрузиться на большие глубины), как, например, зоны Беньофа под Критской дугой и Эгейским морем, где они не продолжают пока глубже 300 км; здесь можно ожидать довольно свободные смещения зон Беньофа и приуроченных к ним жестких плит в целом по астеносфере.

Относительная неподвижность зон поглощения хорошо согласуется с представлением о глобальных конвективных движениях в мантии Земли как движущем механизме тектоники плит. Установившаяся, стационарная система глобальных конвективных течений, охватывающих всю мантию, если нет коренных перестроек, вряд ли может сколько-нибудь значительно смещаться относительно оси вращения Земли; следовательно ее восходящие и нисходящие ветви можно в первом приближении рассматривать как неподвижные. Если движение каких-либо литосферных плит полностью приспособлено к тем или иным ветвям конвективных течений, то зоны наращивания или поглощения этих плит также могут рассматриваться как неподвижные. В этом плане допустимо сравнение с лентой конвейера, которая находится в непрерывном движении вокруг закрепленных, никуда не смещающихся осей. Из трех вариантов причин движения литосферных плит: заталкиваются ли они в зоны поглощения, затачиваются туда или заволакиваются течениями в астеносфере, мы отдаем предпочтение волочению, поскольку скорости движения вещества в астеносфере составляют 40—50 см/год, т. е. на порядок больше скорости движения литосферных плит.

Как уже отмечалось, бесспорно наличие нисходящей ветви конвективных течений на западной окраине Тихого океана. Зоны поглощения Тихоокеанской плиты на западе Тихого океана

можно, следовательно, считать связанными с нисходящим потоком конвективных течений. Другая вероятная нисходящая ветвь конвективных течений располагается под Южной Америкой.

ОСТРОВОДУЖНЫЕ МИКРОПЛИТЫ

Принято считать, что в пределах систем островных дуг пояса сейсмичности, прослеживающиеся вдоль фронтальной части дуг и совпадающие с зонами Беньофа, отражают взаимодействие между погружающейся литосферной плитой, и плитой, располагающейся в тылу островной дуги. Эту последнюю плиту, находящуюся над зоной Беньофа, мы называем нависающей. Например, в Японской островной дуге, в соответствии с этим представлением, сейсмический пояс, приуроченный к глубоководному желобу, указывает на взаимоотношение между Тихоокеанской плитой и нависающей Евразийской плитой. Аналогичным образом в дуге Тонга-Кермадек сейсмичность фронтальной части дуги должна являться следствием взаимодействия Тихоокеанской плиты с нависающей Индийской (Индо-Австралийской) плитой.

Вместе с тем в тылу любой островной дуги обычно прослеживается второй, дополнительный пояс мелкофокусной сейсмичности, параллельный главному поясу, следующему вдоль глубоководного желоба.

В Курильско-Камчатской дуге мелкофокусная сейсмичность в тылу островной дуги представлена сравнительно небольшим количеством крупных землетрясений с магнитудой ≥ 5 (рис. 17). Эпицентры землетрясений приурочены в основном к краю Южно-Охотской котловины, прилегающему к островной дуге. Их глубина составляет 20—30 км, т. е. они сконцентрированы в литосфере. Имеется пять решений фокальных механизмов [223, 224]; они показаны на рис. 17 и приведены в табл. 2. В отличие от мелкофокусных землетрясений фронтальной части дуги, в очагах которых преобладает сжатие, ориентированное по падению зоны Беньофа, в землетрясениях Южно-Охотской котловины регистрируются довольно разнообразные механизмы. Землетрясения, расположенные на северном подводном склоне о-ва Итуруп, имеют механизм сжатия с вектором смещения, ориентированным в северо-западном направлении с нодальной плоскостью, наклоненной под $< 60-70^\circ$ под островную дугу (см. рис. 17). Эти механизмы указывают на вертикальное воздымание островной гряды относительно глубоководной котловины вдоль плоскости разлома, идущей навстречу падению зоны Беньофа. Иные решения свойственны более внутренним частям Южно-Охотской глубоководной котловины. Решение механизма землетрясения, расположенного уже в пределах ложа котловины в точке с координатами $45,65^\circ$ с. ш., $146,8^\circ$ в. д., указывает

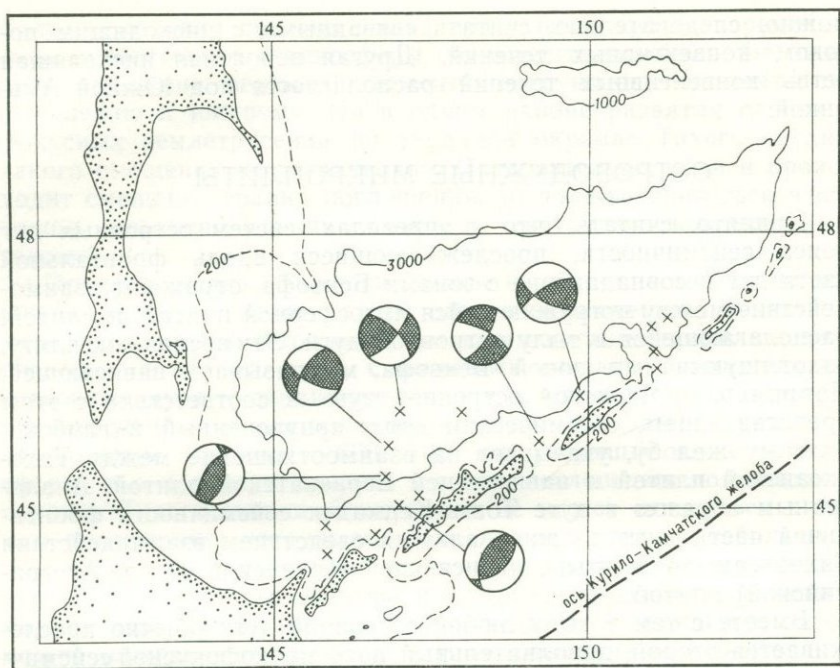


Рис. 17. Карта мелкофокусной сейсмичности [Новый каталог..., 1977] и решения фокальных механизмов [Summary..., 1977] Южно-Охотской глубоководной впадины

на сбросо-сдвиг с явной компонентой растяжения в северо-западном — юго-восточном направлении. В землетрясении, находящемся несколько севернее ($45,05^\circ$ с. ш., $147,02^\circ$ в. д.), выделяются две нодальные плоскости северо-восточного простирания. Этот механизм можно расшифровать как крутопадающий сброс с опусканием юго-восточного крыла. Два землетрясения относятся к северному склону центральной части Курильской дуги. В решениях их фокального механизма преобладает сдвиговая составляющая, причем в одном землетрясении смещение по северо-восточной плоскости является правобоковым, а в другом землетрясении — левобоковым, но в этом последнем землетрясении очень заметна взбросовая составляющая. И. Г. Симбирцева и др. [70], анализируя поля напряжений в очагах землетрясений Курильско-Камчатской дуги, отмечают существование в тыловой ее части сейсмической зоны с принципиально иной ориентировкой напряжений по сравнению с фронтальной частью дуги; здесь располагается субвертикальная плоскость, по которой островная дуга вздернута над котловиной окраинного моря.

ТАБЛИЦА 2

РЕШЕНИЯ ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ТЫЛУ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ [224]

Дата	Координаты		Глубина, км	Магнитуда	Полюс				Ось					
	с. ш.	в. д.			1 нодальная плоскость		2 нодальная плоскость		сжатия		растяжения		промежуточная	
					ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние
7/V-1962 г.	45,3	146,7	25	6,7	130	30	290	58	302	14	155	73	35	09
7/V-1962 г.	45,0	147,0	30	6,8	320	35	120	54	131	08	2	76	224	10
25/VII-1968 г.	45,646	146,797	19	6,5	84	60	334	14	5	50	130	30	235	30
5/I-1961 г.	45,7	149,3	30	5,0	295	18	198	29	248	28	158	01	66	33
1/VII-1964 г.	46,046	147,021		5,3	145	75	325	15	145	30	325	60	55	0

ТАБЛИЦА 3

РЕШЕНИЯ ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ТЫЛУ ИДЗУ-БОНИНСКОЙ И МАРИАНСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ [224]

Дата	Координаты		Глубина, м	Магнитуда	Полюс				Ось					
	с. ш.	в. д.			1 нодальная плоскость		2 нодальная плоскость		сжатия		растяжения		промежуточная	
					ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние	ази-мут	паде-ние
28/XII-1965 г.	27,97	141,92	60	5,7	70	61	286	24	93	19	315	65	189	15
15/I-1964 г.	29,19	141,15	80	6,5	131	52	351	31	154	12	34	66	249	29
12/I-1965 г.	30,59	140,36	21	5,9	82	41	280	46	15	80	270	03	180	10

В тылу северной части Японской дуги также прослеживается пояс мелкофокусных землетрясений, к которому относятся крупные, с магнитудой >5 землетрясения, такие, как Ога (7/V—1964 г.), Шикотанское (1/VIII—1940 г.) и Ниигатское (16/VI—1964 г.). Решения фокальных механизмов отдельных землетрясений содержатся в работах И. Фукао и М. Фурумото [123] и М. Исикава [145]. Преобладают нодальные плоскости, круто, под углами $60-70^\circ$, наклоненные от Японского моря под островную дугу со взбросовым механизмом смещения. И. Фукао и М. Фурумото отмечают, что плоскости скалывания, к которым приурочены эти землетрясения, судя по энергии землетрясений, пересекают всю толщу литосферы и, видимо, соединяются на глубине с сейсмофокальной зоной Беньюфа. Эти же авторы указывают, что зона сейсмичности в тылу Японской дуги является границей, отделяющей Японский микроконтинент от глубоководных котловин Японского моря, и представляет собой ту линию, по которой происходило раскрытие этих котловин.

Необходимо подчеркнуть, что землетрясения данной части Японского моря находятся на непосредственном южном продолжении сейсмической зоны Сахалина, располагаясь севернее 40° с. ш., и составляют единый сейсмический пояс вместе с землетрясениями Сахалина. Этот пояс разграничивает Охотоморскую и Амурскую плиты (см. ниже). Для него характерны землетрясения с механизмом сжатия, поперечным простиранию пояса [105]. Поэтому землетрясения северной части Японского моря вряд ли корректно рассматривать как показатель движений между Японским морем и Японской островодужной микроплитой.

В Идзу-Бонинской и Марианской дугах мелкофокусная сейсмичность в их тыловых частях приурочена к зоне, расположенной между цепью вулканических островов и осью Марианского междугового прогиба. Фокальный механизм землетрясений [224] свидетельствует о некотором разнообразии поля напряжений (табл. 3). В северной части, в тылу Идзу-Бонинской дуги, в двух землетрясениях зарегистрирован взбросовый механизм, а в одном (30,59 с. ш., 140,36 в. д.) — растяжение в субширотном направлении. В тылу Марианской дуги явно преобладают фокальные механизмы, указывающие на растяжение в направлении, поперечном к простиранию дуги. М. Кацумата и Л. Сайкс [154] объясняют это растяжение формированием вулканической дуги, однако эпицентры таких землетрясений располагаются непосредственно на оси Марианского междугового прогиба и их появление естественно связать с формированием этого прогиба, а не с вулканической деятельностью островной дуги.

Напомним, что в тылу Идзу-Бонинской дуги в бассейне Си-коку выявлены миоценовые магнитные аномалии, указывающие на растяжение и новообразование океанической коры.

В тылу дуги Тонга-Кермадек мелкофокусные землетрясения прослеживаются непрерывной зоной примерно вдоль оси между-гового прогиба Лау. Они отделяют дугу Тонга от моря Фиджи и, по существу, от Индо-Австралийской плиты. Л. Сайкс и др. [226] выделяют самостоятельную малую плиту (плиту «А») на месте дуги Тонга. Кс. Ле Пишон и др. [38] именуют эту плиту плитой Тонга и отмечают, что землетрясения фронтальной части дуги Тонга отражают взаимодействие Тихоокеанской плиты не с Индо-Австралийской плитой, а именно с плитой Тонга.

Очень показательна Южно-Сандвичева дуга в южной части Атлантического океана, отделяющая от Атлантики море Скоша и входящая в сложную систему границ между Южноамериканской и Антарктической главными литосферными плитами. В пределах моря Скоша, т. е. в тылу Южно-Сандвичевой вулканической дуги, П. Баркер (1970 г.) и другие исследователи [97] выделяют две самостоятельные малые литосферные плиты, или микроплиты: Сандвичеву на востоке и Скоша на западе. Сандвичева микроплита включает Южно-Сандвичеву вулканическую дугу; ее размеры в поперечнике (вкрест простираения дуги) составляют всего 200—250 км при длине около 800 км. Граница между Сандвичевой микроплитой и плитой Скоша проходит примерно по 30° з. д. Она отмечена зоной мелкофокусной сейсмичности [120, 97], хотя имеющихся данных недостаточно для решения фокальных механизмов землетрясений. К этой зоне приурочены выявленные П. Баркером молодые идентифицированные магнитные аномалии до 4, т. е. здесь протигивается ось современного спрединга, причем по подсчетам П. Баркера скорость спрединга составляет 4 см/год. Зона наращивания литосферы располагается непосредственно в тылу Южно-Сандвичевой вулканической дуги. Д. Форсайт [120] справедливо отмечает, что землетрясения во фронтальной части дуги отражают взаимодействие Южноамериканской плиты только с Сандвичевой микроплитой, но не с Антарктической плитой.

Сказанное позволяет прийти к следующим выводам: во-первых, что островные дуги отделяются от смежных с ними глубоководных котловин окраинных морей зонами сейсмичности, во-вторых, что островные дуги нельзя включать в состав литосферных плит, нависающих над зонами Беньюфа, и, в-третьих, что островные дуги можно рассматривать в качестве самостоятельных микроплит, находящихся между поддвигаемой океанической плитой и расположенной позади них нависающей плитой. Отсюда следует другое важное заключение: сейсмичность во фронтальной части дуги отражает взаимодействие погружающейся океанической плиты не с нависающей плитой, а с островодужной микроплитой, заключенной между ними. Движения, определяемые по фокальным механизмам во фронтальной части дуги, отражают таким образом перемещение

поглощаемой плиты только по отношению к островодужной микроплите.

Сейсмические зоны в тылу островных дуг отражают взаимоотношения между островными дугами и нависающими плитами. Они указывают на современные мгновенные относительные перемещения. В одних дугах, как в Курильской или Японской, в настоящий момент преобладают поднятия островодужных микроплит с небольшой компонентой перемещения в сторону котловин окраинных морей. В других дугах, как Марианской, Тонга-Кермадек, Южно-Сандвичевой, регистрируется современное растяжение, приуроченное к междуговым бассейнам. Нетрудно заметить, что взбросовый механизм свойствен тем дугам, в тылу которых заключены бассейны с умеренно высоким тепловым потоком, заполненные сравнительно мощной толщей осадков, т. е. бассейны, которые являются сейчас мало активными, но, как можно предполагать, были активными в недавнем прошлом. Следует отметить, что и здесь известны отдельные землетрясения с механизмом растяжения. Решения фокальных механизмов с четким растяжением относятся к современным активным котловинам окраинных морей, которыми являются междуговые бассейны с высоким тепловым потоком, лишённые осадочного чехла. Следовательно, характер перемещений по тыловым сейсмическим зонам и, значит, тип взаимодействия между островодужными микроплитами и расположенными позади них нависающими плитами с течением времени может меняться. Любое определение конечных движений нависающих плит по отношению к островодужным микроплитам должно по возможности учитывать такое вероятное изменение характера относительных перемещений.

Независимое подтверждение самостоятельности островодужных микроплит косвенно вытекает также из глобального анализа движения литосферных плит. Дж. Минстером и др. [181] произведена увязка движений всего ансамбля плит на земной сфере. Ими получена удовлетворительная увязка параметров относительного движения смежных плит, кроме Североамериканской и Тихоокеанской. Полюс относительного движения этих плит, рассчитанный по землетрясениям и разломам запада Северной Америки, находится в точке с координатами $50,9^\circ$ с. ш., $66,3^\circ$ з. д. Вместе с тем полюс относительного движения, вычисленный по фокальным механизмам мелкофокусных землетрясений Алеутской и Курило-Камчатской дуг, которые, как считалось, также должны отражать взаимодействие Североамериканской и Тихоокеанской плит, имеет координаты 60° с. ш., 114° з. д., т. е. находится совсем в другом месте. Чтобы достичь увязки, Дж. Минстер и др. вынуждены были выделить отдельную Берингову плиту с совершенно неясными границами с Североамериканской плитой. Мы полагаем, что неувязка в определении параметров движения обусловлена не наличием гипотетической Беринговой

плиты, а существованием островодужных микроплит; землетрясения Алеутской и Курило-Камчатской дуг можно рассматривать в этом случае как результат взаимодействия Тихоокеанской плиты с островодужными микроплитами.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ НАВИСАЮЩИХ ПЛИТ И ОСТРОВОДУЖНЫХ МИКРОПЛИТ

Принимая относительную неподвижность зон поглощения, связанных с нисходящими ветвями конвективных течений, можно, в целях анализа кинематики движения литосферных плит в областях перехода от океана к континенту, рассматривать взаимные перемещения трех структурных элементов: во-первых, поглощаемой плиты, во-вторых, самой зоны поглощения, или, вернее, приуроченной к ней островодужной микроплиты, и, в-третьих, литосферной плиты, располагающейся в тылу зоны поглощения и нависающей над этой зоной.

Возможны три случая взаимоотношений между нависающей плитой и зоной поглощения (см. рис. 16):

1) нависающая плита в результате глобальной системы движения литосферных плит может отодвигаться от зоны поглощения и, следовательно, от островодужной микроплиты. В этом случае в тылу зоны поглощения будут возникать условия растяжения, способствующие подъему глубинного, мантийного вещества и новообразованию океанической коры. В результате образуются глубоководные котловины окраинных морей;

2) нависающая плита может надвигаться на зону поглощения (островодужную микроплиту) и тогда происходит формирование активной континентальной окраины, такой, как Андийская окраина Южной Америки. Основные особенности глубинного строения этой окраины могут быть объяснены сжатием двух литосферных плит: континентальной Южноамериканской и океанической плиты Наска с надвижением Южноамериканской плиты на первично относительно неподвижную зону поглощения. Такое надвигание вызвало срыв и смещение к западу верхней части зоны Бенъофа относительно ее нижней части, маркируемой изолированным скоплением глубокофокусных землетрясений. Естественно, что верхняя часть оказалась сильно выположенной. Одновременно происходило сжатие и утолщение континентальной литосферы. В этом случае сама граница поглощения, прослеживаемая на поверхности Земли, смещалась к западу одновременно и параллельно с надвижением континентальной, Южноамериканской плиты, хотя сама первоначальная зона поглощения, отмеченная очагами глубокофокусных землетрясений, смещалась, видимо, мало и в основном оставалась на месте.

3) нависающая плита может испытывать чистый сдвиг по отношению к зоне поглощения или в силу каких-то причин не

смещаться относительно нее. В данном случае не должно образовываться ни окраинного моря, ни активной континентальной окраины. Примерами такой ситуации могут служить Камчатка, а также Суматра.

ДВИЖЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ПО ОТНОШЕНИЮ К ЗОНАМ ПОГЛОЩЕНИЯ

Определение параметров движения Тихоокеанской плиты по отношению к островодужным микроплитам. Можно считать, что системы глубоководных желобов и островных дуг западной окраины Тихого океана — Курильская, Японская, Идзу-Бонинская, Марианская и Тонга — отвечают в настоящее время цельной зоне поглощения приуроченной к единой нисходящей ветви конвективных течений и фиксированы по отношению к ней. Поэтому мы вправе полагать, что землетрясения во фронтальной части этих дуг отражают взаимодействие Тихоокеанской плиты с единой системой островодужных микроплит.

Задача состоит в том, чтобы установить параметры движения Тихоокеанской плиты по отношению к системе островодужных микроплит, приуроченных к зоне поглощения на западе Тихого океана, а затем, используя глобальную увязку движения плит, определить движение других плит по отношению к этой системе, и в первую очередь Евразийской и Индо-Австралийской плит, нависающих над зоной поглощения запада Тихого океана. Для вычисления полюса относительного движения Тихоокеанской плиты (ТП) и островодужных микроплит (ОД) использованы решения фокальных механизмов мелкофокусных землетрясений по Курильской островной дуге [223], Японской дуге [145], Идзу-Бонинской и Марианской дугам [154] и дуге Тонга [148]. Всего использовано 94 решения. Данные по землетрясениям — координаты эпицентров и азимуты векторов смещения приведены в табл. 4.

Наибольшее количество решений фокальных механизмов существует для Курильской и Японской дуг. Наименее надежные данные относятся к Идзу-Бонинской и Марианской дугам. Чтобы сгладить разницу в качестве исходного материала и достичь его сравнительной равноценности, расчет положения полюса относительного движения Тихоокеанской плиты и островодужных микроплит производился двумя независимыми методами — по моделям П-1 и СП-1.

По первому методу полюс вращения Тихоокеанской плиты относительно островодужных микроплит находится в точке 66,1 с. ш. 119,2 з. д. По второму методу было получено облако полюсов без разбиения данных по векторам смещения на группы. Большое количество полюсов из-за ошибок измерения лежит в непосредственной близости от самих эпицентров землетрясений, тем самым ошибкам измерения придается большой

ТАБЛИЦА 4

КООРДИНАТЫ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
И АЗИМУТЫ ВЕКТОРОВ СМЕЩЕНИЯ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЕТА
ПОЛЮСА ДВИЖЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ ОТНОСИТЕЛЬНО
ОСТРОВОДУЖНЫХ МИКРОПЛИТ ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

№ п/п	Координаты эпицентров		Азимуты векторов		Разность
	широта	долгота	наблюдаемые	вычисленные из полюса 66,1° с. ш., 119,2° з. д.	
Курильская дуга [223]					
1	50,900	157,400	-50,000	-53,326	3,326
2	50,800	157,100	-50,000	-53,457	3,457
3	50,500	156,600	-50,000	-53,761	3,761
4	50,100	156,700	-60,000	-53,991	-6,009
5	49,500	156,500	-50,000	-54,402	4,402
6	49,400	155,500	-55,000	-54,675	-0,325
7	49,200	156,100	-50,000	-54,666	4,666
8	48,800	154,700	-55,000	-55,195	0,195
9	47,200	153,800	-55,000	-56,254	1,254
10	44,700	153,600	-59,000	-57,530	-1,470
11	47,000	153,700	-52,000	-56,379	4,379
12	46,900	153,900	-57,000	-56,390	-0,610
13	46,500	153,200	-62,000	-56,733	-5,267
14	46,300	152,000	-63,000	-57,074	-5,926
15	45,800	151,800	-60,000	-57,355	-2,645
16	45,700	151,800	-62,000	-57,402	-4,598
17	45,600	150,900	-60,000	-57,630	-2,370
18	44,900	149,500	-62,000	-58,232	-3,768
19	44,800	149,600	-58,000	-58,255	0,255
20	44,800	149,000	-58,000	-58,379	0,379
21	44,800	148,900	-60,000	-58,400	-1,600
22	44,700	149,200	-55,000	-58,381	3,381
23	44,700	148,700	-55,000	-58,484	3,484
24	44,600	150,300	-60,000	-58,201	-1,799
25	44,300	149,500	-60,000	-58,491	-1,509
26	44,000	148,100	-60,000	-58,901	-1,099
27	44,000	147,700	-65,000	-58,984	-6,016
28	44,000	147,500	-60,000	-59,026	-0,974
29	43,900	148,700	-60,000	-58,820	-1,180
30	43,800	147,400	-65,000	-59,127	-5,873
31	43,600	148,000	-60,000	-59,084	-0,916
32	43,600	146,700	-57,000	-59,353	2,353
33	43,500	147,200	-60,000	-59,288	-0,712
34	43,500	146,900	-65,000	-59,351	-5,649
35	43,300	146,000	-55,000	-59,617	4,617
36	43,200	146,600	-55,000	-59,530	4,530
37	43,100	147,200	-60,000	-59,444	-0,556
Японская дуга [145]					
38	36,500	141,800	-72,000	-62,619	-9,381
39	36,500	141,550	-58,000	-62,667	4,667
40	36,000	140,000	-63,000	-63,095	0,095
41	36,200	140,200	-51,000	-63,006	12,006

№ п/п	Координаты эпицентров		Азимуты векторов		Разность
	широта	долгота	наблюдаемые	вычисленные из полоса 66,1° с. ш., 119,2° з. д.	
42	36,700	141,300	-71,000	-62,663	-8,337
43	38,200	142,200	-74,000	-62,079	-11,921
44	40,300	142,400	-57,000	-61,414	4,414
45	38,200	142,000	-71,000	-62,119	-8,881
46	36,500	141,100	-60,000	-62,754	2,754
47	36,400	141,000	-71,000	-62,799	-8,201
48	37,100	141,650	-61,000	-62,490	1,490
49	37,000	141,800	-74,000	-62,487	-11,513
50	36,100	140,000	-52,000	-63,070	11,070
51	37,750	142,000	-61,000	-62,245	1,245
52	36,200	141,300	-58,000	-62,792	4,792
53	41,700	143,500	-61,000	-60,725	0,275
54	35,700	142,100	-64,000	-62,768	-1,232
55	41,900	142,800	-79,000	-60,809	-18,191
56	35,700	140,700	-59,000	-63,032	4,032
57	40,200	142,600	-50,000	-61,403	11,403
58	36,040	142,260	-77,000	-62,652	-14,348
59	36,010	141,930	-70,000	-62,721	-7,279
60	35,730	141,260	-57,000	-62,918	5,918
61	37,750	142,900	-71,000	-62,070	-8,930
62	36,400	141,100	-59,000	-62,779	3,779
63	41,460	142,200	-55,000	-61,086	6,086
64	41,430	142,150	-65,000	-61,107	-3,893
65	41,090	143,030	-69,000	-61,028	-7,972
66	36,060	140,000	-72,000	-63,080	-8,920
67	41,350	142,760	-56,000	-61,001	5,001
68	36,400	141,060	-73,000	-62,787	-10,213
69	39,770	142,870	-74,000	-61,481	-12,519
70	36,270	141,280	-53,000	-62,778	9,778
71	36,600	141,230	-68,000	-62,703	-5,297
72	40,650	143,150	-76,000	-61,146	-14,854
73	36,310	141,430	-51,000	-62,739	11,739
74	35,660	140,610	-79,000	-63,059	-15,941
75	42,330	142,530	-49,000	-60,723	11,723
76	36,290	141,960	-63,000	-62,643	0,357
77	37,450	141,590	-66,000	-62,408	-3,592
78	37,290	141,900	-53,000	-62,390	9,390
79	36,430	141,210	-59,000	-62,751	3,751
80	40,830	142,610	-55,000	-61,202	6,202
81	40,250	142,630	-63,000	-61,381	-1,619
82	41,700	142,800	-70,000	-60,857	-9,143

Идзу-Бонинская и Марианская дуги [154]

83	30,190	138,740	-47,000	-64,557	17,557
84	27,950	142,210	-74,000	-64,396	-9,604
85	13,760	146,190	-52,000	-65,733	13,733
86	13,670	146,470	-58,000	-65,720	7,720

№ п/п	Координаты эпицентров		Азимуты векторов		Разность
	широта	долгота	наблюдаемые	вычисленные из полюса 66,1° с. ш., 119,2° з. д.	
Дуга Тонга [148]					
87	-19,300	-173,400	-72,000	-70,755	-1,245
88	-21,300	-174,500	-82,000	-70,404	-11,593
89	-21,800	-174,800	-70,000	-70,305	0,305
90	-22,400	-174,900	-57,000	-70,252	13,252
91	-22,800	-175,300	-74,000	-70,129	-3,871
92	-23,300	-175,600	-72,000	-70,025	-1,975
93	-23,600	-176,000	-72,000	-69,905	-2,095
94	-24,700	-176,700	-88,000	-69,657	-18,343

вес. Поэтому вся совокупность данных была разбита на группы, отвечающие конкретным островным дугам, не учитывая таким образом пересечения перпендикуляров к векторам смещения внутри каждой группы и оставив только пересечения общие для всех групп. В результате вырисовалось облако (рис. 18), сильно вытянутое по эйлерову меридиану, однако большая часть пересечений концентрируется в области с центром 66 с. ш., 123 з. д., отвечающем искомому полюсу вращения Тихоокеанской плиты относительно островодужных микроплит. Как видно, значения полюсов, полученные разными методами, очень близки. Сравнение величин наблюдаемых азимутов векторов смещения и их теоретических значений, полученных из вычисленного полюса вращения, приведено в табл. 4. Расхождения в значениях большей частью не превышают 10°, лишь для отдельных векторов смещения в Марианской и Тонга дугах достигают 15—20°.

Координаты полюса, рассчитанного по векторам смещения, включая, наряду с другими, также землетрясения Алеутского желоба, равны 62,3 с. ш., 113,2 з. д. Если взять расчеты полюса вращения не по всей совокупности островных дуг западной окраины Тихого океана, а конкретно по каждой из них, то результаты будут следующими. Полюс вращения, рассчитанный по землетрясениям Алеутской и Курильской дуг, имеет координаты 59,9° с. ш., 113,03° з. д. попадая в тот же доверительный интервал, что и вычисленный общий полюс. Полюс вращения, рассчитанный только по землетрясениям Японской дуги, находится в точке 65° с. ш., 119° з. д., т. е. очень близок к положению общего полюса. Данных по фокальным механизмам землетрясений Идзу-Бонинской и Марианской дуг крайне мало для удовлетворительного расчета полюса. Известно, что по этим землетрясениям полюс был определен в точке с координатами 7° с. ш., 142° в. д. [150], или 2° с. ш., 138,3° в. д. [279], однако эти расчеты

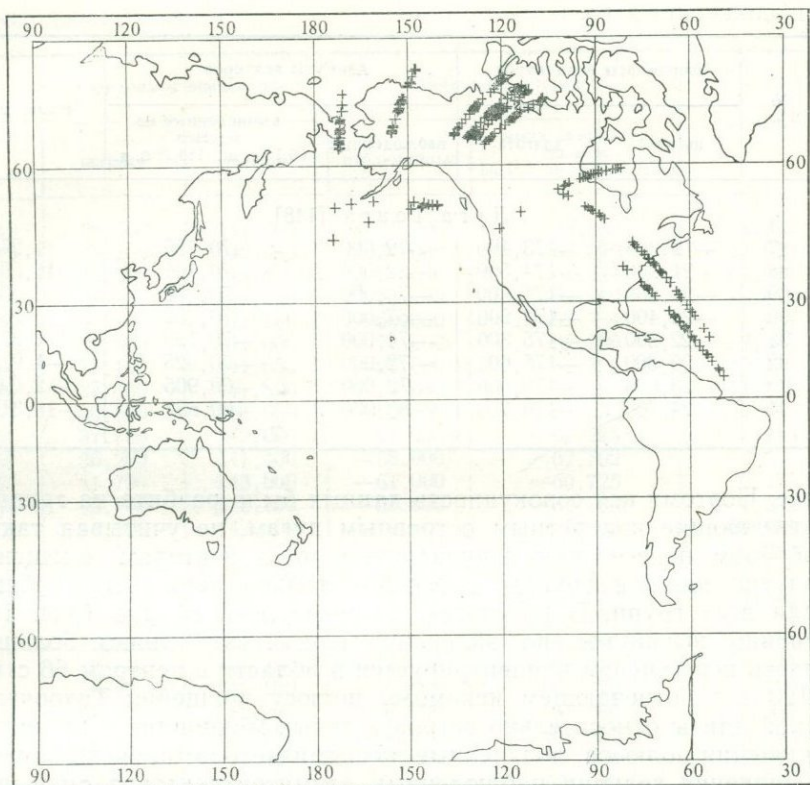


Рис. 18. Карта, показывающая определение полюса движения Тихоокеанской плиты по отношению к островодужным микроплитам запада Тихого океана (кресты — точки пересечения перпендикуляров, опущенных к азимутам векторов смещения в очагах мелкофокусных землетрясений по желобам: Курильскому, Японскому, Идзу-Бонинскому, Марианскому и Тонга)

не могут считаться надежными. По землетрясениям Тонга-Кермадек рассчитанный полюс имеет координаты 33° с. ш., 166° з. д. Известно, что вычисление полюса по близко расположенным землетрясениям с субпараллельно ориентированными векторами смещения дает хороший контроль по эйлерову меридиану (перпендикулярю к азимутам векторов смещения) и очень плохой контроль по эйлеровой широте. Полюс, рассчитанный по землетрясениям дуги Тонга-Кермадек, находится на одном эйлеровом меридиане с общим полюсом примерно на половине расстояния от этого полюса до дуги Тонга. Но даже если исключить из нашего рассмотрения данные по землетрясениям дуг Идзу-Бонинской, Марианской и Тонга-Кермадек, то и в этом случае рассчитанный общий полюс совпадает с индивидуальными полюсами для Алеутской, Курильской и Японской дуг.

Скорость движения Тихоокеанской плиты относительно островодужных микроплит не может быть определена совершенно уверенно, поскольку до сих пор нет надежных методов, позволяющих точно рассчитывать скорость субдукции. Для оценки скорости нами использованы два независимых, но не очень точных способа. Во-первых, учтена эмпирическая зависимость, что длина погруженной пластины, субдуцированной вдоль зоны Беньофа, отвечает величине поглощения за последние 10 млн. лет. Используя значения скоростей, приводимые Кс. Ле Пишоном [161], соответствующие скорости поддвижения равны: для Курильской дуги 7,4 см/год, для Марианской дуги — 9,5 см/год, для дуги Тонга — 8,2 см/год. Соответствующие угловые скорости, рассчитанные для полюса $66,1^\circ$ с. ш., $119,2^\circ$ з. д., составляют $9,6 \cdot 10^{-7}$ град/год, $9,5 \cdot 10^{-7}$ град/год, $8,0 \cdot 10^{-7}$ град/год. Во-вторых, оценена величина суммарного смещения по энергии землетрясений за определенный промежуток времени по методу Дж. Брюна [98]. Э. Макгарр [171] для скоростей, вычисленных по энергии землетрясений верхних 100 км зон Беньофа, приводит данные вдоль Курильской дуги — 7,3 см/год и дуги Тонга 8,4 см/год. Соответственно угловые скорости из полюса $66,1$ с. ш., $119,2$ з. д. равны $9,5 \cdot 10^{-7}$ и $8,4 \cdot 10^{-7}$ град/год.

Таким образом, значения скоростей, определенные разными способами и для разных дуг, варьируют в пределах от 8,4 до $9,6 \cdot 10^{-7}$ град/год. Скорее всего, эти значения являются уменьшенными, так как не учитывают, например, всей энергии землетрясений. Для расчета движения литосферных плит относительно системы островодужных микроплит запада Тихого океана нами были перебраны значения скоростей в диапазоне от 8,0 до $11,0 \cdot 10^{-7}$ град/год с интервалом через $0,2 \cdot 10^{-7}$ град/год. Ниже мы приводим результаты расчета для скорости $10,0 \cdot 10^{-7}$ град/год, поскольку они позволяют получить картину, наиболее согласующуюся с фактическими данными, однако в некоторых случаях будут обсуждены результаты, полученные из перебора различных скоростей.

Определение движения плит Земли по отношению к системе островодужных микроплит западной окраины Тихого океана. Данные о полюсах и угловых скоростях движения отдельных плит друг относительно друга приведены в табл. 1. Используя эти данные и принимая вышеуказанные параметры движения Тихоокеанской плиты относительно островных дуг, были рассчитаны параметры движения остальных плит по отношению к системе островодужных микроплит запада Тихого океана (табл. 5). Основываясь на данных табл. 5, составлена карта, показывающая расположение литосферных плит Земли по отношению к зоне поглощения запада Тихого океана в момент времени 10 млн. лет назад (рис. 19).

Следует иметь в виду, что полученные параметры движения, например, Евразийской и Североамериканской плит, относятся

ТАБЛИЦА 5

ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ПО ОТНОШЕНИЮ
К СИСТЕМЕ ОСТРОВОДУЖНЫХ МИКРОПЛИТ ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

Плита	Полюс		Угловая скорость 10^{-7} град/год
	широта	долгота	
Тихоокеанская	66,1	-119,2	-10,0
Антарктическая	8,4	-176,06	-2,63
Африканская	1,78	168,44	-3,74
Североамериканская	53,74	177,62	-4,34
Евразийская	31,12	-164,69	-2,28
Южно-Африканская	56,6	-167,41	-3,87
Наска	36,75	-63,98	7,6
Кокосовая	20,44	-104,28	12,0
Индо-Австралийская	-1,27	-157,53	-7,18
Аравийская	19,98	5,17	6,9
Карибская	41,02	-152,35	-3,0
Гавайская горячая точка	21,92	-167,8	-3,98
Амурская	21,69	-156,07	-2,06
Охотоморская	37,71	-168,9	-2,67
Срединно-Атлантический хребет:			
северная часть	46,42	-174,5	-3,23
центральная часть	29,8	172,05	-3,63
южная часть	30,2	177,16	-3,33
Африкано-Антарктический хребет	4,54	174,8	-3,15
Западно-Индийский хребет	3,5	13,67	6,12
Южно-Индийский хребет	2,42	19,45	5,74
Хр. Горда	47,48	-112,94	-8,6
Восточно-Тихоокеанское поднятие:			
к северу от Галапагоса	33,83	84,1	-4,45
от Галапагоса до Чилийского хребта	42,46	-157,55	-3,41
южная часть	58,31	-140,64	-5,6

к конечным перемещениям за 10 млн. лет. Направления и характер перемещений вдоль границ, отделяющих островодужные микроплиты от нависающих плит, может с течением времени меняться.

Совместно с Б. В. Барановым нами была сделана попытка определить параметры относительного движения островодужных микроплит и нависающих плит по наилучшему совмещению контуров глубоководных котловин Японского и Охотского морей. В Японском море совмещались контуры западной котловины, ограниченной с запада уступом континентального склона Кореи и Сихотэ-Алиня, а с востока — обрывом возвышенности Ямато. Совмещение производилось по изобате 3000 м. Вычисленный полюс имеет координаты $60,55^\circ$ с. ш., $150,9^\circ$ з. д., величина рас-

крытия равна $3,94 \pm 0,4^\circ$. В Охотском море совмещалась также изобата 3000 м, отделяющая Южно-Охотскую глубоководную котловину на севере от поднятия Академии наук, а на юге — от Курильской островной гряды. Полюс раскрытия находится в точке $33,6^\circ$ с. ш., $156,9^\circ$ з. д., величина раскрытия равна $2,98 \pm 0,37^\circ$. Полюс раскрытия Южно-Охотской котловины близко совпадает с рассчитанным полюсом относительного движения Охотоморской плиты и Курильской островодужной микроплиты — $30,9^\circ$ с. ш., $162,8^\circ$ з. д. Полюс раскрытия Япономорской котловины располагается существенно в ином месте, чем полюс движения Евразийской плиты относительно островодужных микроплит. Возможно, это связано с тем что раскрытие западной котловины Японского моря относится к времени до 10 млн. лет, т. е. более раннему времени, чем то, для которого рассчитано движение Евразии по отношению к островным дугам.

Следовательно литосферные плиты, нависающие над зоной поглощения запада Тихого океана, по крайней мере за последние 10 млн. лет в целом отодвигаются от нее.

Полюс движения Евразийской плиты относительно системы островодужных микроплит находится в точке $31,12^\circ$ с. ш., $164,19^\circ$ з. д. (скорость $2,28 \cdot 10^{-7}$ град./год). В районе Японского моря вектор движения ориентирован в северо-западном направлении, поперечном общей вытянутости Японского моря. Линейная скорость составляет около 2 см/год. Принимая для расчета другие, чем взятые, скорости движения Тихоокеанской плиты по отношению к системе островодужных микроплит, а также другие параметры относительного движения Африканской и Антарктической плит, мы получим, естественно, другие векторы движения. Они показаны (пунктиром) на рис. 19 для 10 млн. лет в районе Японского моря. На рисунке видно, что направление векторов движения меняется от западного до меридионального и северо-северо-восточного, но ни в одном случае оно не идет навстречу островной дуге, т. е. зоне поглощения. В соответствии с рассчитанным полюсом движения Японское море должно раскрываться и, соответственно, на реконструкции — закрываться. Направление вектора движения совпадает с ориентировкой известного разлома Фосса-Магна, рассекающего Японию пополам и имеющего сдвиговую природу.

Полюсы движения Североамериканской и Охотоморской плит относительно системы островодужных плит располагаются близко друг к другу в западной части Берингова моря: соответственно — $53,7^\circ$ с. ш., $177,6^\circ$ в. д. и $55,2^\circ$ с. ш., $179,1^\circ$ в. д. (угловая скорость $3,74 \cdot 10^{-7}$ град./год). Они находятся также близко к границам этих плит с обрамляющими их островными дугами. Вектор движения Североамериканской плиты в западной части

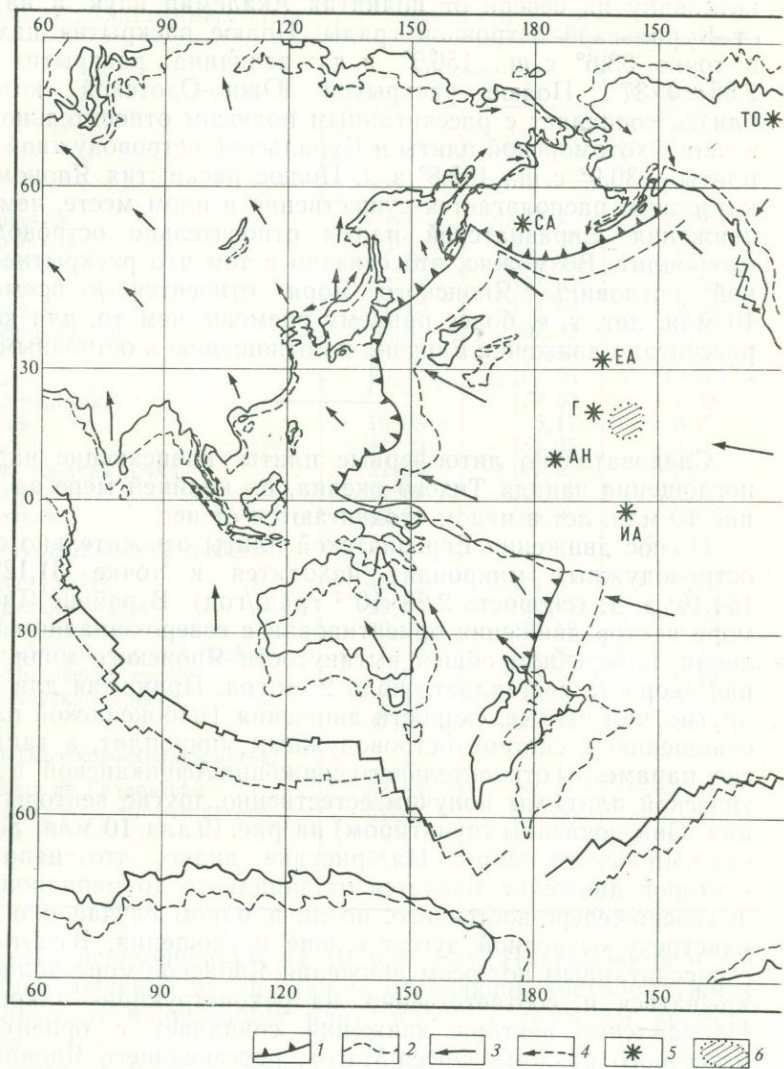
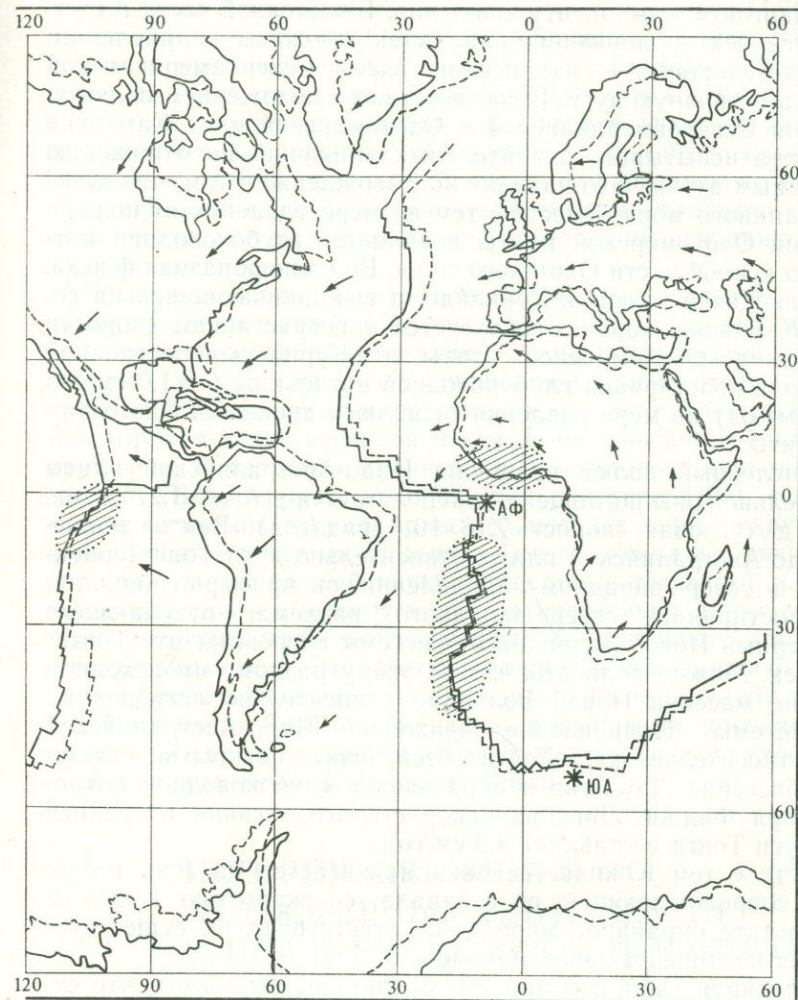


Рис. 19. Карта движения главных литосферных плит Земли и их границ океана за последние 10 млн. лет.

1 — система островных дуг запада Тихого океана; 2 — положение контуров континентальных плит (размер стрелок примерно отвечает величине перемещения за последние 10 млн. лет); 3 — направление движения литосферных плит по отношению к островодужным микроплитам запада Тихого океана; 4 — направление движений Евразийской плиты; 5 — полюса вращения относительно островодужных микроплит запада Тихого океана; АН — Южноамериканской, АФ — Африканской, ИА — Индо-Австралийской, Г — Гаванской горячей точки; 6 — области, сравнительно неподвижные относительно островодужных микроплит запада Тихого океана



по отношению к системе островодужных микроплит запада Тихого

океана; 3 — направление движения литосферных плит по отношению к островодужным микроплитам запада Тихого океана; 4 — направление движений Евразийской плиты; 5 — полюса вращения относительно островодужных микроплит запада Тихого океана; АН — Южноамериканской, АФ — Африканской, ИА — Индо-Австралийской, Г — Гаванской горячей точки; 6 — области, сравнительно неподвижные относительно островодужных микроплит запада Тихого океана

Алеутской дуги ориентирован в северо-западном направлении по простиранию дуги, обеспечивая тем самым хорошо известную здесь сдвиговую компоненту движения. В восточной части Алеутской дуги вектор движения направлен в южном направлении; это свидетельствует о надвигании здесь Североамериканской плиты на островную дугу. В соответствии с положением полюсов движения Североамериканской и Охотоморской плит Камчатка не должна испытывать значительных движений по отношению к островным дугам. Это находит подтверждение в том, что здесь нет окраинного моря. Вместе с тем по мере удаления от полюса движения Охотоморской плиты появляется глубоководная котловина в южной части Охотского моря. Ее клинообразная форма, расширяющаяся на юг, к Хоккайдо, и выклинивающаяся на север, к Камчатке, хорошо согласуется с возрастанием скорости отодвигания Охотоморской плиты от Курильской островной дуги вдоль простирания глубоководной котловины (от 1,0 см/год до 1,4 см/год) по мере удаления от полюса движения Охотоморской плиты.

Вычисленный полюс вращения Индо-Австралийской плиты относительно зоны поглощения располагается в точке $1,27^\circ$ ю. ш., $157,5^\circ$ з. д. (угловая скорость $7,18 \cdot 10^{-7}$ град./год). Вектор движения Индо-Австралийской плиты относительно дуги Тонга ориентирован в северо-западном направлении, он примерно параллелен простиранию северо-западного разлома, отделяющего о-в Северный Новой Зеландии от системы островных дуг Тонга-Кермадек. Можно полагать, что по этому разлому происходило смещение массива Новой Зеландии относительно островодужной системы. Направление движения Индо-Австралийской плиты относительно дуги Тонга обеспечивает раскрытие междулучного бассейна Лау-Гавр и образование глубоководной котловины моря Фиджи. Линейная скорость отодвигания в средней части дуги Тонга составляет 3,0 см/год.

Вместе с тем Южная Америка надвигается на зону поглощения, сопровождающую ее с запада, со скоростью 4 см/год. В результате окраинное море здесь отсутствует, но существует активная континентальная окраина.

Анализируя табл. 5 и рис. 19, можно сделать вывод, что существуют области, неподвижные или сравнительно мало подвижные относительно системы островных дуг Тихого океана. Гавайская горячая точка оказывается крайне мало смещенной по отношению к островным дугам. Полюс их относительного движения находится в точке $21,9^\circ$ с. ш., $167,8^\circ$ з. д., а линейная скорость движения Гавайской точки вокруг этого полюса составляет 0,75 см/год. Очень малые движения испытывает южный отрезок Срединно-Атлантического хребта, разделяющий Африку и Южную Америку. Полюс вращения этого хребта относительно системы островных дуг находится почти на самом хребте ($30,2^\circ$ ю. ш., $2,74^\circ$ з. д.), линейная

скорость движения равна 0,2—0,5 см/год. Африка вращается по отношению к островным дугам вокруг полюса, расположенного в Гвинейском заливе у ее западной оконечности (1,78° ю. ш., 11,46° з. д.), так что вся Западная Африка вместе с расположенной в ее пределах горячей точкой плато Тибести обладает линейными скоростями движения 0,5—0,7 см/год. По сравнению с другими отрезками спредингового хребта Тихого океана, смещающимися со скоростями 4—5 см/год, хр. Горда движется со скоростью 1,5—2 см/год. Восточно-Тихоокеанское поднятие между Галапагосской и Чилийской точками тройного сочленения испытывает смещение почти строго по простиранию, следуя линии оси спрединга.

Нетрудно заметить, что все отмеченные области, сравнительно мало подвижные относительно системы островных дуг запада Тихого океана, совпадают с так называемыми горячими точками. К ним относятся Гавайская горячая точка, горячие точки Южной Атлантики, горячая точка плато Тибести, возможная горячая точка северной части Тихого океана, обнимающая хр. Горда, и, вероятно, проявления базальтового вулканизма на западе США. Африка, которая, как полагают [101], «сидит на мели», испытывает лишь вращательное движение вокруг самой себя. Зоны поглощения на западе Тихого океана и горячие точки образуют почти единый каркас, отдельные составные элементы которого если и смещаются друг относительно друга, то сравнительно очень мало, не соизмеримо с движением большинства литосферных плит. Это дает возможность использовать данный каркас, по крайней мере за последние 10 млн. лет, как возможную систему отсчета для выяснения абсолютных движений плит, во всяком случае движений по отношению к системе глобальных конвективных течений в мантии Земли.

ИСТОРИЯ ДВИЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Более или менее точно рассчитанное прежнее положение литосферных плит (друг по отношению к другу) может быть восстановлено в настоящее время только по материалам, полученным при исследовании океанологического дна, а также по данным истории океанов. В океанах — в трансформных разломах, системах магнитных аномалий и в некоторых других структурах (таких, например, как асейсмичные хребты и линейные цепи подводных гор) — содержится информация, необходимая для расчета параметров движения литосферных плит. Поскольку данные об этих элементах пока ограничиваются в основном 80 млн. лет, сравнительно точные расчеты могут быть

осуществлены только для интервала времени с позднего мела до современности. Прежде чем давать описание палеогеодинамических реконструкций, остановимся на характеристике истории движения литосферных плит в трех главных океанах: Атлантическом, Индийском и Тихом.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

В пределах Атлантического океана и его продолжения в Северном Ледовитом океане прослеживается единая система срединноокеанического хребта (рис. 20). Две точки тройного сочленения: Азорская в Центральной Атлантике и Буве на крайнем юге разделяют хребет на отдельные сегменты. Кроме того, точка тройного сочленения предполагается в экваториальной Атлантике. Сегменты срединноокеанического хребта разделяют главные литосферные плиты: к северу от Азорской точки — Североамериканскую и Евразийскую, на отрезке от Азорской точки до экваториальной Атлантики — Североамериканскую и Африканскую, на отрезке от экваториальных разломов до точки Буве — Южноамериканскую и Африканскую, и, наконец, от точки Буве на восток в сторону Индийского океана — Африканскую и Антарктическую. Насколько можно судить по магнитным аномалиям, все названные выше плиты существовали на протяжении последних 80 млн. лет. Вместе с тем в Лабрадорском море присутствует система магнитных аномалий — с 19 по 25 (с 47 по 65 млн. лет), ответвляющаяся от магнитных аномалий Срединно-Атлантического хребта в районе коленообразного изгиба аномалий в хр. Рейкьянес к югу от Исландии. Эти аномалии позволяют восстановить раннекайнозойскую ось спрединга в Лабрадорском море и свидетельствуют о самостоятельном существовании Гренландской плиты в это время. Аномалии с 19 по 25 в районе Северной Атлантики, от хр. Рейкьянес до Норвежского моря, отражают, таким образом, бывшее расхождение Евразийской и Гренландской плит. Возможно также эпизодически появление точек тройного сочленения в других местах Северной Атлантики — в районе разломов Чарли Гиббса и Ян-Майен. В районе Бискайского залива установлены 32 аномалии, сходящиеся под углом в вершине залива [242]. Они указывают на наличие зоны спрединга, соединявшей Срединно-Атлантический хребет со Средиземноморьем и отделявшей Пиренейский полуостров от остальной Европы.

История взаимодействия литосферных плит в Северной Атлантике наиболее подробно была рассмотрена У. Питманом и М. Тальвани [200]. Тектоника плит и история раскрытия Норвежского моря была изучена М. Тальвани и О. Эльдхолмом [228]. Раскрытие Лабрадорского моря описано И. Кристофферсеном и М. Тальвани [156]. Спредингу Арктического бассейна посвящены исследования А. М. Карасика [30] и его коллег.

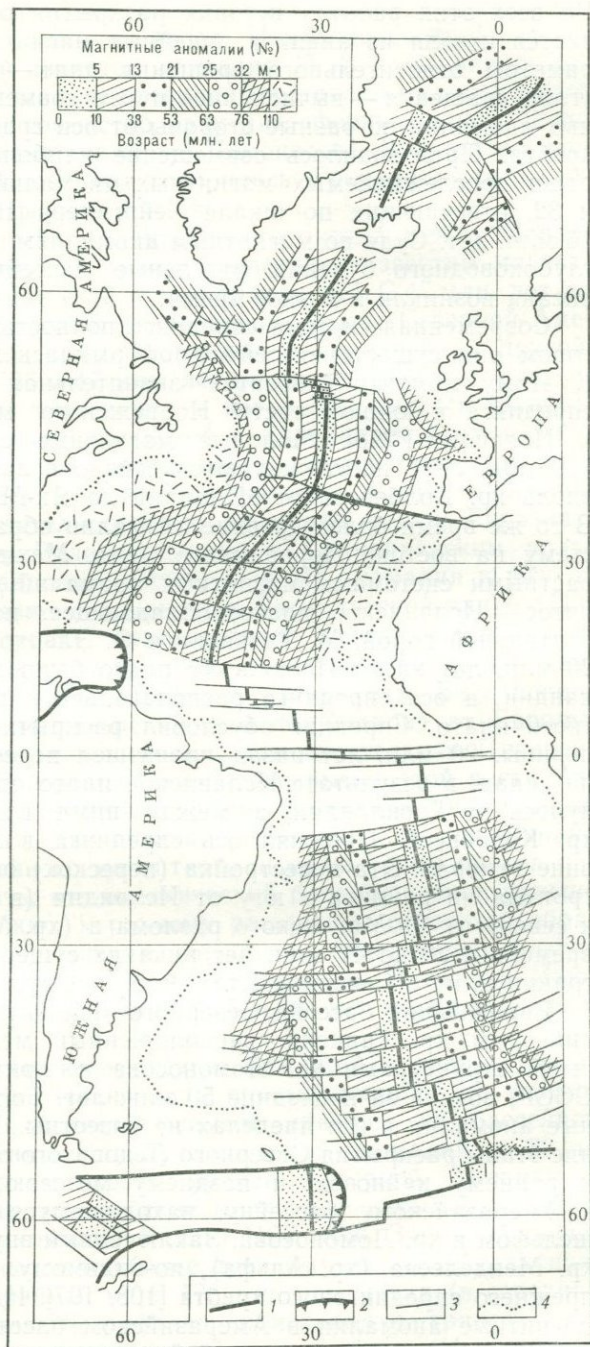


Рис. 20. Схематическая карта возраста ложа Атлантического океана (по магнитным аномалиям и данным бурения)

1-2 — современные границы плит; 3 — трансформные разломы; 4 — контур шельфа (показан не везде)

Во всех этих работах история раскрытия океана восстанавливается исходя из анализа линейных магнитных аномалий. Параметры относительного вращения плит — в виде полюсов и углов вращения — вычислялись путем совмещения одновозрастных аномалий по разные стороны от оси срединноокеанического хребта. Производилось совмещение наиболее заметных и хорошо прослеживаемых магнитных аномалий: 5, 13, 21, 25, 31 и 32, отвечающих по шкале Хейргцлера 10, 38, 53, 63, 71 и 76 млн. лет. Судя по магнитным аномалиям, а также по данным глубоководного бурения, отдельные бассейны Атлантического океана возникли в разное время.

Современная система спрединга полностью в том виде, в котором она существует сейчас, оформилась 20 млн. лет назад. К этому моменту относится значительная перестройка осей спрединга в южной части Норвежского моря, прилегающей к Исландии [228]. Молодые магнитные аномалии до № 5 (10 млн. лет) прослеживаются сейчас в западной части моря вдоль хр. Колбенсей от Исландии до Ян-Майенского разлома. В то же время более древние аномалии образуют линейную систему на востоке Норвежского моря. Между двумя разновозрастными системами магнитных аномалий располагается поднятое — Исландское плато, обладающее, по-видимому, континентальной корой. М. Тальвани и О. Эльдхолм установили, что 20 млн. лет назад Исландское плато было причленено к Гренландии, а ось спрединга располагалась к востоку от Исландского плато. Спрединг обусловил раскрытие Норвежской котловины. 20 млн. лет назад произошел перескок оси спрединга на запад, в результате Исландское плато откололось и отодвинулось от Гренландии, а между ними возник спрединговый хр. Колбенсей. Прежняя ось спрединга в Норвежской котловине отмерла. Эта перестройка (перескок) оси спрединга не затронула ни районов к югу от Исландии (в хр. Рейкьянес), ни к северу от Ян-Майенского разлома (в хр. Мона). В интервале времени с 20 до 47 млн. лет никаких существенных перестроек границ плит в Северной Атлантике, очевидно, не было.

Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана со спрединговым хр. Гаккеля, расположенный между континентальными структурами хр. Ломоносова и арктическим шельфом СССР, возник за последние 50 млн. лет. Более древние магнитные аномалии в его пределах не известны. Видимо, более ранние этапы раскрытия Северного Ледовитого океана, относящиеся к раннему кайнозою и позднему мезозою, относятся только к Американо-Канадскому бассейну, находящемуся между канадским шельфом и хр. Ломоносова. Заключенный внутри этого бассейна хр. Менделеева (хр. Альфа), по-видимому, является реликтом прежнего спредингового хребта [108, 197]. Идентифицированные магнитные аномалии в Американо-Канадском бассейне пока не обнаружены, возможно, из-за слабой изученности.

Раскрытие океанического бассейна на месте Норвежского моря относится к 65 млн. лет назад. Наиболее древней известной здесь аномалией является аномалия 25. В более ранние отрезки времени Гренландия, очевидно, составляла единое целое с Евразией, образуя совместно одну литосферную плиту. В состав этой плиты входил также хр. Ломоносова. В интервал времени с 47 по 65 млн. лет, как говорилось, Гренландия была самостоятельной литосферной плитой.

В центральной части Атлантического океана между Исландией и Азорской точкой тройного сочленения известны магнитные аномалии, начиная с 32, т. е. с 80 млн. лет. С 47 млн. лет до современности происходило раздвижение между Северной Америкой и Гренландией, с одной стороны, и Евразией — с другой. В интервале между 65 и 47 млн. лет на хр. Рейкьянес существовала точка тройного сочленения, в которой сходились границы Гренландской, Североамериканской и Евразийской плит. Аномалии с 19 по 25 к северу от реконструируемой точки тройного сочленения (к северу от коленообразного изгиба аномалий хр. Рейкьянес) свидетельствуют о движении между Евразийской плитой (о-вом Великобритания и Скандинавским полуостровом) и Гренландской плитой, а те же аномалии к югу от тройной точки отвечают перемещению Евразийской плиты (Пиренейского полуострова) относительно Североамериканской. В более ранние интервалы времени — в позднем мезозое — картина была более сложной, в связи с раскрытием Бискайского залива и отодвиганием Пиренейского полуострова от Европы. В это время, видимо, существовала самостоятельная Пиренейская микроплита. Время начального раскрытия этой части Атлантического океана остается неясным. Магнитные аномалии не позволяют датировать дно океана древнее 80 млн. лет. Однако наличие зоны спокойного магнитного поля по краям океана позволяет предполагать, что океанический бассейн возник раньше 80 млн. лет. Возможно, к раннему раскрытию относится образование океанической коры в котловине, отделяющей микроконтинент банки Роккол от Великобритании. В районе Ньюфаундленда раскрытие началось 115 млн. лет назад (С. Кеен, 1977 г.).

Отрезок Атлантического океана, лежащий к югу от Азорской точки тройного сочленения и простирающийся до экваториальных разломов, является самым древним из бассейнов Атлантического океана. Наряду с системой аномалий от 32 до современной, по краям океана вблизи Северной Америки и Африки обнаружены мезозойские магнитные аномалии от М-1 до М-28 (система аномалий Китли) [127, 159]. Здесь океанические бассейны являются наиболее древними из всей Атлантики. Они возникли по крайней мере 170 млн. лет назад (в середине юры), а первоначальный рифтинг происходил в триасе, если ориентироваться на известные триасовые грабены (Ньюаркский

ТАБЛИЦА 6
ПАРАМЕТРЫ КОНЕЧНЫХ ВРАЩЕНИЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Время в млн. лет (в скобках — № аномалий)	Плита	Полюс		Угол	Источник
		широта	долгота		
9 (5)	Североамериканская— Евразийская	68,0	137,0	2,5	200 (Pitman, Talwani, 1972)
	Североамериканская— Африканская	69,7	—33,4	3,6	То же
	Южноамериканская— Африканская	57,4	—37,5	3,7	181 (Minster et al., 1974)
38 (13)	Североамериканская— Евразийская	65,0	133,0	7,6	200 (Pitman, Talwani, 1972)
	Североамериканская— Евразийская	68,0	129,9	7,78	228 (Talwani, Eldholm, 1977)
	Североамериканская— Африканская	79,0	13,0	9,75	200 (Pitman, Talwani, 1972)
Норвежское море					
	Гренландская—Еврази- атская	52,4	125,9	8,79	228 (Talwani, Eldholm, 1977)
Хр. Рейкьянесс к северу от точки тройного сочленения					
	Гренландская—Западно- Европейская	53,5	133,1	9,2	156 (Kristoffersen, Talwani, 1977)

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 6

Время в млн. лет (в скобках — № аномалий)	Плита	Полюс		Угол	Источник
		широта	долгота		
Хр. Рейкьянесс к югу от точки тройного сочленения					
53 (21)	Североамериканская— Западно-Европейская	55,7	141,7	9,92	156 (Kristoffersen, Talwani, 1977)
К северу от Азорских островов					
	Североамериканская— Пиренейская	56,0	144,0	9,9	200 (Pitman, Talwani, 1972)
К югу от Азорских островов					
	Североамериканская— Африканская	77,0	15,0	13,9	То же
Норвежское море					
	Гренландская—Еврази- атская	46,0	125,0	9,92	228 (Talwani, Eldholm, 1977)
Хр. Рейкьянесс к северу от точки тройного сочленения					
58 (23)	Гренландская—Западно- Европейская	48,5	131,0	10,0	156 (Kristoffersen, Talwani, 1977)
Хр. Рейкьянесс к югу от точки тройного сочленения					
	Североамериканская— Западно-Европейская	56,8	144,1	11,41	То же

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 6

Время в млн. лет (в скобках — № аномалий)	Плита	Полюс		Угол	Источник
		широта	долгота		
		Норвежское море			
63 (25)	Гренландская—Евразийская	41,7	124,5	10,1	228 (Talwani, Eldholm, 1977)
		К северу от Азорских островов			
	Североамериканская—Пиренейская	63,0	157,0	14,0	200 (Pitman, Talwani, 1972)
		К югу от Азорских островов			
	Североамериканская—Африканская	75,0	15	17,0	То же
		К северу от Азорских островов			
72 (31)	Североамериканская—Пиренейская	77,0	160,0	20,5	То же
		К югу от Азорских островов			
	Североамериканская—Африканская	71,0	-10,0	24,0	То же
		К югу от Азорских островов			
155 (зона спокойного поля)	Североамериканская—Африканская	63,0	-18,5	68,0	То же

Примечание. Полюс конечных вращений Южноамериканской и Африканской плит на отрезки времени до раскрытия Южной Атлантики принимается одним и тем же с одинаковой скоростью вращения.

и др.) в Аппалачах. Отрезок Срединно-Атлантического хребта от Азорской точки тройного сочленения до экваториальных разломов постоянно, в течение всего времени развития, служил границей между Североамериканской и Африканской плитами.

Южная Атлантика между экваториальными разломами и точкой тройного сочленения Буве возникла, в отличие от Центральной Атлантики, только в раннем мелу — 120—110 млн. лет назад, хотя первичный рифтинг относится, вероятно, к поздней юре, когда по краям Южной Америки и Африки происходили излияния щелочных базальтов. Раскрытие Южной Атлантики отражает раздвижение двух плит — Африканской и Южноамериканской. Детально история спрединга в Южной Атлантике не изучена; для описания раскрытия обычно принимается полюс конечного вращения со 100 млн. лет до современности, а величины поворота плит определяются пропорционально времени.

У точки тройного сочленения Буве Срединно-Атлантический хребет разделяется на две субширотные ветви: восточная идет в сторону Индийского океана, разделяя Африканскую и Антарктическую плиты, а западная протягивается к Южно-Сандвичевой дуге, разграничивая Южноамериканскую и Антарктическую плиты. Вдоль обеих этих границ изучены только молодые перемещения за последние 10 млн. лет [123, 192, 217]. Параметры конечных вращений и вращений в определенные промежутки времени даны в табл. 6. Следует обратить внимание на несовпадение параметров, определенных разными исследователями для отрезка Срединно-Атлантического хребта к северу от Азорской точки тройного сочленения для времени древнее 38 млн. лет. Положения полюсов вращения, вычисленные У. Питманом и М. Тальвани [200] по магнитным аномалиям между Азорской точкой и Исландией, значительно расходятся с координатами полюсов, рассчитанными М. Тальвани и О. Эльдхолмом [228] по магнитным аномалиям Норвежского моря к северу от Ян-Майенского разлома. Единственным возможным объяснением может быть, очевидно, то, что до 38 млн. лет где-то между Исландией и Ян-Майенским разломом, вероятнее всего или у Исландии или у Ян-Майена, существовала точка тройного сочленения плит и, следовательно, одна из границ плит протягивалась от нее на юго-восток, отсекая от Евразии какую-то часть Западной Европы.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Движение плит в Индийском океане рассмотрено в работах Д. Маккензи и Дж. Слейтера [178], Дж. Слейтера и Р. Фишера [216], Б. Джонсона и др. [147] и др. Наиболее полный синтез дан в работе Д. Маккензи и Дж. Слейтера, остальные исследования корректируют и дополняют эту первую и основополагающую работу.

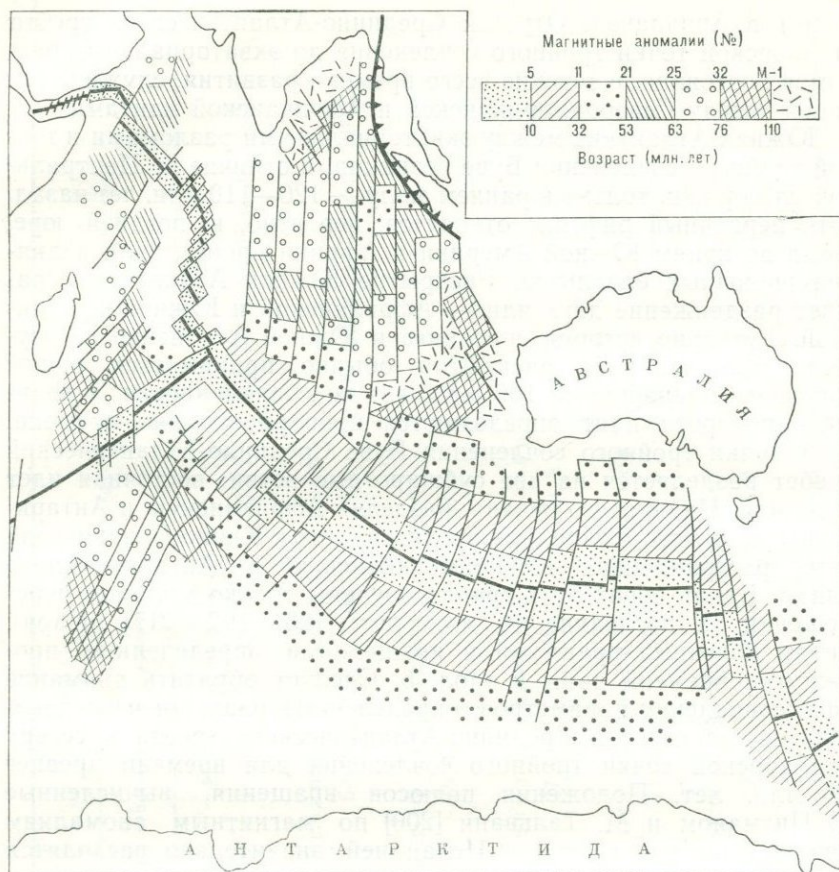


Рис. 21. Карта возраста ложа Индийского океана (по магнитным аномалиям и данным бурения). Условные обозначения см. рис. 20

Современные зоны сейсмичности оконтуривают сравнительно много литосферных плит, прилегающих к Индийскому океану. Наиболее четко выраженная граница плит совпадает с системой срединноокеанических хребтов Индийского океана (рис. 21). Она начинается у Аденовского залива и далее идет в юго-восточном направлении до точки тройного сочленения в центральной части океана, отделяя Индийскую плиту от Африки и Мадагаскара. От точки тройного сочленения одна ветвь поворачивает на восток, отделяя Австралию от Антарктиды, а другая на запад, уходя до точки тройного сочленения Буве в южной части Атлантического океана. Таким образом, срединные хребты Индийского океана разделяют три главные литосферные плиты: Африканскую, Индийскую (Индо-Австралийскую) и Антарктическую.

Срединно-Индийский хребет на севере переходит во внутриконтинентальные рифтовые зоны Африки, которые отсекают от Африки две дополнительные плиты: Аравийскую, обнимающую Аравийский полуостров и заключенную между рифтом Красного моря и зоной поддвига плит в цепи Загроса, и Сомалийскую, включающую восточную часть Африки к востоку от системы рифтов и Мадагаскар. Относительные движения между Аравийской и Африканской плитами изучены достаточно подробно [175], тогда как данные по движению Сомалийской плиты по отношению к Африке являются недостаточными для установления точных параметров. Юго-восточная ветвь Срединно-Индийского хребта является границей между Индийской и Антарктической плитами. Она переходит на востоке, к югу от Новой Зеландии в срединноокеанический хребет южной части Тихого океана. К югу от о-ва Маккуори располагается точка сочленения трех плит: Индийской, Антарктической и Тихоокеанской.

Ложе Индийского океана осложнено рядом крупных поднятий и подводных хребтов; природа и происхождение многих из них еще не выяснены. Остров Мадагаскар и его южное подводное продолжение представляют собой микроконтинент. Таким же микроконтинентом является банка с Сейшельскими островами. Другие поднятия, как плато Кергелен, возвышенность Брокен, банка Агульяс, либо также принадлежат к фрагментам континентов, оставшимся при расколе Гондваны среди океана, либо возникли на месте вулканических плато. Почти через весь Индийский океан в меридиональном направлении протягиваются два асейсмических хребта: Восточно-Индийский (хр. Девяностого градуса) и Мальдивский. Они издавна рассматриваются как своеобразные «рельсы», по которым Индийская плита двигалась на север, т. е. в данном случае они должны считаться прежними трансформными разломами. Приуроченность к ним хребтов, цоколь которых сложен, как установлено бурением, базальтами, позволила многим исследователям трактовать их как следы прохождения над горячими точками.

Линейные магнитные аномалии в Индийском океане образуют по крайней мере две разновозрастные и в общем независимые системы. Более молодая система следует параллельно осям современных срединноокеанических хребтов и резко не согласна пересекает магнитные аномалии более древней системы. Нельзя наметить единый для всего Индийского океана временной рубеж, когда возникла молодая система аномалий. В северной ветви Срединно-Индийского хребта эта система начинается с 5 аномалии, т. е. около 10 млн. лет назад. Она занимает здесь узкую полосу, приуроченную к оси хребта. На флангах хребта вслед за 5 аномалией после большого перерыва появляются сразу 23 и 25 аномалии (58—63 млн. лет). В юго-западной ветви срединного хребта, разделяющей Африку и Антарктиду, параллельно оси прослеживаются аномалии также только до № 5

(10 млн. лет). Они почти под прямым углом пересекают более древнюю субмеридиональную систему аномалий, в которой идентифицированы аномалии от 17 до 32 (43—76 млн. лет). Молодая система аномалий широкой полосой протягивается вдоль юго-восточной ветви срединного хребта, являющейся границей между Индийской и Антарктической плитами. На востоке она отделяет Австралию от Антарктиды, на западе — располагается внутри океана, ограничиваясь на севере поднятием Брокен, а на юге — поднятием Кергелен. В ее состав здесь входят аномалии с 23 (58 млн. лет) по современную. Можно полагать, что развитие молодой системы аномалий началось с раскола Австралии и Антарктиды около 60 млн. лет назад и затем распространилось на запад и северо-запад. До 60 млн. лет Австралия и Антарктида составляли единое целое.

Древняя система аномалий наиболее полно развита в Северо-восточной части Индийского океана между Восточно-Индийским хребтом и Австралией. Последняя сводная работа, посвященная развитию этой части океана, принадлежит Б. Джонсону и др. (147). Картина распределения магнитных аномалий показывает сложную историю спрединга. Самые древние аномалии — М-10-11, отвечающие 125 млн. лет, развиты на востоке вблизи побережья Австралии. Мезозойский возраст океанического ложа подтвержден глубоководным бурением, вскрывшим верхнеюрские осадки. Аномалии с 11 по 32 развиты вблизи Восточно-Индийского хребта. Они имеют субширотное простирание. Интересно, что возраст аномалий возрастает не в северном направлении, т. е. от срединноокеанического хребта, а на юг, по направлению к нему. Следовательно, в позднем мезозое и раннем кайнозое здесь действовала самостоятельная ось спрединга. Она разделяла Индийскую и Антарктическую плиты, а после 60 млн. лет, т. е. после отделения Австралии от Антарктиды, служила границей между самостоятельно существовавшими Индийской и Австралийской плитами. Прекращение действия данной оси спрединга относится к времени 11 аномалий (32 млн. лет). За последние 30 млн. лет отмершая ось спрединга в своей значительной части была поглощена под Яванским желобом.

Развитие Индийского океана на начальных этапах, предшествовавших 80 млн. лет и совпадавших с расколом Гондваны, остается еще не выясненным. Это связано с неясностью первичной компоновки континентов, обрамляющих Индийский океан. Даже в отношении соединения Австралии и Антарктиды нет полной однозначности. В отношении Мадагаскара существуют два варианта его придвижения к Африке: либо к району Мозамбика, либо к району Танзании. Имеющиеся данные говорят скорее в пользу второго варианта. Мадагаскар, как полагают многие, должен также причленяться к западному побережью Индостана. Перемена положения Мадагаскара по отно-

шению к Африке сразу же влечет за собой и изменение первичного положения Индийского субконтинента. Также не выясненным остается соединение Антарктиды с Африкой и Индостаном. Наиболее известна реконструкция А. Смита и А. Халлама [221], в соответствии с которой Антарктический полуостров входит между Африкой и Южной Америкой, а Африка закрывает море Уэдделла. Земля Королевы Мод подходит к Юго-Восточной Африке. Восточный край Индостана прилегает в этом варианте к Восточной Антарктиде, причем о-в Шри Ланка должен несколько сместиться на запад по отношению к остальной части Индостана.

В последнее время появляются и другие модели, которые исходят прежде всего из того, что Антарктида является составным континентом: ее западная часть, включающая Антарктический полуостров и Землю Мэри Бэрд, причленилась к восточной только в эоцене или олигоцене. Это дает возможность придвигать Восточную Антарктиду далее вглубь между Африкой и Индостаном и достигать тем самым лучшего совмещения континентов [91]. Время раскола Африки, Антарктиды и Индостана относится, по-видимому, к началу мелового периода, хотя оно до сих пор точно не датировано.

Неясности в отношении компоновки континентов Гондваны вызываются в первую очередь тем, что в юго-западной части Индийского океана между Африкой и Антарктидой отсутствуют (или пока не обнаружены) идентифицированные магнитные аномалии. Это связано либо с тем, что широко ориентированные аномалии в приполярных областях вообще плохо распознаются, либо, более вероятно, с тем, что значительная часть океанического ложа между Африкой и Антарктидой была создана в основном в эпоху спокойного магнитного поля между 80 и 110 млн. лет, когда не было инверсий магнитного поля, из-за чего во всех океанах на этот интервал относятся площади с отсутствием линейных магнитных аномалий. Учитывая реконструкций по совмещению Африки и Антарктиды, суммарная величина их относительных перемещений за последние 130—140 млн. лет, т. е. с начала раскола, составляет 3500—4500 км (средняя скорость раздвижения составляла 2,5—3 см/год). В настоящее время скорость относительного движения этих двух континентов не превышает 1,5 см/год. Д. Маккензи и Дж. Слейтер [178] исходя из увязки движений плит в Индийском океане, рассчитали, что полюс конечного вращения Африки и Антарктиды за последние 36 млн. лет находится в точке 38,1° с. ш., 115,2° в. д., а величина раскрытия равна 6,8°. Средняя скорость раздвижения за это время, если брать указанные параметры, также не превышала 1,5 см/год. С какой-то (в общем малой) степенью вероятности можно предполагать, что такая скорость раздвижения была характерна для всего последнего интервала в 80 млн. лет и, следовательно, за этот промежуток времени Африка

ТАБЛИЦА 7
ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА [147]

Время в млн. лет (в скобках — № аномалий)	Плита	Полос		Угол	Источник
		широта	долгота		
0—32 (0—11)	Арктическая—Австралийская (Австралия фиксирована по отношению к Антарктиде)	4,9	36,4	18,3	178 (Mc Kenzie, Sclater, 1971)
32—53 (11—21)	То же	—21,0	41,9	14,0	То же
0—32 (0—11)	Индийская—Австралийская (Австралия фиксирована по отношению к Индостану)	Плиты соединены			„
32—53 (11—21)	То же	4,0	—3,0	—6,0	216 (Sclater, Fisher, 1974)
53—64 (21—26)	„	4,0	—3,0	—15,6	То же
64—80 (26—33)	„	—2,0	—8,0	25,24	„
80—130	„	12,29	144,2	21,85	147 (Johnson et al., 1976)
0—32	Индийская—Антарктическая (Антарктида фиксирована по отношению к Индийской пли- те)	Так же, как Антарктида и Австралия			216 (Sclater, Fisher, 1974)
32—53		—16,0	27,4	—18,4	
53—130	—	Так же, как Индийская плита и Ав- стралия			—

и Антарктида раздвинулись не более чем на 1500—1600 км. Остальные 2000 или 3000 км приходятся на интервал от 80 млн. лет до 130 или 150 млн., когда, в соответствии с приведенными цифрами, скорость должна была составлять 4—6 см/год.

При составлении реконструкций относительное положение Африки и Антарктиды будет восстанавливаться с учетом их последовательного приближения со скоростью 1,5 см/год в интервале до 80 млн. лет и со скоростью 5 см/год в позднем мезозое. При определении полюса относительного вращения Африканской и Антарктической плит, видимо, следует опираться на простирания крупных разломов северо-северо-восточного простирания, обнаруженных между Африкой и Антарктидой. Эти разломы, наиболее выразительными из которых являются разлом Принца Эдуарда и Мозамбикский, протягиваются от Мадагаскара к Антарктиде, указывая как бы путь, по которому происходило раздвижение континентов. По имеющимся материалам было рассчитано среднее положение полюса вращения: $9,5^\circ$ ю. ш., $28,8^\circ$ з. д. При средней скорости раскрытия 1,5 см/год угловая скорость будет составлять около $1,5 \cdot 10^{-7}$ град/год. Полюс конечного вращения Африки и Антарктиды за 36 млн. лет, рассчитанный Д. Маккензи и Дж. Слейтером по увязке движений плит, плохо согласуется с простиранием разломов системы Принца Эдуарда. Возможно, при его расчете не учтены какие-то подвижки между Африканской и Сомалийской плитами.

Данные о параметрах движения литосферных плит Индийского океана за последние 80 млн. лет приведены в табл. 7. В ней указаны также некоторые ориентировочные параметры конечных вращений, необходимых для совмещения континентов. История Индийского океана представляется следующим образом. После первичного раскола континентов Гондваны в раннем мелу Африка, о-в Мадагаскар и Индостан разошлись на какое-то расстояние друг от друга. Африка испытывала в дальнейшем лишь сравнительно небольшое отодвижение от Антарктиды; ось спрединга, разделявшая их, видимо, то оживлялась, то замирала; последнее оживление относится к новейшему времени. Вместе с тем между Африкой и Антарктидой, с одной стороны, и Индостаном — с другой возникла весьма активная зона спрединга, вдоль которой Индостан быстро начал отходить от других континентов Гондваны. 50 млн. лет назад начала формироваться новая система спрединга. Она отколола Австралию от Антарктиды и расколола ранее созданное ложе Индийского океана.

ТИХИЙ ОКЕАН

Самый обширный океан Земли имеет, как известно, асимметричное строение: спрединговый хребет резко смещен на восточную его половину. Это обусловлено тем, что на большей своей

части границы океана совпадают с зонами поглощения. Пассивные окраины прослеживаются только в южной части океана, по границе с Антарктидой и плато Кэмпбелл. Не случайно здесь ось спрединга, идущая вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия, находится непосредственно посередине океана.

Большая часть Тихого океана занята сейчас единой Тихоокеанской литосферной плитой. Восточная окраина Тихого океана, в отличие от западной его части, серией ответвлений от Восточно-Тихоокеанского поднятия разбита на несколько мелких плит. Между хребтами Горда и Хуан-де-Фука и побережьем Северной Америки располагается небольшая плита Хуан-де-Фука. Галапагосский рифт, отходящий на восток от Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе Галапагосской точки тройного сочленения, отделяет Кокосовую плиту от плиты Наска. В районе 36° ю. ш. на Восточно-Тихоокеанском поднятии располагается еще одна точка тройного сочленения. На юго-восток от нее отходит Чилийский спрединговый хребет, разграничивающий плиту Наска и Антарктическую плиту.

Практически только в южной части Тихого океана, где границами океана, как говорилось, служат пассивные континентальные окраины, наблюдается единая система магнитных аномалий с 32 до современной, свидетельствуя о ненарушаемом раскрытии этой части океана из одной системы спрединга за последние 80 млн. лет. Распределение и рисунок линейных магнитных аномалий на большей части площади Тихого океана указывают на сложную его историю и на существование ряда крупных перестроек.

История спрединга всего Тихого океана в целом на современном уровне знаний еще не восстановлена и до сих пор не осуществлен синтез сведений о параметрах движения литосферных плит. Вместе с тем опубликовано много работ, касающихся истории развития отдельных частей океана или отдельных периодов его истории. Т. Этуотер [90] изучила историю движения литосферных плит на северо-западе Тихого океана, продемонстрировав сближение Североамериканской плиты с Восточно-Тихоокеанским поднятием и поглощение под ней плиты Кула, располагавшейся до этого к северо-востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Это нашло подтверждение в последующих исследованиях. Т. Этуотер представила реконструкции взаимоположения литосферных плит на этой территории в разные отрезки кайнозоя, однако никаких количественных расчетов параметров движения плит не дала. Для той же северо-западной Части Тихого океана Д. Маккензи и Р. Паркер [177] затем Г. Менард [180], и позже Ж. Франшето и др. [122] использовали простирающиеся крупных разломов (Мендосино, Пайонир, Мэррэй и др.) для определения полюса вращения Тихоокеанской плиты по отношению к плите Фаралон, поглощенной под Северной Америкой. Г. Менард определил положение полюса для всей протяженности разломов,

т. е. по существу полюса конечного вращения. Ж. Франшето и др. [122] учли проведенное Г. Менардом и Т. Этуотер [180] разделение этих разломов на пять отрезков с различным простиранием и вычислили для каждого из них самостоятельные полюса вращения. По расстояниям между магнитными аномалиями они определили углы поворота для интервалов времени между аномалиями 8—13, 13—21 и 23—32. История Тихого океана в районе Галапагосской точки тройного сочленения была изучена Р. Хеем и др. [131, 132]; ими вычислены полюса мгновенного вращения Тихоокеанской, Кокосовой и Наска плит и детально проанализирована эволюция Галапагосского рифта. Э. Херрон [129] рассмотрела позднекайнозойское развитие юго-восточной части Тихого океана на отрезке от экватора до 40° ю. ш. Она установила, что в интервале от 20 до 10 млн. лет произошла большая перестройка осей спрединга; отмерла старая система, остатки которой сохранились в виде Западно-Чилийского хребта и соответствующих полосовых магнитных аномалий, и возникла новая система, пересекающая старую под острым углом. Анализ движения плит на этой территории посвящена также и более поздняя работа Д. Хэндшумакера [125]. Расчеты параметров движения плит в этой работе нет. Еще более сложная обстановка была установлена Э. Херрон и др. [139] для крайнего юго-восточного угла Тихого океана, охватывающего море Беллинсгаузена. Магнитные аномалии вырисовывают здесь ископаемую зону спрединга, существовавшую до 10—20 млн. лет назад и соединявшуюся, возможно, с осью спрединга Чилийского хребта. К югу от этой оси располагалась еще одна плита, названная Э. Херрон и другими исследователями Алук («Кула», прочитанная наоборот); она была поглощена под Антарктическим полуостровом. Эволюция южной части Тихого океана, заключенной между пассивными окраинами Антарктиды и плато Кэмпбелл, детально изучена П. Молнар и др. [183]. Ими восстановлена история движения плит в этом регионе и вычислены параметры движения плит для ряда последовательных интервалов времени вплоть до 80 млн. лет назад. Большой вклад в понимание истории Тихого океана внесли Р. Ларсен и С. Чейз [158], выявившие три системы мезозойских магнитных аномалий в северо-западной части Тихого океана (к западу от Гавайско-Имперского хребта) и разработавшие шкалу мезозойских магнитных аномалий. Ими реконструированы в мезозое четыре плиты — Тихоокеанская, Кула, Фаралон и Феникс, из которых в настоящее время сохранилась только Тихоокеанская плита, остальные три плиты оказались полностью поглощенными в зонах субдукции по обрамлению Тихого океана. Более подробно мезозойские аномалии Тихого океана были исследованы Т. Хайлдом и др. [133]. Ниже мы представляем расчеты параметров вращения плит Тихого океана, основанные преимущественно на материалах, приводимых в рассмотренных работах,

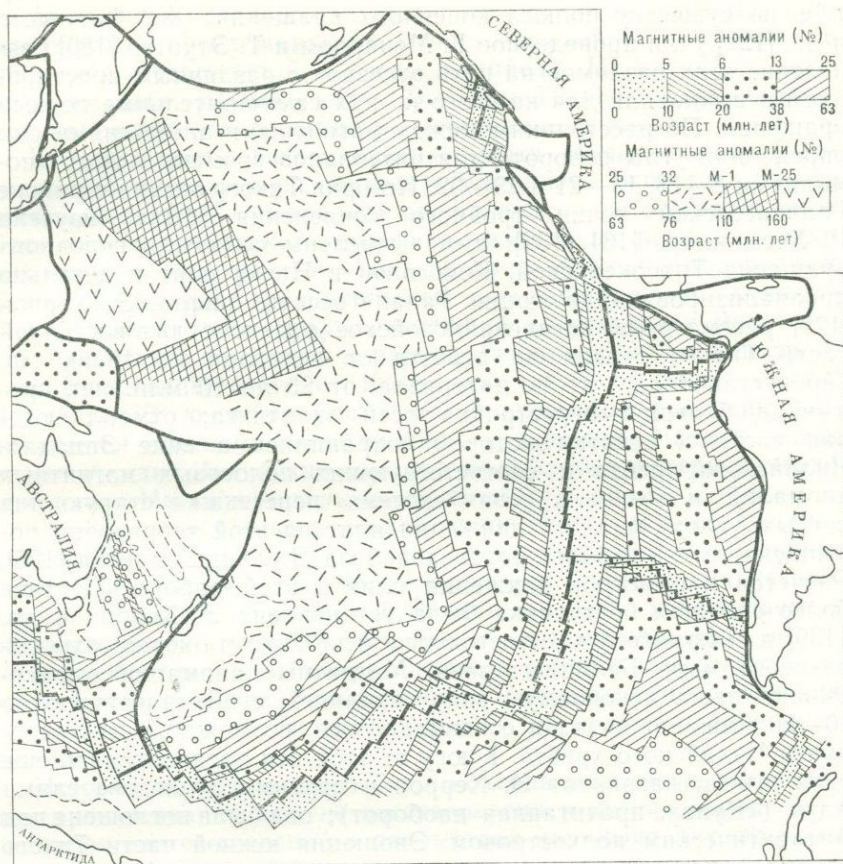


Рис. 22. Карта возраста ложа Тихого океана (по магнитным аномалиям и данным бурения). Условные обозначения см. рис. 20

а также на карте магнитных аномалий океана [201] и батиметрических картах Тихого океана [167].

Основные системы линейных магнитных аномалий Тихого океана и области с различным возрастом океанического ложа показаны на рис. 22. В распределении магнитных аномалий запечатлена как бы в застывшем состоянии история движения литосферных плит в Тихом океане. Можно выделить несколько систем магнитных аномалий, указывающих на перестройки спрединга.

Выделяются две разновозрастные системы аномалий: 1) более молодая, которую будем именовать кайнозойской — с 32 аномалии, т. е. с 76 млн. лет до современности и 2) мезозойская — с М-1 до М-26, т. е. со 110 до 160 млн. лет. Кайнозойские аномалии занимают большую восточную часть Тихого океана, мезо-

зойские находятся в северо-западной части океана между Гавайско-Императорским хребтом и Курильским и Японским глубоководными желобами. Между кайнозойскими и мезозойскими аномалиями протягивается широкая полоса, сформированная, очевидно, в интервале 80—110 млн. лет и лишенная линейных аномалий. Эта полоса отвечает времени спокойного магнитного поля. В целом обе системы аномалий имеют форму полутрапеции, обращенной верхней стороной на восток. Резкие коленообразные изгибы повторяются как в кайнозойской, так и в мезозойской системе аномалий, что говорит об общей устойчивости спрединга в Тихом океане.

Для удобства описания кайнозойских магнитных аномалий разделим Тихий океан на следующие отрезки: 1) северо-восточный, расположенный к северу от разлома Мендосино; 2) северный приэкваториальный, находящийся между разломом Мендосино и Галапагосской точкой тройного сочленения; 3) южный приэкваториальный, заключенный между Галапагосской и Чилийской точками тройного сочленения; 4) юго-восточный, относящийся к морю Беллинсгаузена и прилегающий к южной оконечности Южной Америки и Антарктическому полуострову; 5) южный, охватывающий магнитные аномалии между Антарктидой и плато Кемпбелл.

В северном отрезке граница Тихоокеанской плиты проходит по спрединговым хребтам Горда и Хуан-де-Фука, далее по разлому Королевы Шарлотты и по Алеутскому глубоководному желобу. Вдоль спрединговых хребтов Тихоокеанская плита наращивается, вдоль разлома Королевы Шарлотты скользит относительно Североамериканской плиты, а в Алеутском желобе — поглощается. Между хребтами Горда и Хуан-де-Фука и побережьем Северной Америки располагаются две малые плиты: Хуан-де-Фука и Эксплорер; они по неглубокой зоне субдукции подвигаются под Северную Америку. Выделяются две разновозрастные и дискордантные системы магнитных аномалий. Молодая система включает аномалии до № 5 (10 млн. лет); она следует вдоль хребтов Горда и Хуан-де-Фука и ориентирована в северо-северо-восточном направлении. Более древняя система включает аномалии с 6 по 32 (20—80 млн. лет); для нее наиболее характерен резкий коленообразный изгиб с широтных простираний на западе на меридиональные простирания на востоке. Этот изгиб аномалий долгое время служил (иногда служит и до сих пор) излюбленным аргументом против теории тектоники плит, поскольку на широтном отрезке возраст магнитных аномалий не удревняется по направлению к Алеутскому желобу, а напротив, омолаживается, что находится якобы в противоречии с тем, что океаническая литосфера должна двигаться от оси спрединга в зону субдукции. Уже давно Т. Этуотер [90] установила, что изгиб аномалий свидетельствует о наличии в прошлом 40—50 млн. лет назад — точки тройного сочленения,

в которой, помимо Тихоокеанской плиты, соприкасались еще две плиты: Кула и Фаралон. За последние 50 млн. лет эти две плиты были поглощены под Северной Америкой. Кстати, остатки ложа плиты Кула, видимо, сохранились в Беринговом море, где выявлены мезозойские магнитные аномалии. В северной части Тихого океана магнитные аномалии, таким образом, указывают на существование до 40—50 млн. лет плит Кула и Фаралон, и на перестройку границ плит, приходящуюся, скорее всего, на момент около 10 млн. лет назад.

В северном приэкваториальном отрезке Тихоокеанская плита по разлому Сан-Андреас и разломам Калифорнийского залива граничит с Североамериканской плитой; Калифорнийский полуостров входит в состав Тихоокеанской плиты, которая смещается относительно Северной Америки на северо-запад. Ось спрединга, идущая от устья Калифорнийского залива к Галапагосской точке тройного сочленения, отделяет от Тихоокеанской плиты малую плиту Ривера и Кокосовую плиту. Все магнитные аномалии имеют меридиональную ориентировку. Однако четко обособляются две системы аномалий. Более молодая, приуроченная к действующей оси спрединга, возникла 10 млн. лет назад (5 аномалия). Параллельно ей с запада в районе хр. Математиков вновь протягивается 5 аномалия, обрамленная с обеих сторон 6 аномалией. Следовательно, здесь до 10 млн. лет существовала самостоятельная ось спрединга. На уровне 5 аномалии произошел перескок оси спрединга на восток в современное положение, причем какой-то отрезок времени обе оси спрединга — древняя и молодая — действовали одновременно. Древняя система магнитных аномалий включает аномалии с 5 по 32 (10—80 млн. лет). Западный край Северной Америки срезает магнитные аномалии этой древней системы с возрастом от 10 до 30 млн. лет. Это является следствием надвигания Северной Америки на срединноокеанический хребет. Очевидно, перестройки осей спрединга были обусловлены именно последовательным перекрытием континентальной плитой спредингового хребта и приспособлением наращивания плит к изменившейся геометрии границ плит.

Южный приэкваториальный отрезок включает две современные точки тройного сочленения: Галапагосскую и Чилийскую. В Галапагосской точке соединяются Тихоокеанская, Кокосовая и Наска плиты; в Чилийской точке — Тихоокеанская, Наска и Антарктические плиты. Галапагосская точка принадлежит к типу РРР (рифт—рифт—рифт), тогда как Чилийская точка является скорее типом РРС (рифт—рифт—сдвиг), хотя на сравнительно небольшом расстоянии от точки тройного сочленения появляется Чилийский спрединговый хребет. От Галапагосской точки тройного сочленения на восток протягивается Галапагосский рифт. Он имеет клинообразную, расширяющуюся к востоку форму, что обусловлено близостью к полюсу вращения Кокос-

совой и Наска плит (2,9° ю. ш., 135,1° з. д.) Р. Хей и др. [132] установили, что Галапагосский рифт возник около 20 млн. лет назад, он пересекает океаническую кору, созданную Восточно-Тихоокеанским поднятием, и мигрировал по отношению к точке тройного сочленения на восток. Магнитные аномалии рисуют очень сложную картину перескоков осей спрединга в южном приэкваториальном районе. Современная система спрединга в Восточно-Тихоокеанском поднятии установилась на уровне 6 аномалии (20 млн. лет назад). К этому же времени относится образование и Галапагосского рифта, и Чилийского спредингового хребта. Молодые системы аномалий, особенно система аномалий, приуроченная к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, резко дискордантно пересекают более древнюю систему аномалий, начинающуюся в общем с 7 аномалии (26 млн. лет) и оканчивающуюся 32 аномалией на западе Тихоокеанской плиты. Древняя система аномалий известна по обе стороны от молодой системы. В плите Наска последней аномалией этой древней системы является 19 (47 млн. лет); более ранние аномалии поглощены под Южной Америкой. Молодая система аномалий не является единой. Даже внутри Восточно-Тихоокеанского поднятия детальными исследованиями [205] выявлены местные смещения осей спрединга за последние 2 млн. лет. Но наиболее интересно то, что параллельно Восточно-Тихоокеанскому поднятию к востоку от него в Западно-Чилийском хребте протягиваются еще две 6 аномалии, симметрично расположенные относительно осевой 5 аномалии. Следовательно, с 20 до 10 млн. лет здесь располагалась еще одна ось спрединга, параллельная Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Она находится на продолжении современной оси спрединга Чилийского хребта, а возможным ее продолжением на севере являются аномалии хр. Математиков, которые, как отмечалось, также отвечают прежней оси спрединга. Таким образом в интервале 20—10 млн. лет прежняя система спрединга, маркирующаяся магнитными аномалиями хр. Математиков и Западно-Чилийского хребта, была наискось пересечена более молодой системой спрединга, причем какое-то время, наряду с молодыми осями, продолжали функционировать отрезки прежних осей спрединга.

Крайняя юго-восточная часть Тихого океана охватывает море Беллинсгаузена и пролив Дрейка, уходя на восток в море Скоша, расположенное между Южной Америкой и Антарктидой и окаймленное на востоке Южно-Сандвичевой вулканической дугой. Предполагалось, что море Беллинсгаузена, наиболее удаленное от Восточно-Тихоокеанского поднятия, должно иметь очень древний возраст ложа. Однако магнитными съемками и глубоководным бурением установлено, что здесь вновь появляются довольно молодые — позднекайнозойские участки океанического ложа [139]. В море Беллинсгаузена прослеживается система магнитных аномалий северо-восточного простирания,

разбитая и смещенная северо-западными разломами. От моря Скоша эта система отделяется разломом Шеклтон, параллельно ему к юго-западу следуют разломы Тула, Геро и др. На северо-востоке, между разломами Шеклтон и Тула выявлено симметричное распределение аномалий от 6С до осевой 2 аномалии. Эти практически современные аномалии оконтуривают молодую ось спрединга, являющуюся, вероятно, продолжением системы магнитных аномалий восточной части моря Скоша. С юго-востока эти аномалии ограничены зоной субдукции, которая намечается многими исследователями под северной частью Антарктического полуострова. К юго-западу — вглубь моря Беллинсгаузена — возраст аномалий удревняется вплоть до 25 (63 млн. лет), но симметричного распределения аномалий здесь уже нет: по мере движения от края континента в океан номер аномалий увеличивается. Следовательно, можно говорить либо об асимметричном, одностороннем спрединге, что кажется мало вероятным, либо о том, что аномалии, симметричные сохранившейся системе, были поглощены в зоне субдукции, существовавшей в палеоген-неогеновое время под Западной Антарктидой. Магнитные аномалии моря Беллинсгаузена под острым углом соединяются с одновозрастными аномалиями Чилийского хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Резкий перегиб аномалий позволяет предполагать существование точки тройного сочленения в интервале от 6 до 25 аномалии (20—65 млн. лет). Судя по рисунку аномалий, от этой точки тройного сочленения должна была отходить ось спрединга на восток на соединение с Срединно-Атлантическим хребтом.

В южной части Тихого океана прослеживается по существу единая система симметричных магнитных аномалий от современной до 32 (80 млн. лет). Она разбита протяженными северо-западными трансформными разломами, такими, как Элтанин, Хизена, Менарда, Удинцева и др. В этой системе, по-видимому, не было крупных перестроек. Наиболее сложной является проблема сочленения этой системы аномалий с аномалиями южного приэкваториального участка, к которым они подходят под углом, образуя в совокупности изгиб, обращенный выпуклостью к востоку. Этот изгиб, как и в других отмеченных выше случаях, указывает на наличие древней точки тройного сочленения в интервале, вероятно, от 13 до 32 аномалии (38—80 млн. лет).

С системой магнитных аномалий южной части Тихого океана связаны, вероятно, идентифицированные магнитные аномалии Тасманова моря, расположенного между Австралией и Тасманией с одной стороны и континентальным массивом Новой Зеландии, плато Кэмбелл, Лорд-Хау — с другой. Здесь обнаружены симметричные магнитные аномалии с 25 по 32 [128], указывающие, что Тасманово море раскрывалось с 80 до 60 млн. лет назад. П. Молнар и др. [183] считают, что эти аномалии соединялись с системой одновозрастных аномалий южной части Ти-

хого океана. Поскольку аномалии Тасманова моря имеют северо-северо-западное простирание, а аномалии южной части Тихого океана — северо-восточное, при их соединении образуется резкий изгиб, указывающий на наличие точки сочленения трех плит. Австралия отсоединилась от Антарктиды 50—55 млн. лет назад; в интервале от 60 до 80 млн. лет составляла с ней единую плиту. Следовательно, в точке тройного сочленения сходились Австрало-Антарктическая плита, Тихоокеанская плита и еще одна плита, к которой принадлежали магнитные аномалии к юго-востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия в южной части Тихого океана. Эта плита должна была включать и прилежащие части Западной Антарктиды. Поэтому П. Молнар и др. [183], а до них и другие исследователи [178], считали, что Антарктида в позднем мелу (и, видимо, в палеоцене и эоцене) была разделена на две плиты: Западно-Антарктическую, включающую землю Мэри Бэрд, и Восточно-Антарктическую, составлявшую единое целое с Австралией. Относительные движения между Тихоокеанской и Западно-Антарктической плитами отражены в магнитных аномалиях с 25 по 32 в южной части Тихого океана. Параметры движения, определенные П. Молнаром и др. [183], составляют: полюс — $53,0^{\circ}$ с. ш., 78° з. д., угол — 13° (Западно-Антарктическая плита вращается по отношению к Тихоокеанской плите). Движение Тихоокеанской плиты с 80 по 60 млн. лет по отношению к Австралии и, следовательно, Восточной Антарктиде отражено в магнитных аномалиях и трансформных разломах Тасманова моря. По опубликованным материалам Д. Хэйеса и Дж. Рингиса [128] мы произвели расчет параметров движения между Тихоокеанской плитой (Новой Зеландией) и Австралией путем совмещения 32 аномалий, находящихся в настоящее время на противоположных краях Тасманова моря. Имевшиеся в нашем распоряжении материалы не отличались большой детальностью, поэтому вычисления являются лишь ориентировочными. Рассчитанный полюс раскрытия Тасманова моря находится в точке $37,9^{\circ}$ с. ш., $133,2^{\circ}$ в. д., величина раскрытия составляет $6,55 \pm 0,5$. Произведя замыкание вокруг точки тройного сочленения, получим следующие параметры движения Западной Антарктиды относительно Восточной: полюс — $73,3^{\circ}$ ю. ш., $63,51^{\circ}$ з. д., угол — $15,04^{\circ}$. Следовательно, с 80 по 60 млн. лет Западная Антарктида смещалась на восток относительно Восточной и отходила от нее; в палеоцене и эоцене она сближалась с Восточной и спаялась с ней. По всей вероятности, сочленение обеих частей Антарктиды и образование единого континента закончилось к олигоцену.

Мезозойские аномалии, описанные Р. Ларсеном и С. Чейзом [158] и Т. Хайлдом и др. [133] в северо-западной части Тихого океана, образованы тремя системами: 1) северной — Японской, вытянутой в восток-северо-восточном направлении, 2) восточной, субмеридиональной Гавайской, протягивающейся примерно

вдоль Гавайско-Императорского хребта, а также в районе поднятия Шатского, и 3) южной, системой Феникс, ориентированной субширотно. Резкие изломы магнитных аномалий при соединении трех систем отвечают двум точкам тройного сочленения литосферных плит: Тихоокеанской, Кула, Фаралон и Феникс.

Следует отметить, что в крайнем юго-западном углу Тихого океана между Новой Гвинеей, желобом Яп и Каролинскими островами выявлена молодая (эоцен-олигоценая) система магнитных аномалий, включающая аномалии с №7 по 12 [95, 241]. Эти аномалии значительно моложе, чем прилежащие части Тихого океана мезозойского возраста. Они указывают на присутствие в эоцен-олигоцене каких-то осей спрединга в данной части океана. Здесь, по-видимому, сохранились остатки еще одной плиты — Каролинской, некогда составлявшей часть ложа Тихого океана. Большая часть этой плиты, очевидно, была пододвинута в зоны субдукции в районе Новой Гвинееи с одной стороны и Каролинских островов — с другой.

Анализируя рисунок магнитных аномалий, можно придти к следующим выводам. В настоящее время в Тихом океане нет участков с возрастом ложа древнее 160—180 млн. лет. Движения литосферных плит могут быть восстановлены более или менее достоверно только начиная с этого времени. В последние 180 млн. лет постоянно существовала Тихоокеанская плита, которая, скорее всего, все время имела размеры, близкие к современным. С западной стороны она была ограничена зонами субдукции. С противоположной стороны ее границей служили оси спрединга, непрерывно наращивавшие океаническую литосферу. Очень примечательна конфигурация осей спрединга, ограничивавших Тихоокеанскую плиту: она имела резко изломанную трапецевидную форму, обращенную выпуклостью от Тихоокеанской плиты на восток. Как уже нами отмечалось, эта форма является следствием существования точек тройного сочленения и, следовательно, она указывает, что к востоку от единой и обширной Тихоокеанской плиты постоянно располагалось несколько плит, не меньше трех, точно так же, как сейчас восточнее Тихоокеанской плиты находятся плиты Наска, Кокосовая, Хуан-де-Фука. Анализ истории развития Тихого океана должен включать в первую очередь восстановление относительных движений между Тихоокеанской плитой и серией плит, которые располагались к востоку от нее. Более древние такие плиты поглощались в глубоководных желобах, а вместо них из осей спрединга наращивалась океаническая кора новых плит, примерно так, как сейчас наращивается новая плита Хуан-де-Фука взамен поглощенной плиты Фаралон.

Данные о параметрах движения литосферных плит Тихого океана приведены в табл. 8. Для вычисления ряда недостающих параметров движения нами использованы простирания разломов и совмещение магнитных аномалий. В качестве исходных

ТАБЛИЦА 8
ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ТИХОГО ОКЕАНА

Время в млн. лет (в скобках — № аномалий)	Плита	Полюс		Угол	Источник
		широта	долгота		
10 (5)	Тихоокеанская—Антарктиче- ская	68,7	—79,7	9,4	183 (Molnar et al., 1975)
21 (6)	То же	72,0	—72,0	15,7	То же
38 (13)	”	74,7	—57,0	27,9	”
45 (18)	Тихоокеанская—Западно-Ант- арктическая	75,3	—48,5	33,0	”
63 (25)	То же	73,0	53,0	41,8	”
71 (31)	”	69,5	—56,7	49,4	”
81 (33)	”	68,0	—50,0	66,0	”
По зонам разломов севера Тихого океана					
I фаза 31—42 (10—16)	Тихоокеанская—Фаралонская	78,0	—136,0		122 (Francheteau et al., 1970)
II фаза 42—63 (16—25)	То же	82,0	138,0		То же
III фаза 63—76 (25—32)	То же	79,0	88,0		122 (Francheteau et al., 1970)
IV фаза 76—110	”	61,0	175,0		То же
V фаза	”	52,0	178,0		”
По скоростям спрединга и зонам разломов					
I фаза 31—42	Тихоокеанская—Фаралонская	81,0	—136,0		”
II фаза 42—63	То же	77,0	—175,0		”
III фаза 63—76	”	78,0	132,0		”

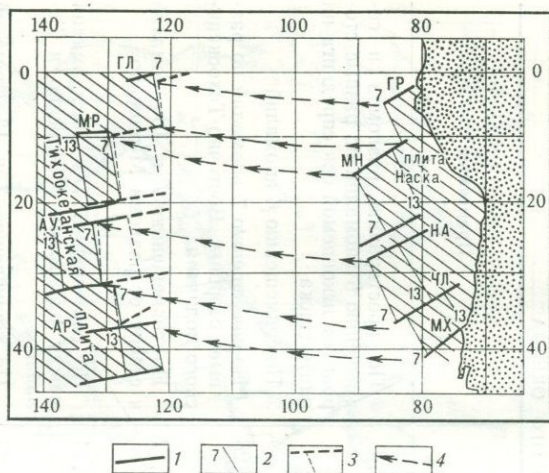
материалов взяты опубликованные магнитные и батиметрические карты.

Дадим вначале определение параметров движения плит в южном приэкваториальном секторе между Галапагосской и Чилийской точками тройного сочленения. Резкие перестройки системы спрединга здесь начались где-то на уровне 6 аномалии (20 млн. лет назад). Поэтому важно восстановить первичную конфигурацию плит перед этой перестройкой. 7 аномалия (26 млн. лет) закартирована по обе стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия, и в отличие от 5 или 6 аномалий повторяющихся три или четыре раза, с каждой стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия прослеживается лишь по одной 7 аномалии (см. рис. 22). Можно считать, что в период времени 7 аномалии существовала только одна ось спрединга и это время заведомо предшествовало моменту перестройки. К западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия 7 аномалия смещена серии субширотных разломов (с севера на юг): Галапагосским, Маркизским, Аустралским, Агассиц и др. К востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия 7 аномалия протягивается через центральную часть плиты Наска. Она смещена разломами северо-восточного простирания: Грихалва, Мендана, Наска, Челленджер, Моха. Установлено, [125], что западные и восточные разломы при совмещении своими концами без перерыва переходят один в другой: Галапагосский разлом соответствует разлому Грихалва, Маркизский — Мендано, Аустралский — Наска, Агассиц — Моха. Эти данные нами использованы при расчете полюса конечного вращения для совмещения 7 аномалии. Производилось совмещение как самих аномалий, так, в особенности, тех их точек, которые лежат на соответствующих друг другу разломах. Вычисления осуществлялись с контролем как равенства расстояний от полюса вращения до совмещаемых точек, так и равенства углов поворота. Полюс наилучшего совмещения находится в точке $62,45^{\circ}$ с. ш., $91,42^{\circ}$ з. д., угол конечного вращения равен $39,3 \pm 0,3^{\circ}$. Совмещение из этого полюса восточных 7 аномалий и разломов с западными показано на рис. 23.

Необходимо далее восстановить движение литосферных плит в данном районе в интервале от 7 аномалии до современности (26—0 млн. лет). До 5 аномалии (до 10 млн. лет) мы принимаем действующей современную систему спрединга и считаем, что рассчитанные параметры мгновенного движения Тихоокеанской, Наска и Антарктической плит (см. табл. 8) относятся к последним 10 млн. лет. Следовательно, необходимо найти полюса и углы вращения для времени с 6 по 5 аномалии (с 20 до 10 млн. лет). В этот интервал, судя по рисунку магнитных аномалий, точка тройного сочленения ветвей Восточно-Тихоокеанского поднятия и Чилийского спредингового хребта располагалась значительно севернее современного ее положения. Она

Рис. 23. Совмещение 7 аномалии плиты Наска с 7 аномалией Тихоокеанской плиты

1 — разломы (ГЛ — Галапагосский, МР — Маркизский, АУ — Аустралский, АГ — Агассиц, ГР — Грихальва, МН — Мендано, НА — Наска, ЧЛ — Челленджер, МХ — Муха); 2 — магнитные аномалии и их номера; 3 — разломы и магнитные аномалии плиты Наска при их совмещении с разломами и магнитными аномалиями Тихоокеанской плиты вращением вокруг полюса $62,45^\circ$ с. ш., $31,42^\circ$ з. д. на угол $39,28^\circ$; 4 — направление движения для совмещения



была, скорее всего, в районе 10° ю. ш., т. е. там, где 5 и 6 аномалии Западно-Чилийского хребта пересекаются молодой системой аномалий Восточно-Тихоокеанского поднятия. Антарктическая плита продолжалась в это время далеко на север, остатки ее ложа маркированы 6 аномалией на западном склоне Западно-Чилийского хребта. 5 аномалия в центре этого хребта примерно отвечает прежней оси спрединга, которая являлась в это время границей между Антарктической плитой и плитой Наска. Вычисление полюса вращения между этими плитами производилось путем совмещения аномалий 6, расположенных по разные стороны Западно-Чилийского хребта, а также по простираниям разломов с введением коррекции на величину раскрытия. В первом случае полюс наилучшего совмещения имеет координаты $75,22^\circ$ ю. ш., $78,08^\circ$ з. д. угол поворота равен $8,52 \pm 1,8^\circ$, во втором случае — $70,53^\circ$ ю. ш., $74,84^\circ$ з. д., угол — $8,94 \pm 1,8^\circ$. Восточно-Тихоокеанское поднятие в период времени с 6 по 5 аномалии являлось в данном месте границей Тихоокеанской и Антарктической плит; для этого времени можно принять полюс, определенный П. Молнар и другими исследователями по магнитным аномалиям южной части океана. Вокруг этого полюса повернуты также 6 аномалии хр. Математиков в северном приэкваториальном секторе. Из-за отсутствия данных не произведены подобные вычисления для восточной части моря Беллинсгаузена, где также есть симметрично расположенные 5 и 6 аномалии.

Результаты вычислений сведены в табл. 9. Используя их, а также данные о вращении за последние 10 млн. лет (см. табл. 8) была рассчитана реконструкция литосферных плит в Тихом океане на время 7 аномалии, т. е. 26 млн. лет (рис. 24).

ТАБЛИЦА 9
НЕКОТОРЫЕ РАССЧИТАННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ТИХОГО ОКЕАНА

Время в млн. лет (в скобках — № аномалий)	Плита	Полюс		Угол	Примечание
		широта	долгота		
10—20 (5—6)	Антарктическая—Наска	—70,53	—74,84	$8,94 \pm 1,8$	По простиранию разломов и совмещению 6 аномалий по разные стороны от ископаемой оси спрединга на плите Наска
26 (7)	То же	—75,22	—78,08	$8,52 \pm 1,79$	По совмещению 6 аномалий
	Тихоокеанская—Наска (конечное вращение)	62,45	—91,42	$39,28 \pm 0,28$	По совмещению 7 аномалий по разные стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия
26—38 (7—13)	Тихоокеанская—Хуан-де-Фука (полуспрединг)	78,48	—149,75	$7,9 \pm 0,22$	По совмещению 7 и 13 аномалий к северу от разлома Мендосино
	Тихоокеанская—Кокосовая	78,5	—150,97	$6,64 \pm 0,14$	По совмещению 7 и 13 аномалий между разломами Мендосино и Галапагос
58—76	Тихоокеанская—Наска	71,73	—158,1	$5,08 \pm 0,43$	По совмещению 7 и 13 аномалий к югу от Галапагосского разлома
	Тихоокеанская—Австралия (закрытие Тасманова моря)	37,86	133,21	$6,55 \pm 0,37$	По совмещению 32 аномалий Тасманова моря
0—38 (0—13)	Тихоокеанская—Евразийская	67,4	—71,9	—25,44	—
38—53 (13—21)	То же	1,27	—122,0	—9,0	—
53—63 (21—25)	„	30,44	—73,35	—14,0	—
63—76 (25—32)	„	66,93	35,73	10,5	—



Рис. 24. Реконструкция литосферных плит Тихого океана на время 26 млн. лет назад

1—3 — границы плит (1 — наращивания, 2 — поглощения, 3 — скольжения); 4 — неактивные отрезки трансформных разломов; 5 — магнитные аномалии и их номер; 6 — отдельные поднятия внутри океанов; 7 — континенты (в пределах современной суши)

Последующие вычисления мы произвели для северо-восточного и обоих приэкваториальных секторов в период времени с 7 по 13 аномалии. Вычисления производились путем совмещения смежных аномалий (7 с 13) и с учетом простириания трансформных разломов.

Для интервала времени от 7 до 13 аномалии (26—38 млн. лет) Д. Хэндшумакер приводит (со ссылкой на Дж. Уонга и др.) определение положения полюса вращения — 70° с. ш., 145° з. д. Наши расчеты, основанные только на простирианиях отрезков разломов, заключенных между аномалиями 7 и 13, дали очень близкое положение полюса — $74,5$ с. ш.,

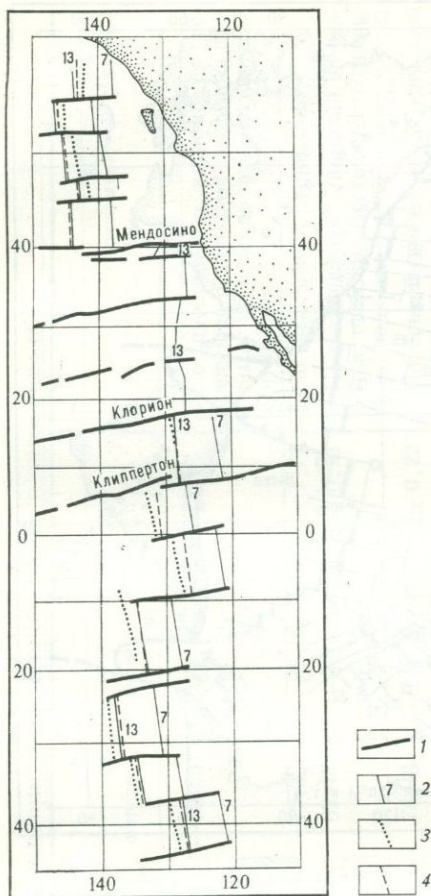


Рис. 25. Совмещение 7 и 13 аномалий Тихоокеанской плиты

1 — трансформные разломы; 2 — магнитные аномалии и их номер; 3 — положение 7 аномалии после ее вращения вокруг единого полюса — $78,5^\circ$ с. ш.; $151,0^\circ$ з. д. на угол $6,6^\circ$; 4 — положение 7 аномалии при ее совмещении с 13 аномалией за счет вращения вокруг трех различных полюсов: 1) $78,48^\circ$ с. ш., $49,75^\circ$ в. д., $<7,9^\circ$ — для северного сегмента, 2) $78,5^\circ$ с. ш., $151,0^\circ$ з. д. $<6,64^\circ$ для центрального сегмента и 3) $71,73^\circ$ с. ш., $158,1^\circ$ з. д., $<5,08^\circ$ для южного сегмента

для южного приэкваториального — полюс $71,73^\circ$ с. ш., $158,06^\circ$ з. д., угол поворота $5,1 \pm 0,43^\circ$. При вращении этих полюсов достигается хорошее совмещение аномалий (рис. 25). Полученные полюса и углы вращения характеризуют взаимодействие Тихоокеанской плиты с тремя различными плитами:

146,9 з. д., причем в вычислениях были учтены простирающиеся только разломы Мендосино, Пайонир, Мэррей, Молокай, Клиппертон, т. е. эти расчеты по существу могут считаться действительными лишь для северного приэкваториального сегмента Тихого океана. Из рассчитанного нами полюса хорошее совмещение 7 и 13 аномалий достигается только в северном приэкваториальном сегменте. В северо-восточном и южном приэкваториальном сегментах совмещение практически не достигается. Поэтому мы вынуждены были произвести расчет отдельно по сегментам. В северо-восточном сегменте совмещались 7 и 13 аномалии, расположенные к северу от разлома Мендосино. В северном приэкваториальном сегменте для расчета было использовано совмещение аномалий между разломами Клариян и Клиппертон. В южном приэкваториальном сегменте совмещались 7 и 13 аномалии, между 20° и 43° ю. ш. Рассчитанные полюса в общем не слишком сильно отличаются друг от друга, большие различия обнаруживаются в углах поворота. Для северо-восточного сегмента параметры равны: полюс $78,48^\circ$ с. ш., $149,75^\circ$ з. д., угол поворота $7,9 \pm 0,22^\circ$, для северного приэкваториального — полюс $78,5^\circ$ с. ш., $151,0^\circ$ з. д., угол поворота $6,64 \pm 0,14^\circ$,

Хуан-де-Фука на севере, Кокосовой в северном приэкваториальном отрезке и Наска в южном приэкваториальном отрезке. Соответствующие точки тройного сочленения располагались на пересечениях 7 и 13 аномалий с разломом Мендосино на севере и Галапагосском — на юге. Следовательно, раскрытию 20 млн. лет назад Галапагосского рифта предшествовала какая-то более древняя граница плит. Граница плит существовала также на восточном продолжении разлома Мендосино. Из решения тройного сочленения вычислены параметры относительных движений с 7 по 13 аномалии соответственно между плитами Хуан-де-Фука и Кокосовой и между плитами Кокосовой и Наска. Они составляют: в первом случае — полюс 78,16 с. ш., 138,18 з. д., угол вращения $1,26^\circ$, во втором — 78,84 с. ш., 7,59 з. д., угол вращения $1,7^\circ$. Граница между плитами Хуан-де-Фука и Кокосовой, совпадавшая с восточным отрезком разлома Мендосино, представляла собой по существу чистый сдвиг с правобоковым смещением и небольшой компонентой растяжения. Наличием этой границы можно объяснить существование субширотного Колумбийского базальтового плато, находящегося на западной окраине Северной Америки на продолжении разлома Мендосино и секущего поперек весь молодой структурный план Североамериканской окраины. Возможно, что Колумбийское базальтовое плато маркирует границу, 30 млн. лет назад разделявшую плиты Хуан-де-Фука и Кокосовую, а ныне погребенную под надвинутым на нее Североамериканским континентом. Граница между Кокосовой и Наска плитами проходила, вероятно, где-то вдоль восточного продолжения Галапагосского разлома. Можно предположить, что она имела субширотное простираение. В этом случае вдоль нее, судя по положению полюса относительного движения, должна была существовать значительная компонента сжатия. Данная граница, видимо, была похожа на современную Азоро-Гибралтарскую линию в Центральной Атлантике. Будущему Галапагосскому рифту (30 млн. лет назад) предшествовала зона сжатия. В результате перестройки системы спрединга в центральной части Тихого океана 20 млн. лет назад изменились дифференциальные движения между плитами Кокосовой и Наска и они, вместо сближения, стали расходиться друг от друга. Возможными остатками структур сжатия вдоль Галапагосской зоны являются хребты Карнеги и Галапагосский, растащенные в настоящее время по разные стороны Галапагосского рифта.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Используя данные о движениях литосферных плит в океанах Земли, можно восстановить положение главных плит в различные моменты геологического времени. Наиболее достоверные

материалы существуют для последних 80 млн. лет. Но и для этого интервала в определении параметров движений остаются неточности. Они касаются в первую очередь районов, прилежащих к Антарктиде. Только относительные движения между Австралией и Антарктидой документированы более или менее точно. Взаимодействие Тихоокеанской плиты с Антарктидой осложняется тем, что Антарктида в позднем мелу и в палеоцене — эоцене распадалась на две самостоятельные плиты — Западную и Восточно-Антарктическую, и магнитные аномалии в южной части Тихого океана (с 21 по 32) отражают относительные движения между Тихоокеанской и Западно-Антарктической плитами, а относительные перемещения между Западно- и Восточно-Антарктическими плитами выявляются лишь из расчетов, основанных на предположениях, а не на точных данных. Очень предположительны также параметры относительных движений между Африкой и Антарктидой. Поэтому палеодинамические реконструкции на моменты времени древнее 38 млн. лет в ряде мест в определенной мере условны.

При восстановлении былого взаимного расположения литосферных плит приходится опираться исключительно на данные о скоростях и направлениях движений вдоль границ наращивания плит. Материалы по зонам поглощения для составления реконструкций не могут быть использованы и, напротив, о величине субдукции мы вынуждены судить только по суммарной увязке величин раскрытия океанов и расхождения континентов. Определение положения границ поглощения и реконструкция их конфигурации опираются, как говорилось, преимущественно на геологические данные, на анализ распространения соответствующих комплексов — индикаторов границ плит.

Для реконструкций выбраны моменты времени, совпадающие с наиболее хорошо выраженными и легко распознаваемыми во всех океанах аномалиями: 5, 6, 13, 19, 21, 25, 32. По шкале Хейртцлера эти аномалии соответственно имеют возраст: 10 (9), 20, 38, 47, 53, 63 и 76 млн. лет. Возрастную шкалу Хейртцлера для магнитных аномалий пока используют в своих построениях большинство исследователей. Вместе с тем надо сказать, что недавно появилась уточненная шкала, учитывающая результаты глубоководного бурения [231]. По ней дается следующий возраст перечисленным выше аномалиям: 10, 20, 35, 41, 44, 54, 74 млн. лет. Как видно, наибольшие отличия касаются 19, 21 и 25 аномалий, т. е. эоцена и олигоцена. Если эта шкала получит признание, то наши реконструкции соответственно придется передатировать и, самое главное, они будут нуждаться в некоторых коррективах, касающихся восстановления прошлых границ поглощения плит.

При палеогеодинамических реконструкциях анализировались относительные перемещения семи главных литосферных плит Земли: Евразийской, Североамериканской, Южноамериканской,

Африканской, Индийской, Антарктической и Тихоокеанской. В различные моменты времени появлялись дополнительные плиты, как, например, Гренландская в палеоцене и эоцене, или происходила перестройка границ плит и возникали другие сочетания плит, отличающиеся от современных. Эти изменения по возможности учитывались при соответствующих реконструкциях; в ряде случаев принималось во внимание движение отдельных микроплит.

Для всех реконструкций в качестве отсчетного репера принята Антарктида (для времени древнее 38 млн. лет — Восточная Антарктида), т. е. на картах — реконструкциях восстановлено положение литосферных плит по отношению к Антарктиде. Выбор этого репера, конечно, условен. С равным успехом могла быть выбрана любая другая плита. В отличие от других плит, Антарктида благоприятна в качестве точки отсчета по двум причинам. Во-первых, она практически со всех сторон окружена срединноокеаническими хребтами, т. е. границами наращивания, и, следовательно, к ней легче всего производить приближение других континентов, тем более что непосредственно с ней граничит три главных литосферных плиты: Африканская, Индо-Австралийская и Тихоокеанская. Во-вторых, палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что на протяжении кайнозоя южный полюс постоянно оставался внутри Антарктиды и, следовательно, она сравнительно мало, во всяком случае меньше, чем другие плиты, смещалась относительно географических координат Земли. Таким образом, определяя положение литосферных плит по отношению к Антарктиде, мы в какой-то мере приближаемся к истинному их положению по отношению к географическим полюсам Земли.

10 млн. лет (5 аномалия). 5 магнитная аномалия хорошо выражена во всех океанах. Во многих случаях мгновенные скорости относительных движений плит рассчитывались исходя из расстояний между 5 аномалиями, расположенными симметрично по разные стороны срединноокеанических хребтов. Поэтому при реконструкции, изображенной на рис. 26, взяты полюса мгновенного вращения, приведенные в табл. 1. По геохронологической шкале 5 аномалия относится к позднему миоцену.

Конфигурация границ плит 10 млн. лет назад была той же, что и сейчас, за немногими исключениями, которые касаются главным образом Тихого океана. К этому времени заканчивается перестройка системы спрединга в Тихом океане. Одновременно функционируют две оси спрединга: новая, совпадающая с современной осью спрединга, и древняя, прослеживающаяся по магнитным аномалиям Западно-Чилийского хребта и хр. Математиков. Эти две оси как бы перекрещивались в районе 2—3° ю. ш., где располагалась в данное время точка тройного сочленения Тихоокеанской, Антарктической и Наска плит. К северу от этой точки тройного сочленения между двумя

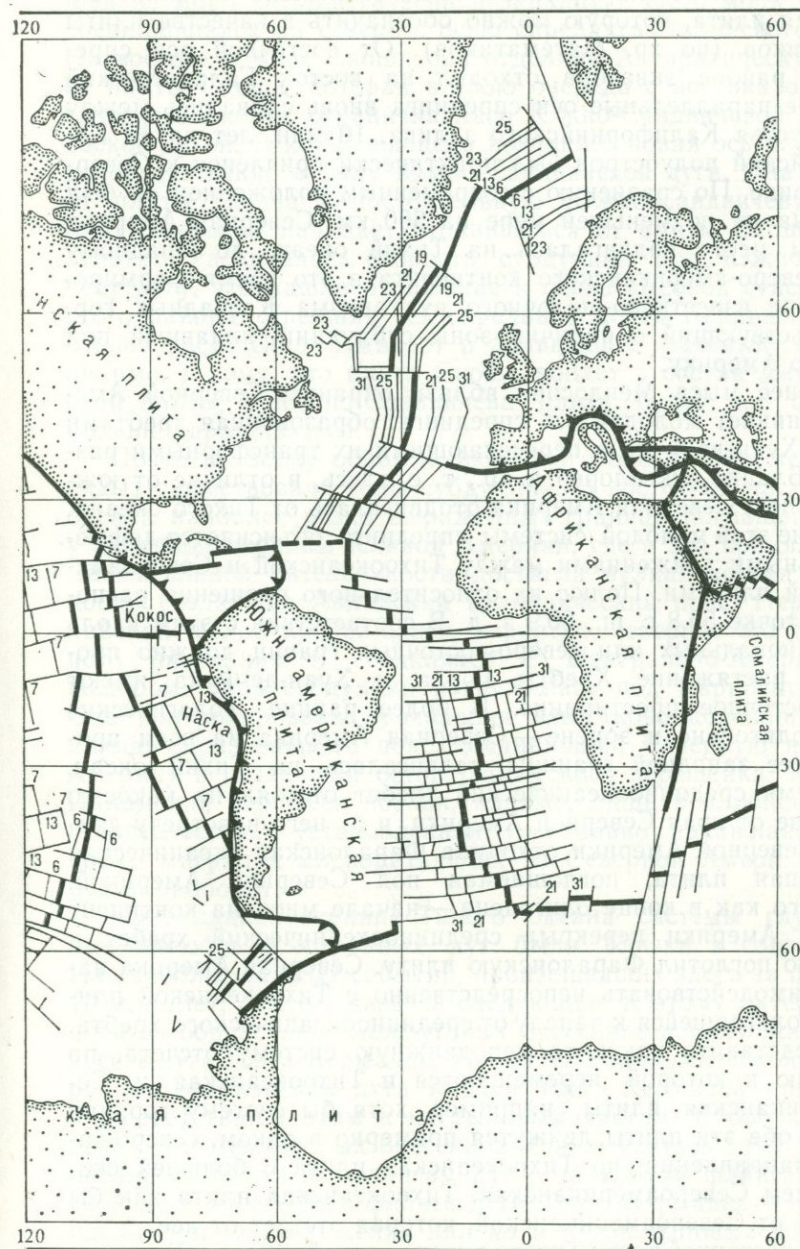
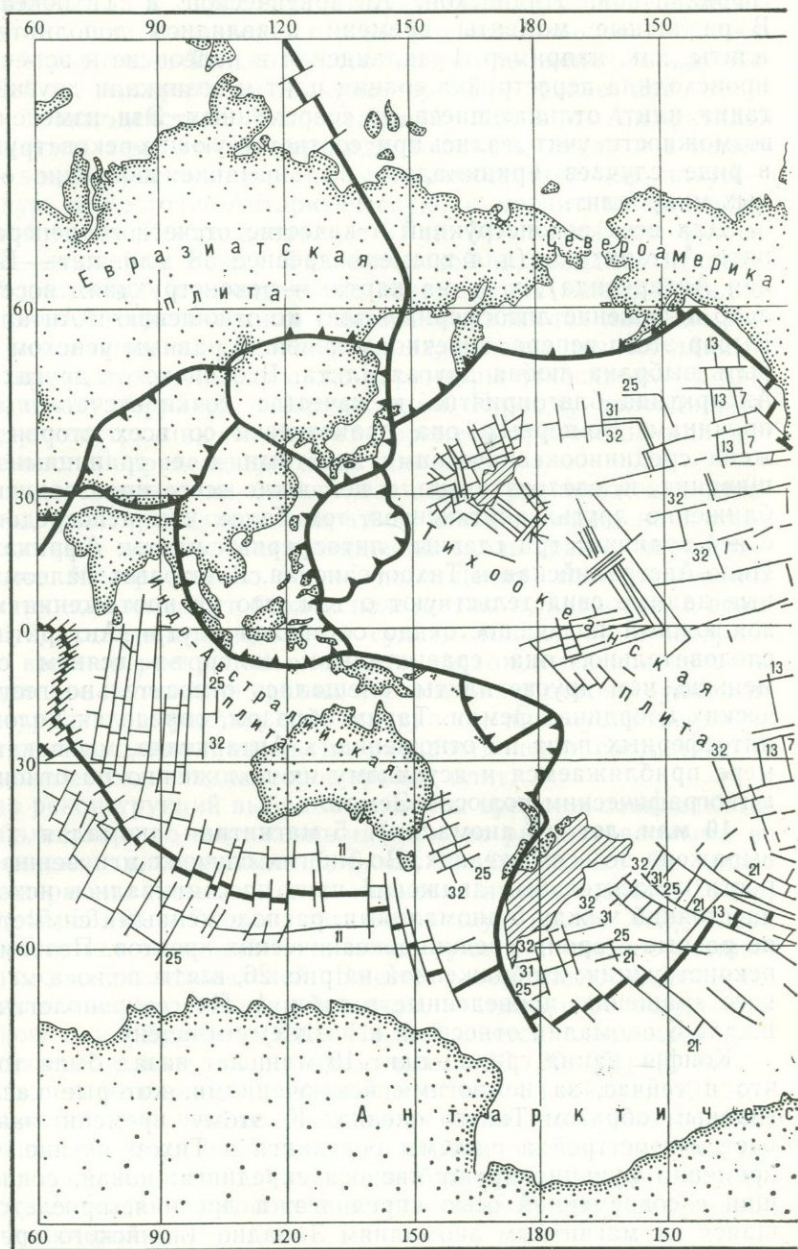


Рис. 26. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит Земли (10 млн. лет назад)

Условные обозначения см. рис. 24

параллельными осями спрединга была заключена дополнительная малая плита, которую можно обозначить в качестве плиты Математиков (по хр. Математиков). От восточной оси спрединга в районе экватора отходил на восток Галапагосский рифт. Обе параллельные оси спрединга вновь сливались между собой у устья Калифорнийского залива. 10 млн. лет назад Калифорнийский полуостров был практически причленен к Северной Америке. По сравнению с современным положением он был смещен на юг по меньшей мере на 300 км. Северная Америка в данном месте надвигалась на Тихий океан: по западному краю Северо-американского континента в это время формировался пояс известково-щелочного вулканизма Каскадных гор, свидетельствующий о наличии зоны субдукции, падавшей под Северную Америку.

Севернее мыса Мендосино вблизи окраины Северной Америки возникает молодая ось спрединга, образованная хребтами Горда и Хуан-де-Фука и пересекающими их трансформными разломами Бланко, Эксплорер и др., т. е. здесь, в отличие от южных районов, Северная Америка отодвигалась от Тихого океана. Появление этой молодой системы спрединга объясняется дифференциальными движениями между Тихоокеанской и Североамериканской плитами. Полюс их относительного вращения расположен в точке 56,8 с. ш., 80,9 з. д. В соответствии с этим вдоль субмеридиональных или северо-восточных границ должно происходить растяжение. Хребты Горда и Хуан-де-Фука имеют северо-восточное простирание. В более ранние геологические эпохи — олигоцене и эоцене — Северная Америка на всем протяжении ее западной границы надвигалась на Тихий океан. В то время срединноокеанический хребет отстоял на какое-то расстояние от края Северной Америки, и от него навстречу движению Северной Америки отходила Фаралонская океаническая литосферная плита, поглощаемая под Северной Америкой. После того как в конце олигоцена — начале миоцена континент Северной Америки перекрыл срединноокеанический хребет и полностью поглотил Фаралонскую плиту, Северная Америка начала взаимодействовать непосредственно с Тихоокеанской плитой, располагавшейся к западу от срединноокеанического хребта. Если представить какую-то неподвижную систему отсчета, по отношению к которой перемещаются и Тихоокеанская и Североамериканская плиты, например хотя бы систему горячих точек, то обе эти плиты движутся примерно в одном, северо-западном направлении, но Тихоокеанская плита с большей скоростью, чем Североамериканская. Тихоокеанская плита как бы «убегает» от Североамериканской, которая отстаёт от нее.

В юго-восточной части Тихого океана, в районе моря Беллинсгаузена и смежного с ним моря Скоша, т. е. в области, заключенной между Южной Америкой и Антарктидой, к моменту 10 млн. лет назад также относится некоторая перестройка границ плит.

До 10 млн. лет здесь действовала ось спрединга, проходившая из моря Беллинсгаузена в западную часть моря Скоша и соединявшаяся на севере с осью спрединга Чилийского хребта. На востоке в море Скоша она отделяла Антарктическую плиту от плиты Скоша, которая в свою очередь с востока от Атлантического океана ограничивалась Южно-Сандвичевой вулканической дугой. В конце миоцена возникает новая ось растяжения непосредственно в тылу Южно-Сандвичевой дуги. Она отсекает от плиты Скоша самостоятельную Южно-Сандвичеву микроплиту, которая начинает отодвигаться от плиты Скоша. В результате увеличилась скорость субдукции под Южно-Сандвичеву дугу, что нашло отражение в очень высокой сейсмичности этого района. Прежняя ось спрединга морей Беллинсгаузена и Скоша постепенно отмирает и дальнейшее развитие сводится, видимо, к тому, что плита Скоша войдет в состав Антарктической плиты, а Южно-Сандвичева плита будет все больше и больше наращиваться.

Почти по всему обрамлению Тихого океана (кроме Антарктиды) существовали зоны субдукции. В восточной части Тихого океана наиболее резко выраженная граница поглощения была у западной окраины Южной Америки, где в это время, видимо, максимальной интенсивности достигла вулканическая деятельность, создавшая Андийский вулканический пояс. Перуано-Чилийский желоб продолжался, вероятно, севернее его современного окончания и соединялся с Центрально-Американским желобом. Зона субдукции погружалась под Карибскую плиту. Она контролировала проявления известково-щелочного вулканизма, образовавшего пояс, соединивший Северную и Южную Америку и создавший остов Панамского перешейка. Как суша Панамский перешеек возник, видимо, лишь в плиоцене, о чем свидетельствует установленная уже давно начавшаяся в это время миграция млекопитающих из Северной Америки в Южную и наоборот.

На западной окраине Тихого океана системы глубоководных желобов и островных дуг были близки к современным. Из наиболее важных событий, произошедших здесь за последние 10 млн. лет, следует назвать следующие. К этому интервалу относится образование междугловых бассейнов в тылу Марианской дуги и дуги Тонга-Кермадек. На палеогеодинамической реконструкции Марианская дуга и дуга Тонга-Кермадек придвинуты в соответствии с этим к их тыловым частям. В обоих случаях раскрытие междугловых бассейнов можно увязать с тем, что Тихоокеанская плита по флангам дуг — на южном фланге Марианской дуги и северном фланге дуги Тонга-Кермадек — вдавалась вдоль границ скольжения далеко в глубь тыловых частей островных дуг, как бы вынуждая плиты, расположенные в тылу дуг, отодвигаться от них. Очевидно, Тихоокеанская плита в какое-то время, может быть и сейчас, была соединена с Филиппин-

ской плитой и двигалась совместно с ней как единое целое. Вероятно, с этим связано другое важное событие в Филиппинском море — заложение по юго-восточному краю Хонсю новой зоны субдукции, совпадающей с Нанкайским желобом. Возможно, аналогичным образом возник междуговой бассейн Лау-Гавр в тылу дуги Тонга-Кермадек. Тихоокеанская плита у северного края дуги Тонга скользит относительно Индо-Австралийской плиты на запад вдоль сложной по строению границы плит, ориентированной субширотно и протягивающейся от дуги Тонга до Новой Гвинеи. При своем продвижении на запад Тихоокеанская плита вынуждала отодвигаться от дуги Тонга-Кермадек и Индо-Австралийскую плиту, давая тем самым возможность для раскрытия междугового бассейна Лау-Гавр. Следует упомянуть также, что по распространению известково-щелочных вулканических серий реконструируется вулканическая дуга на месте северного окончания о-ва Северный Новой Зеландии. Она имела северо-западное простирание, т. е. почти поперечное ориентировке дуги Тонга-Кермадек. Ее продолжение на северо-запад остается неизвестным. Возможно, возникновение этой дуги было следствием реализации отодвигания Индо-Австралийской плиты от дуги Тонга-Кермадек и образования междугового бассейна Лау-Гавр.

За последние 10 млн. лет вдоль Альпийско-Гималайского пояса происходило сближение Евразийской плиты с Африканской, Аравийской и Индо-Австралийской литосферными плитами, расположенными к югу от нее. Сокращение расстояния составляло между Евразией и Африкой порядка 100 км, между Евразией и Аравией — 300—350 км и между Евразией и Индостаном — не менее 400 км. Сближение Евразии с Африкой реализовалось в основном в субдукции и проявлении известково-щелочного вулканизма Калабрийско-Сицилийской и Критской дуг, а также в молодых фазах горообразования в Альпах. Оно отразилось также в нагромождении в позднем миоцене молодых шарьяжей во внешних частях Бетийской Кордильеры Испании, Рифа Марокко и Атласских гор Алжира. Образование покровов нумидийского флиша относится именно к этому времени. Одновременно в тылу вулканических дуг заканчивается формирование молодых впадин с океанической корой: в Алжиро-Прованском бассейне и в Эгейском море. Между Евразией и Аравийской плитой располагается сложный горный узел Кавказа. Позднемиоценово-плиоценовая фаза складчатости, проявившаяся на южном склоне Большого Кавказа и вызвавшая образование известного надвига южного склона с надвиганием Большого Кавказа на Рионскую и Куринскую впадины, была обусловлена сближением Евразии с Аравией. С ним же было связано проявление молодого известково-щелочного вулканизма Армении и Большого Кавказа. Продвижение Индостана вглубь Евразии явилось продолжением процесса столкновения двух континентов.

Новейшая тектоническая активизация, охватившая обширные пространства Внутренней Азии и вызвавшая усиленное воздымание всех горных цепей этой области, естественным образом увязывается с продолжающимся сближением Индостана и Евразии. В тылу области столкновения — в Байкальской горной области, в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае — формировались рифтовые структуры. Здесь широко был проявлен базальтовый вулканизм; базальты местами образовали обширные плато, такие, например, как плато Дариганга на юго-востоке Монголии и во Внутренней Монголии или Витимское плато в Забайкалье, Окинское — в Восточном Саяне.

20 млн. лет (6 аномалия). 6 аномалия, так же как и 5, довольно хорошо прослеживается во всех океанах. Только в Индийском океане она идентифицируется гораздо хуже. По геохронологической шкале 6 аномалия отвечает раннему миоцену. Для палеодинамической реконструкции (рис. 27) использованы параметры движения плит, сведенные в табл. 10. 20 млн. лет

ТАБЛИЦА 10

ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ВРЕМЯ 20 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Плита	Полюс		Угол	Порядок вращений
	широта	долгота		
Евразийская—Североамериканская (ЕА—СА)	68,09	132,36	—4,48	
Североамериканская—Африканская (СА—АФ)	76,85	—12,5	5,88	
Южноамериканская—Африканская (ЮА—АФ)	57,4	—37,5	7,4	ЕА → СА → АФ → АН
Африканская—Антарктическая (АФ—АН)	76,85	—12,5	5,88	ЮА → АФ → АН ИА → АН
Индо-Австралийская—Антарктическая (ИА—АН)	4,9	36,4	—11,0	Н → ТО → АН
Наска—Тихоокеанская (два вращения)	—75,22	—78,08	8,52	
(Н—ТО)	56,6	—85,6	—24,4	
Тихоокеанская—Антарктическая (ТО—АН)	72,0	72,0	15,7	

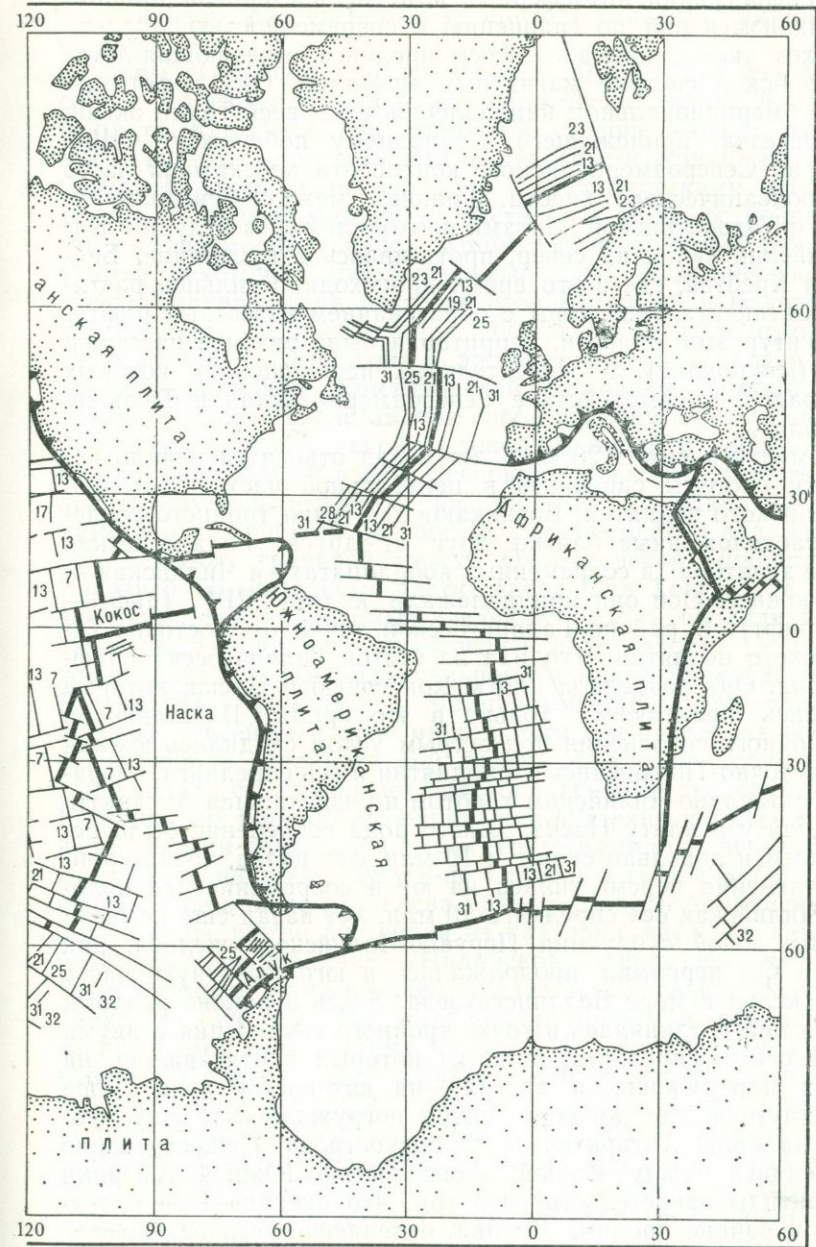
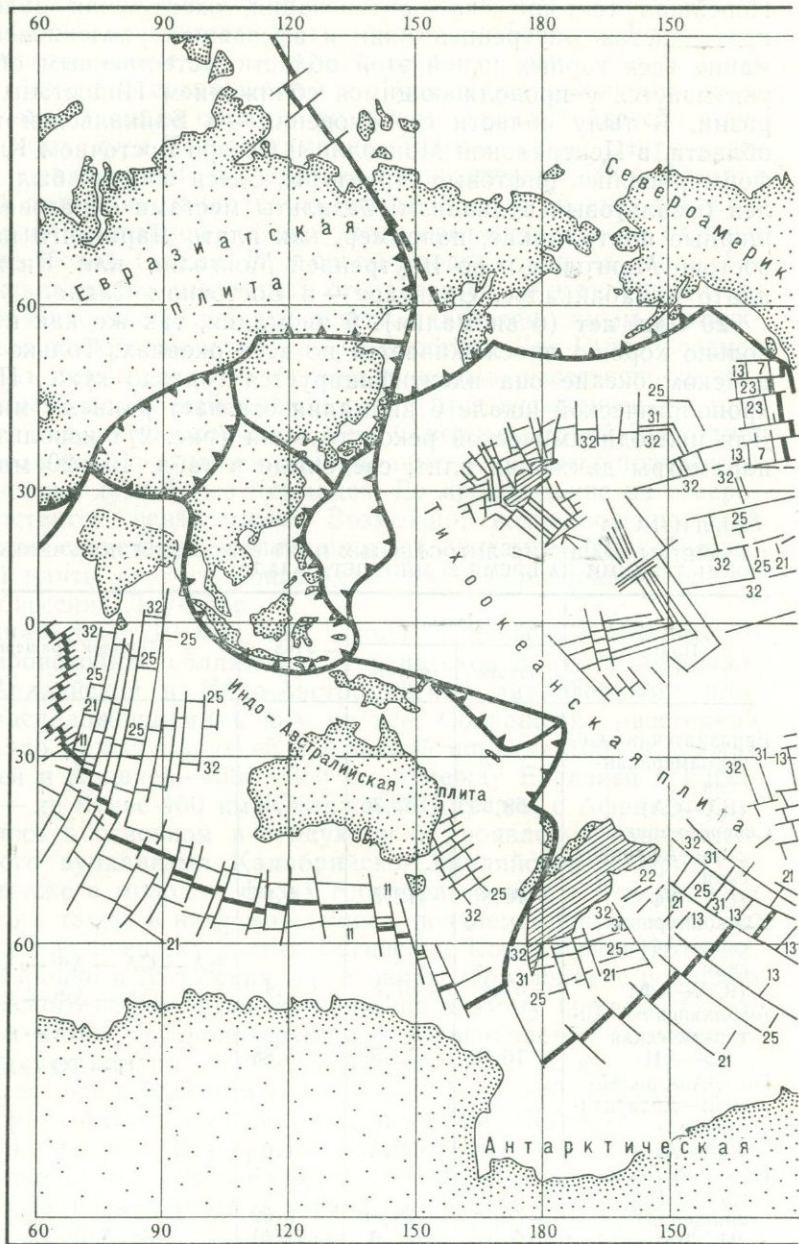


Рис. 27. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит Земли (20 млн. лет назад)

Условные обозначения см. рис. 24

назад конфигурация литосферных плит не претерпела принципиальных изменений по сравнению с современностью.

В Тихом океане действовала ось спрединга, отвечающая древнекайнозойской системе магнитных аномалий. Она протягивалась в субмеридиональном направлении через весь Тихий океан, кроме отрезка, прилежащего к западному побережью США. Здесь край Североамериканского континента перекрывал часть срединноокеанического хребта. Граница между Североамериканской и Тихоокеанской плитами проходила через будущий Калифорнийский залив на север, протягиваясь в провинцию Бассейнов и Хребтов, где в это время происходило сильное растяжение континентальной коры с образованием известных рифтовых структур этой области. Территория была разбита на серию блоков (микроплит), в относительных перемещениях которых реализовалось взаимодействие Североамериканской и Тихоокеанской плит.

К моменту времени 20 млн. лет назад относится начало перестройки системы спрединга в центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Возникают две точки тройного сочленения, расположенные близко друг от друга: Галапагосская в районе экватора (в современных координатах) и Чилийская — в 3—4° южнее. Обе они принадлежали к типу РРР (рифт — рифт — рифт). В районе Галапагосской точки от Восточно-Тихоокеанского поднятия отходила на восток Галапагосская рифтовая зона. Она разделяла плиты Кокосовую и Наска, которые оформились практически только в это время. В Чилийской точке тройного сочленения под острым углом сходились южная ветвь Восточно-Тихоокеанского поднятия и ось спрединга, совпадавшая с Западно-Чилийским хребтом и разделявшая Антарктическую плиту и плиту Наска. Такого рода сочленение было неустойчивым и довольно скоро, к 10 млн. лет назад, точка тройного сочленения переместилась на юг в современное ее положение. Чилийская ось спрединга 20 млн. лет назад еще не была перекрыта зоной субдукции Перуано-Чилийского желоба, как сейчас, а без перерыва продолжалась в юго-восточную часть Тихого океана в море Беллинсгаузена. Здесь в районе разлома Шеклтон она соединялась в точке тройного сочленения с двумя другими осями спрединга, одна из которых протягивалась на восток в море Скоша, а другая — на юго-восток через море Беллинсгаузена, где довольно скоро погружалась в зону субдукции на краю Антарктического полуострова. Существование оси спрединга между южной оконечностью Южной Америки и Антарктиды свидетельствует о том, что океаническое пространство в районе пролива Дрейка, отделяющее сейчас Антарктиду от Южной Америки, начало образовываться 20 млн. лет назад. Следовательно, свободное сообщение вод между южными частями Тихого и Атлантического океанов стало возможным только с миоцена. В это время могло возникнуть циркум-

антарктическое течение. По-видимому, не случайно начало материкового оледенения в Антарктиде относится именно к миоцену.

Зоны субдукции прослеживались 20 млн. лет назад, как и сейчас, по всему обрамлению Тихого океана, кроме Антарктиды и плато Кемпбелл. На восточной стороне океана они были представлены активными континентальными окраинами Южной и Северной Америки, на западной — вулканическими островными дугами. В раннем миоцене существовали те же островные дуги, что и в современный период. Кроме того, в это время реконструируются некоторые дополнительные дуги. Вулканическая дуга восстанавливается на месте хребтов Ширшова и Бауэrsa в западной части Берингова моря. Она отделяла восточную, Алеутскую котловину Берингова моря, имеющую мезозойский возраст ложа, от западной, Командорской котловины с олигоценовым возрастом дна и представляла собой границу между Североамериканской плитой и какой-то дополнительной микроплитой, возможно, включавшей в себя Северную Камчатку. Известково-щелочные вулканические серии миоцена Сахалина позволяют наметить миоценовую островную дугу на месте Сахалина, которая служила границей между Охотоморской микроплитой и Евразией. Значительные части севера о-ва Хонсю, где развита формация так называемых «зеленых туфов», входили в состав окраинного моря. Они подверглись складчатости за счет движений плит вдоль меридиональной Сахалино-Хоккайдской зоны. В тылу Идзу-Бонинской и Марианской дуг раскрывались междугубовые бассейны и поэтому эти дуги смещались на восток по отношению к Филиппинской плите. Можно предполагать, что заканчивала свое развитие система островных дуг, обрамлявшая Каролинский бассейн и соединявшая Марианскую дугу с островными дугами Меланезии. Дуга Тонга-Кермадек переходила на юге в вулканическую дугу о-ва Северный Новой Зеландии. Новая Зеландия была разделена примерно вдоль Альпийского разлома на две части: восточная из них принадлежала Тихоокеанской плите, а западная — Индийской, причем восточная часть была смещена относительно западной на северо-восток примерно на 300 км. На палеогеодинамической реконструкции видно зияние между этими частями Новой Зеландии. Оно указывает на последующее сокращение и сближение этих частей. Очевидно, значительная часть этого сокращения происходила за счет субдукции под островную дугу о-ва Северный.

В Атлантическом океане система спрединга была сравнительно устойчивой на протяжении всех последних 20 млн. лет. Перестройка фиксируется только в Северной Атлантике к северу от Исландии. В раннем миоцене происходит перескок оси спрединга. До этого она располагалась в Норвежской котловине между плато Воринг, принадлежащим Скандинавскому полуострову, и Исландским плато, которое до этого было

причленено к Гренландии. Около 20 млн. лет назад возник новый рифт, параллельный прежнему и располагавшийся в 350 км к западу. Раскрытие новой рифтовой зоны привело к отторжению полосы континентальной коры от Гренландии. Исландское плато поэтому можно рассматривать в качестве микроконтинента, отодвинутого от материнского континента в результате перескока оси спрединга.

В Альпийско-Гималайском поясе наиболее значительные события происходили в Западном Средиземноморье. Глубоководным бурением установлено, что в основании осадочной толщи глубоководных котловин с океанической корой — в Алжиро-Прованском бассейне — располагается мощный (до 2 км) слой соли, отвечающий мессинскому горизонту [137]. Насколько можно судить по распространению мессинских солей, эвапоритовый горизонт не прослеживается в самые глубокие части котловин, залегая в основном на их приконтинентальных склонах. Можно полагать, что соленосные толщи отражают те процессы первоначального рифтинга и начинающегося опускания, которые привели к раскрытию глубоководных котловин Западного Средиземноморья. На основании палеомагнитных и других данных установлено, что Корсика и Сардиния были до миоцена причленены к Южной Франции, к ним же присоединялись Северная Сицилия и Кабийские массивы Алжирского Атласа [84]. В то же время Адриатическое море с его побережьями, прилегающими к Динаридам и Апеннинам, а также Пелоританский цоколь Сицилии входили в состав Африканской плиты [104]. Адриатический выступ в настоящее время вдаётся на север, ограничивая и срезая с востока глубоководные котловины Западного Средиземноморья. Этот выступ продвинулся на север за 20 млн. лет относительно Евразии на 150 км, обусловив резкое сжатие в Восточных Альпах (приведшее, например, к тектоническому перекрытию палеоген-неогеновых, вплоть до среднего миоцена, осадков Венского бассейна фронтальными покровами Альп). Одновременно с движением Адриатического выступа шло раскрытие глубоководных бассейнов Западного Средиземноморья и раздвижение континентальных блоков Корсики, Сардинии, Сицилии и Кабилии. Мы считаем, что механизм образования глубоководных котловин был здесь таким же, как котловин окраинных морей на западе Тихого океана. По южной окраине континентального блока Южной Европы, включавшего упомянутые континентальные осколки, располагалась в миоцене зона субдукции. Она маркируется, например, миоценовыми вулканами Северной Африки и Сицилии. Если принять ее за систему отсчета, то по отношению к ней Африка приближалась и ее край подвигался под нее, тогда как Адриатический выступ скользил вдоль субмеридиональных разломов, а Европа отодвигалась на север (рис. 28). В результате стали возможными совершенно резко противоположные события: с одной стороны,

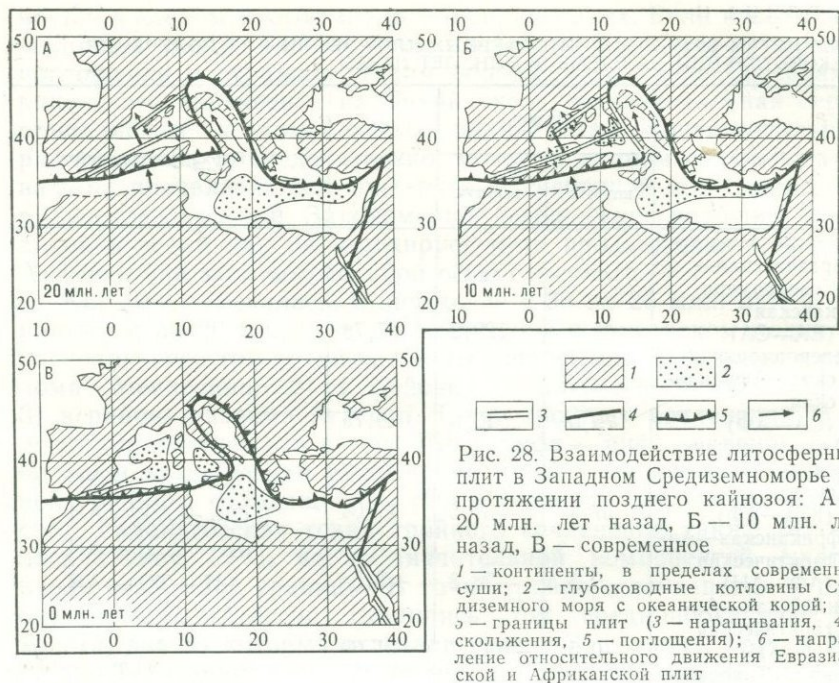


Рис. 28. Взаимодействие литосферных плит в Западном Средиземноморье на протяжении позднего кайнозоя: А — 20 млн. лет назад, Б — 10 млн. лет назад, В — современное

1 — континенты, в пределах современной суши; 2 — глубоководные котловины Средиземного моря с океанической корой; 3 — границы плит (3 — наращивания, 4 — скольжения, 5 — поглощения); 6 — направление относительного движения Евразийской и Африканской плит

надвиги и шарьяжеобразование во фронте зоны субдукции в Атласских горах Алжира и в месте столкновения Адриатического выступа и Европы в Восточных Альпах, а с другой — раскрытие новых субокеанических бассейнов в тылу зоны субдукции.

38 млн. лет (13 аномалия). 13 аномалия надежно идентифицируется в Атлантическом и Тихом океанах. В Индийском океане она, напротив, не обнаруживается; наиболее четко выраженной здесь является 11 аномалия (36 млн. лет). Для расчета положения литосферных плит использованы данные о конечных вращениях на 38 млн. лет (табл. 11); в Индийском океане выполнялось два вращения — одно на уровень 11 аномалии, и второе — с 36 до 38 млн. лет. Уровень 13 аномалии отвечает началу олигоцена. За период времени с 38 по 20 млн. лет произошел ряд важных событий, в результате которых конфигурация литосферных плит в олигоцене во многих существенных деталях отличалась от современной. Палеогеодинамическая реконструкция на 38 млн. лет показана на рис. 29.

В Тихом океане система спрединга, ограничивающая с востока Тихоокеанскую плиту, протягивалась в олигоцене через весь океан с юга на север. В это время еще ни один отрезок срединноокеанического хребта не был поглощен под активной окраиной Североамериканского континента; однако край континента уже подошел близко к хребту: в районе мыса Мендосино

ТАБЛИЦА 11

ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ВРЕМЯ 38 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Плита	Полюс		Угол	Порядок вращений
	широта	долгота		
Евразийская—Североамериканская (ЕА—СА)	68,0	129,9	-7,78	
Североамериканская—Африканская (СА—АФ)	79,0	13,0	9,75	
Южноамериканская—Африканская (ЮА—АФ)	57,4	-37,5	14,04	ЕА → СА → АФ → АН
Африканская—Антарктическая (АФ—АН)	-9,5	-28,8	-5,7	ЮА → АФ → АН И → АН
Индийская—Антарктическая (И—АН)	-0,5	-142,7	21,69	Н → ТО → АН
Наска—Тихоокеанская (два вращения) (Н—ТО)	62,45	-92,42	-39,28	
	71,73	-158,1	-10,16	
Тихоокеанская—Антарктическая (ТО—АН)	74,7	-57,0	27,9	

ось хребта отстояла в нескольких сотнях километров от континентальной окраины.

За период с 38 по 20 млн. лет происходило последовательное перекрытие оси спрединга Североамериканским континентом. Перекрытие распространялось с северо-запада на юго-восток от мыса Мендосино до устья Калифорнийского залива. Следствием надвигания Северной Америки на Тихий океан служат известково-щелочные вулканические серии, слагающие обширные поля на западной окраине континента в районах Каскадных гор и провинции Бассейнов и Хребтов. На западной окраине США развиты две серии вулканических пород, в целом сменяющих друг друга по вертикали: известково-щелочная и бимодальная, или контрастная. Известково-щелочная серия образовывалась в интервале от 55 до 30 млн. лет, а бимодальная — от 30 млн. лет до современности. Смена одной серии другой происходила диахронно — с 30 до 10 млн. лет, причем возраст подошвы бимодальной серии закономерно омолажи-

вается в южном и юго-западном направлениях. Если известково-щелочная серия является комплексом — индикатором границ поглощения и отражает, таким образом, надвигание Североамериканского континента на Тихий океан, то бимодальная серия принадлежит к комплексам — индикаторам континентальных рифтовых зон и, следовательно, может в данном случае указывать на проявление оси спрединга, погребенной под Североамериканской окраиной. Закономерное омоложение подошвы бимодальной серии как бы маркирует путь продвижения Северной Америки над этой погребенной осью спрединга.

Как уже отмечалось, в интервале с 38 по 26 млн. лет, а, вероятно, и до 20 млн. лет, на Восточно-Тихоокеанском поднятии располагалось три точки тройного сочленения: 1) в районе разлома Мендосино, 2) в районе Галапагосского разлома и 3) в районе разлома Агассиц. Точка тройного сочленения Мендосино принадлежала к типу РРС (рифт — рифт — сдвиг), с небольшой компонентой растяжения вдоль субширотной разломной границы, отходящей от точки тройного сочленения на восток. Галапагосская точка тройного сочленения также относилась к типу РРС, но со значительной компонентой сжатия вдоль разломной границы. В точке тройного сочленения в районе разлома Агассиц сходились три срединноокеанических хребта, два из которых отвечали северной и южной ветвям Восточно-Тихоокеанского поднятия, а третья — пра-Чилийскому хребту. К Тихоокеанской плите примыкали следующие плиты: Хуан-де-Фука, Кокосовая, Наска и Антарктическая. Первые три плиты являлись остатками прежде единой Фаралонской плиты. На южной оконечности пра-Чилийского хребта по рисунку магнитных аномалий можно реставрировать еще одну точку тройного сочленения. Примерно у разлома Шеклтон 13 аномалии сходятся между собой под прямым углом, отмечая положение предполагаемой точки тройного сочленения, принадлежавшей к типу РРР. Ось спрединга, отходившая на восток, отделяла от плиты Наска плиту Алук.

По северо-западной окраине Тихого океана в конце олигоцена начинает формироваться современная система вулканических островных дуг и окраинных морей. К этому времени относится заложение Курило-Камчатской, Японской, Идзу-Бонинской и Марианской дуг. Уже существовала вулканическая дуга на месте хребтов Ширшова и Бауэрса в Беринговом море. В олигоцене оформилась Алеутская дуга, отделившая мезозойское ложе Алеутской котловины Берингова моря от Тихого океана. Глубоководные котловины Японского и Охотского морей, равно как и Командорская котловина Берингова моря, возникли в интервале времени от 38 до 20 млн. лет. Прямые данные о возрасте известны лишь для Командорской котловины, где глубоководным бурением под чехлом осадков вскрыты толлейтовые базальты с возрастом 29,6 млн. лет [138]. О возрасте

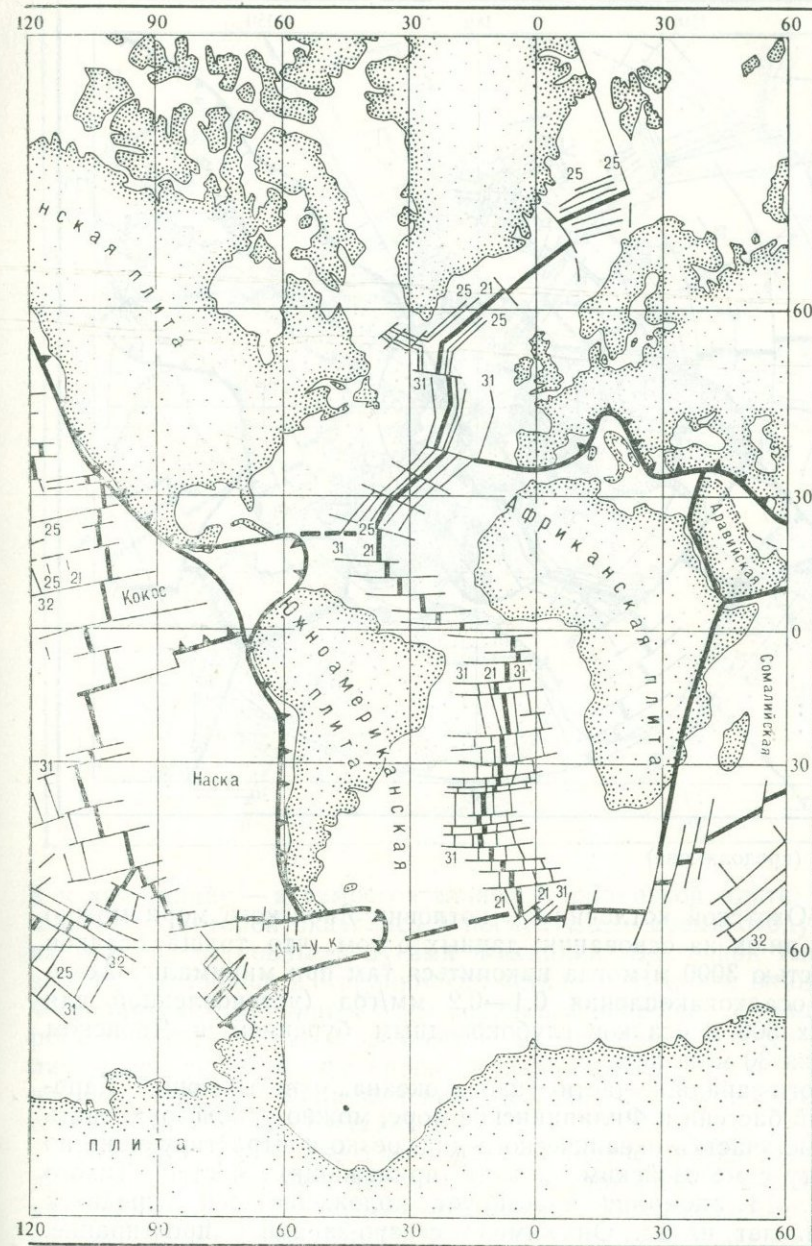
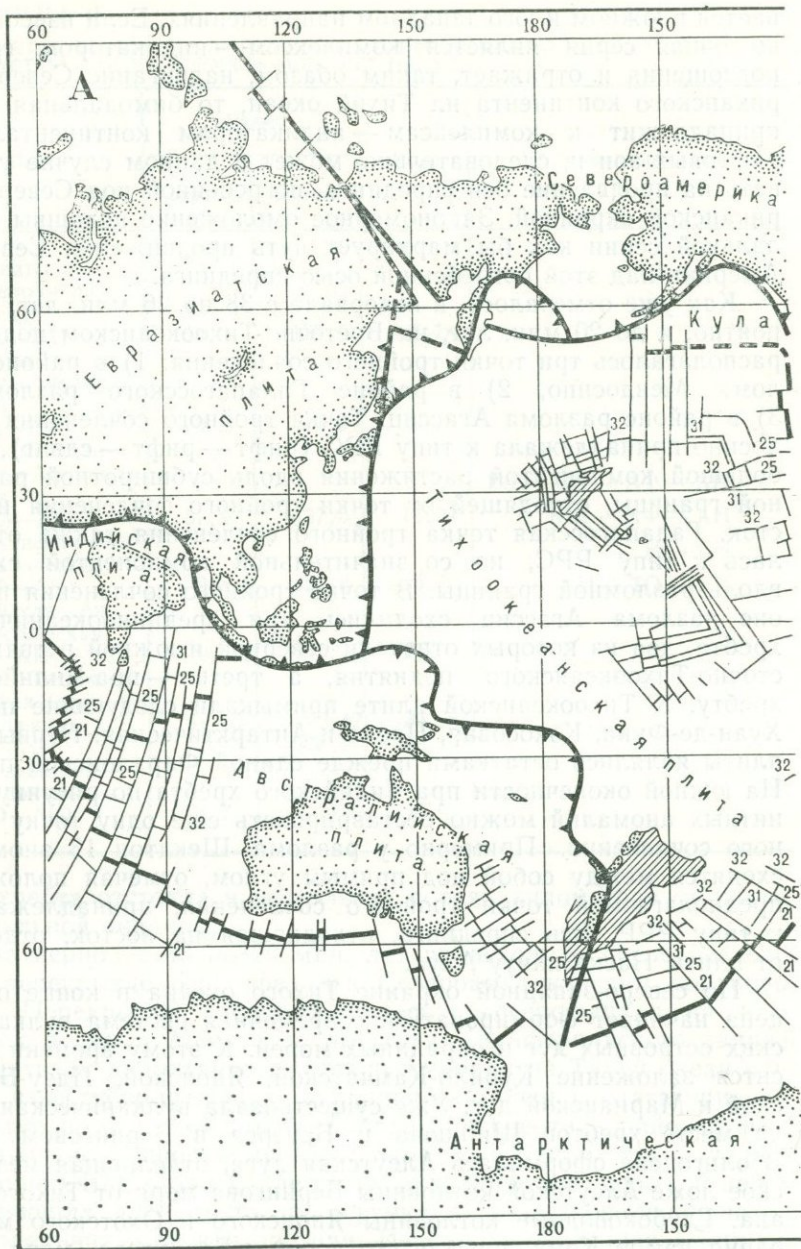


Рис. 29. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит Земли (38 млн. лет назад)

А — меркаторская проекция; Б—В — стереографическая проекция (Б — северное полушарие, В — южное полушарие)
Условные обозначения см. рис. 24

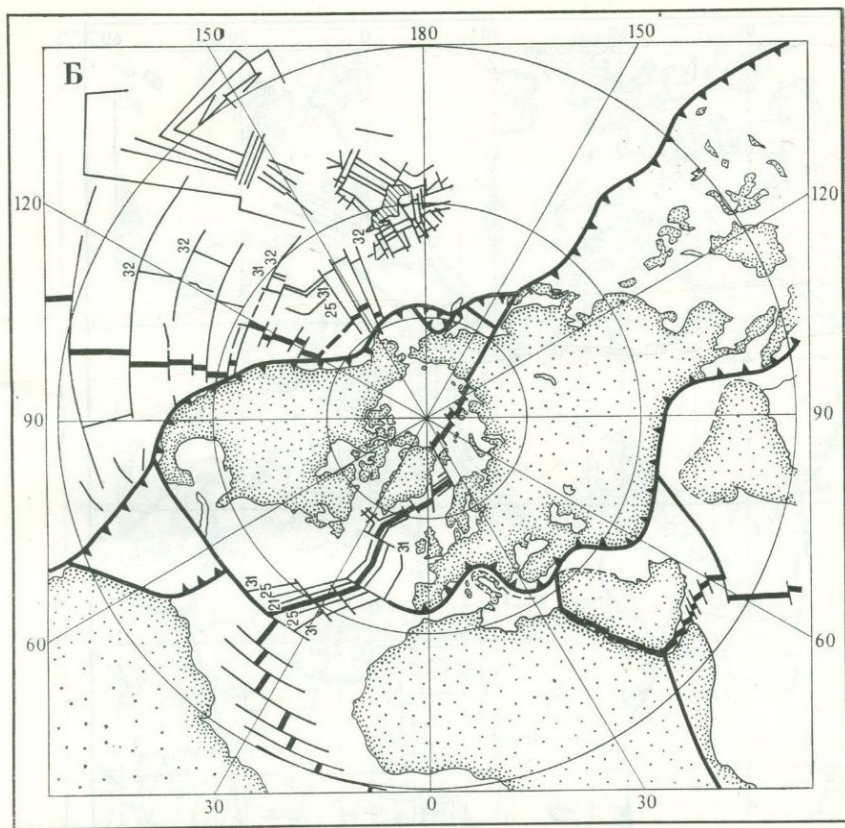
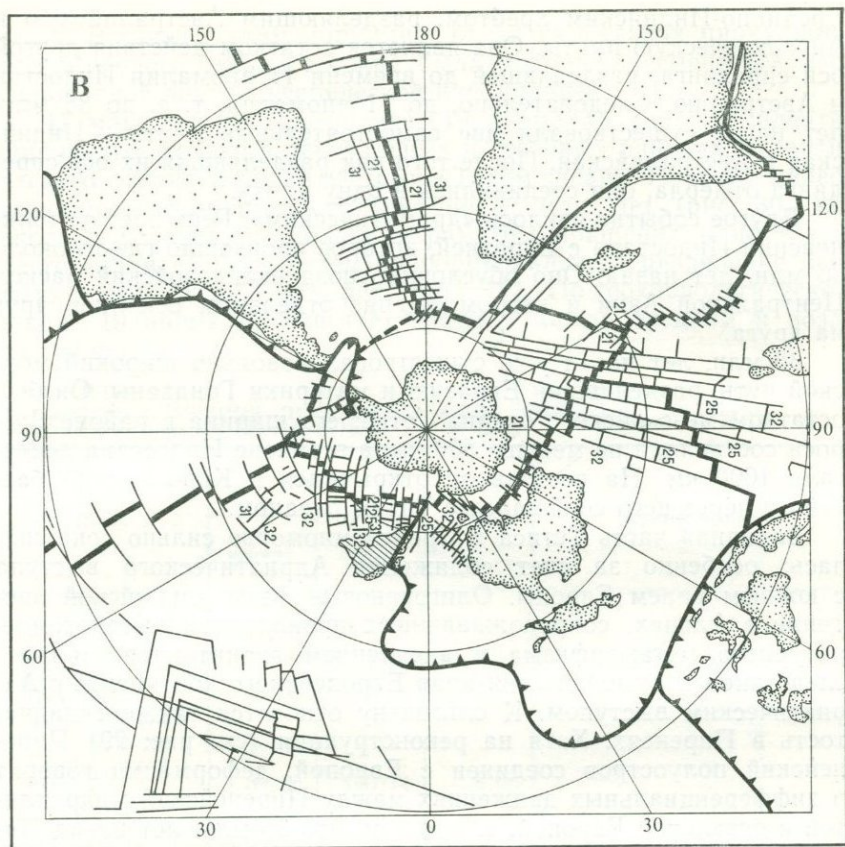


Рис. 29 (продолжение)

Южно-Охотской котловины и котловин Японского моря можно судить лишь на основании данных о том, что толщина осадков мощностью 3000 м могла накопиться там при минимальной скорости осадконакопления 0,1—0,2 мм/год (установленной для верхних 300 м осадков глубоководным бурением в Японском море) за 30 млн. лет.

В юго-западной части Тихого океана, охватывающей Каролинский бассейн и Филиппинское море, можно реконструировать молодые участки океанического дна, резко контрастирующие по возрасту с мезозойским ложем прилежащих частей Тихого океана. 13 аномалия трассирует положение оси спрединга 38 млн. лет назад. Она имела северо-западное простирание, совпадая с Центрально-Филиппинским разломом в Западной котловине Филиппинского моря, и протягивалась отсюда в Каролинский бассейн. Вероятно, океаническое ложе к северо-востоку от оси спрединга принадлежало к Тихоокеанской плите,



а к юго-западу — к самостоятельной Каролинской плите, большая часть которой оказалась в последнее время субдуцированной под островными дугами Филиппин, Восточной Индонезии, Новой Гвинеи и Каролинских островов. В конце олигоцена Филиппинско-Каролинская ось спрединга перестала функционировать. Зоны субдукции, возникшие на месте желобов Яп и Палау, рассекали области с вновь созданной океанической корой надвое, отделив Филиппинский бассейн от одновозрастного с ним Каролинского бассейна.

В Индийском океане в олигоцене—миocene происходило раздвижение Индостана и Австралии от Антарктиды. К рассматриваемому интервалу времени относятся два важных события. Одно из них состоит в том, что Индостан и Австралия двигались разобщенно друг от друга. Это вытекает из наличия в восточной части Индийского океана между Восточно-Индийским хребтом и Австралией самостоятельной системы магнитных аномалий, начиная с 11 и древнее [147]. Эта система не связана со

Срединно-Индийским хребтом, разделяющим Австралийскую и Антарктическую плиты. Она является остатком действия другой оси спрединга, разделявшей до времени 11 аномалии Индостан и Австралию. Следовательно, до 11 аномалии, т. е. до 36 млн. лет назад существовали две самостоятельные плиты — Индийская и Австралийская. После того как разделявшая их ось спрединга отмерла, они соединились в одну плиту.

Другое событие явилось «драматическим». Речь идет о столкновении Индостана с Евразией, которое произошло где-то около 30 млн. лет назад. Оно обусловило позднекайнозойский раскол Центральной Азии и нагромождение отдельных осколков друг на друга.

38 млн. лет назад уже существовал довольно широкий морской путь, разделявший Евразию и материки Гондваны. Он был остатком мезозойского океана Тетис; его ширина в районе Загроса составляла не меньше 500 км, а в районе Индостана достигала 1000 км. На востоке он открывался в Каролинский бассейн и через него сообщался с Тихим океаном.

Западная часть Тетиса в Средиземноморье сильно сокращалась; особенно за счет сближения Адриатического выступа с южным краем Европы. Олигоценовые фазы альпийской орографии в Альпах, сопровождавшиеся проявлением высокотемпературного метаморфизма и внедрением гранитоидов, явились следствием взаимодействия края Европейского континента с Адриатическим выступом. К олигоцену относится также складчатость в Пиренеях. Хотя на реконструкции (см. рис. 29) Пиренейский полуостров соединен с Европой, деформации говорят о дифференциальных движениях между Пиренейской микроплитой и остальной Европой, т. е. о том, что 38 млн. лет назад Пиренейский полуостров был смещен на какое-то расстояние от материковой Европы. По имеющимся в нашем распоряжении материалам мы, к сожалению, не можем произвести детальный анализ взаимодействия плит в зоне Пиренеев.

Система спрединга Атлантического океана в олигоцене совпала, как и сейчас, со Срединно-Атлантическим хребтом. Северная Атлантика между Скандинавским полуостровом и Гренландией была сильно сокращена. Остров Шпицберген располагался близ северного окончания Гренландии, и в то время океанического пространства здесь еще не существовало; граница между Североамериканской и Евразийской плитами имела в данном месте трансформную природу.

В рассматриваемый период времени заканчивается свободное сообщение и прерываются прямые связи между основными океанами в тропическом поясе. При столкновении Индостана с Евразией океан Тетис оказался замкнутым с востока. Возникновение Малой Антильской островной дуги положило начало образованию перемычки между Атлантическим и Тихим океа-

нами. В связи с этим циркумширотная глобальная циркуляция вод Мирового океана должна была постепенно смениться изолированной внутрокеанической циркуляцией.

47 млн. лет (19 аномалия). 19 аномалия надежно идентифицируется только в центральных и северных районах Атлантического океана, а также местами в Тихом океане. Поэтому палеогеодинамическая реконструкция на 47 млн. лет (рис. 30) несколько условна, поскольку параметры вращения плит взяты чисто аналитическим путем пропорционального разделения времени между 38 и 53 млн. лет (табл. 12). По геохронологической шкале 19 аномалия отвечает границе между средним и поздним эоценом.

ТАБЛИЦА 12
ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ВРЕМЯ 47 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Плита	Полюс		Угол	Порядок вращений
	широта	долгота		
Евразийская—Североамериканская (ЕА—СА)	56,93	125,38	—8,41	
Западно-Европейская—Североамериканская (ЗЕ—СА)	58,85	140,14	—8,95	
Североамериканская—Африканская (СА—АФ)				ЕА → СА → АФ → АН
Южноамериканская—Африканская (ЮА—АФ)	57,4	—37,5	17,86	ЗЕ → СА → АФ → АН ЮА → АФ → АН
Африканская—Антарктическая (АФ—АН)	—9,5	—28,8	—7,0	И → АН А → АН
Индийская—Антарктическая (И—АН)	3,67	—147,21	30,43	ЗАН → Т → АН
Австралийская—Антарктическая (А—АН)	4,23	—141,73	27,58	
Западно-Антарктическая—Тихоокеанская (ЗАН—Т)	75,3	—48,5	—34,5	
Тихоокеанская—Антарктическая (Т—АН)	70,95	—16,64	26,19	

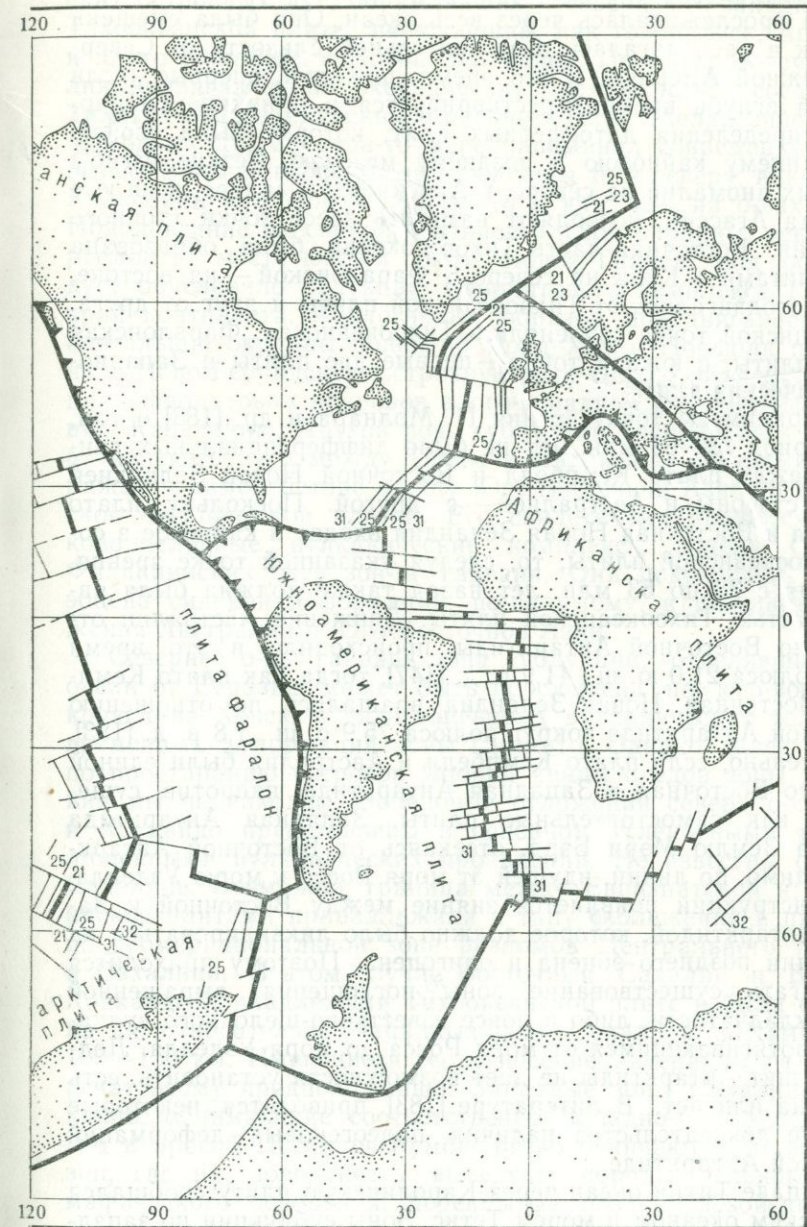
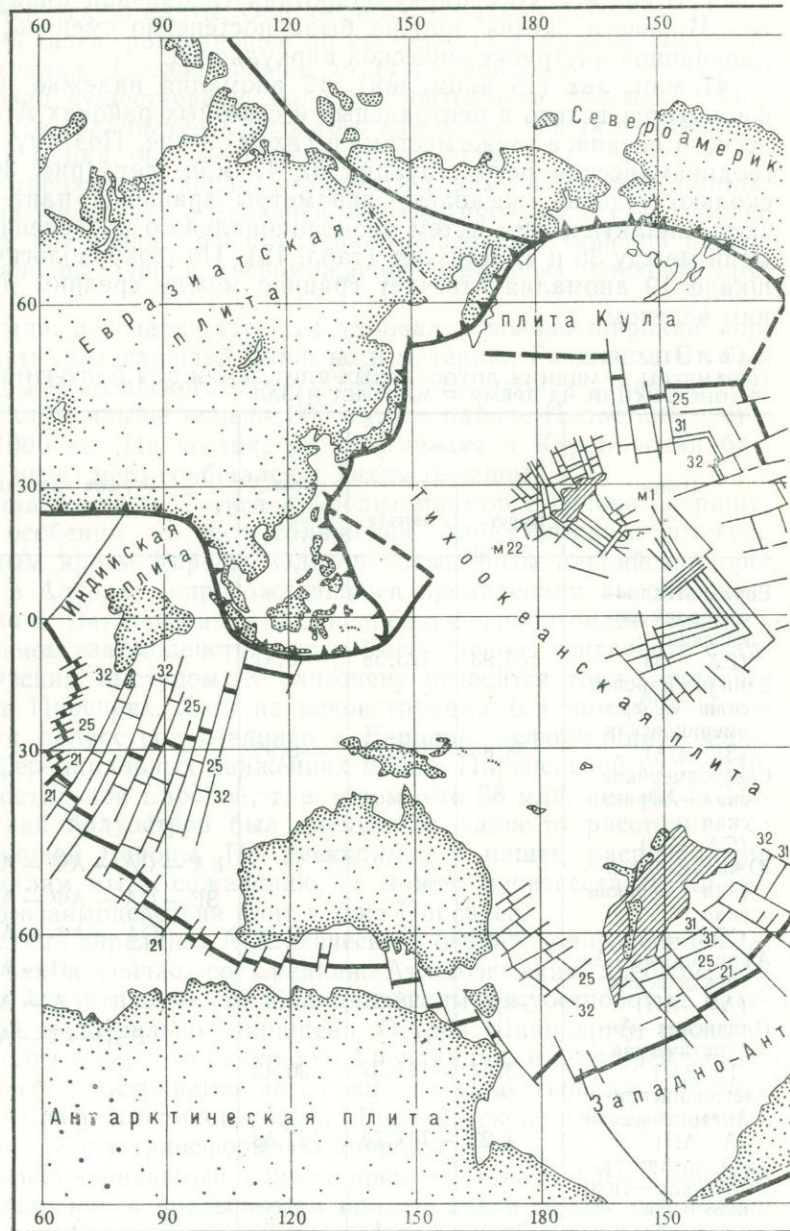


Рис. 30. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит Земли (47 млн. лет назад)

Условные обозначения см. рис. 24

В Тихом океане система срединноокеанического хребта без перерыва прослеживалась через весь океан. Она была смещена на восток и располагалась в относительной близости от Северной и Южной Америки. В это время, пожалуй, впервые (если двигаться вглубь времен) реставрируется в принципе та картина распределения литосферных плит, которая была свойственна раннему кайнозою и позднему мезозою. Резкие изгибы магнитных аномалий на севере, в Аляскинском заливе, и на юге у разлома Агассиц, позволяют наметить здесь точки тройного сочленения. Восточная часть Тихого океана была образована двумя плитами — Кула на севере и Фаралонской — на востоке, которые отодвигались от Тихоокеанской плиты и друг от друга. В Аляскинской точке сочленялись Тихоокеанская, Фаралонская и Кула плиты, в южной точке — первые две плиты и Западно-Антарктическая плита.

Мы принимаем точку зрения П. Молнара и др. [183] о том, что в период 38—53 млн. лет не было дифференциальных движений между плато Кемпбелл и Восточной Новой Зеландией с одной стороны и Австралией — с другой. Поскольку плато Кемпбелл и Восточная Новая Зеландия входят в кайнозой в состав Тихоокеанской плиты, то, следуя указанной точке зрения, Австралия с 38 по 53 млн. лет назад также должна была являться частью Тихоокеанской плиты. Движение Австралии относительно Восточной Антарктиды происходило в это время вокруг полюса 21,0 ю. ш., 41,9 в. д. [147], тогда как плато Кемпбелл и Восточная Новая Зеландия вращались по отношению к Западной Антарктиде вокруг полюса 75,9 с. ш., 1,8 в. д. [183]. Следовательно, если плато Кемпбелл и Австралия были единой плитой, то Восточная и Западная Антарктида, напротив, существовали как самостоятельные плиты. Западная Антарктида включала Землю Мэри Бэрд, отсекаясь от Восточной Антарктиды, видимо, по линии, идущей от моря Росса к морю Уэдделла. На реконструкции появляется зияние между Восточной и Западной Антарктидой, которое должно было ликвидироваться на протяжении позднего эоцена и олигоцена. Поэтому приходится предполагать существование зоны поглощения, выраженной либо в складчатости, либо в поясе известково-щелочного вулканизма, протягивающимся от моря Росса до моря Уэдделла. Ледниковый щит Антарктиды не дает возможности установить, есть такая зона или нет. В литературе [183] приводятся некоторые косвенные доказательства наличия палеогеновых деформаций в Западной Антарктиде.

На западе Тихий океан через Каролинскую плиту сообщался с Индийским океаном и морем Тетис. Зоны субдукции по западной окраине Тихого океана имели несколько иное расположение по сравнению с современными. По распространению эоценовых известково-щелочных вулканических комплексов в Меланезии: на островах Фиджи, Новых Гебридах, Новой Каледонии, в Но-

вой Гвинее можно восстановить субширотный пояс вулканических островных дуг, обрамлявших с севера юго-западный край Тихоокеанской плиты, включавший, как говорилось, Австралию и плато Кемпбелл с Новой Зеландией. По этому поясу Австралия надвигалась на океанические пространства, соединявшие Тихий океан с Индийским и океаном Тетис. Меланезийский пояс островных дуг в какой-то мере напоминал современную Индонезию. Зоны Беньюфа были наклонены то к северу, как в Новой Каледонии или Новой Гвинее, то к югу, как на о-вах Фиджи. Пододвигание пассивной континентальной окраины, реконструируемой на месте южной части Новой Гвинеи, под островную дугу обусловило обдукцию офиолитового комплекса Папуа на край континента. Аналогичным образом пододвиганием континентальной окраины поднятий Лорд Хау и Норфолк под древнюю Ново-Гебридскую островную дугу можно объяснить обдукцию офиолитовых покровов в юго-западном направлении на Новую Каледонию. Другой пояс субдукции располагался к северу от морского пути между Тихим и Индийским океанами. Он отражал взаимодействие между Юго-Восточной Азией и Каролинской океанической плитой. Его свидетелями являются известково-щелочные вулканические комплексы эоцена Сулавеси, Филиппинских островов и Тайваня. Они подверглись в конце эоцена сильной деформации, по-видимому, в результате сближения Австралии и Юго-Восточной Азии.

Севернее о-ва Тайвань зона субдукции, отделявшая Тихий океан от Евразии, может быть прослежена по юго-восточному краю о-ва Хонсю в виде эоценовых вулканических толщ и современных деформаций зоны Симанто. Однако далее на север по простиранию островов Японии явных следов зоны поглощения мы не находим. Эоценовые отложения севера о-ва Хонсю и Хоккайдо представлены в основном угленосными толщами, лишенными вулканических проявлений. Не известны они и на Сахалине. Возможно, граница между Евразийской и Тихоокеанской плитами принадлежала к типу скольжения и проходила по субмеридиональной зоне разломов Центрального Хоккайдо и Сахалина. В этом случае Восточный Сахалин и Восточное Хоккайдо принадлежали Тихоокеанской плите и были сдвинуты на юг относительно западных зон Сахалина и Камчатки на 100—150 км. Имеющиеся геологические материалы не противоречат этому предположению. Западные зоны Сахалина и Хоккайдо, обнимающие соответственно Западно-Сахалинский прогиб и прогиб Иссикари-Румои, резко отличаются от восточных зон, где на поверхность выведены породы зеленокаменного мафического основания, перекрытые позднемезозойскими вулканогенно-обломочными толщами.

Эоценовые вулканические дуги могут быть восстановлены по распространению пород известково-щелочной серии соответствующего возраста на Восточной Камчатке и в Олюторовской

зоне Корякского нагорья. Эти дуги соединялись, вероятно, с вулканической дугой Ширшова—Бауэра и далее с Алеутской дугой.

По восточному краю Тихого океана почти повсеместно можно восстановить прежние зоны поглощения, по которым шло на движение Северной и Южной Америки на Фаралонскую плиту Тихого океана. Между Северной и Южной Америкой существовал морской пролив, соединявший Тихий океан с Атлантикой. Однако уже в середине или конце эоцена заложилась Малая Антильская островная дуга, отделившая меловое ложе Карибского моря от Атлантического океана.

Евразийская плита с юга на всем своем протяжении была окаймлена зоной субдукции, падавшей на север. Пояс известково-щелочного магматизма, включающий вулканические наложения и разнообразные гранитоидные интрузии, прослеживается от Балканского полуострова через Турцию, Малый Кавказ и Иран до Афганистана. Остатки океанической коры Тетиса поглощались под краем Евразийского континента. В западной части Тетиса, на месте Динарид и Альп существовала, вероятно, мозаика микроконтинентов, разделенных узкими бассейнами с океанической корой. В эоцене происходило сближение и сгущивание этих континентальных обломков в единую массу. Широко распространенный эоценовый флиш является отражением этого процесса.

В Атлантическом океане непрерывно шло раздвижение плит от Срединно-Атлантического хребта, соответственно Северной и Южной Америки от Евразии и Африки. Как и в более поздние эпохи, главными точками тройного сочленения плит на Срединно-Атлантическом хребте являлись: 1) Азорская, где сочленились Североамериканская, Евразийская и Африканская плиты, 2) Центральнo-Атлантическая, в которой сходились границы между Североамериканской, Южноамериканской и Африканской плитами, и 3) точка Буве в Южной Атлантике, сочленяющая Южноамериканскую, Африканскую и Антарктическую (вернее, Восточно-Антарктическую) плиты. Но кроме них, существовала в Северной Атлантике еще одна точка тройного сочленения. Анализируя линейные магнитные аномалии Норвежского моря, М. Тальвани и О. Эльдхолма [228] пришли к заключению, что если с 38 до 0 млн. лет Срединно-Атлантический хребет представлял собой к северу от Азорской точки тройного сочленения единую границу Североамериканской и Евразийской плит, относительное движение которых происходило вокруг одного полюса вращения, то полюса вращения, определенные по аномалиям древнее 13, соответственно для Норвежского моря и для отрезка Атлантического океана между Исландией и Азорскими островами оказываются различными. Полюс дифференциального движения между 38—53 млн. лет, определенный по аномалиям Норвежского моря, расположен в точке

5,20 ю. ш., 117,42 в. д., тогда как соответствующий полюс для более южной части Атлантики, вычисленный У. Питманом и М. Тальвани [200], имеет координаты 27,6 с. ш., 155,7 в. д. Заметим, что необходимость иного положения полюса для Норвежского моря вытекает также из того, что если пользоваться полюсами раскрытия Атлантики, рассчитанными для отрезка от Азорских островов до Исландии, получается на 47 млн. лет значительное и нереальное перекрытие Шпицбергена и Северной Гренландии. Полюса раскрытия, рассчитанные по магнитным аномалиям Норвежского моря, позволяют избежать этого перекрытия. Наличие двух различных полюсов вращения для двух отрезков Северной Атлантики говорит о том, что в Северной Атлантике взаимодействовали не две плиты — Евразийская и Североамериканская, а по крайней мере три, т. е. какая-то из этих двух плит была разбита на две части. Наиболее вероятное положение точки тройного сочленения относится к отрезку Срединно-Атлантического хребта между Исландией и разломом Ян-Майен, где происходят наиболее крупные нарушения и смещения магнитных аномалий. Следовательно, речь может идти о дополнительном расчленении либо Гренландии, либо Европы. В отношении Гренландии нет никаких данных, что она когда-то в мезо-кайнозой являлась составным континентом. В Европе же, наоборот, юго-восточный отрезок Ян-Майенского разлома находит продолжение в рифтоподобных структурах дна Северного моря, и далее на юго-восток предполагаемая граница раздела между плитами может быть трассирована под мощным чехлом Датско-Польской низменности (Датско-Польской борозды) в предгорья Карпат с выходом на северный склон Добруджи и в Черное море. Мы предполагаем, что в эоцене и олигоцене Западная Европа образовывала малую плиту, отделенную от главной Евразийской плиты намеченной выше границей северо-западного простирания. Полюс движения Западно-Европейской плиты относительно Евразийской располагался (из расчета замыкания движений вокруг Ян-Майенской точки тройного сочленения) в точке 43,38 с. ш., 133,45 в. д. (угол поворота 2,2°). Западно-Европейская плита должна была сближаться с Евразийской с одновременным смещением относительно нее в юго-восточном направлении.

53 млн. лет (21 аномалия). 21 аномалия хорошо идентифицируется во всех океанах. Она отвечает раннему эоцену. Параметры вращений плит, необходимых для получения реконструкции (рис. 31), даны в табл. 13. В Тихом океане реконструируются Тихоокеанская, Фаралонская, Кула и Западно-Антарктическая плиты; на западе океана — Каролинская плита, на юго-востоке — небольшая плита, включающая Антарктический полуостров. Наибольшую площадь занимала Тихоокеанская плита, но и Фаралонская плита и плита Кула еще имели значительные размеры, хотя уже поглощались под

ТАБЛИЦА 13

ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ВРЕМЯ 53 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Плита	Полюс		Угол	Порядок вращений
	широта	долгота		
Евразийская— Гренландская (ЕА—Г)	52,4	125,9	—8,7	
Гренландская— Западно-Евро- пейская (Г—ЗЕ)	53,5	133,1	9,2	
Западно-Европей- ская—Северо- американская (ЗЕ—СА)	55,7	141,7	—9,92	
Пиренейская—Се- вероамерикан- ская (П—СА)	56,0	144,0	—9,9	
Североамерикан- ская—Африкан- ская (СА—АФ)	77,0	15	13,9	ЕА → Г → ЗЕ → СА → АФ → АН П → СА → АФ → АН ЮА → АФ → АН И → А → АН ЗАН → Т → АН
Южноамерикан- ская—Африкан- ская (ЮА—АФ)	57,4	—37,5	20,12	
Африканская—Ан- тарктическая (АФ—АН)	—9,5	—28,8	—8	
Индийская—Ав- стралийская (И—А)	4,0	—3,0	—6,0	
Австралийская— Антарктическая (А—АН)	—6,0	40,5	—31,6	
Западно-Антарк- тическая—Тихо- океанская (ЗАН—Т)	76,36	—43,43	—29,1	
Тихоокеанская— Антарктическая (Т—АН)	64,38	1,67	25,8	

надвигаемыми на них континентальными окраинами Северной и Южной Америки. В Тихоокеанскую плиту, как и 47 млн. лет назад, входила Австралия; Тихоокеанская плита имела подковообразную форму, ограниченную с внешней стороны границами наращивания литосферы, а с внутренней — в основном границами поглощения. Точка тройного сочленения плит Тихоокеан-

ской, Кула и Фаралонской располагалась примерно в 1000 км к югу от вершины Аляскинского залива. Ось спрединга, разделявшая Тихоокеанскую и Кула плиты, протягивалась от точки тройного сочленения на запад и где-то в районе Японии подходила к краю Евразийского континента. Ее западное продолжение неясно: либо она поглощалась под предполагаемыми зонами субдукции, либо уходила, как считают некоторые исследователи, в Японское море [144]. Фаралонская плита достигала в это время 3000—3500 км в поперечнике, располагаясь в основном между главной осью спрединга Тихого океана и Южноамериканской плитой. С юго-запада Фаралонская плита была ограничена осью спрединга, подходившей к Тихоокеанской плите в районе разлома Агассиц. Судя по резкому изгибу 21 аномалии в море Беллинсгаузена, на этой оси спрединга располагалась еще одна точка тройного сочленения. На отрезке между двумя точками тройного сочленения Фаралонская плита взаимодействовала с Западно-Антарктической плитой, а к юго-востоку от второй точки тройного сочленения — с плитой Антарктического полуострова. По-видимому, ось спрединга, разделявшая Фаралонскую плиту и Антарктический полуостров, протягивалась на восток в Южную Атлантику, отделяя Антарктический полуостров также от Южной Америки.

53 млн. лет назад Австралия только начала отодвигаться от Антарктиды. К интервалу 53—47 млн. лет относится первоначальный раздвиг с образованием первых 400—500 км океанической коры между двумя континентами; впервые возникло соединение южных частей Индийского и Тихого океанов. До этого Австралия препятствовала свободной циркуляции циркум-антарктических океанических течений.

Зоны субдукции обрамляли котловину Тихого океана почти по всей ее периферии. На западном краю Южной Америки продолжали формироваться гранитоидные интрузии, составляющие Андийский батолит. На западной окраине Северной Америки начали образовываться раннекайнозойские известково-щелочные вулканические серии, составляющие нижний вулканический комплекс провинции Бассейнов и Хребтов. Зона субдукции может быть восстановлена к югу от п-ова Аляска, она контролировала проявления известково-щелочного вулканизма южных зон Аляски. По-видимому, система островной дуги протягивалась от п-ова Аляска на запад в дугу хребтов Ширшова и Бауэрса и далее в Олюторовскую зону Корякского нагорья. Эта система, вероятно, в данное время изолировала от Тихого океана часть плиты Кула во внутренней части Берингова моря. На западной окраине Тихого океана границы поглощения могут быть прослежены по зоне Симанто в юго-восточной части Хонсю. Протяженный пояс эоценовых деформаций обрамлял Юго-Восточную Азию, охватывая складчатые зоны Филиппин, Сулавеси, Калимантана, дуги Банда и Суматры. Возник этот пояс деформаций,

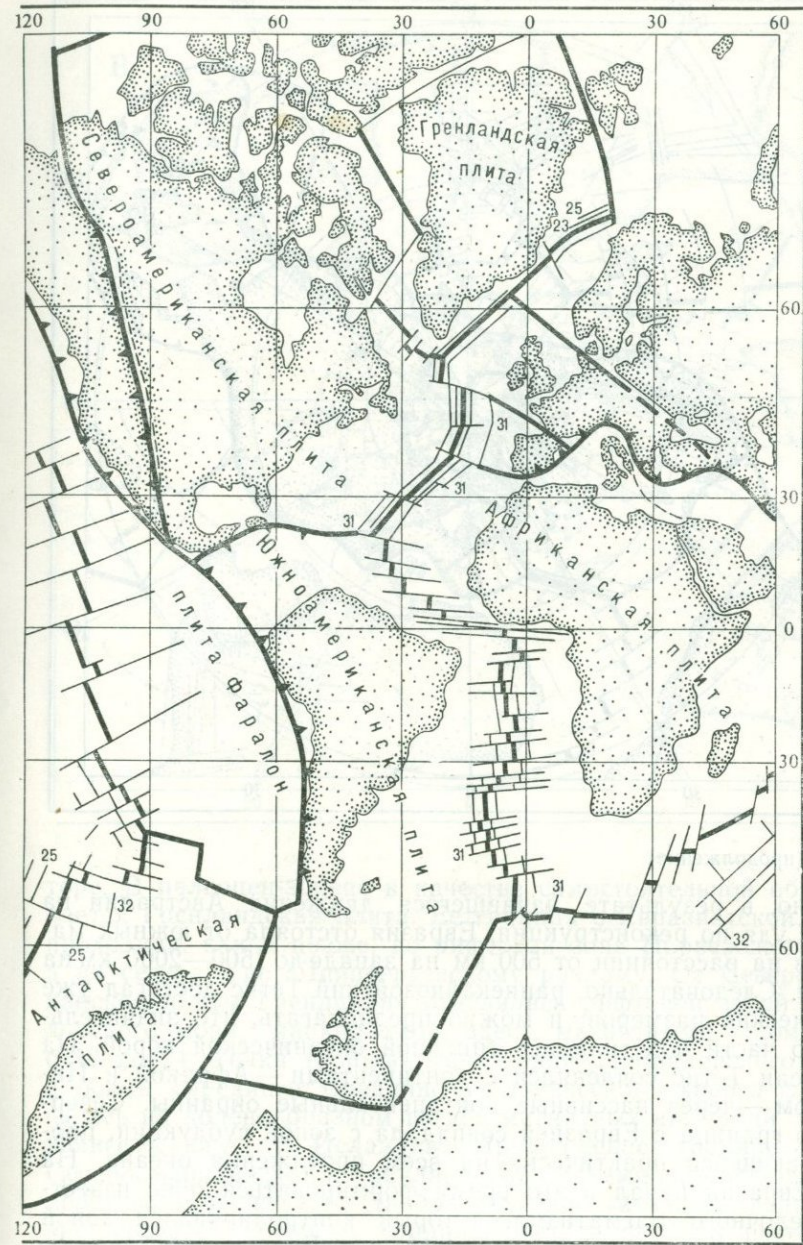
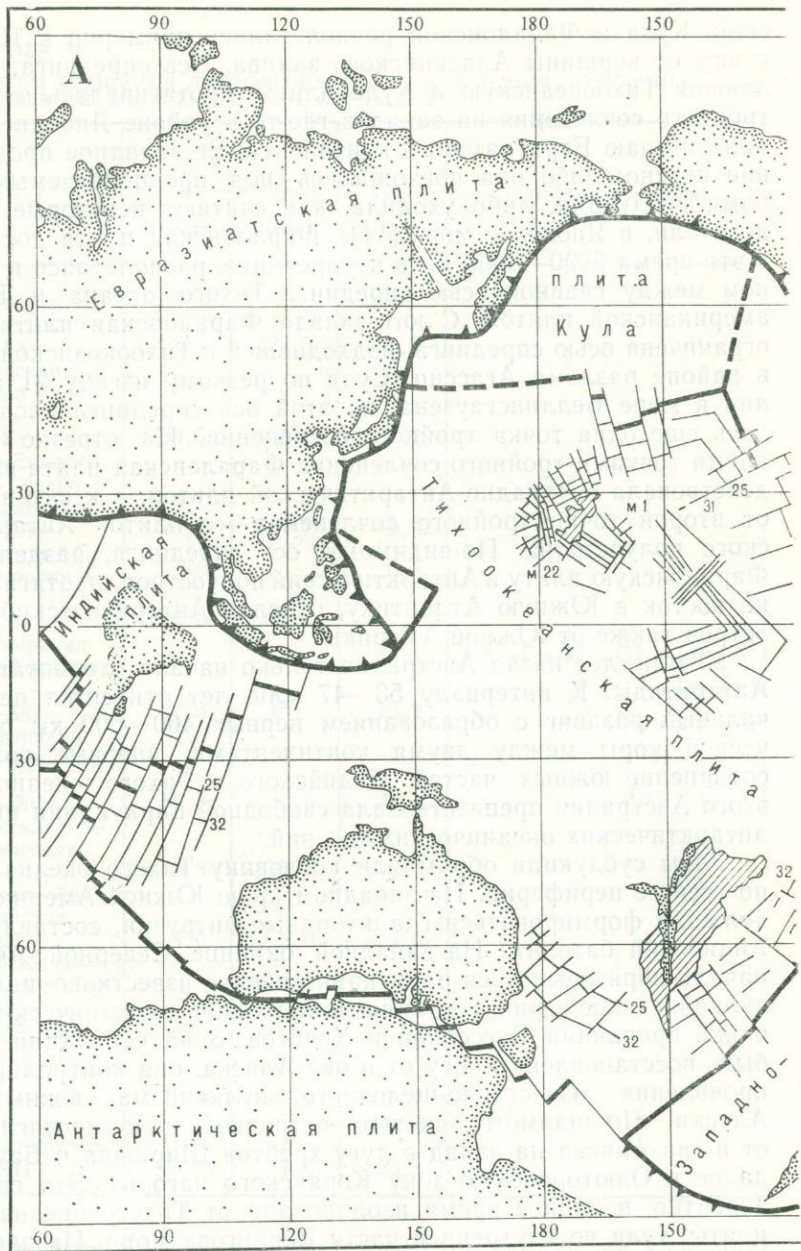


Рис. 31. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит Земли. (53 млн. лет назад)

А — меркаторская проекция; Б—В — стереографическая проекция (Б — северное полушарие, В — южное полушарие)
 Условные обозначения см. рис. 24

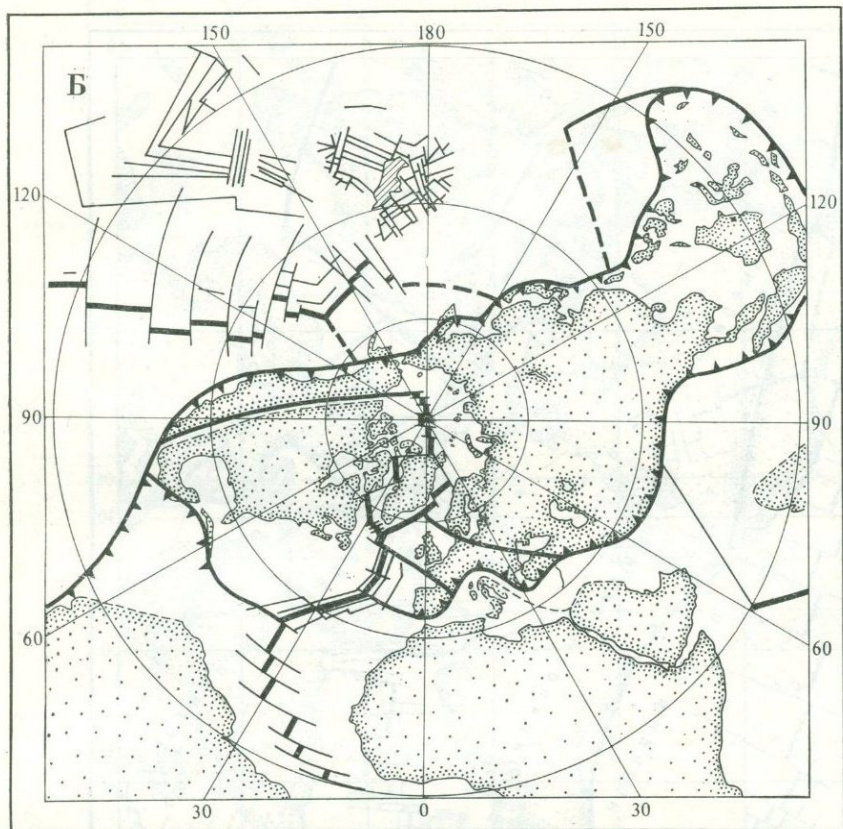
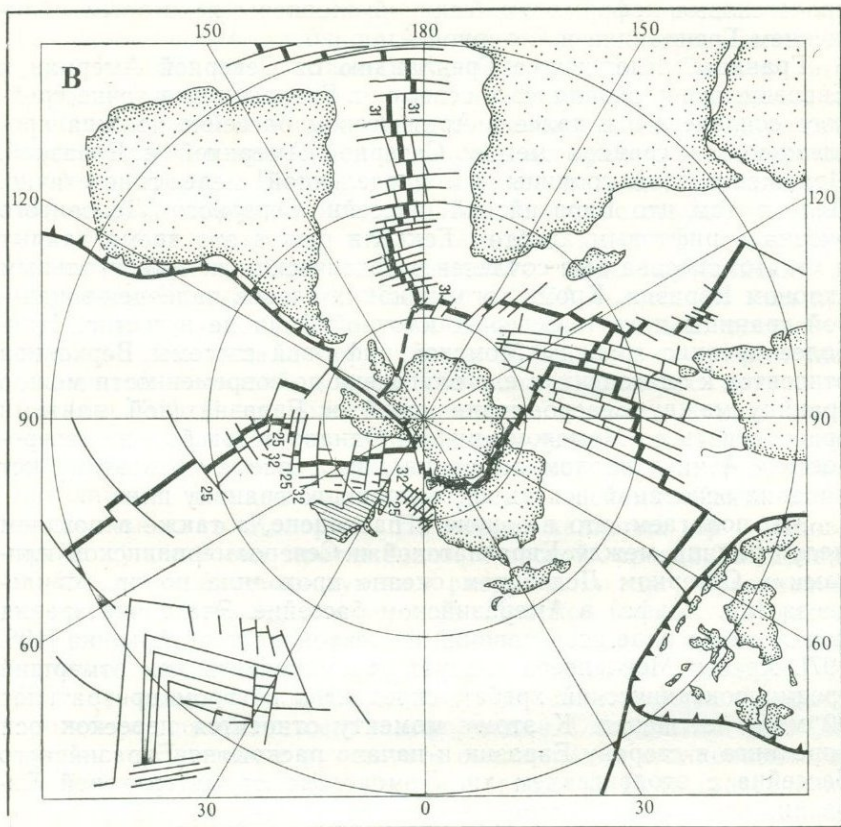


Рис. 31 (продолжение)

очевидно, в результате начавшегося движения Австралии на север. Судя по реконструкции, Евразия отстояла от южных материков на расстоянии от 500 км на западе до 1500—2000 км на востоке. Следовательно, раннекайнозойский Тетис достигал уже океанических размеров, и можно предполагать, что значительные его части подстилалась типичной океанической корой. На юге океан Тетис сочленялся с континентами — Африкой и Индостаном — через пассивные континентальные окраины. Северная его граница с Евразией совпадала с зоной субдукции, прослеживающейся практически на всем протяжении океана. На краю Евразии начал в это время формироваться пояс известково-щелочного магматизма, который контролировался зоной Беньофа, погружавшейся от Тетиса под Евразийский континент.

Существенные изменения по сравнению с более молодыми эпохами отмечаются в Северной Атлантике и Арктическом сек-



торе. В палеоцен-эоцене в качестве самостоятельной обособливается Гренландская плита. Ее граница с Евразийской плитой проходила, как и позже, по рифтовой зоне Норвежского моря, а на севере — по Шпицбергенскому разлому. От Североамериканской плиты Гренландия отделялась рифтовой зоной Лабрадорского моря, маркируемой здесь магнитными аномалиями с 19 по 24. Точка тройного сочленения Лабрадорского рифта с осями спрединга Срединно-Атлантического хребта располагалась на коленообразном изгибе магнитных аномалий хр. Рейкьянес к югу от Исландии. Продолжение границы между Североамериканской и Гренландской плитами на север от Лабрадорского моря неясно. Наиболее предпочтительно предположение, согласно которому граница совпадала с так называемой линией Вегенера, проходящей по прямолинейному проливу Кеннеди, отделяющему Северо-Западную Гренландию от Земли Виктории; Канадский архипелаг в соответствии с ним принадлежал к Североамериканской плите, а известные в его пределах

палеогеновые деформации были обусловлены некоторым сближением Гренландии и Северной Америки.

Границы, отделяющие Гренландию от Северной Америки и Евразии, вновь сходились к северу от Гренландии в точке тройного сочленения, и далее в Арктическом бассейне должна проследиваться граница между Северной Америкой и Евразией. Положение этой границы в определенной мере гипотетично. Дело в том что Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с рифтовым хребтом Гаккеля был в это время закрыт и хр. Ломоносова был сочленен с арктическим континентальным склоном Евразии. Кроме того, никаких следов палеоцен-эоценовой границы плит в Северо-Восточной Азии не известно. Наиболее древние грабены Момской рифтовой системы Верхоянья относятся к олигоцену, т. е. с олигоцена до современности можно границу между Североамериканской и Евразийской плитами трассировать по Момскому рифту. Однако эоцен был на северо-востоке Азии периодом выравнивания рельефа и поэтому нет никаких оснований искать здесь прошлую границу плит.

Мы полагаем, что в эоцене и палеоцене, а также в позднем мелу граница между Евразийской и Североамериканской плитами в Северном Ледовитом океане проходила по хр. Менделеева (хр. Альфа) в Амеразийском бассейне. Эта точка зрения излагается в ряде исследований по тектонике плит Арктики [108, 197]. Хребет Менделеева следует рассматривать как отмерший срединноокеанический хребет, спрединг в котором прекратился 60 млн. лет назад. К этому моменту относится перескок оси спрединга в сторону Евразии и начало раскрытия Евразийского бассейна с отодвиганием хр. Ломоносова от материковой Евразии.

Дальнейшее, южное продолжение палеоцен-эоценовой границы между Евразийской и Североамериканской плитами в сторону Тихого океана затруднительно. Мы говорили, что она не могла проходить в Северо-Восточной Азии. Иногда допускается, что эта граница следовала через Берингов пролив, отделяя Чукотку от Аляски. Хотя на северо-западе Аляски есть следы палеогеновых деформаций, в частности здесь вырисовывается ороклиновый (колленообразный в плане) изгиб, однако Чукотка и Аляска обладают настолько близким, часто тождественным геологическим строением, что всякое их разобщение практически за весь фанерозой является сомнительным. Напомним, что меловые вулканические комплексы и оловоносные гранитные интрузии без всякого нарушения проследиваются от п-ова Чукотка на п-ов Стьюард (Аляска). Поэтому границу между Евразией и Северной Америкой следует искать в другом месте.

В этой связи надо обратить внимание, что к раннепалеогеновому времени относятся главные фазы и завершение ларамийской орогении Скалистых гор Северной Америки. Пояс

ларамийских деформаций прослеживается без перерыва от арктического побережья Канады и гор Маккензи через Скалистые горы Канады до Скалистых гор США на юге. Во всем этом поясе деформации происходили в конце мелового периода, в палеоцене и раннем эоцене. Они сопровождались грандиозными перемещениями шарьяжей на восток на край Североамериканской платформы. Вместе с тем в более поздние, раннепалеогеновые фазы образовались крупные сдвиговые структуры, такие как Ров Скалистых гор в Канаде, вдоль которого установлены значительные правобоковые смещения. Пояс ларамийских деформаций Скалистых гор Канады и США безусловно был приурочен к границе литосферных плит. Он отделял восточную, большую по площади часть Северной Америки от сравнительно неширокой западной полосы Североамериканского континента (см. рис. 31). В эту полосу входили в основном молодые континентальные массивы, созданные в результате мезозойской невадийской складчатости и пронизанные невадийскими гранитными батолитами, а также отдельные древние докембрийские блоки, такие, как плато Колорадо. На месте Скалистых гор в меловое время существовал протяженный морской прогиб, выполнявшийся в основном продуктами разрушения гор, образованных на западе невадийской орогенией. Морской прогиб Скалистых гор развивался на земной коре континентального типа, но само глубокое прогибание, позволившее накопить мощную (до 6000 м) толщу осадков, указывает на податливость основания прогиба и способность его к деформации. Складчатый пояс Скалистых гор возник в результате сближения и столкновения восточной части Северной Америки с западной. Если трассировать границу литосферных плит, маркируемую Скалистыми горами, на север, за пределы Канады, то она довольно быстро соединится с хр. Менделеева в Американо-Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана. Есть, по-видимому, основания считать, что граница между Североамериканской и Евразийской плитами в раннепалеогеновое время и в конце позднего мела (т. е. в период ларамийских деформаций) проходила от Гренландии и хр. Менделеева в Скалистые горы Северной Америки, протягиваясь по крайней мере до восточного края плато Колорадо. Дальнейшее продолжение этой границы неясно: либо она уходила на юг, в Мексику, где также проявились ларамийские деформации, либо поворачивала резко на запад, следуя вдоль южного края массива плато Колорадо до Береговых хребтов Калифорнии. В любом варианте в состав Евразийской плиты в раннепалеогеновое время входили мезозойские Кордильеры Северной Америки и Аляска. Не исключено, что внутри этой территории существовали какие-то дополнительные микроплиты, выявление которых возможно при более детальных исследованиях. Характер взаимодействия между Североамериканской и Евразийской плитами вдоль их границы,

следовавшей по Скалистым горам, определяется положением полюса относительного вращения этих плит: $11,4^\circ$ с. ш., $136,9^\circ$ в. д. (угол поворота $1,15^\circ$). Западная часть Северной Америки испытывала правобоковое смещение относительно восточной части и сближалась с ней. Правый сдвиг рва Скалистых гор отражает сдвиговую компоненту движения, а фронт шарьяжей — сближение плит. Величина сокращения коры за весь период ларамийских деформаций, т. е. примерно с 80 до 50 млн. лет, составила (в разных местах) от 50 до 300 км, а суммарное правобоковое смещение измеряется цифрами порядка 750—1000 км.

В Северной Атлантике, помимо Гренландской и Азорской точек тройного сочленения, существовали, по-видимому, еще две: в районе Ян-Майенского разлома и в районе разлома Чарли Гиббса. Это вытекает из различий в параметрах движения плит, определенных для отрезков Срединно-Атлантического хребта от Азорских островов до разлома Чарли Гиббса, от разлома Чарли Гиббса до разлома Ян-Майен, и к северу от Ян-Майенского разлома. На отрезке срединноокеанического хребта между Азорской точкой тройного сочленения и разломом Чарли Гиббса происходило взаимодействие между Северной Америкой и блоком (малой плитой) Пиренейского полуострова, а на отрезке между разломами Чарли Гиббса и Ян-Майен — раздвижение Западно-Европейской плиты от Северной Америки и Гренландии. Лишь к северу от Ян-Майенского разлома ось спрединга разграничивала собственно Евразийскую плиту и Гренландию. Подобное же разделение может быть восстановлено и в самом начале кайнозоя — 65 млн. лет назад. Следовательно, в раннепалеогеновое время от Евразии были отделены на западе две малые плиты: Западно-Европейская и Пиренейская. Взаимодействие Западно-Европейской плиты с Евразийской осуществлялось, как говорилось, по Датско-Польской борозде. Дифференциальные движения между Пиренейской плитой и Западной Европой выразились в эоцен-олигоценных деформациях, создавших складчатую зону Пиренеев.

В своей средней части Атлантический океан свободно сообщался с Тихим океаном через сравнительно широкое пространство с океанической корой, существовавшее в Карибском бассейне между Северной и Южной Америкой. Карибский бассейн был ограничен и с севера и с юга зонами субдукции. На севере заканчивала свое развитие Большая Антильская островная дуга, в которой после столкновения с пассивной окраиной Северной Америки и надвигания на нее офиолитовых пластин формировались гранитоидные плутоны. Зона Беньофа падала на юг, от Северной Америки под Карибский бассейн. С юга также восстанавливается зона субдукции, погружавшаяся на юг под Южную Америку. Свидетелями ее являются флишевые и флишево-граувакковые толщи эоцена на островах Барбадос, Тобаго

ТАБЛИЦА 14

ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ВРЕМЯ 63 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Плита	Полюс		Угол	Порядок вращений
	широта	долгота		
Евразийская— Гренландская (ЕА—Г)	41,7	124,5	—10,15	
Гренландская— Западно-Евро- пейская (Г—ЗЕ)	48,5	131,6	10,3	
Западно-Европей- ская—Северо- американская (ЗЕ—СА)	63,0	157,0	—12,35	
Пиренейская—Се- вероамерикан- ская (П—СА)	63,7	157,0	—14,0	
Североамерикан- ская—Африкан- ская (СА—АФ)	75,0	15,0	17,0	ЕА→Г→ЗЕ→СА→АФ→АН П→СА→АФ→АН
Южноамерикан- ская—Африкан- ская (ЮА—АФ)	57,4	—37,5	24,0	ЮА→АФ→АН И→А→АН ЗАН→Т→АН
Африканская—Ан- тарктическая (АФ—АН)	—9,5	—28,8	—9,5	
Индийская—Авст- ралийская (И—А)	4,0	—3,0	—21,6	
Австралийская— Антарктическая (А—АН)	—6,0	40,5	—31,6	
Западно-Антарк- тическая—Тихо- океанская (ЗАН—Т)	73,0	—53,0	—41,8	
Тихоокеанская— Антарктическая (Т—АН)	66,8	—2,86	30,64	

и Тринидад. По-видимому, северная и южная зоны субдукции были соединены поперечной, субмеридиональной зоной, совпадавшей с хр. Авес (расположенным сейчас в тылу Малой Антильской островной дуги).

Таким образом, эоцен был временем существенных перестроек границ плит. С одной стороны начинаются дополнительные расколы континентов, наиболее значительным из которых

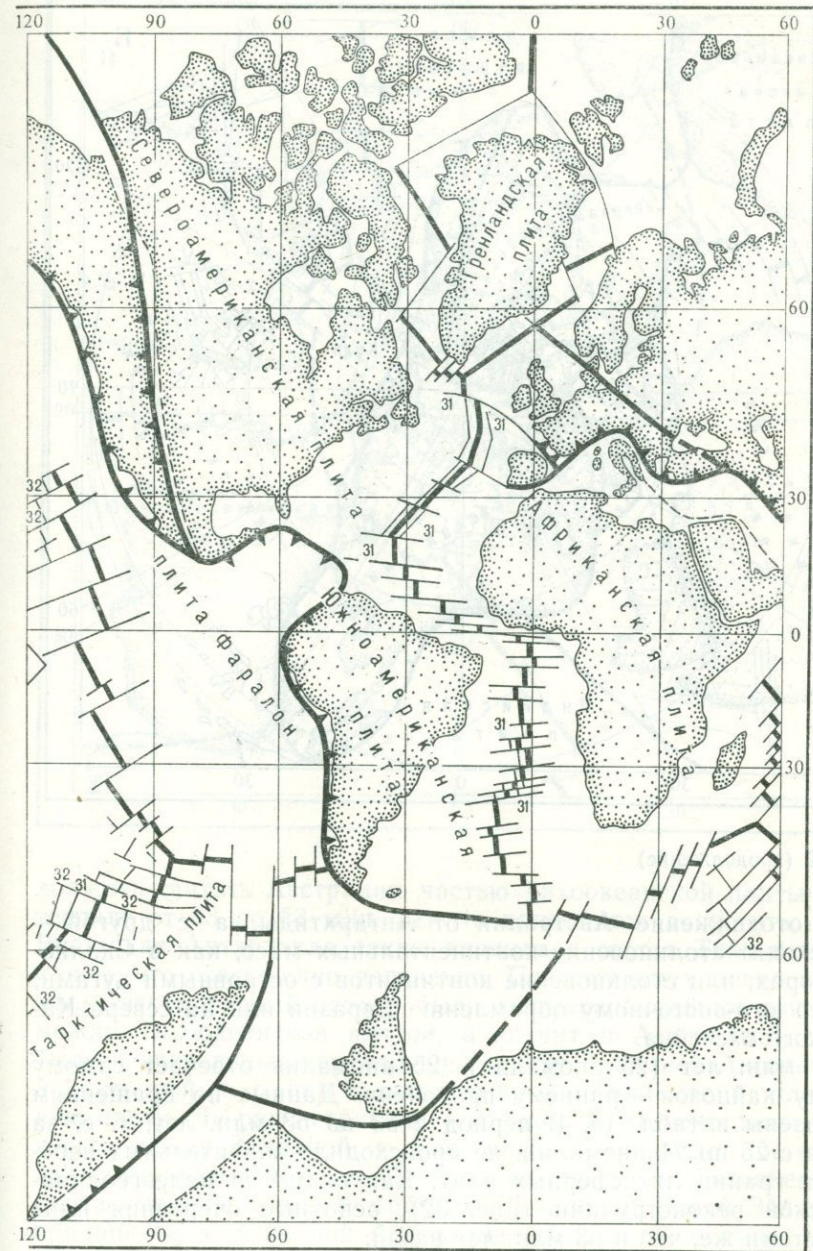
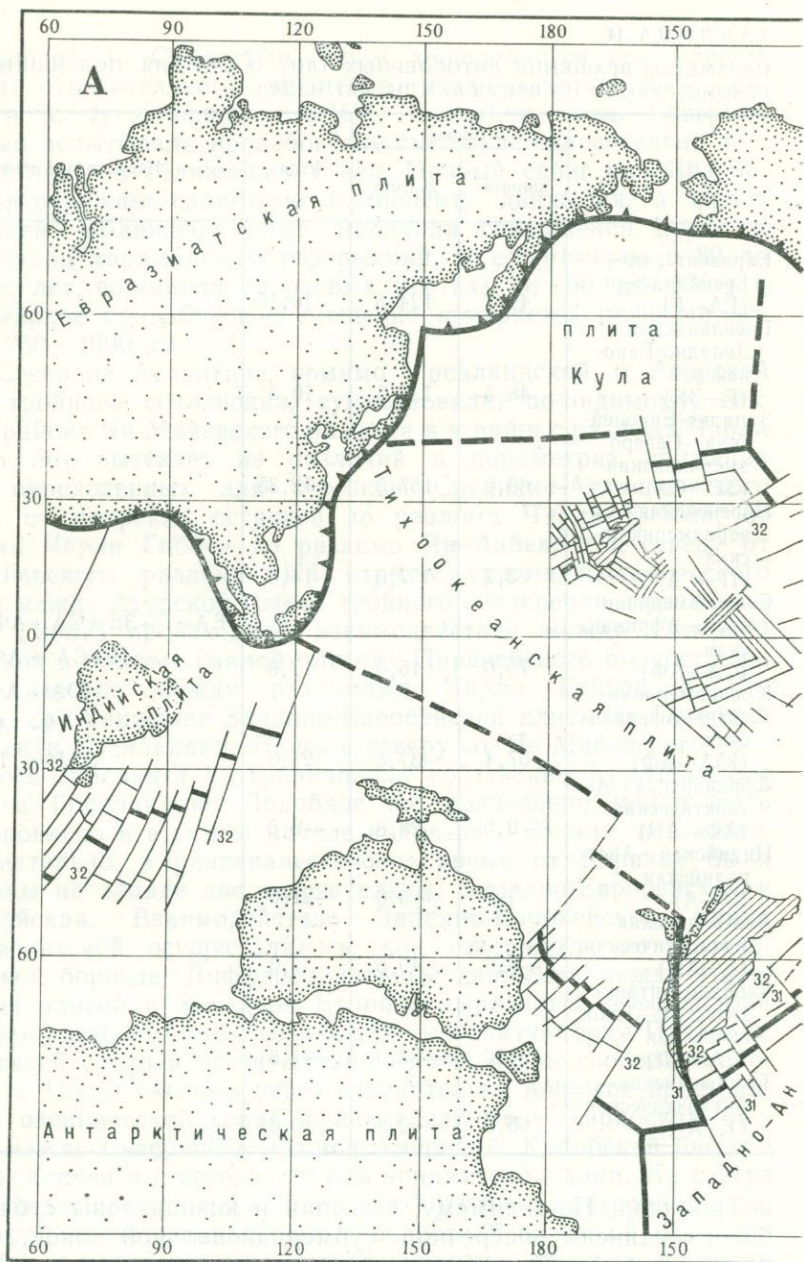


Рис. 32. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит Земли (63 млн. лет назад)

А — меркаторская проекция; Б—В — стереографическая проекция; (Б — северное полушарие, В — южное полушарие)
Условные обозначения см. рис. 24

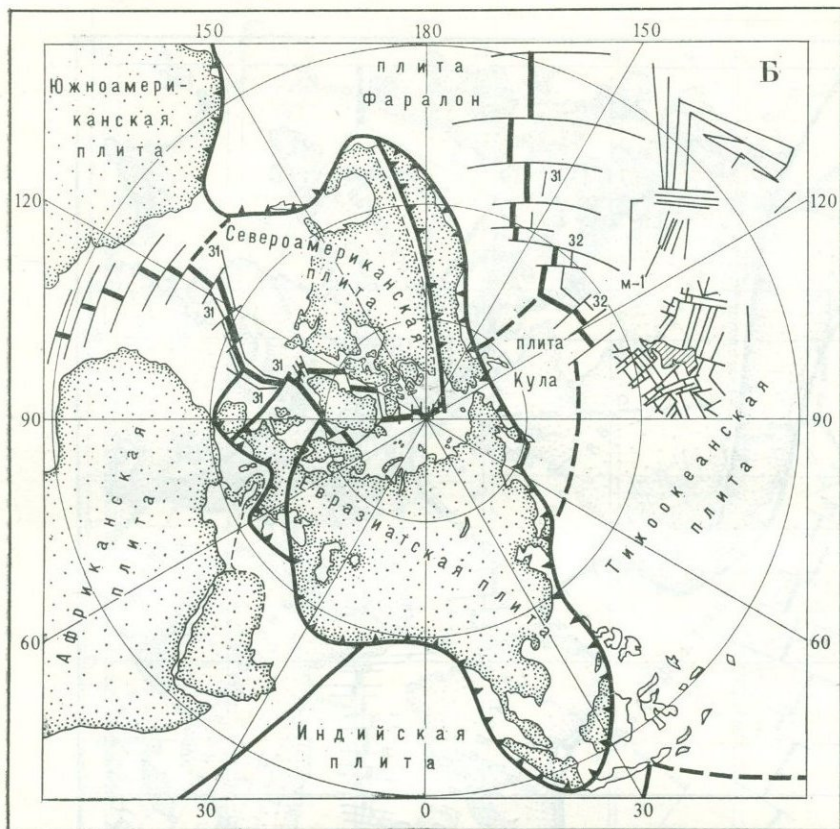
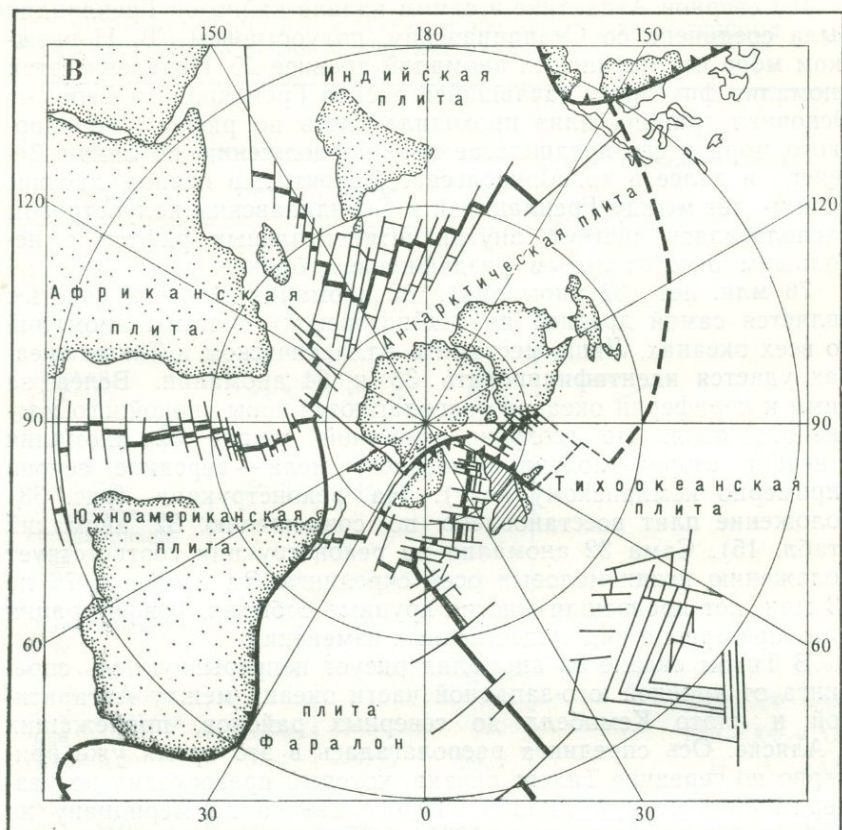


Рис. 32 (продолжение)

было отодвижение Австралии от Антарктиды, а с другой — происходит столкновение континентальных масс, как в Скалистых горах, или столкновение континентов с островными дугами, как по юго-восточному обрамлению Евразии или на севере Карибского бассейна.

63 млн. лет (25 аномалия). 25 аномалия отвечает самому началу кайнозоя — раннему палеоцену. Данные по вращениям приведены в табл. 14. В период с 63 по 53 млн. лет, т. е. за время с 25 по 21 аномалии, не происходило значительных перестроек границ литосферных плит. Как видно на палеогеодинамической реконструкции (рис. 32), основные очертания плит были теми же, что и 53 млн. лет назад.

Австралия в это время была присоединена к Антарктиде. Напомним, что в период с 53 по 38 млн. лет Австралия рассматривалась нами как часть Тихоокеанской плиты. Если про-



должать считать Австралию частью Тихоокеанской плиты в интервале от 63 до 53 млн. лет, то приходится допустить, что и Восточная Антарктида также входила в состав Тихоокеанской плиты, что совершенно нереально. Поэтому мы условно принимаем, что в данный период были дифференциальные движения между Тихоокеанской плитой, а значит и Австралией, но не было значительных перемещений между Западной Антарктидой и Восточной, т. е. они в какое-то время вновь составляли единую плиту. На реконструкции (см. рис. 32) относительное положение между Западной и Восточной Антарктидой оставлено тем же, каким оно было 53 млн. лет назад, а Тихоокеанская плита вместе с плато Кемпбелл и Восточной Новой Зеландией придвинута к Западной Антарктиде вокруг полюса вращения, рассчитанного по соответствующим магнитным аномалиям южной части Тихого океана. Это вызывает необходимость раннепалеогеновых деформаций сжатия в пределах Новой Зеландии или в районе поднятий Лорд Хау и Норфолк.

В Северной Атлантике в самом начале кайнозоя Гренландия была соединена со Скандинавским полуостровом. В Норвежском море нет магнитных аномалий древнее 25. Появление этой аномалии фиксирует начавшийся раскол Гренландии и Евразии. Основная граница плит проходила здесь по рифту Лабрадорского моря и его предполагаемому продолжению по линии Вегенера и далее в хр. Менделеева. Вероятно, в период древнее 63 млн. лет между Гренландией и Скандинавским полуостровом располагалась система внутриконтинентальных рифтов с наибольшим относительным раздвижением блоков.

76 млн. лет (32 аномалия). 32 аномалия большей частью является самой древней из «кайнозойской» системы аномалий во всех океанах. Лишь местами в Атлантическом и Тихом океанах удастся идентифицировать 33 и 34 аномалии. Вслед за ними к периферии океанов располагаются зоны спокойного магнитного поля. По геохронологической шкале 32 аномалия отвечает второй половине позднего мела — середине сенона (примерно кампанскому веку). На реконструкции (рис. 33) положение плит восстановлено по совмещению 32 аномалий (табл. 15). Сама 32 аномалия на реконструкции соответствует положению позднемеловых осей спрединга. За период с 76 до 63 млн. лет произошли многие крупные события, конфигурация плит претерпела ряд существенных изменений.

В Тихом океане 32 аномалия рисует непрерывную ось спрединга от крайней юго-западной части океана между Антарктидой и плато Кемпбелл до северных районов, прилежащих к Аляске. Ось спрединга располагалась в это время уже примерно по середине Тихого океана, который превосходил по размерам современную впадину Тихого океана по меридиану на 3000 км, а по широте — на 1000 км. По простиранию оси спрединга отмечаются два коленаобразных изгиба; они указывают на две точки тройного сочленения плит. Южная точка разделяла Тихоокеанскую, Западно-Антарктическую и Фаралонскую плиты; в северной точке сходились плиты: Тихоокеанская, Фаралонская и Кула; Фаралонская плита на востоке смыкалась с Карибским бассейном и через него с Атлантическим океаном.

По сравнению с современным положением 32 аномалии в позднем мелу ось спрединга была значительно южнее. Поднятие Шатского, например, принадлежащее Тихоокеанской плите, находилось на 15° с. ш., т. е. на 30° южнее современного положения.

Аномалии с 25 по 32 в южной части Тихого океана (между Западной Антарктидой и плато Кемпбелл) находят продолжение в одновозрастных аномалиях Тасманова моря. Очевидно, ось спрединга из Тихого океана проходила в это время в Тасманово море. С 76 по 60 млн. лет происходило раскрытие этого моря с отодвиганием континентального массива, включающего Лорд Хау, Норфолк, Новую Зеландию, плато Кемпбелл, от

ТАБЛИЦА 15

ПАРАМЕТРЫ ВРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НА ВРЕМЯ 76 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Плита	Полюс		Угол	Порядок вращений
	широта	долгота		
Евразийская— Гренландская (ЕА—Г)	41,7	124,5	—10,15	
Гренландская— Западно-Евро- пейская (Г—ЗЕ)	48,5	131,6	10,3	
Западно-Европей- ская—Северо- американская (ЗЕ—СА)	56,8	144,1	—14,96	
Пиренейская—Се- вероамерикан- ская (П—СА)	80,29	165,56	—23,42	
Североамерикан- ская—Африкан- ская (СА—АФ)	69,14	—13,99	27,19	ЕА → Г → ЗЕ → СА → АФ → АН
Южноамерикан- ская—Африкан- ская (ЮА—АФ)	57,4	—37,5	29,0	П → СА → АФ → АН ЮА → АФ → АН
Африканская—Ан- тарктическая (АФ—АН)	—9,5	—28,8	—11,4	И → Л → АН ЗАН → ТО → АН
Индийская—Авст- ралийская (два вращения) (И—А)	—2,0 4	8,0 —3,0	—19,24 —21,6	
Австралийская— Антарктическая (А—АН)	—6	40,5	31,6	
Западно-Антарк- тическая—Тихо- океанская (ЗАН—ТО)	68,09	—53,78	—57,68	
Тихоокеанская— Антарктиче- ская* (ТО—АН)	6,55	135,66	—6,55	

* Полюс закрытия Тасманова моря, пересчитанный по отношению к Австралии на время 58 млн. лет.

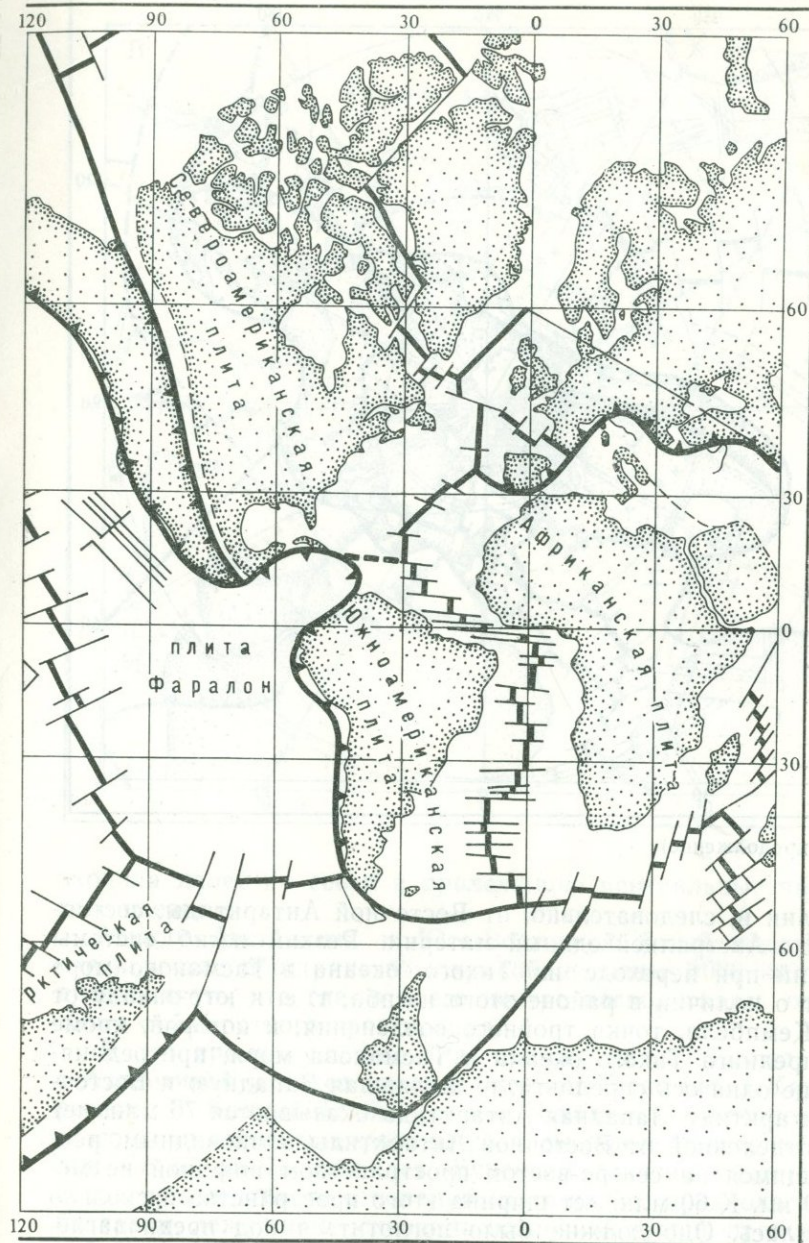
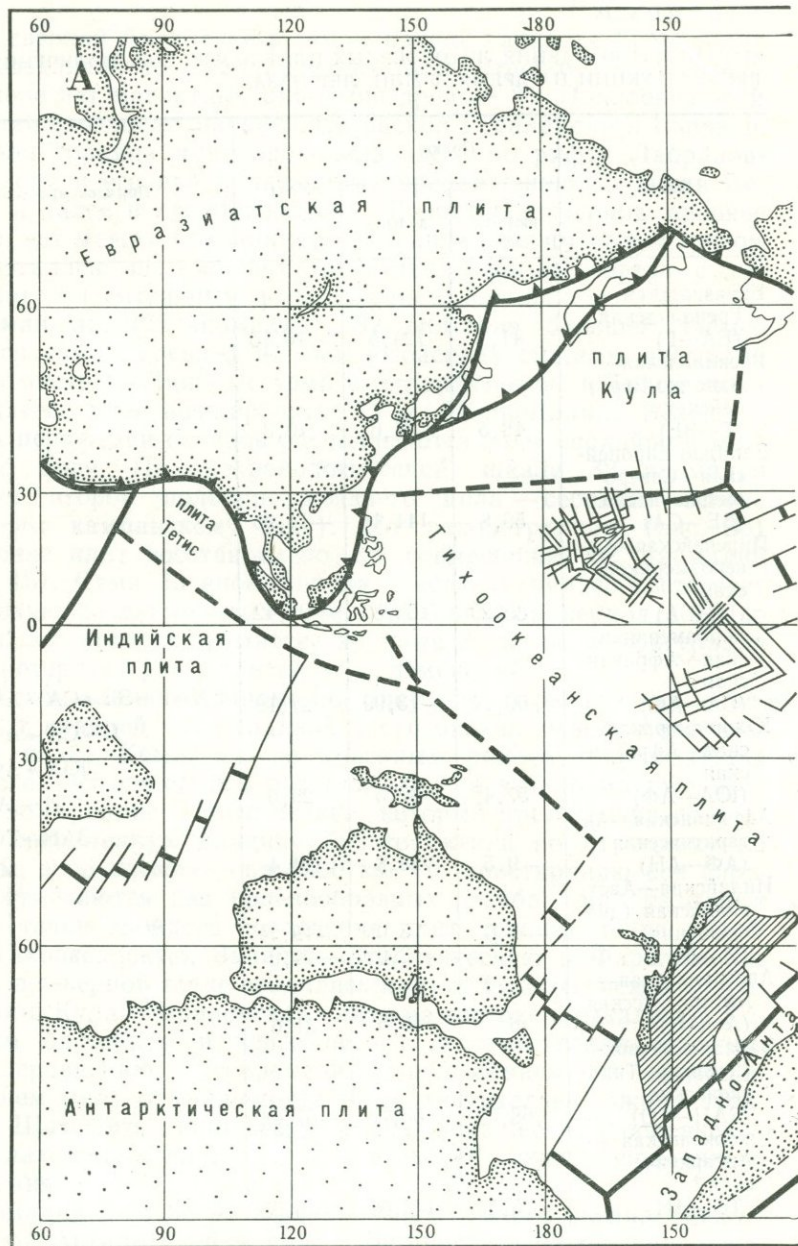


Рис. 33. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит Земли (76 млн. лет назад)

А — меркаторская проекция; Б—В — стереографическая проекция; (Б — северное полушарие, В — южное полушарие)
 Условные обозначения см. рис. 24

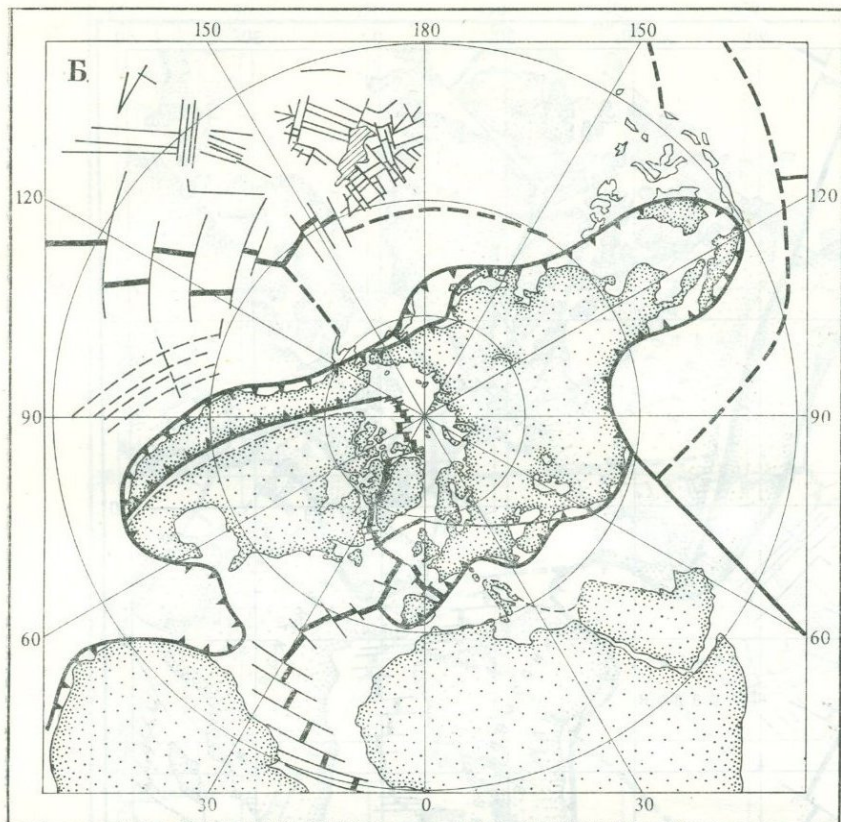
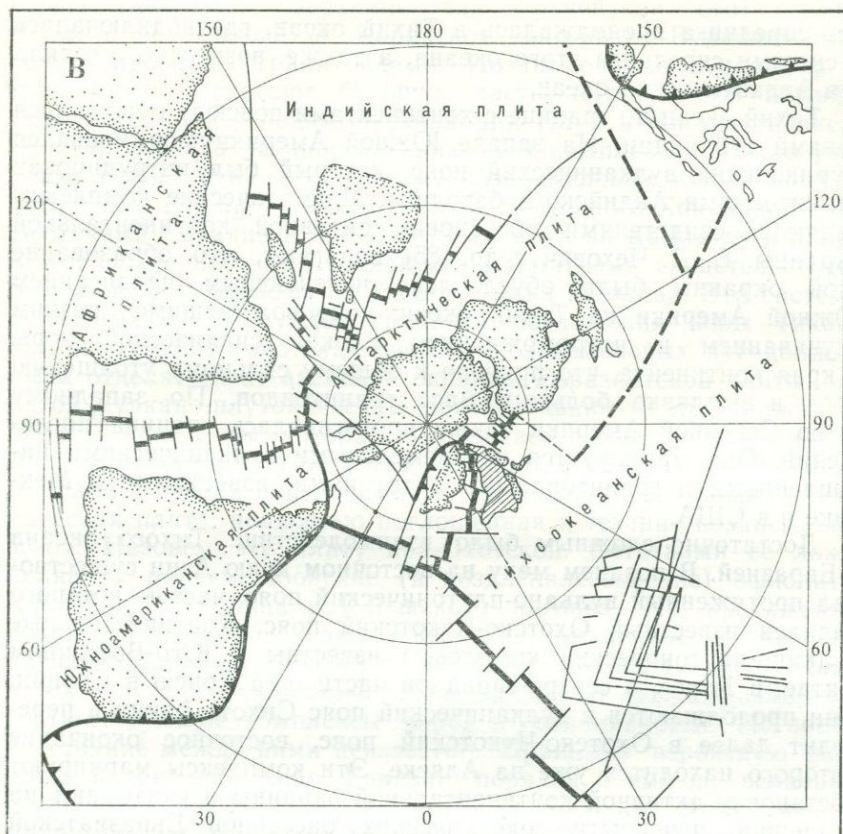


Рис. 33 (продолжение)

Австралии и, следовательно, от Восточной Антарктиды, составляющей с Австралией единый материк. Резкий изгиб системы аномалий при переходе из Тихого океана в Тасманово море говорит о наличии в районе этого изгиба, т. е. к юго-западу от плато Кемпбелл, точки тройного сочленения, к которой, кроме осей спрединга Тихого океана и Тасманова моря, присоединялась еще одна ось спрединга, разделяющая Западную и Восточную Антарктиду. Западная Антарктида оказывается 76 млн. лет назад отделенной от Восточной Антарктиды клиновидным, расширяющимся на северо-восток пространством шириной не менее 500 км. К 60 млн. лет ширина этого пространства несколько увеличилась. Оно должно было поглотиться под предполагаемыми зонами субдукции в интервале от 53 до 38 млн. лет, когда происходило сближение Западной Антарктиды с Восточной.

Продолжение оси спрединга Тасманова моря на север не известно. Возможно, она продолжалась в Кораллово море и



уходила далее на север в прилежащие центральные части Тихого океана.

Между Австралией и Юго-Восточной Азией простиралось океаническое пространство шириной не менее 3000 км. Можно предполагать, что где-то в его центре располагалась ось спрединга субширотного простирания.

В это время существовала прямая связь Тихого океана с Атлантикой и далее вновь с океаном Тетис через Карибский регион. В Колумбийском (самом западном) бассейне Карибского моря идентифицированы позднемеловые магнитные аномалии — с 67 до 76 млн. лет. Бурением доказан позднемеловый возраст базальтового основания (хотя иногда предполагают, что базальты, лежащие в основании осадочной толщи, представляют собой силлы). Э. Кристоферсон (1973 г.) считает, что в Карибском море в позднем мелу существовала субширотная ось спрединга, в которой была создана океаническая кора глубоководных котловин Карибского моря. Если это так, то Карибская

ось спрединга продолжалась в Тихий океан, где подключалась в систему спрединга этого океана, а также, возможно, уходила и в Атлантический океан.

Тихий океан по границе с континентами повсюду обрамлялся зонами субдукции. На западе Южной Америки формировался Ауриканский вулканический пояс, который был интродуцирован гранитоидами Андийского батолита. Магматические комплексы являются свидетелями обстановки активной континентальной окраины. В. Д. Чехович и др. [85] полагают, что образование этой окраины было обусловлено интенсивным надвиганием Южной Америки на Тихий океан, сопровождавшимся резким скупиванием и нагромождением блоков сиалической коры у края континента, что привело к общему сильному утолщению коры и выплавке больших масс гранитоидов. По западному краю Северной Америки также протягивалась граница поглощения. Она маркируется позднемеловыми вулканическими накоплениями и гранитоидными интрузиями, известными в Мексике и в США.

Достаточно сложным было взаимодействие Тихого океана с Евразией. В позднем мелу на восточном краю Азии существовал протяженный вулкано-плутонический пояс, частью которого являлся известный Охотско-Чукотский пояс. Континентальные вулкано-плутонические комплексы известны в Юго-Восточном Китае, в Корее, в северо-западной части о-ва Хонсю в Японии. Они продолжают в вулканический пояс Сихотэ-Алиня и переходят далее в Охотско-Чукотский пояс, восточное окончание которого находится уже на Аляске. Эти комплексы маркируют обстановку активной континентальной окраины и указывают на усиленное перекрытие океанических бассейнов Евразийской континентальной плитой. По изменению химического состава вулканических продуктов вкост простирания пояса устанавливается, что в Сихотэ-Алине и в Охотско-Чукотском поясе зона Беньюфа, контролировавшая магматизм активной континентальной окраины, полого, под углами $20-30^\circ$, погружалась под Азиатский континент. Вулканические пояса повсюду сопровождаются с океанической стороны глубокими прогибами с мощными туфогенно-терригенными накоплениями верхнего мела (например, Западно-Сахалинский прогиб или прогиб Исикари-Румон на Хоккайдо); они отмечают положение прежних осадочных террас на склонах глубоководных желобов. Вместе с тем Евразия не всюду граничила непосредственно с Тихим океаном, или, вернее, с плитой Кула, поскольку к востоку от вулканического пояса и реконструируемой системы глубоководных желобов находится не Тихий океан (как, скажем, в Андах), а дополнительные блоки континентальной коры (Восточный Сахалин, Восточное Хоккайдо, Камчатка и Корьякское нагорье). В их пределах широко развиты верхнемеловые отложения, в том числе в обилии представлены известково-щелочные вулканические

серии (например, верхнемеловая ирунейская свита Камчатки и ее аналоги в Корякском нагорье). Вулканические толщи прорваны гранитоидами. Позднемеловые вулканиты и гранодиориты слагают большую часть погруженного шельфа Охотского моря — поднятий Академии Наук и Института океанологии [33]. По распространению этих комплексов можно уверенно реконструировать систему позднемеловых вулканических островных дуг, протягивавшуюся от Восточного Хоккайдо через Восточный Сахалин и дно Охотского моря на Камчатку и далее в Корякское нагорье. Полярность магматизма свидетельствует о наклоне зон Бенъофа от Тихого океана на запад. Эта система островных дуг и служила границей поглощения коры Тихого океана. Охото-Камчатская система позднемеловых дуг должна была отделяться от активной окраины Евразийской плиты, занятой вулканоплутоническим поясом, каким-то пространством океанической коры, которая погрузилась в зону субдукции под Азиатским континентом. Следовательно, между Тихим океаном и краем Евразии располагалась еще одна существенно океаническая плита, полностью поглощенная в течение позднего мезозоя. Назовем эту плиту пра-Охотской. Остатками ее ложа являются раннемезозойские (и позднепалеозойские) офиолиты Хоккайдо, Сахалина и Корякского нагорья. На протяжении позднего мела происходило, вероятно, усиленное надвигание активной окраины Евразии на пра-Охотскую плиту. Охото-Камчатская дуга отстояла значительно дальше от края Евразии, чем соответствующие комплексы пород в современности. Истинное расстояние между ними неизвестно. Принимая вероятную скорость надвигания края Евразии порядка 5 см/год, величина поглощения за 20 млн. лет составит 1000 км. Этой цифрой можно примерно оценить размеры пра-Охотской плиты. В позднем мелу край Евразии постепенно сближался с Охото-Камчатской дугой. Столкновение с ней в самом конце мела обусловило складчатость в меридиональном поясе Сахалина, а также в Корякском нагорье.

Зона Тетиса в позднем мелу имела океанические размеры, особенно в восточной части, расположенной между Индостаном и Евразией. В западной части Тетиса к позднему мелу относятся крупные деформации, сопровождавшиеся перемещением (обдукцией) офиолитовых покровов. По существу, это было время первых значительных орогенических движений, приведших к закрытию океана Тетис. Наиболее примечательны обширные шарьированные пластины офиолитов, такие, как в Омани или на Кипре, где полностью сохранились разрезы мезозойской океанической коры Тетиса. Позднемеловые деформации охватили пространство от цепей Загроса в Иране до Эллинид в Греции. Они известны также в пределах Альп и Апеннин. С точки зрения взаимодействия литосферных плит, позднемеловые деформации вызывались сближением Африканской и

Евразийской плит. Наиболее интенсивные складкообразовательные движения оказались приуроченными к тому отрезку, где Аравийский выступ Африканской плиты наиболее близко подошел к Евразийской плите. В юрско-меловое время в пределах океана Тетис реконструируются системы островных дуг. Одни из них, как, например, островная дуга Малого Кавказа, были заложены на микроконтинентах, но другие, как на Кипре или в Загросе, развивались непосредственно на океаническом ложе Тетиса. В конце мела — перед кампаном или маастрихтом, пассивная окраина Африканского континента подошла к фронту островных дуг Кипра и Загроса и начала погружаться под них по зонам Бенъофа, создавая тем самым возможность для обдукции пластин океанической коры, слагающей подложье островных дуг, на край континента. Офиолитовая обдукция и образование покровов Кипра и Омана завершились перед маастрихтом и практически в это время на данном отрезке Альпийско-Гималайского пояса закрылись обширные пространства Тетиса. В последующую, кайнозойскую историю сокращение внутри этой части Тетиса происходило либо за счет поглощения коры окраинных бассейнов, либо за счет столкновения и скупивания сиалических масс.

К позднему мелу относятся также главные фазы деформаций Большой Антильской дуги, отделявшей Североамериканскую плиту от океанических плит Атлантики и Тихого океана. Южная пассивная окраина Северной Америки образована Флоридским выступом и продолжающей его Багамской банкой, сложенными карбонатной толщей юры и мела [189]. В конце мела она придвинулась к глубоководному желобу Большой Антильской дуги. Дальнейшее погружение пассивной окраины под островную дугу обусловило обдукцию офиолитовых покровов о-ва Кубы на край континента и вызвало складчатые деформации.

Северная Атлантика в позднем мелу еще была закрыта. Скандинавский полуостров оставался полностью сочлененным с Гренландией и эта последняя входила в состав Евразийской плиты. Граница Евразийской плиты с Североамериканской проходила, вероятно, по Лабрадорскому морю, рифтинг которого начался в позднем мезозое [170]. Дальнейшее ее продолжение в Северном Ледовитом океане следует искать в хр. Менделеева. Мы полагаем, что уже в позднем мелу Скалистые горы были приурочены к границе Евразийской и Североамериканской плит.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛИТ

Для построения сравнительно достоверных реконструкций, относящихся к более ранним эпохам мезозоя, чем 80 млн. лет, к сожалению, имеется очень мало данных, прежде всего мате-

риалов по мезозойским магнитным аномалиям в океанах. Они установлены в северо-западной части Тихого океана, в изолированном северо-восточном районе Индийского океана, по краям Центральной Атлантики. Наиболее полно развитая система мезозойских магнитных аномалий Тихого океана свидетельствует о раздвижении от Тихоокеанской плиты трех других океанических плит: Кула, Фаралонской и Феникс. Однако нигде мы не можем восстановить в точной количественной форме взаимодействие этих океанических плит с обрамляющими их континентальными окраинами, поскольку повсюду Тихий океан был отделен от континентов границами поглощения. Поэтому невозможно надежно реконструировать взаимное положение между континентами и внутриокеаническими границами плит. Конечно, последовательно совмещая континенты по краям Атлантического и Индийского океанов, удастся воссоздать общий контур Тихого океана, и такие реконструкции уже выполнены в ряде работ [25, 220], но они дают лишь приблизительную конфигурацию границ плит в Тихоокеанском сегменте Земли.

Использование палеомагнитных данных позволяет наметить широтное положение границ плит внутри Тихого океана [158], но учитывая неопределенность палеомагнитного метода по долготе, палеогеодинамическая картина также остается неопределенной.

Основное направление во взаимодействии литосферных плит на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя заключается в раздвижении обломков Пангеи с образованием Атлантического и Индийского океанов и, как следствие этого, в постепенном сокращении площади Тихого океана. Если в триасе и юре размеры Тихого океана составляли от островов Японии до северного края Южной Америки 17 000 км, то в позднем мелу 15 000 км, а сейчас 13 000 км.

Таким образом, сечение уменьшилось на $\frac{1}{3}$, несмотря на то что внутри океана постоянно функционировало несколько зон спрединга. Величина поглощения в зонах субдукции, которые все время обрамляли впадину Тихого океана, значительно превышала величину наращивания литосферы.

В позднем мезозое и кайнозое было два главных центра, или области, наращивания литосферы: одна, охватывающая большую часть Атлантического и Индийского океанов, и вторая, приуроченная к Тихому океану. Эти две области наращивания были разделены циркумтихоокеанским поясом поглощения. По-видимому, аналогичным, но все же второстепенным являлся субширотный пояс поглощения, вдоль которого произошло закрытие мезозойского океана Тетис.

Как показывают подсчеты Р. Ларсена и У. Питмана [159], скорость наращивания литосферы, т. е. спрединга океанического дна, не оставалась постоянной, а закономерно менялась во времени. Резкое ускорение спрединга относится к позднему мелу —

к 80 млн. лет, когда во всех океанах скорости достигали максимальных значений. На уровень 50—30 млн. лет приходится спад скоростей спрединга, а в новейшее время намечается тенденция нового его ускорения. Естественно, что увеличение скорости спрединга вело к возрастанию скорости движения литосферных плит и, соответственно, к большей величине поглощения. Не случайно основные орогенические события относятся к концу мела (ларамийская складчатость и ее аналоги в других районах мира) и к новейшему времени (альпийская складчатость). Причины, определяющие ускорение спрединга, остаются неизвестными; очевидно, их следует искать в каких-то изменениях конвективных движений в мантии Земли.

Главные события мезозоя и кайнозоя приурочены к следующим рубежам: 1) поздний триас — ранняя юра (200—180 млн. лет) — начальный раскол Пангеи, образование Центральной Атлантики, развитие океана Тетис, 2) поздняя юра (150—140 млн. лет) — начинающееся раскрытие Индийского океана между Индостаном и Австралией и между Индостаном и Африкой, 3) ранний мел (130—120 млн. лет) — раскрытие Южной Атлантики, начинающееся закрытие океана Тетис, нахождение Северной Америки на Тихий океан, 4) поздний мел (90—70 млн. лет) — усиленное раскрытие Атлантического и Индийского океанов, главная фаза закрытия Тетиса, перестройка системы спрединга в Тихом океане, значительное сокращение площади Тихого океана, столкновение Евразии и Северной Америки с образованием пояса Скалистых гор, 5) средний — поздний эоцен (50—40 млн. лет) — раскрытие Северной Атлантики и Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, откол Австралии от Антарктиды, продолжающееся закрытие океана Тетис, 6) олигоцен (35—30 млн. лет) — столкновение Индостана с Евразией, раскол Центральной Азии в результате этого столкновения, перекрытие Северной и Южной Америкой ложа Тихого океана, полное поглощение плиты Кула, раздробление Фаралонской плиты на плиты Наска, Кокосовую и Хуанде-Фука, 7) новейшее время (20—0 млн. лет) — закрытие океана Тетис и последние фазы альпийской складчатости, продолжающееся столкновение Индостана с Евразией, перестройка системы спрединга в Тихом океане, перекрытие Северной Америкой оси спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия, сокращение площади Тихого океана.

С этими событиями в мезо-кайнозойской истории Земли совпадали крупные перестройки во взаимодействии литосферных плит. Такого рода перестройки обуславливали наиболее существенные перемены в тектонической эволюции, вызывая появление новых границ и изменяя характер взаимодействия на прежних границах. Это хорошо видно на примере перестройки, приходящейся на конец эоцена и олигоцен. В Тихом океане к этому интервалу времени относится появление современной

системы островных дуг и окраинных морей на западе океана. С 47 до 38 млн. лет Тихоокеанская плита перемещалась относительно Евразии вокруг полюса 1,27 с. ш., 122,4 з. д. В районе восточной окраины Азии вектор движения был ориентирован в северо-северо-восточном направлении, т. е. примерно параллельно окраине Азии. Следовательно, между Тихоокеанской плитой и Евразией были скользящие перемещения и поэтому не возникало зон субдукции. Они появлялись только там, где граница между плитами была ориентирована перпендикулярно вектору относительного движения, как, например, на юго-востоке Хонсю в зоне Симанто. Начиная с 38 млн. лет резко меняется положение полюса относительного движения этих плит: с 38 млн. лет он переместился в точку 67° с. ш., 72° з. д. Тихоокеанская плита в это время начинает двигаться прямо навстречу Евразии и естественно появление непрерывной системы зон субдукции. К тому же рубежу относится столкновение Индостана с Евразией. Можно, очевидно, как-то поставить в зависимость эти события друг от друга. Напомним, что с 53 до 38 млн. лет, т. е. с начала откола Австралии от Антарктиды, Австралия входила в состав Тихоокеанской плиты, а Индийская плита являлась самостоятельной, перемещавшейся относительно Австралии на север. С моментом столкновения Индостана с Евразией совпадает ее резкое замедление движения с 15 до 4,5 см/год [147] и спаивание с Австралией в единую плиту. В то же время Австралия отчленяется от Тихоокеанской плиты и начинает отделяться от нее границами поглощения в дуге Тонга-Кермадек. Следовательно, все события на рубеже 40—30 млн. лет — спаивание Австралийской и Индийской плит, отчленение Австралии от Тихоокеанской плиты, изменение взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит, отразившееся в появлении системы островных дуг на западе Тихого океана — можно поставить в причинную зависимость от столкновения Индостана с Евразией. Добавим, что это столкновение вызвало раскол Центральной Азии и образование пояса возрожденных гор. Тем самым такого рода драматические события во взаимодействии плит, как столкновение континентов, отражаются на существенных перестройках в движениях чуть ли не всего ансамбля литосферных плит Земли.

После раскола Пангеи в меловое время палеогеография в целом определялась двумя противостоящими мегаконтинентами: Лавразией на севере и Гондваной на юге; из материков Гондваны Южная Америка и Африка были в начале мела спаяны и не слишком далеко отошли от Антарктиды; к ней была припаяна Австралия, и практически только Индостан переместился на сравнительно большое расстояние от остальных материков Гондваны. Лавразия и материк Гондваны разделялись субширотным океаном, который на обоих своих концах — на востоке и на западе — соединялся с Тихим океаном. Тетис составлял

только восточную часть этого океана. Западная его часть была образована позднеюрско-меловым ложом Центральной Атлантики между экваториальными разломами и Гренландией, а также Карибским бассейном. На протяжении позднего мела и кайнозоя этот субширотный морской путь постепенно закрывается в пределах Альпийско-Гималайского пояса и Карибского региона. От него осталась только Центральная Атлантика, которая вошла в меридиональный Атлантический океан. Вместо тропического субширотного океана во второй половине кайнозоя возникает циркумантарктический южный океан. Такого рода перестройка должна была вызвать кардинальные изменения в циркуляции мировых океанических течений и в конечном счете не могла не сказаться на изменениях климата.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ АЗИИ И ОБРАЗОВАНИЕ ПОЯСА ВОЗРОЖДЕННЫХ ГОР

Через всю Азию протягивается обширный пояс молодых возрожденных гор (рис. 34), который мы будем именовать Внутриазиатским. Он начинается со сложного горного узла, где сходятся цепи Гималаев, Каракорума, Памира и Гиндукуша, и протягивается в северо-восточном направлении вплоть до Байкальской горной страны и Станового хребта. В него входят высоко поднятые плато Тибета, горные цепи Тянь-Шаня, Куньлуня, Джунгарии, Алтая, Гоби и Восточного Саяна, глубоко опущенные котловины — Таджикская, Ферганская, Таримская, Джунгарская, Алашаньская, Больших Озер и др., рифтовые впадины Байкальской зоны. На Северо-Востоке Азии система молодых гор продолжается в хребтах Верхояно-Колымской области, в частности в хр. Черского и рассекающем его Момском рифте. В целом горный пояс довольно круто обрывается к северо-западу, резко возвышаясь над равнинами и выровненными плоскогорьями Кызылжумов, Центрального Казахстана, Западно-Сибирской низменности, Средней Сибири. Восточная и юго-восточная границы являются более расплывчатыми — хребты, ограничивающие Тибет и Таримскую котловину, постепенно понижаются к востоку, разветвляясь на серию хребтов — Цилиньшань, Наньлин, Циньлин, между которыми заключены равнинные депрессии Восточного Китая и п-ова Индокитай.

Внутриазиатский горный пояс с его резко расчлененным рельефом возник сравнительно недавно. В его пределах повсеместно сохранились остатки древней поверхности выравнивания, расположенной в настоящее время на совершенно различных уровнях, свидетельствуя тем самым о молодых поднятиях. На «Карте новейшей тектоники СССР», например, показаны поднятия, амплитуды которых достигают 4000—5000 м. Поверхность выравнивания, как установлено во многих местах, формировалась на протяжении позднего

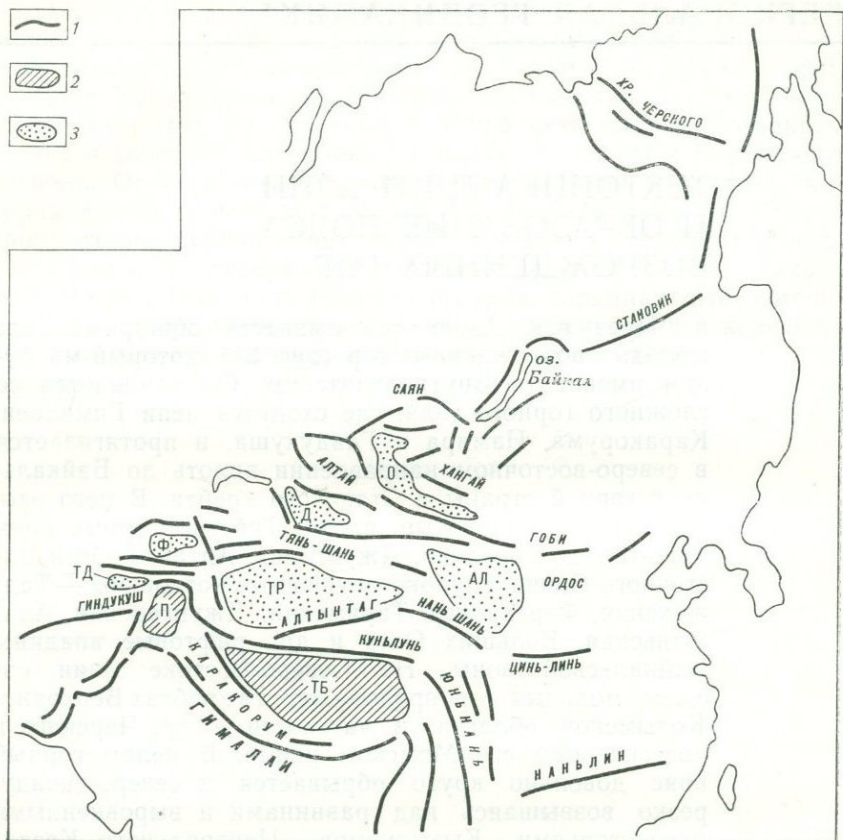


Рис. 34. Орографическая схема Внутренней Азии

1 — главные хребты; 2 — плато (ТБ — Тибетское, П — Памирское); 3 — котловины (ТР — Таримская, Д — Джунгарская, АЛ — Алашаньская, О — Больших озер, Ф — Ферганская, ТД — Таджикская)

мела и палеогена вплоть до конца эоцена или середины олигоцена. В палеоцен-эоценовое время почти вся территория Внутриазиатского горного пояса представляла собой сильно выположенное, пенепленизированное пространство. Начиная с олигоцена (в основном с позднего олигоцена) на месте прежнего пенеплена создаются одни из самых крупных хребтов современности. Оживление горообразовательных движений относится к новейшему времени.

Фундамент горного пояса разнообразен. Его слагают разновозрастные складчатые сооружения от позднедокембрийских до мезозойских, а также срединные массивы и отдельные участки древних платформ. В Тибете и отчасти на Памире основание является преимущественно мезозойским. Горы и котловины

Центральной Азии — Тянь-Шань, Куньлунь, Джунгария, Алтай, Саяны, Монголия — возникли на месте палеозойских сооружений Урало-Монгольского складчатого пояса и Западного Китая. Они включают крупную докембрийскую глыбу Таримского массива. Байкальская горная страна и Становой хребет располагаются в основном в пределах окраины Сибирской платформы. Хр. Черского возник на месте мезозойского Северо-Востока Азии.

При обзоре любой мелкомасштабной физикогеографической карты хорошо видно, что Внутриазиатский горный пояс является дискордантным по отношению к очертаниям всего Азиатского материка и основным простираниям складчатых структур основания. Он, например, наискось пересекает палеозойский Урало-Монгольский складчатый пояс, имеющий в целом субширотное простирание. Вместе с тем горные цепи и котловины наследуют структурный рисунок фундамента и хорошо согласуются с конфигурацией подстилающих структурных элементов. Горные хребты обычно совпадают с отдельными складчатыми зонами фундамента, тогда как котловины располагаются на месте прежних срединных массивов или платформенных блоков (таких, например, как Таримский). Байкальская рифтовая система приспособлена к очертаниям юго-восточного края Сибирской платформы. Хребет Черского следует строго по простиранию мезозойских структур Верхояно-Колымской области. Следовательно, хотя горный пояс в целом наложен на более древний фундамент и пересекает главные его структурные элементы, в более частных деталях обнаруживается прямая унаследованность от структур фундамента.

Расчленение древнего пенеплена и воздымание гор сопровождалось накоплением обломочного материала, поступающего за счет разрушения гор. Мелководные морские и озерные бассейны, существовавшие в позднем мелу и эоцене на обширных территориях Центральной Азии — в Тянь-Шане, Тибете, Западном Китае, Монголии, — были осушены. Преобладающим становится накопление грубообломочных молассового типа отложений, часто красноцветных. Они известны практически во всех котловинах Центральной Азии, охватывая интервал времени от олигоцена до современности. Во многих местах они подверглись глыбовым и складчатым деформациям, особенно сильным вдоль границ между горными хребтами и котловинами.

Образование гор Внутренней Азии часто связывается только с вертикальными глыбовыми перемещениями. Вертикальная компонента движений, действительно, очень выразительна. Однако истинно глыбовых гор не столь уж много; к их числу можно отнести хребты Байкальской рифтовой зоны. В создании большинства других хребтов, таких, как Тянь-Шань или Монгольский Алтай, несомненно значительная роль принадлежит горизонтальной компоненте. Она вытекает прежде всего из отмеченных выше складчатых деформаций, которым подверглись

слабо консолидированные неогеновые и местами даже четвертичные отложения. В предгорьях многих хребтов можно видеть, как эти отложения, зажатые в узких клиньях, поставлены по существу на голову. По деформациям поверхностей выравнивания В. И. Макаров [47] установил, что в Тянь-Шане главными типами новейших структурных элементов являются мегаскладки с радиусом кривизны в несколько десятков километров. Н. А. Флоренсов [82] давно уже пришел к выводу, что обширные пьедесталы горных массивов Центральной Азии (например, в Гоби) могли возникнуть только в результате изгибания коры, а не за счет одних глыбовых перемещений. Наконец, данные, полученные при геодезических измерениях на Гармском полигоне, однозначно указывают на сближение Памира и Алая со скоростью 2—3 см/год.

Возрождение гор в Байкальской области и Монголии сопровождалось проявлением наземного базальтового вулканизма. Базальты слагают Витимское плато в Западном Забайкалье. Небольшие базальтовые плато известны в Восточном Саяне (Окинско-Хамсаринское междуречье, Тункинская долина), в Хамар-Дабане и Прихубсугулье (Северная Монголия). В Монголии базальтовые излияния охватили центральную часть страны: Хангайское нагорье, а также районы Южной Гоби. Обширное вулканическое плато Дариганга охватывает юго-восточную часть Монголии и прилежащие территории Внутренней Монголии. Вулканические проявления начались в олигоцене и, смещаясь на площади, продолжались вплоть до голоцена. Хотя сегодня здесь нет ни одного действующего вулкана, но во многих местах обнаружены потухшие вулканические конусы (например, вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне, вулканы Таряту в Хангайском нагорье, вулканическое плато Дариганга). Отдельные вулканические проявления известны в районе Момского рифта в хр. Черского.

Внутриазиатскому горному поясу свойственно неоднородное глубинное строение. Под горными хребтами земная кора, как правило, утолщена, а под котловинами — утонена. Наиболее значительное увеличение мощности земной коры (до 50 км) относится к Тибетскому плато. В пределах Байкальской рифтовой зоны и смежных частей Монголии геофизическими исследованиями выявлено, напротив, сокращение мощности земной коры и установлено большое разуплотнение мантии. Здесь предполагается наличие обширного астеносферного выступа, показывающего приближение к поверхности разуплотненного глубинного материала.

Образование пояса возрожденных гор Внутренней Азии обычно объясняется либо эпиплатформенным орогенезом, либо процессами новейшей активизации. Последняя схема новейшей тектоники Центральной Азии, связывающая молодое горообразование с активизацией, принадлежит Н. И. Николаеву [58].

Безусловно, горообразование Центральной Азии представляет собой активизацию тектонических явлений, если вкладывать в слово «активизация» только присущий ему смысл оживления или возобновления каких-то процессов. Однако ничего больше под этим словом не скрывается, а ему иногда придается какое-то самостоятельное значение, подразумевающее, что введением этого понятия якобы уже расшифровывается сама причина создания горного пояса. В действительности этого нет, и задача состоит в том, чтобы найти динамические процессы, обусловившие активизацию и горообразование в данном месте и в данное время.

После появления теории тектоники плит формирование расчлененного горного рельефа Центральной Азии стало объясняться как реакция на столкновение Индийского субконтинента с Евразией. Особенно подробно эта концепция обоснована и разобрана П. Таппонье и П. Молнаром [185, 229, 230]. Они показали, что главные черты рельефа Центральной Азии хорошо объясняются продвижением выступа Индостана в глубь Евразии, который действует как клин или резец, отщепляющий от Евразии отдельные блоки, раздвигающиеся в стороны от этого клина, причем деформация, по их мнению, является непрерывной и не распределяется только на границах жестких блоков или плит. Точка зрения П. Молнара и П. Таппонье безусловно является справедливой в своей основе и действительно, как увидим ниже, деформации сконцентрированы не в узких, а часто в очень широких зонах. Однако мы считаем возможным рассматривать неотектоническую структуру Внутренней Азии как результат взаимодействия целого ряда малых плит и микроплит, выделяя при этом достаточно широкие зоны непрерывной деформации, разделяющие жесткие блоки. Поэтому нами предлагается несколько иная картина взаимодействия плит, чем предложенная названными исследователями.

При анализе новейшей тектоники Внутренней Азии мы использовали, помимо личных наблюдений, относящихся к Алтае-Саянской области, Монголии и хр. Черского, целый ряд опубликованных материалов: П. Таппонье и П. Молнара [185, 229, 230] по Центральной Азии, В. А. Леглера [37] по Памиру и Таджикской депрессии, В. М. Макарова [47] и В. С. Буртмана [10] по Тянь-Шаню, В. С. Войтовича [12], Н. А. Флоренсова и Н. Л. Логачева [43], С. И. Шермана [76] по Байкальской области, А. Ф. Грачева [17, 18] по Момскому рифту. Кроме того, совместно с В. М. Моралевым были изучены и отдешифрованы космические фотоснимки Гималаев, Тибета, Памира, Куньлуня, Таримской котловины Тянь-Шаня, Байкальской области. Исследования новейшей тектоники Северо-Востока СССР проводились совместно с Л. М. Натаповым и А. П. Ставским, исследования тектоники Байкальской горной страны — с Л. А. Мишариной и Н. В. Солоненко. По Монголии использованы материалы С. А. Хилько и Е. В. Девяткина.

ОСНОВНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

На юге Внутриазиатский горный пояс ограничен складчатым фронтом Гималаев и Белуджстана (Сулейман-Кертарских гор), резко обрывающимся к Индо-Гангской равнине. Это — молодые, альпийские цепи, складчатые деформации в которых продолжаются в настоящее время. В передовых шарьяжах Гималаев участвует древний фундамент Индийской платформы; северная граница распространения геологических комплексов, принадлежащих Индийской платформе, проходит по шву Инда, маркирующему палеогеновую зону субдукции.

Индийская платформа в районе Кашмирского выступа вдается далеко на север в глубь Евразии. Непосредственно к северу от него располагается сложный узел Памира. Он представляет собой подковообразный, обращенный выпуклостью на север блок, разбитый субширотными дугообразными разломами, по которым Памир надвигается на север. От Тибета на востоке он отделен северо-западным Каракорумским разломом, являющимся правым сдвигом. Западная граница Памира проходит по субмеридиональным левым сдвигам, отделяющим его от Афганского плато. К Северному Памиру с запада присоединяются цепи Гиндукуша. Памир имеет гетерогенное основание: юго-западная его часть занята древним, докембрийским выступом, а на севере и северо-востоке развиты палеозойские и раннемезозойские складчатые комплексы.

К западу от Памира между Гиндукушем и Сулейман-Кертарской цепью простирается Афганское плато, входящее в состав Альпийско-Гималайского складчатого пояса и подстилаемое срединными массивами и мезо-кайнозойскими складчатыми комплексами. Очень выразительна северная граница Афганского плато, отделяющая его от Туранской низменности: она проходит по прямолинейному широтному Герирудскому (Гератскому) разлому, представляющему собой правый сдвиг.

К северу от Гималаев располагается обширное плато Тибета, поднятое на высоту 4000—5000 м. На космических фото-снимках видно, что Южная часть Тибета, прилегающая к Гималаям и Каракоруму, разбита серией субширотных молодых разломов, которые, судя по их прямолинейности, имеют, очевидно, значительную сдвиговую компоненту. Тибетское плато окружено хребтами, образующими его естественные границы. С юга — это цепи Гималаев, на севере — Куньлунь на востоке — хребты Сикам-Юннаньского горного узла. Природа складчатого основания Тибета не выяснена. По-видимому, оно сложено обломками древних массивов, между которыми заключены палеозойские и раннемезозойские складчатые зоны.

От Памира расходятся субширотные горные дуги Гиндукуша, Гиссаро-Алая, Алтын-Тага, Куньлуния и Тянь-Шаня. Они

сложены в основном палеозойскими складчатыми комплексами, подвергшимися деформации в различные фазы герцинского орогенеза. Хребты разделены глубокими впадинами, выполненными мезозойскими и кайнозойскими осадками, которые местами подверглись умеренной складчатости. Между Гиндукушем и Гиссаро-Алаем находится Таджикская впадина. Небольшая, но глубоко опущенная Ферганская впадина заключена между Гиссаро-Алаем и цепями Срединного Тянь-Шаня. Северо-западный Талассо-Ферганский правый сдвиг разбивает Тянь-Шань на западную и восточную части. Восточные цепи Тянь-Шаня на севере и хребты Алтын-Тага и Куньлуня на юге ограничивают крупную Таримскую впадину с пустыней Такла-Макан. Считается, что большая часть этой впадины подстилается фундаментом древнего Таримского массива. На юго-западном и северном ограничениях Таримской впадины горные массы соответственно Памира и Тянь-Шаня надвинуты на осадочный чехол Таримского массива. Южное ограничение впадины образовано крупнейшим Алтынтагским разломом, являющимся левосторонним сдвигом. Восточная часть Тянь-Шаня в пределах Западного Китая состоит из серии параллельных цепей высотой до 6 км, которые разделены глубочайшими долинами, в том числе Турфан-Хамийской впадиной, ложе которой опускается ниже уровня моря. К востоку — в районе большой излучины Хуанхэ протягивается система грабенов Шаньси, ограничивающая Ордосский блок.

В пределах Южной и Заалтайской Гоби располагается еще один сложный орографический узел. Отсюда на запад и северо-запад расходится пучок главных хребтов Центральной Азии: Тянь-Шань, Алтай и Саяны. К востоку эти хребты понижаются и теряются в пустынях Южной Гоби, Бейшаня и Алашаня. В расширяющемся раструбе между Тянь-Шанем и Алтаем располагается Джунгарская впадина, имеющая неправильную многоугольную форму. Северо-западный Джунгарский разлом, являющийся правосторонним сдвигом, отделяет впадину от Джунгарского Алатау. Северное ее ограничение проходит по хребтам Тарбагатай и Саура. Северо-западные цепи Алтая, состоящие из Горного Алтая на территории СССР и Монгольского и Гобийского Алтая в Монголии, протягиваются поперек широтным хребтам Тянь-Шаня. К востоку они обрываются к котловине Больших Озер и к Долине Озер в Западной Монголии. Большая часть Центральной Монголии занята высоким (3500 м) Хангайским нагорьем. Меридиональные понижения, следующие вдоль долины рек Тола и Орхон, отделяют Хангайское нагорье и расчлененный рельеф Западной Монголии от более низких и выположенных пространств Восточной Монголии. По северному краю Хангайского нагорья протягивается крупный левосторонний сдвиг — Болнайский (или Хангайский) разлом, который землетрясением 1905 г. был вспорот на протяжении 400 км.

Небольшие Убсанурская и Тувинская впадины, заключены между субширотными хребтами Западного Саяна и Танну-Ола, подходящими на западе под прямым углом к Алтаю.

Восточный Саян, Сангилен, Хамар-Дабан и прилегающие районы Северной Монголии (Прихубсугулье) образуют юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны. Глыбовые поднятия, такие как Сангилен, Хамар-Дабан, Китайские гольцы, чередуются здесь с рифтоподобными впадинами. Из них следует отметить три субмеридиональных грабена — Бусингольский, Шишхидский и Хубсугульский — и субширотный Тункинский грабен, связывающий меридиональные грабены с оз. Байкал.

Сильно разветвленные горные цепи и нагорья Центральной Азии сменяются на северо-востоке линейно вытянутой системой глыбовых гор и грабенов Байкальской рифтовой зоны. В районе 118—120° в. д. впадины байкальского типа заканчиваются, уступая место единому субширотному Становому хребту. Через горы Охото-Колымского водораздела Становой хребет соединяется с хр. Черского и другими цепями Верхояно-Колымской области. Система северо-западных впадин, составляющих в совокупности Момский рифт, пересекает хр. Черского в продольном направлении и уходит далее к дельте Лены и к шельфу моря Лаптевых.

СЕЙСМИЧНОСТЬ, СЕЙСМОАКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ, ПЛИТЫ И МИКРОПЛИТЫ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

С возрожденными горами Внутренней Азии совпадает непрерывный пояс сейсмичности (рис. 35). В его пределах известны многие исторические катастрофические землетрясения. Граница сейсмического пояса на востоке и юго-востоке, т. е. в Китае и Индокитае, расплывчата: сейсмичность Внутренней Азии постепенно переходит в сейсмические зоны систем островных дуг, окаймляющих Азиатский материк. Северо-западная граница Внутриазиатского сейсмического пояса, отделяющая его от асейсмичных или значительно менее сейсмичных областей Туранской низменности, Центрального Казахстана, Западной Сибири и Восточно-Сибирского плоскогорья, напротив, достаточно отчетлива. Она проходит на север по западным отрогам Гиссарского хребта и Срединного Тянь-Шаня до Ташкента, затем поворачивает на северо-восток вдоль подножья Заилийского Алатау, образуя выступ к северу в районе Джунгарского Алатау и Саура. Далее она может быть прослежена по северному склону Алтая и Западнему Саяну до центральной части Восточного Саяна, где переходит в сейсмический пояс Байкальской рифтовой зоны.

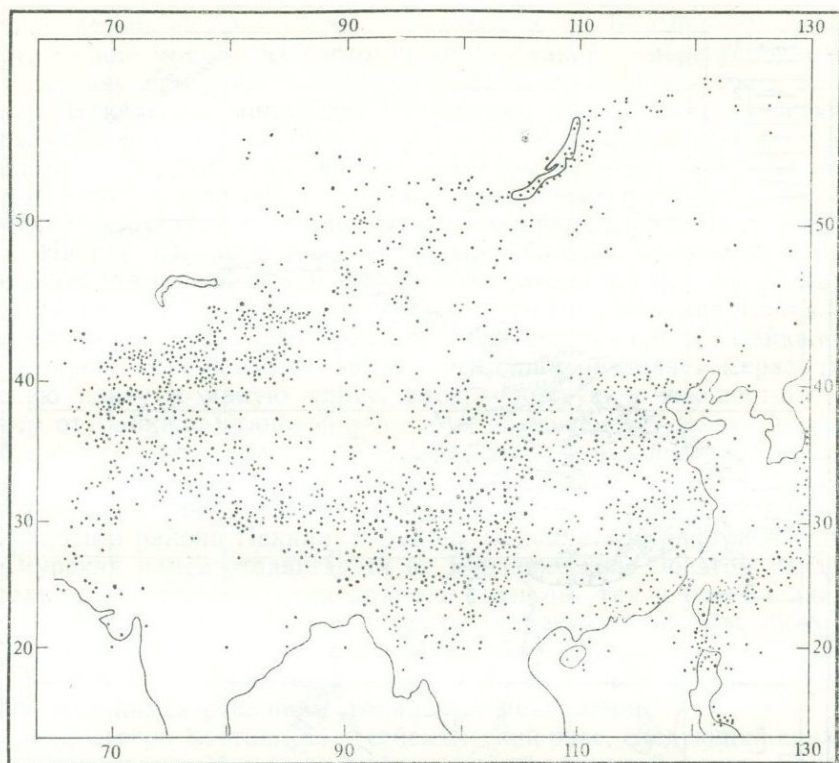


Рис. 35. Карта сейсмичности Внутренней Азии. По Ш. Дасу и Дж. Филсону (1975 г.)

Распределение эпицентров землетрясений в целом является рассеянным, что вообще свойственно континентальной литосфере. Вместе с тем на фоне рассеянной сейсмичности проступают зоны относительно высокой концентрации эпицентров. Такие зоны характерны для Гималаев, Памира, Гиндукуша, Восточного Тянь-Шаня, Алтая, Центрального Китая. Единый пояс концентрированной сейсмичности прослеживается вдоль Байкальской рифтовой зоны и Станового хребта. На востоке, в районе Удской губы он сливается с меридиональным сейсмическим поясом Сахалина, переходя на севере в сейсмический пояс хр. Черского и далее хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане.

Внутриазиатский сейсмический пояс, как и другие сейсмические пояса, должен отвечать границе литосферных плит. Существование его свидетельствует о том, что Евразия не является единой плитой, а что от нее отколота юго-восточная часть, которую Кс. Ле Пишон и др. [38] называют Китайской плитой.

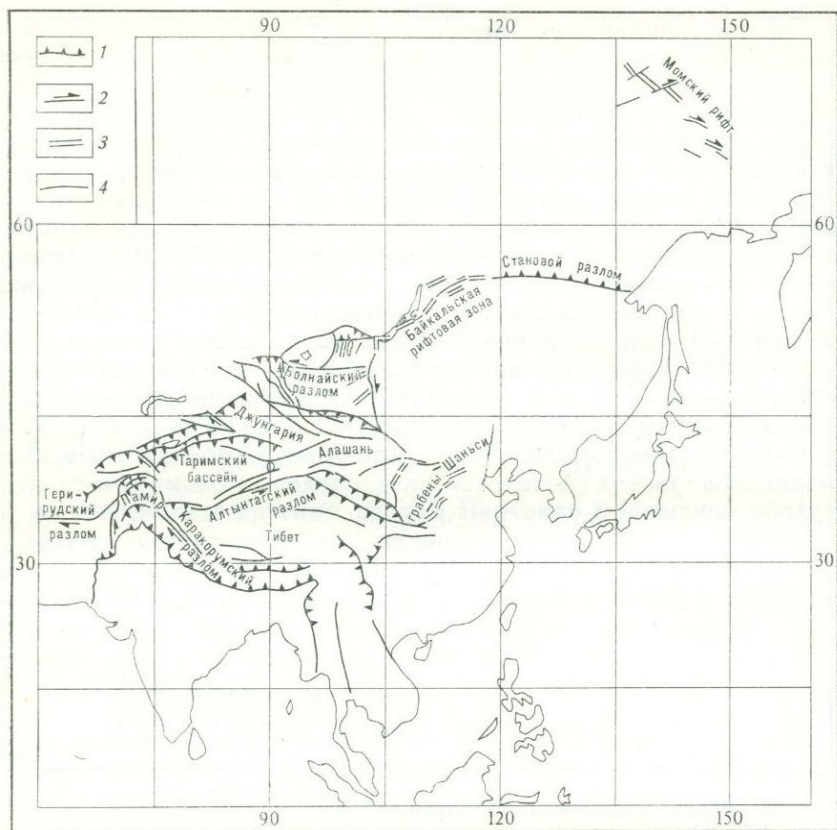


Рис. 36. Карта сейсмоактивных разломов Внутренней Азии

1 — надвиги; 2 — сдвиги; 3 — сбросы; 4 — разломы неустановленной природы

Рассеянность сейсмичности на обширной площади говорит о том, что граница плит не представляет собой какой-то одной линии, а образована мозаикой многих малых плит и микроплит. На наличие таких мелких плит указывают также отмеченные зоны повышенной концентрации эпицентров землетрясений, которые оконтуривают менее сейсмичные блоки (или микроплиты).

Мозаика микроплит хорошо проступает из рисунка главных форм рельефа Внутриазиатского горного пояса, из сложного сочетания высочайших хребтов и заключенных между ними глубоких впадин или плато. Современные сейсмоактивные разломы Внутренней Азии показаны на рис. 36. На нем видно, что вся Внутренняя Азия разбита на серию блоков, составляющих в совокупности как бы «гигантскую брекчию». Анализируя сейсмичность (см. рис. 35), формы рельефа (см. рис. 34) и распределение сейсмоактивных разломов (см. рис. 36), можно оконту-

рить целый ряд микроплит и малых плит Внутренней Азии. Выделение микроплит часто является в какой-то мере условным, поскольку они в свою очередь разбиты на серию мелких блоков. В качестве микроплит обособлены только такие участки, размеры которых не меньше чем в 3—4 раза превышают толщину литосферы, т. е. участки размером не менее 500—600 км. Когда по тем или иным причинам необходимо оконтурить более мелкие структурные элементы, они именуются блоками.

На рис. 34—36 видно, что мозаика блоков характерна в основном для южной части Внутриазиатского горного пояса между Гималаями и Байкалом. В районе южного окончания Байкала мозаика микроплит выклинивается и сменяется единой Байкало-Становой сейсмической зоной. Эта зона разделяет Евразийскую плиту и малую плиту, расположенную к юго-востоку и югу от Байкало-Становой зоны. Мы называем эту малую плиту Амурской, поскольку она охватывает в основном бассейн р. Амур. От расположенной южнее Китайской малой плиты Амурская плита отделена сейсмическими зонами грабенов Шаньси и района Пекина. В районе Байкальской рифтовой зоны Амурская плита отодвигается от Евразийской. Об этом свидетельствуют как рифтовая природа границы, так и преобладающий механизм растяжения в очагах землетрясений (см. ниже). Вместе с тем в районе Станового хребта Евразийская и Амурская плиты сближаются между собой, насколько можно судить по имеющимся решениям фокальных механизмов.

На Северо-Востоке Азии сейсмический пояс, следующий вдоль хр. Черского и Момского рифта, служит границей между Евразийской и Североамериканской плитами. Грабены Момского рифта исчезают на юго-восточном окончании хр. Черского и здесь, очевидно, меняется природа границы плит.

Мозаика микроплит, охватывающая Центральную Азию, располагается между двумя главными литосферными плитами Земли: Евразийской и Индийской. В ней мы различаем следующие микроплиты (см. рис. 36): Монгольскую, Джунгарскую, Ордосскую, Таримскую, Алашаньскую, Тибетскую, Памирскую и Афганскую, а также ряд более мелких блоков — Восточно-Саянский, Тувинский, Ферганский и Таджикский.

Монгольская микроплита обнимает Хангайское нагорье и котловины Больших Озер и Долины Озер в Западной Монголии. На севере ее граница проходит по Тункинской долине, к которой в районе Мунку-Сардыка с юга под прямым углом подходят Бусингольский, Шишихидский и Хубсугульский грабены. Наибольшая сейсмичность свойственна самому западному Бусингольскому грабену. С юга грабены пересекаются широтным Болнайским левым сдвигом. Учитывая природу границ, Монгольская микроплита смещается относительно Евразийской плиты на восток. Западная граница Монгольской микроплиты, отделяющая ее от Джунгарской, проходит по Монголь-

скому Алтаю. Серия прямолинейных северо-западных разломов, рассекающих Монгольский Алтай, как установили С. А. Хилько и Е. В. Девяткин, образована правосторонними сдвигами, которые указывают, что Монгольская микроплита смещается к юго-востоку по отношению к Джунгарской. Южной границей Монгольской микроплиты является Гобийский Алтай, в котором произошло катастрофическое землетрясение в 1957 г. Решение фокального механизма этого землетрясения [15] показывает, что граница имеет надвиго-сдвиговую природу. Восточная граница Монгольской микроплиты отмечена зоной сейсмичности Восточного Хангая, к которой приурочено Могодское землетрясение 1967 г. Во всех четырех существующих определениях фокального механизма землетрясений Могодской зоны [52] установлены правосдвиговые смещения, свидетельствующие о перемещении Монгольской микроплиты на север относительно Амурской плиты. Внутри Монгольской микроплиты в Хангайском нагорье обнаружены частные структуры растяжения северо-восточного простирания — Эггиндабинский и Орхонский грабены. К ним приурочены излияния молодых базальтов. Между Монгольской микроплитой и Евразийской плитой располагаются два больших блока — Восточно-Саянский и Тувинский, которые принимают на себя часть взаимодействия между Евразией и Монгольской микроплитой. Граница Восточно-Саянского блока совпадает с сейсмической зоной, идущей вдоль северо-восточного фаса Восточного Саяна и прослеживающейся на запад в Окино-Хамсаринское междуречье. Тувинский блок ограничен с севера сейсмической зоной Западного Саяна.

Джунгарская микроплита соответствует по своим контурам Джунгарской впадине. Граница с Евразийской плитой неотчетлива; она маркируется северо-восточной зоной сейсмичности, следующей примерно вдоль хр. Саур. От Таримской микроплиты на юге Джунгарская микроплита отделена сейсмической зоной, приуроченной к восточным отрогам Тянь-Шаня (хр. Чолтаг) и Бей-Шаню. Имеющиеся решения фокального механизма землетрясений указывают здесь на сжатие в северо-восточном направлении [111].

Ордосская микроплита располагается в большой излучине р. Хуанхэ; она представляет собой осколок Китайской плиты. Почти со всех сторон ее границами служат грабены системы Шаньси, и, следовательно, она находится в узле растяжения, возникшем в результате дифференциальных движений между Амурской и Китайской плитами.

Таримская и Алашаньская микроплиты занимают широтную полосу низменных пустынь Центральной Азии — Такла-Макан и Алашань, образуя две крупные линзы, разделенные перемычкой в районе оз. Лобнор. Северная граница Таримской микроплиты, отделяющая ее от Евразийской плиты, проходит по широкой полосе деформаций, приуроченной к цепям Восточного Тянь-

Шаня (к востоку от Талассо-Ферганского сдвига). Протяженные продольные сейсмоактивные разломы разбивают Восточный Тянь-Шань на несколько чешуй, каждая из которых в сейсмическом отношении является более спокойной, чем зоны разломов. Одна из таких чешуй занята оз. Иссык-Куль. В. М. Макаров [47] доказал, что новейшая тектоническая структура Тянь-Шаня образовалась в результате сжатия, действовавшего в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток. Имеющиеся решения фокальных механизмов также свидетельствуют о сжатии. Таримская микроплита на западе ограничена зоной надвигов, по которым Памир надвигается на Таримскую котловину. Южная граница Таримской микроплиты проходит по Алтынтагскому разлому, описание которого дано П. Таппонье и П. Молнаром [230]. Он протягивается на 1500 км от Каракорума до Нань Шаня и представляет собой левобокковой сдвиг. Левостороннее смещение устанавливается также в очагах землетрясений.

Алашаньская микроплита выделяется несколько условно. Ее границами служат широкие полосы деформаций хребтов Нань Шань и Цилиньшань на юге и Гобийского и Монгольского Алтая на севере. Возможно, что все пространство пустыни Алашань следует включать в эту полосу деформации.

В Тибетскую микроплиту мы включили все Тибетское плато, считая ее границами Гималаи на юге, Каракорумский сдвиг на юго-западе, Алтынтагский сдвиг на севере, хребты Нань Шаня на северо-востоке и цепи Юньнана на юго-востоке. Каждая из этих границ совпадает с широкими зонами деформаций, особенно хребты Гималаев, Нань Шаня и Юньнана. Внутри Тибетского плато прослеживается ряд сейсмоактивных разломов (например, Куньлунский), которые, очевидно, разбивают его на ряд дополнительных блоков. Тибетская микроплита подходит на западе к Памиру по двум сдвигам — Каракорумскому правому и Алтынтагскому левому, что указывает на движение Тибета по отношению к Памиру на восток. Остальные границы Тибетской микроплиты — Гималаи, Нань Шань и Юньнань являются зонами сжатия, отмечая сближение Тибетской микроплиты с Индийской и Китайской.

Памирская микроплита резко вдается в глубь мозаики микроплит Центральной Азии, как бы раздвигая их в стороны. Она продолжает к северу Кашмирский выступ Индийской плиты. Как самостоятельная жесткая глыба Памирская микроплита может рассматриваться только условно, поскольку она разбита многими широтными дугообразными разломами на дополнительные мелкие блоки. Ее северная граница проходит по серии надвигов, по которым Памир сближается с хр. Гиссаро-Алая. На западе от Афганской микроплиты он отделен Мукуро-Чаманским левым сдвигом, от Тибетской микроплиты — Каракорумским разломом. Между Памиром и Евразией располагается

широкая зона деформаций, охватывающая хребты Гиссаро-Алая и Срединного Тянь-Шаня. Внутри этой зоны заключены мелкие блоки Таджикской и Ферганской впадины. Как показал В. А. Леглер [37], Таджикский блок смещается вдоль субширотных Гиссарского и Герирудского разломов на запад относительно Памира, сближаясь с Евразийской плитой. Возможно, такое же выжимание к западу испытывает и блок Ферганской впадины. Афганская микроплита отделена от Евразийской плиты Герирудским правым сдвигом, по которому она смещается относительно Евразии на запад.

Внутренние части микроплит Центральной Азии заняты либо глубокими котловинами — Таримской, Алашаньской, Джунгарской, Больших озер и т. д., либо высоко поднятыми плато, как Тибет и Памир. Границы микроплит выражены: 1) горными системами, образующими широкие зоны складчатости и надвигообразования, — как Северный Памир, Тянь-Шань, Нань-Шань, Алтай, 2) протяженными сдвигами, такими, как Герирудский, Каракорумский, Алтынтагский, Джунгарский, Болнайский и другие разломы, 3) грабенами рифтового типа, как Байкал или грабены Шаньси.

Рисунок мозаики микроплит Азии (см. рис. 36) сам по себе говорит о сближении Индийской и Евразийской плит как наиболее вероятном механизме образования новейших тектонических структур. Мозаика микроплит появляется только в той области, которая расположена между Евразией и Индостаном. Далеко вдающийся на север выступ Памира и северной части Индийской плиты указывает на продвижение этих блоков навстречу Евразии.

Индийская плита продвигается к Евразийской плите, вращаясь вокруг полюса $13,0^\circ$ с. ш., $33,9^\circ$ в. д. со скоростью (в районе Памира) $4,5$ см/год по увязке относительных движений между Индийской, Африканской и Евразийской плитами. Вектор движения Индийской плиты по направлению к Евразии ориентирован в районе Кашмирского выступа почти строго на север с небольшим отклонением к северо-западу. За время 30 млн. лет, т. е. с момента начального столкновения Индостана и Евразии, произошло сокращение на 1500 км. Эта суммарная цифра должна складываться из величины относительных перемещений микроплит и деформаций вдоль границ микроплит.

Ч. Ван-Пин и П. Молнар [238] по сейсмическим моментам 12 крупнейших землетрясений Центральной Азии с 1911 по 1967 гг. установили, что средняя скорость перемещений вдоль сейсмоактивных разломов составляет в сумме 2 см/год, т. е. она на $2,5$ — 3 см/год меньше скорости сближения Индостана и Евразии. Они заключили, что эти $2,5$ — 3 см/год приходится не на упругие деформации, вызывающие смещения жестких блоков, а на ползучесть пород, т. е. практически на пластическую деформацию.

Чтобы понять закономерности образования форм рельефа и новейших тектонических структур Внутренней Азии, необходимо определить параметры движения плит и микроплит Азии как по отношению друг к другу, так и по отношению к какой-то одной системе отсчета, за которую целесообразно в данном случае принять Евразийскую плиту. Используя решения фокальных механизмов землетрясений и простирая сдвигов, нами выполнены такие определения для ряда плит и микроплит и вычислены параметры движения большинства плит и микроплит по отношению к Евразии. Наибольшие трудности вызывает определение скоростей движений, особенно если учитывать, что часть перемещений может реализоваться в ползучести пород, а не в смещениях блоков. Мы считаем, что все перемещения происходят вдоль границ плит и микроплит и что в этом случае перемещения ползучести происходят только в широких полосах деформации, разделяющих микроплиты, и не затрагивают или мало затрагивают внутренние, стабильные части микроплит.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПЛИТ И МИКРОПЛИТ

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ *

В пределах Северо-Восточной Азии эпицентры землетрясений с магнитудой более 4,5 сконцентрированы в полосе шириной около 300 км, пересекающей Азиатский континент на протяжении 3000 км от хр. Гаккеля до Командорских островов (рис. 37). Сейсмический пояс является продолжением зоны землетрясений хр. Гаккеля на шельфе моря Лаптевых, выходя в районе дельты Лены на сушу. Отсюда он протягивается в юго-восточном направлении, пересекая северные отроги Верхоянского хребта и далее следует по простирающему хр. Черского. В районе Колымо-Охотского водораздела (в верховьях Колымы) единый сейсмический пояс разветвляется: одна ветвь идет на восток в сторону Алеутской островной дуги, а другая, столь же значительная ветвь — на юг вдоль Охотского моря, переходя в сейсмическую зону Сахалина. В областях, лежащих за пределами сейсмических поясов, практически отсутствуют землетрясения с магнитудой $\geq 4,5$. Таким образом, сейсмические зоны можно считать границами плит. В районе хр. Черского они разделяют Евразийскую и Североамериканскую плиты, а к югу от Охотско-Колымского водораздела, где единый сейсмический пояс разветвляется, появляются две дополнительные, или малые плиты: Охотоморская и Амурская.

С сейсмическими зонами большей частью совпадают наиболее выдающиеся и сильно расчлененные формы рельефа,

* Исследования проводились совместно с Л. М. Натаповым и А. П. Ставским [24].

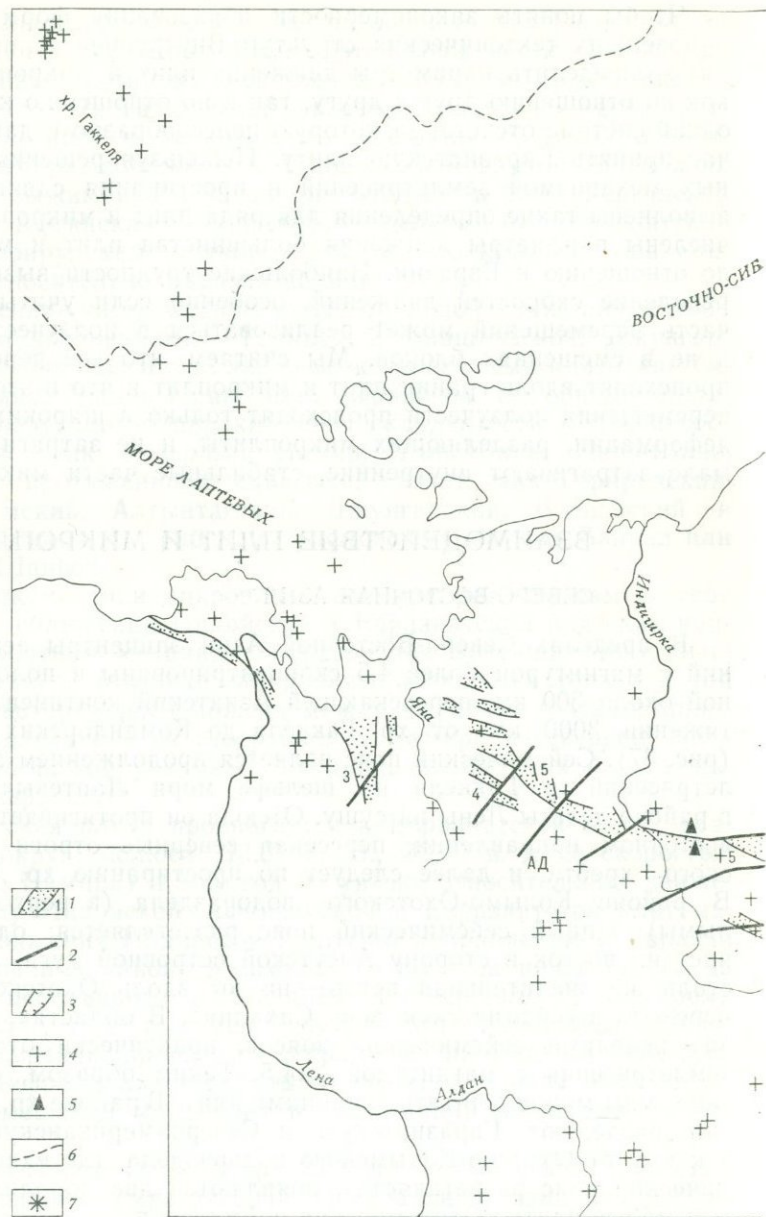
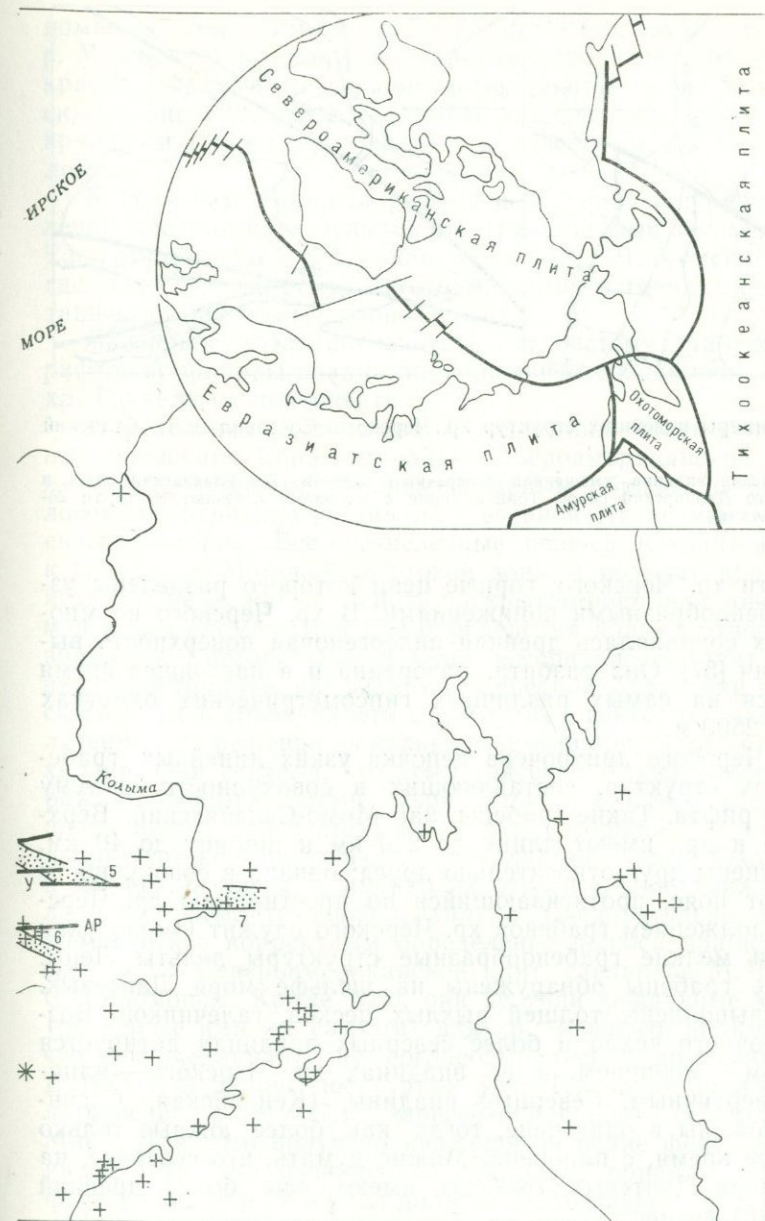


Рис. 37. Карта сейсмичности и новейших структур Северо-Востока

1 — новейшие грабенообразные впадины (1 — Кендейская, 2 — Сочинская, 3 — Сейчанская); 2 — новейшие сдвиги, простирания которых использованы для ский, АД — Адычанский); 3 — нормальные сбросы, ограничивающие впадины; 4 — четвертичные вулканы; 5 — граница шельфа моря Лаптевых; 7 — положение вычисленного полюса относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит ($61,9^\circ$ с. ш., $143,1^\circ$ в. д.). На врезке показаны современные



СССР. По А. П. Ставскому (1978 г.)

Омолуйская, 4 — Неннелинская, 5 — Момо-Селеняхская, 6 — Верхненерская, 7 — расчет полюса относительного вращения плит (У — Улаханский, АР — Артык-4 — эпицентры землетрясений с магнитудой $>4,5$ [Новый каталог... 1977] ие вычисленного полюса относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит Арктического сектора

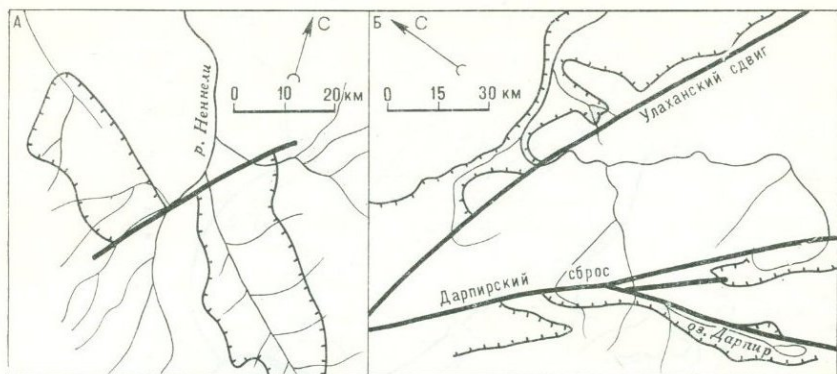


Рис. 38. Примеры новейших структур хр. Черского. Составил А. П. Ставский (1978 г.)

А — Неннелинская впадина, смещенная поперечным сдвигом; Б — Улаханский сдвиг и оперяющий его Дарпирский сброс. Тонкие линии с штрихами отвечают контурам современных впадин

в частности хр. Черского, горные цепи которого разделены узкими грабенообразными понижениями. В хр. Черского во многих местах сохранялась древняя палеогеновая поверхность выравнивания [57]. Она разбита, разорвана и в настоящее время встречается на самых различных гипсометрических отметках от 500 до 2500 м.

К хр. Черского приурочена цепочка узких линейных, грабенообразных структур, составляющих в совокупности систему Момского рифта. Такие грабены, как Момо-Селеняхский, Верхненерский и др., имеют длину до 250 км и ширину до 40 км, часто смещены друг относительно друга: однако в совокупности составляют пояс, протягивающийся по простиранию хр. Черского. Продолжением грабенов хр. Черского служит Омолойская впадина и мелкие грабенообразные структуры дельты Лены. Отдельные грабены обнаружены на шельфе моря Лаптевых. Грабены выполнены толщей рыхлых песков, галечников. Возраст осадочного чехла в более северных впадинах датируется олигоценом — миоценом, а во впадинах хр. Черского — плиоцен — четвертичным. Северные впадины (Кендейская, Согинская) заложены в олигоцене, тогда как более южные только в новейшее время, с плиоцена. Можно думать, что севернее, на шельфе моря Лаптевых, грабены имеют еще более древний (эоценовый) возраст.

Борта всех впадин ограничены нормальными сбросами. Следует обратить внимание на разломы сдвиговой природы. На междуречье Яны и Индигирки они ориентированы перпендикулярно к простиранию грабенов, как бы смещая их (рис. 38, А), обычно не прослеживаясь за пределы ограничений грабенов, на-

помятая тем самым трансформные разломы. В бассейне р. Момы и на Колымо-Индибирском водоразделе отмечены прекрасно выраженные протяженные сдвиги, такие как Улаханский сдвиг (рис. 38, Б), который под острым углом оперяется крупными сбросами, в частности известным Дарпирским разломом.

К грабенам Момской рифтовой системы приурочены проявления контрастного вулканизма (базальтовый вулкан Балаган-Тас, липаритовый субвулкан Урга-Хая). В Момской впадине, где известны современные термальные источники, отмечается также повышенный тепловой поток.

Сказанное позволяет считать эту систему грабенообразных рифтовой природы впадин продолжением срединноокеанического хр. Гаккеля на континенте.

Определения современного положения полюса относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит производились многими авторами, главным образом по анализу полюсовых магнитных аномалий Северной Атлантики и Арктического бассейна. Все вычисленные полюса находятся в целом к западу от Момской рифтовой зоны и поэтому вращение вокруг них не может объяснить раскрытие рифтовой зоны. М. Чэпмэн и С. Соломон [105] для определения полюса относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит использовали простирающиеся зоны разломов Северной Атлантики и Норвежского моря в совокупности с азимутами векторов смещения, полученные из решения фокальных механизмов землетрясений Сахалина. Они считали, что землетрясения Сахалинской зоны отражают взаимодействие Евразийской и Североамериканской плит, хотя в действительности, как говорилось, к югу от Колымо-Охотского водораздела появляются малые Охотоморская и Амурская плиты, и именно их относительное движение обуславливает землетрясения Сахалина. Следовательно, мы не можем считать корректным определение полюса вращения Евразийской и Североамериканской плит, сделанное М. Чэпмэном и С. Соломоном. Кроме того, они не учли фокальные механизмы (решенные ими же самими) для хр. Черского, видимо, потому, что эти механизмы не согласовывались с другими данными. В 1971 г. в районе пос. Артык (хр. Черского) произошло землетрясение с $M = 7,1$, зарегистрированное сейсмостанциями Мира. Для него получено надежное решение фокального механизма [105], указывающее на сдвиговую природу; однако этот факт до сих пор не нашел должного объяснения.

Для определения полюса относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит нами использованы простирающиеся таких разломов Момской рифтовой зоны, для которых можно считать доказанной чисто сдвиговую природу. Для этого были отдешифрованы все имеющиеся в наличии космические и аэрофотоснимки с советского спутника «Метеор»

и американского «ERST». Для расчета полюса выбирались только наиболее бесспорные сдвиги, смещающие хребты, впадины, реки (табл. 16).

ТАБЛИЦА 16

ДАННЫЕ ПО РАЗЛОМАМ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЕТА ПОЛЮСА ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВРАЩЕНИЯ ЕВРАЗИАТСКОЙ И СЕВЕРОАМЕРИКАНСКОЙ ПЛИТ

Разломы и землетрясения	Координаты		Азимут	Теоретический азимут из полюса 61,9° с. ш., 143,1° в. д.*	Разности между замеренными и теоретическими значениями
	с. ш.	в. д.			
Разломы					
Адыча-Селеняxский	67,000°	136,000°	65,0°	55,77°	9,23
То же	67,406°	138,500°	68,0°	68,222°	-0,222
"	67,667°	140,250°	71°	76,812°	-5,812
"	67,973°	141,000°	78°	80,709°	-2,709
Неннеллинский	68,339°	137,500°	59°	67,333°	-8,333
Артыкский	64,045°	146,00°	-68°	-57,136°	-10,864
То же	64,446°	144,00°	-67,5°	-80,533°	13,033
Эрикитский	63,317°	144,00°	-67°	-82,918°	15,918
Среднемомский	66,088°	144,00°	-82°	-84,211°	2,211
То же	65,686°	146,587°	-52°	-66,291°	14,291
Верхнемомский	64,811°	147,00°	-65°	-57,246°	-7,754
То же	64,694°	147,500°	-60°	-52,731°	-7,268
Верхнеомулевский	64,417°	148,000°	-55°	-46,478°	-8,522
То же	64,000°	149,250°	-49°	-34,133°	-14,857
Землетрясения					
18 мая 1971 г. (Артыкское)	64,0°	146,1°	-47,0**	-55,646°	8,646
7 апреля 1969 г.	76,55°	130,86°	62,0°	66,512°	-4,512

* Знак «+» — к востоку от направления на север; знак «-» — к западу от направления на север.

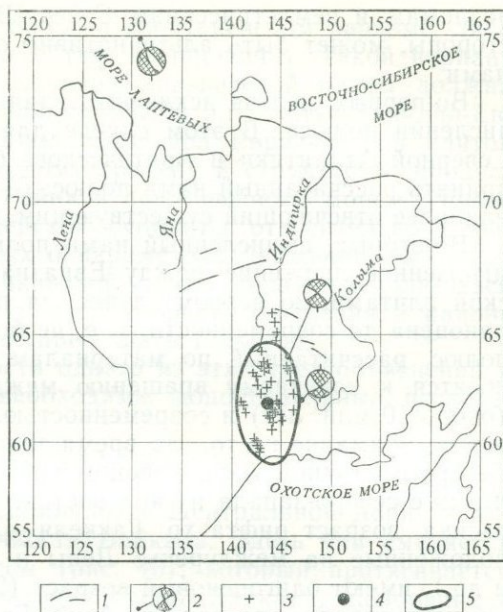
** Даны азимуты векторов смещения в очагах землетрясений.

Расчет полюса производился по модели СП-1. Наиболее вероятное положение полюса вращения имеют координаты 61,94° с. ш. и 143,1° в. д. На рис. 39 показано облако полюсов, которые получились путем перебора всех возможных пересечений перпендикуляров к разломам. В табл. 16 показаны различия между замеренными азимутами простираций разломов и их теоретическими значениями, полученными из рассчитанного полюса; они очень невелики.

Нетрудно заметить, что положение полюса хорошо увязывается с конкретными геологическими данными. Так, к северо-

Рис. 39. Карта структур, использованных для определения полюса относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит по разломам и землетрясениям Северо-Востока Азии

1 — сдвиги, простирания которых использованы для расчета полюса; 2 — землетрясения и фокальные механизмы, использованные для расчета полюса; 3 — точки пересечения перпендикуляров к сдвигам и векторам смещения в очагах землетрясений; 4 — положение полюса относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит; 5—90 % доверительный эллипс



западу от полюса, в сторону хр. Гаккеля наблюдается большое количество современных грабенообразных впадин северо-западного простирания, связанных с растяжением земной коры. К юго-востоку от полюса впадины такого простирания исчезают и появляются крупные сдвиги, такие, как Улаханский. С рассчитанным положением полюса хорошо согласуются сдвиговые левосторонние смещения в очаге Артыкского землетрясения.

Мы произвели также дополнительный расчет положения полюса, введя в него, кроме простираний разломов, ориентировку векторов смещения по двум землетрясениям, заимствованным из работ М. Чэпмэна и С. Соломона: по Артыкскому землетрясению и по землетрясению 7/IV—1969 г. в хр. Гаккеля. Полученное положение полюса $62,2^\circ$ с. ш., $143,6^\circ$ в. д. очень близко к полюсу, рассчитанному только по разломам.

Положение полюса, рассчитанное нами по конкретным материалам Северо-Восточной Азии, значительно отличается от положения полюса, определенного по магнитным аномалиям Северной Атлантики. Наиболее достоверный полюс, вычисленный У. Питманом и М. Тамвани [200], имеет координаты 68° с. ш., 137° в. д. Лишь полюс, рассчитанный А. М. Карасиком [30] по материалам хр. Гаккеля— 64° с. ш. и 138° в. д., расположен в относительной близости от рассчитанного нами полюса.

Расхождение между положением полюсов относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит, определенное по материалам Северной Атлантики, с одной стороны, и

разломам и землетрясениям Северо-Восточной Азии, с другой стороны, может быть альтернативно обусловлено тремя причинами.

Во-первых, нельзя исключить влияние погрешностей при вычислении полюса. В этом случае для современного раскрытия Северной Атлантики и Арктического бассейна, видимо, следует принять рассчитанный нами полюс: $61,9^\circ$ с. ш. и $143,1^\circ$ в. д., как наиболее отвечающий существующим данным.

Во-вторых, вычисленный нами полюс отражает по существу мгновенное движение между Евразийской и Североамериканской плитами, во всяком случае, за период не древнее начала плиоцена до современности, т. е. не более 4 млн. лет, тогда как полюс, рассчитанный по материалам Северной Атлантики, относится к конечному вращению между временем 5 аномалий (около 10 млн. лет) и современностью. В этой связи следует обратить внимание на то, что время заложения молодых грабенов Северо-Восточной Азии закономерно омолаживается в направлении с северо-запада на юго-восток. Так, по данным А. М. Карасика, возраст рифта хр. Гаккеля — 60 млн. лет, грабены, расположенные на междуречье Лены и Яны (Кендейский грабен и др.), имеют олигоценый возраст (25 млн. лет), Момо-Селеняхская впадина, по данным А. Ф. Грачева, — плиоцен — раннечетвертичный, а многочисленные мелкие впадины хр. Черского только начинают свое развитие. Отсюда можно сделать вывод о том, что по крайней мере за последние 60 млн. лет полюс вращения Евразийской и Североамериканской плит, по-видимому, постепенно смещался, проделав путь от шельфа моря Лаптевых до современного своего положения в хр. Сунтар-Хаята. Если это так, то полюс, рассчитанный по Северной Атлантике, отвечает осредненному положению за последние 10 млн. лет. Вычитая из движения за 10 млн. лет вокруг полюса 68° с. ш. и 137° в. д. движения за 4 млн. лет вокруг полюса $61,9^\circ$ с. ш. и $173,1^\circ$ в. д., получим положение полюса за время с 10 до 4 млн. лет назад в точке $71,8^\circ$ с. ш., $130,9^\circ$ в. д., т. е. в районе хр. Хараулах.

В-третьих, отмеченное расхождение может быть вызвано тем, что оба полюса являются одинаково представительными, отражая некоторые различия в движении плит в Северной Атлантике и Арктическом бассейне. Вероятность этого предположения происходит из того, что полюс вращения Евразийской и Американской плит, определенный для Арктического бассейна А. М. Карасиком, наиболее близок к рассчитанному нами. В этом случае где-то на простирании срединных хребтов Северной Атлантики и Норвежского моря должна находиться точка тройного сочленения, к югу от которой действительным будет полюс 68° с. ш., 137° в. д., а к северу — рассчитанный нами. Наиболее вероятное положение такой предполагаемой точки тройного сочленения следует, видимо, искать в Норвежском море —

либо в районе Исландии, либо на Ян-Майенском разломе, либо на Шпицбергенском разломе (хр. Книпповича). Такой вариант предусматривает, что на западе Евразийской плиты должна существовать дополнительная субплита, или малая Западно-Европейская плита. Ее граница с главной Евразийской плитой может проходить по Рейнскому грабену и структурам, продолжающим его в низовьях Рейна и под Северным морем. Полюс движения Западно-Европейской субплиты относительно Евразийской, исходя из данных о параметрах движения этих плит относительно Североамериканской плиты, будет располагаться в точке $26,9^{\circ}$ с. ш., $14,1^{\circ}$ з. д., а скорость смещения в районе Рейнского грабена не будет превышать 1 мм/год.

Для оценки правильности одного из этих трех объяснений и выбора одного из них необходимы дополнительные исследования.

БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА *

Область рассеянной сейсмичности Центральной Азии заканчивается у южной оконечности Байкала. Здесь она сменяется узким сейсмическим поясом (рис. 40), который протягивается в северо-восточном направлении вдоль Байкала, поворачивая у его северного конца на восток и уходя в этом направлении до района Муйского и Чарского грабенов. В районе $119-120^{\circ}$ в. д. наблюдается небольшое «окно» в сейсмичности с отсутствием очагов землетрясений, а далее на восток вновь хорошо вырисовывается сейсмическая зона, следующая вдоль Станового хребта вплоть до Удской губы Охотского моря, где она, как отмечалось, сопрягается с сейсмическими зонами Сахалина и хр. Черского. Параллельно этому сейсмическому поясу, названному Байкало-Становым, протягивается неясно выраженная зона землетрясений от южной оконечности Байкала до среднего течения р. Зеи. Возможно, эти землетрясения фиксируют зарождающуюся границу плит.

Байкало-Становой сейсмический пояс разделяет две литосферные плиты (см. рис. 40): Евразийскую и Амурскую.

Основные формы рельефа и неотектонические структуры различны для западного и восточного отрезков Байкало-Станового сейсмического пояса. Для западного, байкальского отрезка, охватывающего Байкальскую рифтовую зону примерно до 119° в. д. (т. е. до отмеченного выше сейсмического «окна»), характерны обширные сводовые воздымания, разбитые грабенами (впадинами) байкальского типа. К ним относятся грабены Южного и Северного Байкала, разделенные узким порогом о-ва Ольхон и Академического хребта, Баргузинский грабен, находящийся на простирании Южного Байкала, Верхне-Ангарский грабен,

* Исследования проводились совместно с Л. А. Мишариной и Н. В. Солоненко [26].

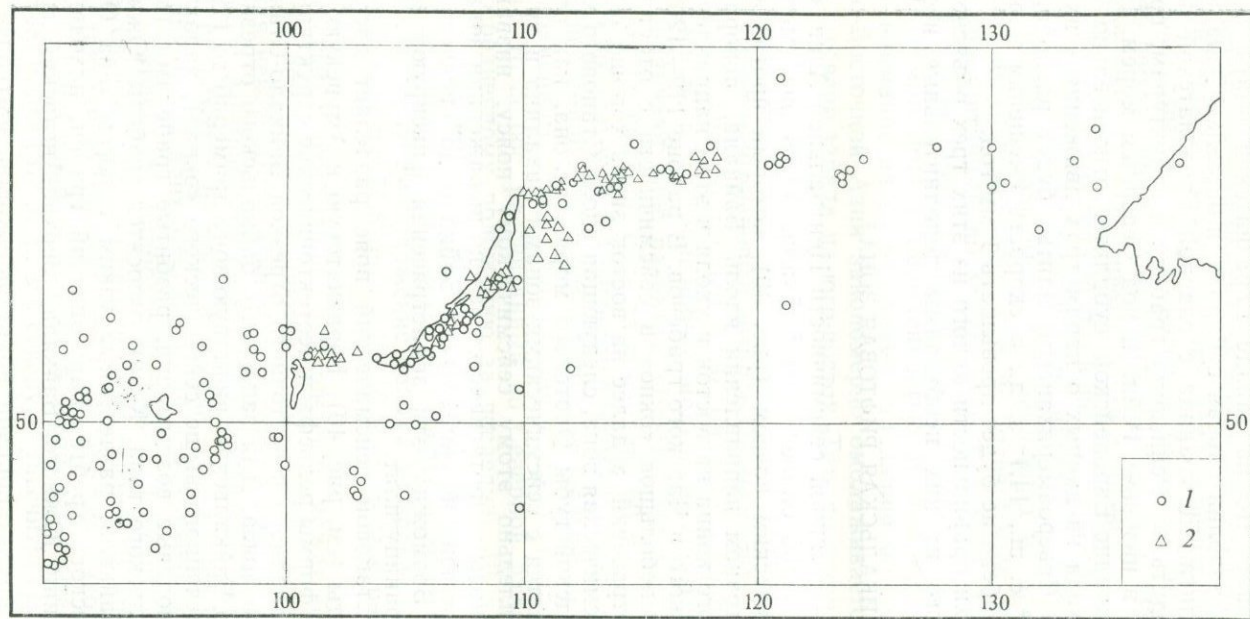


Рис. 40. Сейсмичность Байкальской горной области и Станового хребта

1 — землетрясения с магнитудой >5 [Новый каталог... 1977]; 2 — землетрясения, для которых определены фокальные механизмы (см. табл. 17)

продолжающий впадину Северного Байкала, Муйский и Чарский грабены в пределах Витимского плоскогорья. Впадины выполнены толщей континентальных обломочных отложений, начиная с олигоцена. В бассейне Витима широко развиты базальты. История формирования рельефа и неотектонических структур Байкальской области, изученная, как известно, очень подробно [43, 76, 82], однозначно свидетельствует о рифтовой природе этих структур и их образовании в условиях растяжения. Восточный, Становой отрезок заключен между 119° в. д. и побережьем Охотского моря. В его пределах грабены байкальского типа полностью исчезают, а сама граница плит, отвечающая сейсмическому поясу, совпадает с поднятием Станового хребта, вздернутым над расположенным к югу понижением Бомнакской и Удской депрессией. Рельеф здесь указывает скорее на условия сжатия, а не растяжения.

Ориентировка напряжений в очагах землетрясений, исследованная сейсмологами Института земной коры СО АН СССР [51, 52], также оказывается различной для западного и восточного отрезков сейсмического пояса.

В западном, байкальском отрезке анализ фокальных механизмов производился с большой детальностью по различным районам: Байкальскому, Баргузинскому, Верхне-Ангарскому, Муйскому, Удоканскому, причем решения осуществлялись как для отдельных крупных землетрясений, так и для групп мелких землетрясений. Всего выполнено более 1000 решений фокальных механизмов. Региональное поле тектонических напряжений, отражающихся в фокальном механизме, характеризуется горизонтальной ориентировкой осей наибольшего растяжения, перпендикулярно простиранию рифтовой зоны, и вертикальной направленною осей сжатия, или наименьшего растяжения. В целом несомненны условия растяжения, господствующие в современной тектонике Байкальской рифтовой зоны, причем растяжение, как следует из фокальных механизмов, ориентировано в северо-западном направлении, т. е. строго поперек простирания всей зоны. Лишь на крайнем восточном фланге в районе 116° в. д. (бассейн Витима) происходит существенное изменение однородности поля напряжений: здесь наряду с близгоризонтальным растяжением появляются очаги с большой сдвиговой компонентой. Типовые примеры решений фокальных механизмов, выполненные Л. А. Мишариной, приведены на рис. 41.

В восточном отрезке (в Становом хребте) фокальные механизмы изучены слабее, чем в западном. Несколько решений в районе 121° в. д. указывают на правый сдвиг. Имеется также решение фокального механизма для землетрясения 22/VII—1972 г. с эпицентром $56,2^{\circ}$ с. ш., $123,6^{\circ}$ в. д. [111], которое свидетельствует о сжатии, поперечном к простиранию сейсмического пояса. Эти хотя и немногочисленные данные говорят

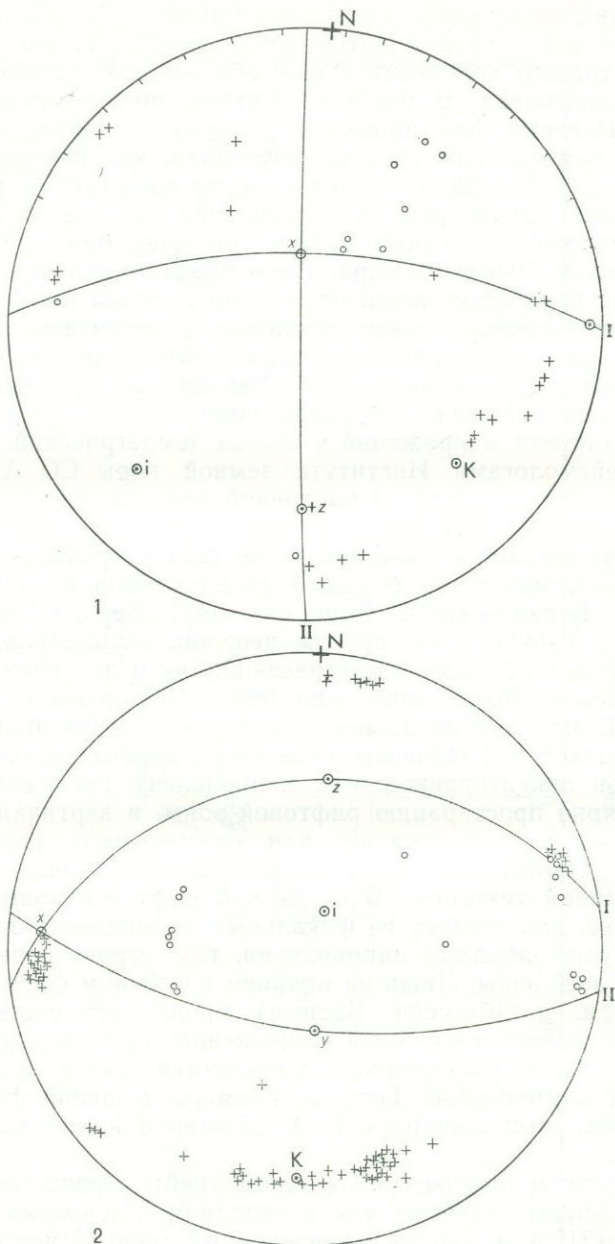
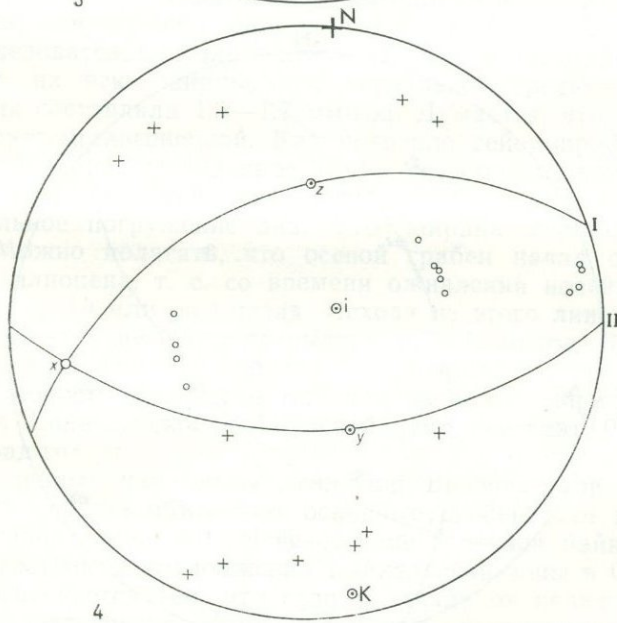
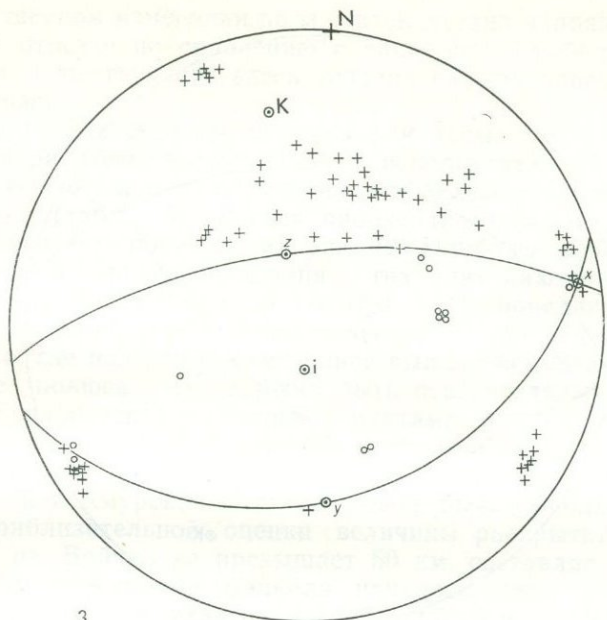
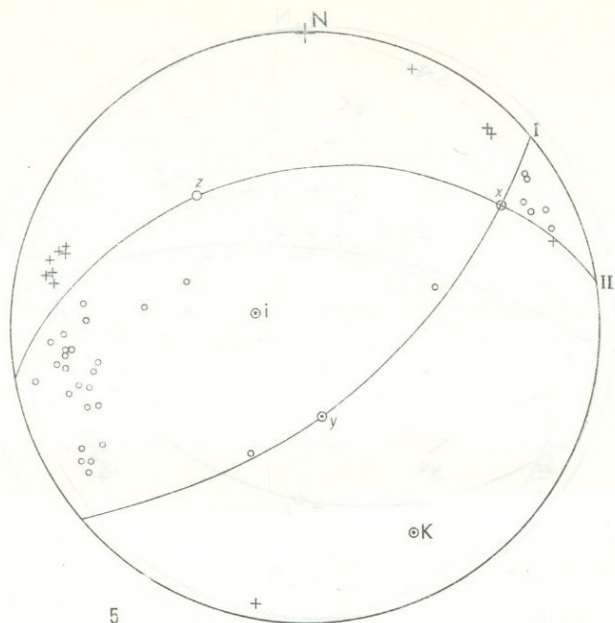


Рис. 41. Типичные решения фокальных механизмов землетрясений различных районов Байкальской рифтовой зоны. По Л. А. Мишариной и др. (1977 г.)

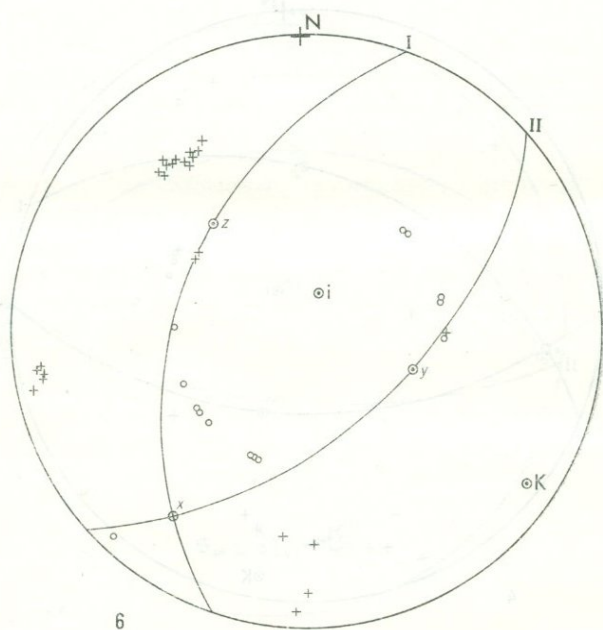
Кресты — волны сжатия; кружочки — волны растяжения; К — оси растяжения; i — оси сжатия. I и II — проекции нодальных плоскостей, x , y , z — координатные оси нодальных плоскостей. 1 — Удоканская группа землетрясений ($56,41$ – $56,56^\circ$ с. ш., $117,0$ –



117,34° в. д.); 2 — Муйская группа I (55,86—56,17° с. ш., 113,0—113,82° в. д.); 3 — Муйская группа II (56,18—56,41° с. ш., 115,15—115,84° в. д.); 4 — Баргузинское землетрясение 11/XI-1968 г. (54,93° с. ш., 110,28° в. д.); 5 — Южно-Байкальская группа землетрясений (южнее о-ва Ольхон) (52,76—53,00° с. ш., 106,96—107,08° в. д.); 6 — Южно-Байкальская группа землетрясений (район залива Провал) (52,31—52,49° с. ш., 106,57—106,93° в. д.)



5



6

Рис. 41 (продолжение)

о существенном изменении поля тектонических напряжений в восточном отрезке по сравнению с западным. Особенно следует отметить существующие здесь условия сжатия поперек простирания пояса.

Азимуты векторов смещения в фокальных механизмах Байкальской рифтовой зоны [52] были использованы для вычисления полюса относительного движения Евразийской и Амурской плит (табл. 17). Расчет производился по модели СП-1. Облако полюсов показано на рис. 42. Наиболее вероятный полюс относительного вращения этих плит находится в точке с координатами $56,3^\circ$ с. ш. и $118,4^\circ$ в. д. Он попадает прямо на линию Байкало-Станового сейсмического пояса и как раз в то его место, где находится отмеченное выше сейсмическое «окно». В точке полюса не должно быть относительных движений между Евразийской и Амурской плитами, поэтому естественно ожидать появления здесь сейсмического «окна».

Определение скорости относительного движения между Евразийской и Амурской плитами может быть выполнено на основе приблизительной оценки величины раскрытия Байкала. Ширина оз. Байкал не превышает 50 км, составляя в среднем 35—40 км. Раскрытие Байкала началось после длительного спокойного периода, охватившего поздний мел и большую часть палеогена) — в позднем олигоцене [43], т. е. 25—30 млн. лет назад; следовательно, если считать, что раскрытие Байкала происходило на всю ширину (что нереально), средняя скорость раскрытия составляла 1,5—1,7 мм/год. Думается, что эта величина является завышенной. Как показало сейсмопрофилирование дна Байкала, проведенное Л. Р. Мерклиным, внутри Байкала выявляется узкий осевой грабен, к которому относится максимальное погружение дна. Его ширина составляет 7—10 км. Можно полагать, что осевой грабен начал образовываться с плицена, т. е. со времени оживления новейших движений около 10 млн. лет назад. Исходя из этого линейная скорость раскрытия не будет превышать 0,7—1 мм/год. В соответствии с приведенными крайне ориентировочными цифрами угловая скорость раскрытия Байкала из вычисленного полюса вращения Евразийской и Амурской плит составит $0,5—1,0 \times 10^{-7}$ град/год.

Вычисленные параметры движения Евразийской и Амурской плит хорошо объясняют основные особенности неотектоники региона (рис. 43). Исчезновение грабенов байкальского типа на восточном продолжении Байкальской зоны в Становом хребте объясняется тем, что если к западу от полюса вращения Евразийская и Амурская плиты отодвигаются друг от друга, то к востоку от него они должны сближаться. Естественно в связи с этим, что к востоку от точки полюса происходит резкое изменение ориентировки напряжений в очагах землетрясений с появлением в них условий не растяжения, а сжатия.

ТАБЛИЦА 17

КООРДИНАТЫ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И АЗИМУТЫ ВЕКТОРОВ
СМЕЩЕНИЯ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЕТА ПОЛЮСОВ
ОТНОСИТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ И МИКРОПЛИТ

№ п/п	Координаты эпицентров		Азимуты векторов		Разность
	широта	долгота	наблюдаемые	вычисленные	
Байкальская рифтовая зона (Евразийская и Амурская плиты: полюс 56,3° с. ш., 118,5° в. д.)					
1	51,790	105,230	-26,000	-36,213	10,213
2	51,800	105,300	-35,000	-36,270	1,270
3	52,000	105,600	-26,000	-35,689	9,689
4	52,010	106,320	-24,000	-36,835	12,835
5	52,400	106,680	-40,000	-35,238	-4,762
6	52,600	107,010	-35,000	-34,614	-0,386
7	52,880	107,020	-40,000	-32,860	-7,140
8	53,380	108,340	-38,000	-31,814	-6,186
9	53,420	108,250	-34,000	-31,338	-2,662
10	53,760	108,920	-34,000	-29,978	-4,022
11	52,650	107,110	-22,000	-34,484	12,484
12	52,390	106,620	-20,000	-35,192	15,192
13	53,590	108,830	-44,000	-31,177	-12,823
14	53,680	108,530	-26,000	-29,864	3,864
15	53,550	108,650	-45,000	-31,127	-13,873
16	52,660	106,850	-37,000	-33,959	-3,401
17	52,100	106,390	-34,000	-36,458	2,458
18	52,630	107,220	-52,000	-34,812	-17,188
19	53,900	109,250	-31,000	-29,468	-1,532
20	52,460	106,670	-26,000	-34,864	8,864
21	51,950	105,530	-35,000	-35,845	0,845
22	53,800	107,730	-39,000	-27,542	-11,458
23	53,830	109,080	-39,000	-29,717	-9,283
24	54,730	111,030	-35,000	-25,080	-9,920
25	54,250	110,670	-29,000	-29,453	0,453
26	55,010	111,540	-34,000	-22,819	-11,181
27	54,750	111,930	-39,000	-27,221	-11,779
28	54,320	111,300	-32,000	-30,449	-1,551
29	54,320	111,390	-40,000	-30,718	-9,282
30	54,320	111,440	-39,000	-30,870	-8,130
31	55,110	110,970	-28,000	-20,374	-7,626
32	54,080	111,770	-26,000	-34,583	8,583
33	55,230	111,000	-28,000	-18,920	-9,080
34	54,360	111,370	-42,000	-30,213	-11,787
35	53,530	109,520	-29,000	-33,204	4,204
36	54,930	110,280	-24,000	-21,287	-2,713
37	55,820	110,090	-7,000	-10,616	3,616
38	55,800	110,270	-11,000	-10,951	-0,049
39	55,900	110,960	-15,000	-10,011	-4,989
40	55,830	110,670	-14,000	-10,788	-3,212
41	55,970	111,550	-6,000	-9,326	3,326
42	55,910	111,250	-11,000	-10,032	-0,968
43	55,150	112,300	-3,000	-6,783	3,783

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 17

№ п/п	Координаты эпицентров		Азимуты векторов		Разность
	широта	долгота	наблюденные	вычисленные	
44	56,370	112,550	-14,000	-2,933	-11,067
45	56,260	112,750	-14,000	-4,911	-9,089
46	55,850	110,150	-10,000	-10,276	-0,276
47	56,070	111,510	-6,000	-7,814	1,814
48	55,860	110,010	-7,000	-10,097	3,097
49	55,900	111,490	-2,000	-10,328	8,328
50	55,820	110,560	-10,000	-10,855	0,855
51	56,090	113,730	-18,000	-8,855	-9,145
52	56,020	113,410	-11,000	-9,980	-1,020
53	55,870	113,300	-5,000	-12,838	7,838
54	56,270	113,350	-4,000	-4,770	0,770
55	56,160	113,450	-3,000	-7,107	4,107
56	56,350	113,870	-3,000	-3,010	0,010
57	56,420	114,300	-19,000	-1,147	-17,853
58	56,230	114,150	-16,000	-5,948	-10,052
59	56,200	113,850	-12,000	-6,479	-5,521
60	56,350	114,440	-14,000	-2,945	-11,055
61	55,820	114,000	-3,000	-15,376	12,376
62	56,160	114,860	-11,000	-8,590	-2,410
63	56,330	145,510	-4,000	-3,753	-0,247
64	56,300	115,500	-20,000	-4,851	-15,149
65	56,250	116,500	-12,000	-9,294	-2,706
66	56,200	116,680	-23,000	-13,216	-9,784
67	56,160	116,700	-13,000	-15,784	2,784
68	56,090	113,810	-13,000	-8,945	-4,055

Тункинская зона
(Монгольская микроплита и Восточно-Саянский блок: полюс 51,73° с. ш.,
101,49° в. д.)

1	51,860	101,150	44,000	31,590	12,410
2	51,840	101,050	6,000	21,831	-15,831
3	51,750	101,410	41,000	21,962	19,038
4	51,780	101,390	45,000	38,892	6,108
5	51,710	101,370	-20,000	-15,096	-4,904
6	51,620	101,320	-52,000	-46,283	-5,717
7	51,660	101,760	27,000	22,799	4,201
8	51,680	101,940	-7,000	10,338	-17,338
9	51,690	102,020	-6,000	7,148	-13,148
10	51,810	103,000	2,000	-4,298	6,298

Известно, что в Байкальской рифтовой зоне отмечаются северо-западные, поперечные к простиранию зоны разломы, пересекающие и смещающие отдельные отрезки грабенов. Характерно неравномерное распределение эпицентров землетрясений, которые группируются в отдельных узлах, как на Южном Байкале,

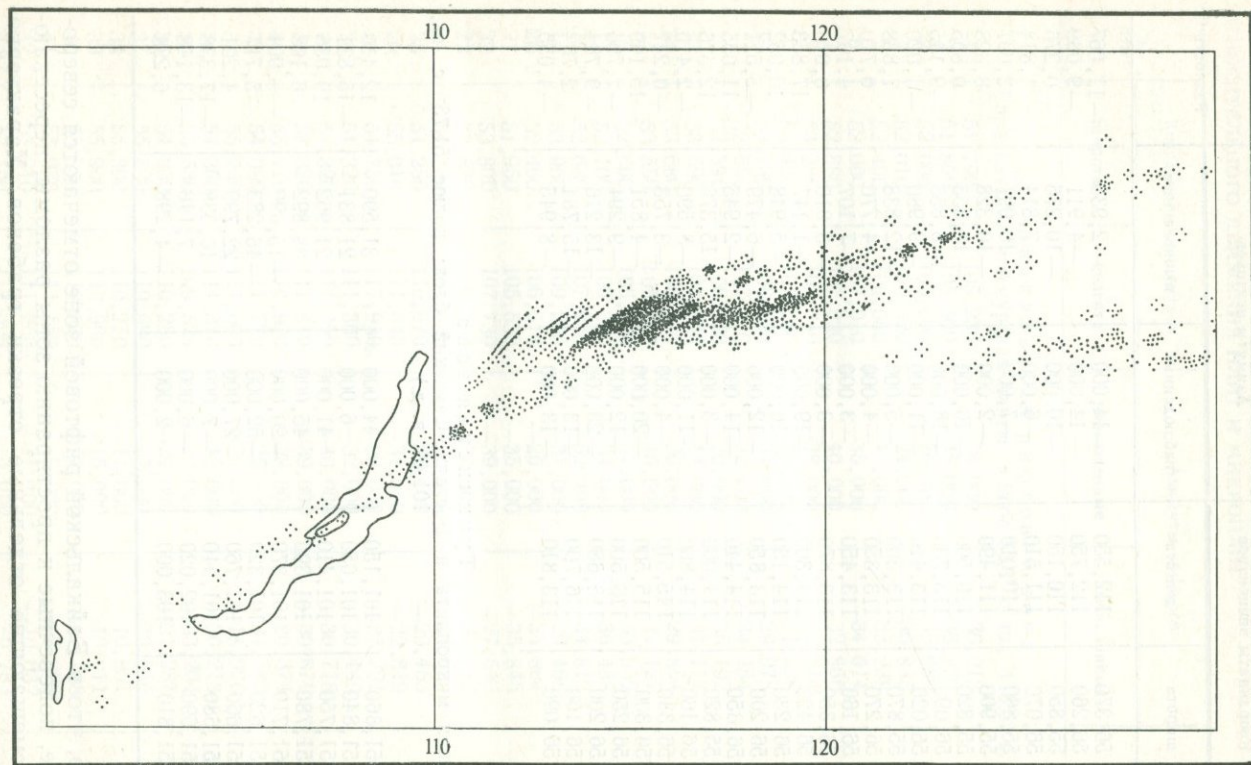


Рис. 42. Карта, показывающая определение полюса относительного движения Евразийской и Амурской плит
 Кресты — точки пересечения перпендикуляров, проведенных к азимутам векторов смещения; область сгущения крестов отвечает району наиболее вероятного положения полюса в точке $56,3^\circ$ с. ш., $118,5^\circ$ в. д.

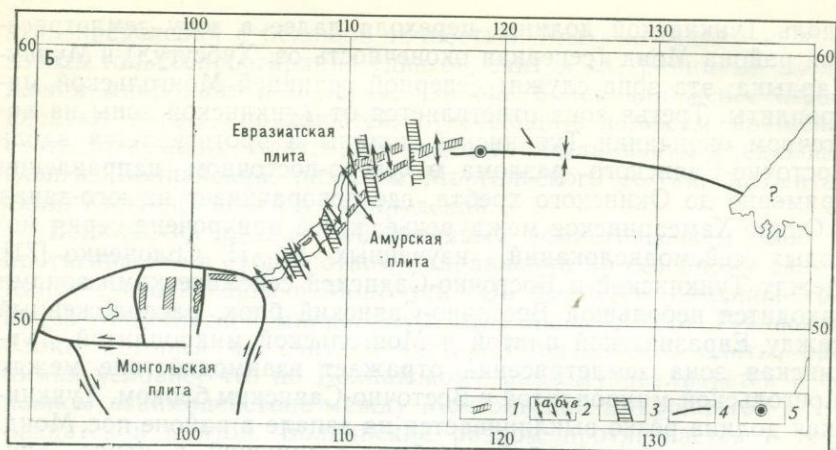


Рис. 43. Геодинамическая схема Байкальской горной области и Станового хребта

1 — впадины Байкальского типа; 2 — векторы смещения: а — растяжение, б — сдвиг; в — сжатие; 3 — зоны сгущения эпицентров землетрясений (по Л. А. Мишариной и др., 1977 г.); 4 — границы литосферных плит и микроплит (стрелки — направление относительных движений); 5 — положение полюса относительного движения Евразийской и Амурской плит

или в зонах северо-западного направления, совпадающего с простиранием поперечных разломов [52]. Появление поперечных разломов и зон сгущения эпицентров землетрясений может быть объяснено тем, что они отвечают дугам малых окружностей, проведенных из вычисленного полюса вращения и тем самым аналогичны в какой-то мере трансформным разломам океанов. Следует отметить, что точка полюса — понятие чисто эфемерное, отражающее мгновенную кинематическую картину. Возможным «блужданием» полюса объясняется, вероятно, пестрая картина фокальных механизмов вблизи точки полюса. Нетрудно заметить, что установленное взаимодействие Евразийской и Амурской плит и раскрытие Байкала исключают распространенную трактовку образования Байкала как S-образной трещины, возникшей в результате общего левого сдвига по разломам, ограничивающим его по флангам [86].

К Байкальской рифтовой зоне обычно относят Тункинскую долину и прилегающие неотектонические структуры Восточного Саяна и Северной Монголии. Начиная от южной оконечности Байкала, мы вступаем в область рассеянной сейсмичности. На рис. 40 и 43 видно, что в пределах Восточного Саяна и Хамар-Дабана можно выделить по меньшей мере три самостоятельных сейсмических зоны. Одна зона идет прямо на юг от южной оконечности Байкала, переходя в Могодскую зону землетрясений бассейна Орхона в Монголии; она отделяет Амурскую плиту от Монгольской микроплиты. Вторая зона следует на запад

вдоль Тункинской долины, переходя далее в зону землетрясений района Монд (северная оконечность оз. Хубсугул) и Мунку-Сардыка; эта зона служит северной границей Монгольской микроплиты. Третья зона ответвляется от Тункинской зоны на восточном окончании Тункинской долины и протягивается вдоль Восточно-Саянского разлома в северо-восточном направлении примерно до Окинского хребта, где поворачивает на юго-запад в Окино-Хамсаринское междуречье; к ней приурочена серия молодых сейсмодислокаций, изученных В. П. Солоненко [71]. Между Тункинской и Восточно-Саянской сейсмическими зонами находится небольшой Восточно-Саянский блок, расположенный между Евразийской плитой и Монгольской микроплитой. Тункинская зона землетрясений отражает взаимодействие между Монгольской микроплитой и Восточно-Саянским блоком. Тункинская долина резко выклинивается на западе в районе пос. Монд. Она представляет собой грабен, возникший в конце олигоцена или в миоцене [76]. Осадочная толща местами деформирована, особенно вблизи краевых разломов. Характерны проявления молодого базальтового вулканизма. Несомненно, Тункинская долина имеет рифтовую природу, являясь впадиной байкальского типа. Фокальный механизм землетрясений, изученный Л. А. Мишариной и Н. В. Солоненко, отличается значительным разнообразием. В очагах землетрясений самой Тункинской впадины устанавливается растяжение в меридиональном направлении, поперечном простиранию впадины. В Китайских гольцах, возвышающихся с севера над Тункинской долиной, регистрируются сдвиговые механизмы. На востоке Тункинской зоны, там где Тункинская впадина выклинивается, преобладают механизмы сжатия, в том числе и в очаге крупного Мондинского землетрясения. В целом пестрая картина механизмов землетрясений напоминает ту, которая наблюдается в Байкальской зоне вблизи полюса вращения Евразийской и Амурской плит. Используя векторы смещений землетрясений Тункинской зоны (см. табл. 17), мы рассчитали положение полюса относительного вращения Монгольской микроплиты и Восточно-Саянского блока, границей между которыми является эта зона. Полюс имеет координаты $51,73^\circ$ с. ш. и $101,49^\circ$ в. д. Он находится непосредственно в том месте Тункинской зоны, где выклинивается Тункинский грабен. К востоку от полюса происходило раскрытие этого грабена, а к западу от него, в районе Монд и горного массива Мунку-Сардык, наблюдается сжатие за счет сближения Монгольской микроплиты и Восточно-Саянского блока.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ

Вычисление параметров движения микроплит Центральной Азии может быть выполнено лишь приблизительно, поскольку пока нет надежных данных, которые позволили бы произвести

эти определения с большой точностью. Мы вынуждены использовать только простирации сдвигов, считая их границами скольжения микроплит и полагая, что они более или менее строго следуют дугам окружностей, отвечающим полюсам вращения соответствующих плит. Для расчета были взяты следующие сдвиги: Болнайский, разломы Монгольского Алтая, Алтынтагский, Каракорумский и Герирудский.

Болнайский разлом, обновленный землетрясением 1905 г., протягивается в субширотном направлении по северному склону Хангайского нагорья в Монголии. Он является северной границей Монгольской микроплиты, отделяющей ее от Тувинского блока, который мы считаем частью Евразийской плиты, принимая условно, что по Болнайскому разлому реализуется в основном взаимодействие между Монгольской микроплитой и Евразийской плитой. Болнайский разлом протягивается в виде четкой трещины, пересекающей все формы рельефа, в том числе водораздельные отроги хр. Болнай. Система сейсмодислокаций, возникших при землетрясении 1905 г., вспоровшего разлом на протяжении не менее 400 км, состоит из серии мелких кулисных бугров и западин, подходящих под углом к простирацию разлома и рисующих отчетливую эшелонированную картину, свойственную левому сдвигу. По данным А. В. Ильина и В. В. Скотаренко, в центральной части разлома отмечается левобокое смещение долин величиной 200 м. Учитывая, что заложение долин произошло в доледниковое время, по-видимому, в плиоцене, т. е. 2—1 млн. лет назад, скорость смещения может быть оценена как 1—2 мм/год. Для определения полюса, отвечающего дуге Болнайского разлома, мы разделили этот разлом на четыре отрезка и произвели замеры азимутов простираания в нескольких точках в каждом из отрезков. Затем было получено облако пересечений перпендикуляров, восставленных к азимутам простирааний; пересечения перпендикуляров внутри отдельных отрезков не учитывались, а рассматривались только пересечения между выбранными отрезками. Наилучшее положение полюса находится в точке $57,72^\circ$ с. ш., $98,46^\circ$ в. д. Принимая линейную скорость равной 1 мм/год, получим угловую скорость $0,83 \cdot 10^{-7}$ град/год.

Новейшие разломы Монгольского Алтая изучены С. А. Хилько. По его наблюдениям эти разломы (Кобдинский, Монголо-Алтайский) имеют северо-северо-западное простираание и на многих своих отрезках являются прямолинейными, пересекающими отроги главного ствола Монгольского Алтая и дренирующие его речные долины. К разломам приурочены молодые сейсмодислокации, указывающие на сдвиговую природу разломов. Рисунок сейсмодислокаций однозначно свидетельствует о правосторонних смещениях. Правобокое смещение речных долин было отмечено Е. В. Девяткиным. Величины смещений остаются неизвестными. По аналогии с Болнайским разломом мы принимаем,

что скорость движений имеет порядок 1 мм/год. Разломы Монгольского Алтая ограничивают с запада Монгольскую микроплиту. Они входят в систему хребтов Монгольского Алтая, отделяющих Монгольскую микроплиту от Джунгарской, и поэтому мы считаем их границей этих двух микроплит. Для расчета полюса вращения были взяты простирания трех отрезков, для которых наиболее очевидна чисто сдвиговая природа (в районе: 49° с. ш. и $90,5^\circ$ в. д.; $48,5^\circ$ с. ш. и $89,5^\circ$ в. д.; 48° с. ш. и $91,5^\circ$ в. д.). Вычисленный полюс относительного движения Монгольской и Джунгарской микроплит находится в точке $51,8^\circ$ с. ш., $107,3^\circ$ в. д.; угловая скорость оценивается равной $0,75 \times 10^{-7}$ град/год.

Алтынтагский разлом прекрасно виден на космо-снимках, простираясь на 1500 км от Каракорума на западе до Нань Шаня на востоке. По данным П. Таппонье и П. Молнара [230], Алтынтагский разлом представляет собой левый сдвиг. Он следует вдоль южного края Таримской впадины, пересекая аллювиальные конусы отдельные отроги Алтынтага. Серия опережающих более мелких разломов подходит к Алтынтагскому сдвигу с севера и юга. К нему приурочена современная сейсмичность. Имеющиеся решения фокальных механизмов подтверждают левобокую природу смещений. Разлом местами смещает отроги хребтов и речные долины. Амплитуды смещений могут быть оценены лишь приблизительно. В районе 38° с. ш. и 87° в. д. Алтынтагский разлом отсекает от главного ствола Алтынтага изолированный горный массив, который, судя по космическим фотоснимкам, находился, возможно, не менее чем в 20 км восточнее своего современного положения, т. е. линейная скорость перемещения достигала, возможно, 1 см/год. Алтынтагский разлом принимается нами за границу между Таримской и Тибетской микроплитами. Для расчета полюса вращения были использованы простирания прямолинейных отрезков разлома в районе 88° , 91° , 92° , 95° и 96° в. д. Вычисленный полюс относительного вращения Таримской и Тибетской микроплит имеет координаты: $14,26^\circ$ с. ш., $99,16^\circ$ в. д., угловая скорость оценивается равной $2,0 \cdot 10^{-7}$ град/год.

Каракорумский разлом, как и Алтынтагский, очень хорошо прослеживается на космических фотоснимках. Он начинается у восточного края Памира и простирается на юго-восток до центральной части Гималаев. На своем северо-западном фланге, прилежащем к Северному Памиру, разлом имеет извилистый контур, представляя собой, очевидно, надвиг, по которому Памир надвигается на северо-восток в сторону Таримской впадины. В пределах самого Каракорума, начиная от места сочленения Каракорумского разлома с Алтынтагским, этот разлом прослеживается в виде четкой прямой линии, отделяющей Каракорум от Тибета. Структурный рисунок указывает на правобокую природу смещений. Мы полагаем, что движениями

ТАБЛИЦА 18

ПАРАМЕТРЫ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ПЛИТ И МИКРОПЛИТ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

Плита и микроплита *	Полюс		Скорость 10 ⁻⁷ град/год **	Данные
	широта	долгота		
Амурская—Евразийская	56,3	118,4	1,0	Землетрясения Байкальской зоны
Монгольская—Евразийская	57,72	98,46	0,83	Болнайский разлом
Монгольская—Джунгарская	51,80	107,3	0,75	Разломы Монгольского Алтая
Восточно-Саянская—Монгольская	51,73	101,49		Землетрясения Тункинской зоны
Тибетская—Памирская	20,23	61,6	-3,6	Каракорумский разлом
Афганская—Евразийская	48,38	61,22	-0,45	Герирудский разлом
Таримская—Тибетская	14,26	99,2	2,0	Алтынтагский разлом
Североамериканская—Евразийская	61,94	143,1	-2,5	Разломы и землетрясения хр. Черского
Индийская—Евразийская	23,0	33,9	6,5	По Minster et al., 1974 [181]
Памирская—Евразийская	23	33,9	2,8	—
Джунгарская—Евразийская	56,93	-2,77	0,135	По замыканию векторных треугольников
Тибетская—Евразийская	5,28	109,14	-1,63	То же
Таримская—Евразийская	37,86	59,54	0,56	”
Монгольская—Амурская	49,9	141,16	-0,6	”

* Плита, обозначенная первой, вращается относительно второй плиты.

** Положительные значения — вращение против часовой стрелки, отрицательные — по часовой стрелке.

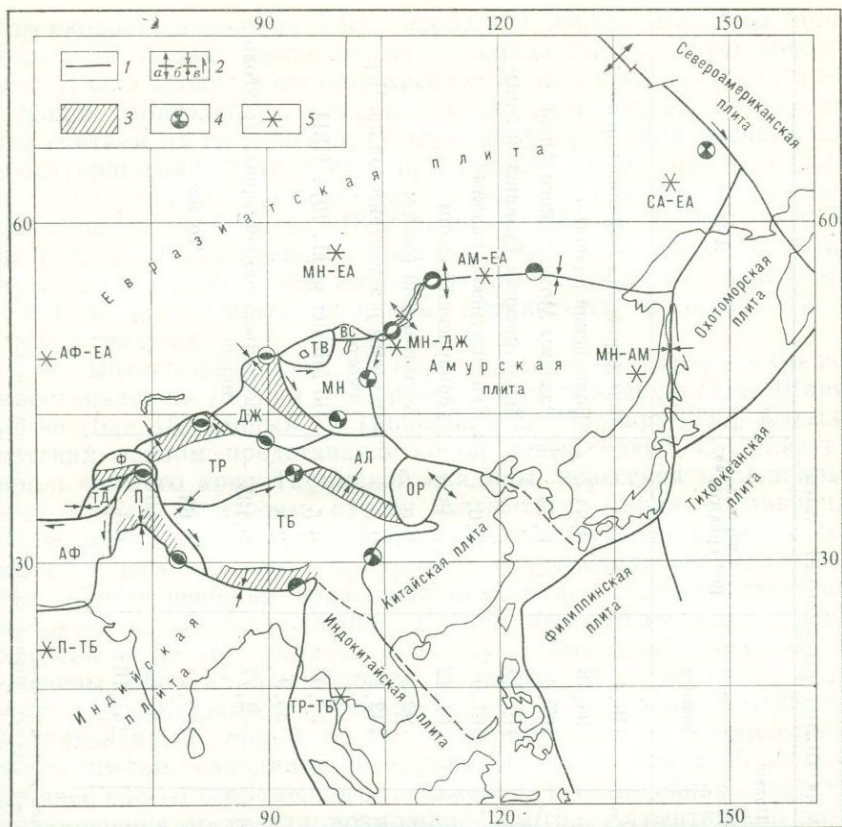


Рис. 44. Литосферные плиты и микроплиты Внутренней Азии

1 — границы плит и микроплит; 2 — направления относительных движений вдоль границ плит и микроплит (а — растяжение, б — сжатие, в — сдвиг); 3 — зоны сжатия и пластической деформации; 4 — некоторые типовые решения фокальных механизмов (по Л. А. Мишариной и др., 1975; Ш. Дасу и Дж. Филсону, 1975 г.; П. Молнару, П. Тапоне, 1975 г.); 5 — положение полюсов вращения плит и микроплит (СА—ЕА — Североамериканской—Евразийской, АМ—ЕА — Амурской—Евразийской, МН—ЕА — Монгольской—Евразийской, АФ—ЕА — Афганской—Евразийской, П—ТБ — Памирской—Тибетской, ТР—ТБ — Таримской—Тибетской, МН—ДЖ — Монгольской—Джунгарской, МН—АМ — Монгольской—Амурской). Микроплиты: АЛ — Алашанская, АФГ — Афганская, ДЖ — Джунгарская, МН — Монгольская, ОР — Ордосская, П — Памирская, ТР — Таримская, ТБ — Тибетская. Блоки: ВС — Восточно-Саянский, ТВ — Тувинский, ТД — Таджикский, Ф — Ферганский

вдоль Каракорумского разлома реализуется взаимодействие между Тибетской и Памирской микроплитами. Полюс, отвечающий Каракорумскому разлому и определенный по простираниям его прямолинейных отрезков, находится в точке $20,23^{\circ}$ с. ш., $61,6^{\circ}$ в. д. Оценка скорости движения исходит из того, что Памир перемещается на север относительно прилежащих блоков со скоростью 2 см/год [37]. Угловая скорость относительного движения Памирской и Тибетской микроплит будет равна в этом случае $3,6 \cdot 10^{-7}$ град/год.

Герирудский разлом отделяет горы Афганистана от Туранской и Таджикской впадин. Он имеет строго широтное простирание, представляя собой правый сдвиг [69]. Отвечающий ему полюс имеет координаты $48,38^\circ$ с. ш., $61,22^\circ$ в. д. Герирудский разлом можно считать границей между Афганской микроплитой и Евразийской плитой.

Таким образом, мы получили параметры относительных движений следующих пар плит и микроплит: Монгольской и Евразийской, Монгольской и Джунгарской, Таримской и Тибетской, Тибетской и Памирской, Афганской и Евразийской. В предыдущем разделе произведен расчет параметров движения Евразийской и Амурской плит. Из океанологических данных нам известны параметры движения Индийской и Евразийской плит ($23,0^\circ$ с. ш., $33,9^\circ$ в. д., угловая скорость $6,5 \cdot 10^{-7}$ град/год). Для движения Памирской микроплиты по отношению к Евразии мы приняли тот же полюс вращения, что и для Индийской плиты, только скорость движения, учитывая ее линейное значение порядка 2 см/год, определяется как $2,8 \cdot 10^{-7}$ град/год. По этим параметрам, используя правила замыкания движений вокруг точки тройного сочленения, были рассчитаны параметры движения других пар микроплит и движения всех микроплит и плит по отношению к Евразии. Полученные данные сведены в табл. 18. Векторы скоростей в виде стрелок соответствующего размера показаны на рис. 44. Хотя все эти определения не могут считаться вполне достоверными, они позволяют воссоздать кинематическую картину взаимодействия плит.

СТОЛКНОВЕНИЕ ИНДИЙСКОГО СУБКОНТИНЕНТА С ЕВРАЗИЕЙ И ОБРАЗОВАНИЕ ПОЯСА ВОЗРОЖДЕННЫХ ГОР

В движении мозаики плит и микроплит Азии по отношению к Евразийской плите хорошо видна определенная закономерность. Клин Индостана, несущий на своем острие Памир, вдается глубоко внутрь Азии. Остальные микроплиты как бы веерообразно расходятся в стороны от этого клина: Афганская микроплита и блоки Таджикской и Ферганской впадин движутся на запад. Таримская и Джунгарская микроплиты — на север, Тибетская плита — на северо-восток, Монгольская плита — на восток. В то же время, если движение клина Индостана и Памира ориентировано почти строго на север, то максимальные движения свойственны микроплитам, расположенным к востоку от этого клина. Намечается тем самым асимметрия в движениях. Перемещение Индостана и Памира на север встречает жесткий упор на краю Евразии и ее осколки в виде

микроплит Центральной Азии начинают скользить и отодвигаться на восток.

В соответствии с общей картиной движений находится пространственное распределение типов границ плит и микроплит (см. рис. 44). Мозаика микроплит Центральной Азии отделена от Евразийской плиты системой границ сжатия, имеющей в целом северо-восточное простирание. При скольжении микроплит к востоку между ними появляются крупные, субширотные сдвиги. Пояса сжатия, приуроченные к Нань Шаню и Юньнанию, являются естественным следствием продвижения Тибета к северо-востоку.

Образование Байкальской рифтовой системы можно связать в какой-то мере с тем, что мозаика микроплит Центральной Азии отодвигалась от клина Индостана и Памира и, вдаваясь внутрь Евразии, откалывала от нее Амурскую плиту, заставляя ее вращаться относительно Евразии. Если западная часть Амурской плиты отодвигается от Евразии, то ее восточная часть, напротив, в районе Станового хребта сближается с ней. Вероятно, таким же отталкивающим действием мозаики микроплит к востоку объясняется раздробление Китайской плиты и появление рифтоподобных структур типа грабенов Шаньси.

Молодой базальтовый вулканизм известен только там, где в результате движения мозаики микроплит возникают зияния, как в Байкальской рифтовой зоне, Тункинской долине или в Центральной или Восточной Монголии.

Используя параметры движения, приведенные в табл. 18, было восстановлено положение микроплит и плит Азии по отношению к Евразии на момент 30 млн. лет назад (рис. 45). Это — тот момент, когда Индостан подошел к краю Евразийского континента. Перемещение Индостана по направлению к Евразии с 80 до 30 млн. лет показано на рис. 46. Столкновение Индостана с Евразией вызвало раскол Евразийской плиты. Этот раскол пошел не по направлению движения Индостана, т. е. не на север, где Евразийская плита имеет наибольшие размеры и где она отличалась, по-видимому, наибольшей устойчивостью, а в основном на северо-восток, приспособившись к более древним ослабленным зонам. Раскол был направлен к границе сочленения Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской плит. Возможно, расколу в этом направлении способствовало то обстоятельство, что на месте Байкала уже начал формироваться астеносферный выступ, который устанавливается сейчас. Раскол Евразии благоприятствовал раскрытию Байкальского рифта.

После раскола при дальнейшем продвижении Индостана на север начались дифференциальные движения микроплит Центральной Азии. На рис. 45 особо выделены те пространства, которые были сокращены при перемещениях микроплит. Они отвечают тем зонам, где возникли горные хребты: Гималаи, Памир,

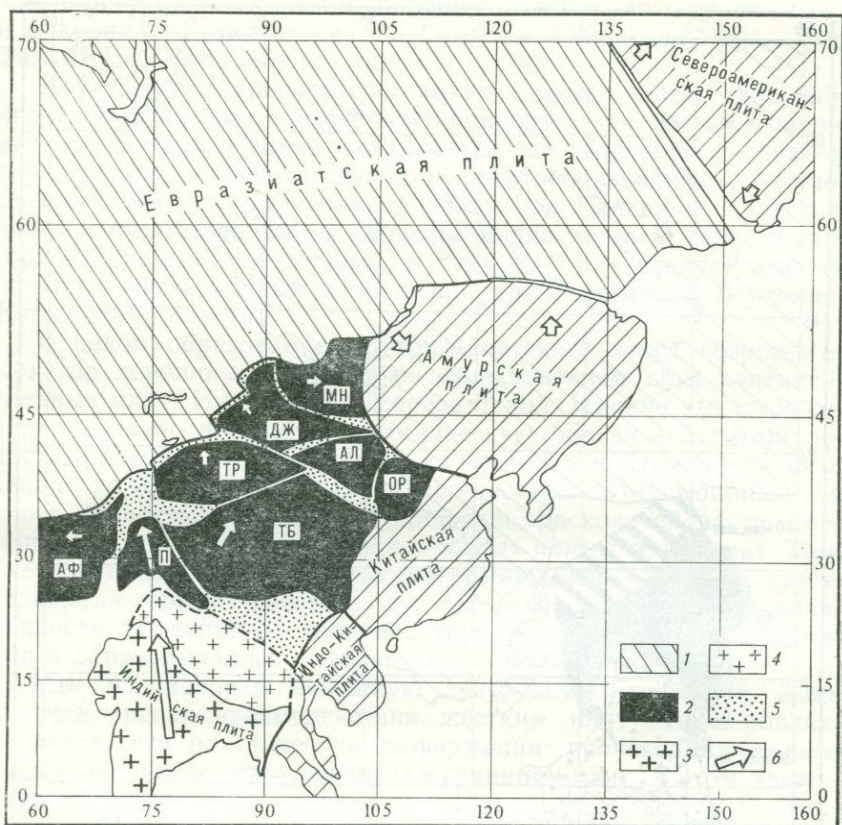


Рис. 45. Реконструкция положения плит и микроплит Азии по отношению к Евразийской плите до раскола Евразии в результате столкновения с Индийской плитой 30 млн. лет назад

1 — литосферные плиты Евразии; 2 — микроплиты Внутренней Азии (МН — Монгольская, ДЖ — Джунгарская, АЛ — Алашанская, ОР — Ордосская, ТР — Таримская, ТБ — Тибетская, П — Памирская, АФ — Афганская); 3 — Индийская плита; 4 — часть Индийской плиты, поддвигнутая в позднем кайнозое под Тибет; 5 — пространство, соответствующее сокращению коры в результате движения микроплит (на их месте возникли главные горные цепи); 6 — направление и величина (в масштабе стрелок) движения плит и микроплит по отношению к Евразийской плите за последние 30 млн. лет

Тянь-Шань, Нань Шань, Алтай и др. Эти горные хребты отвечают, таким образом, границам сближения микроплит. Особенно большие площади сокращения относятся к пространствам, лежащим к северу от Памира и Индостана. Величина сокращения достигла здесь 500—1000 км. На месте хребтов Тянь-Шаня или Нань Шаня величина сокращения была значительно меньшей — она составляла 50—100 км, в Алтае — 20—50 км.

Появление цепей Гималаев и высоко поднятых плато — соответственно Памирского и Тибетского связано с крупными

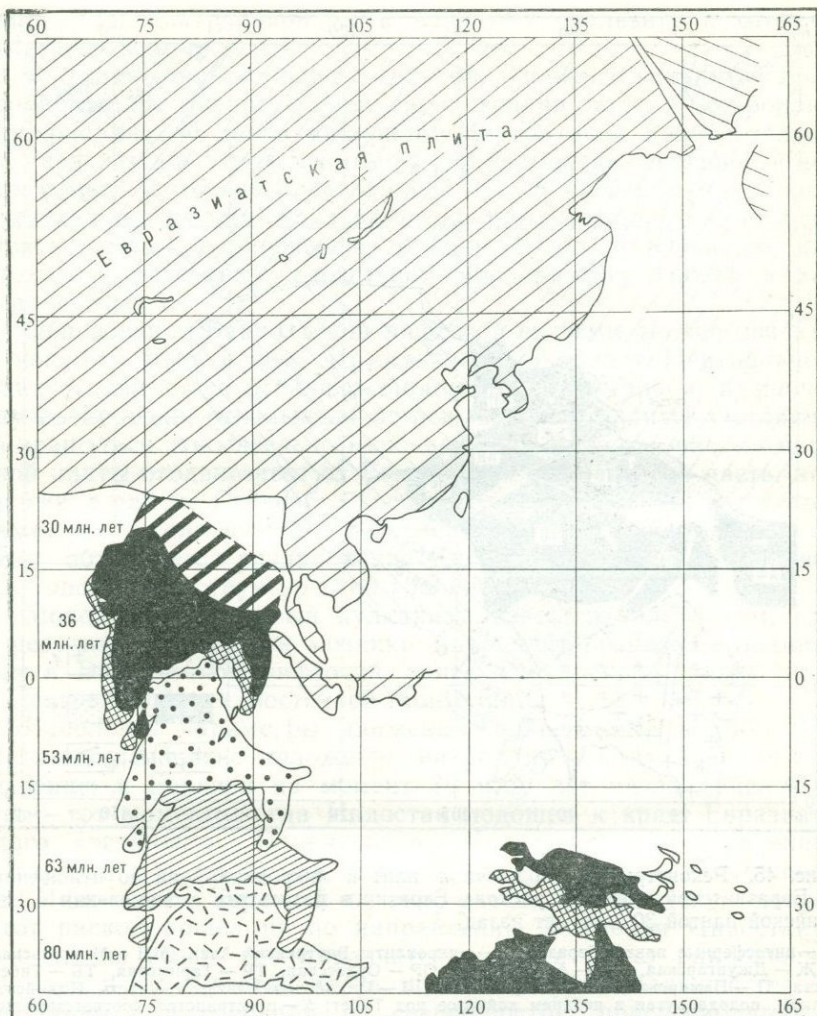


Рис. 46. Карта, показывающая движение Индостана по направлению к Евразии с 80 до 30 млн. лет назад

сокращениями в районе Памира и Индостана. Тибетская и Памирская микроплиты отличаются от других микроплит тем, что их внутренние части заняты не впадинами, как в Таримской или Джунгарской микроплитах, а высокими плато. Различия эти объясняются, очевидно, тем, что под Тибетом и Памиром континентальная кора и литосфера утолщены вдвое за счет поддвижения под них края Индийского континента. Видимо, северные края этих плато отмечают собой границу поддвижения Индостана. Большинство молодых гор Азии создано, таким обра-

зом, в результате сжатия и сокращения коры вдоль границ плит и микроплит. К ним относятся: Гималаи, Гиндукуш, Каракорум, Тянь-Шань, Нань Шань, Становой хребет.

Другую категорию гор составляют горные области типа байкальской. Они имеют глыбовую природу и их происхождение давно уже справедливо связывается со сводовым поднятием (аркогенезом), предшествующим рифтообразованию. Астеносферный выступ, вырисовывающийся под Байкалом, является, видимо, ответственным за сводовое поднятие всей Байкальской горной страны. По-видимому, к тому же типу следует отнести большую часть горных сооружений хр. Черского и Верхояно-Колымской области.

В целом образование Внутри-Азиатского пояса возрожденных гор хорошо согласуется со столкновением двух континентальных плит: Индийской и Евразийской. Именно это столкновение вызвало новейшую тектоническую активизацию этой области, расколов Евразию наискось от районов Памира на юго-западе до хр. Черского на северо-востоке. Вторгающийся на север Индостан обусловил торшение расколотой части Евразии и раздробление ее на серию малых плит и микроплит. Там, где континентальные осколки нагромождались друг на друга, возникали горные хребты, а там, где они в силу общей направленности движений расходились друг от друга, появлялись зияния и образовывались рифтовые структуры.

Мы рассмотрели новейшую тектонику внутренней Азии с точки зрения взаимодействия жестких плит и микроплит, допуская, что пластические деформации происходили только в пределах полос, приуроченных к границам плит. В этом заключается существенное отличие от схемы, предложенной П. Таппонье и П. Молнар [229], согласно которой пластическая деформация является преобладающей, а сами деформации должны постепенно затухать по мере удаления от зоны непосредственного столкновения двух континентов. Границы плит и микроплит Внутренней Азии образуют цельную систему, пересекающую всю Азию и не заканчивающуюся слепо в ней.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА В КАЙНОЗОЕ *

Срединный отрезок Альпийско-Гималайского пояса охватывает кайнозойские складчатые сооружения Ближнего Востока, Кавказа и частично Среднего Востока. Возникает вопрос,

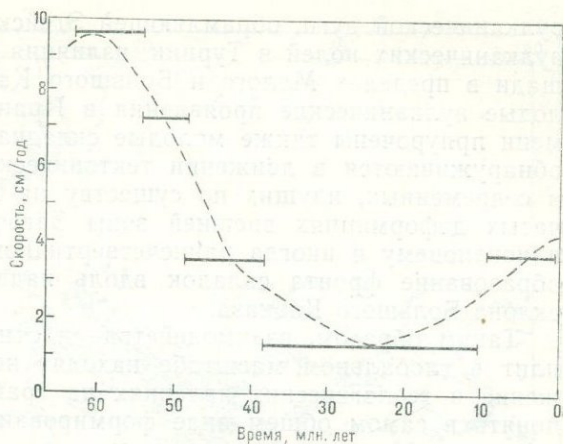
* Исследования проводились совместно с А. Н. Вардапетяном и В. И. Володиной.

существует ли зависимость конкретных геологических событий, происходивших в кайнозойское время, т. е. за последние 65 млн. лет, на этой территории с движениями литосферных плит, и если существует, то каким образом она проявляется и как анализ взаимодействия литосферных плит можно применить к расшифровке геологической истории, в особенности к магматизму. Этим проблемам посвящены работы Дж. Дьюи, У. Питмана, Б. Райана, Дж. Боннина [113], Д. Маккензи [174], Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе [1, 2] По геологии срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса, равно как и смежным территориям, существует обширная литература; наиболее поздние сводки можно найти в работах В. Е. Хаина, А. В. Пейве, А. Л. Книппера, М. В. Муратова, а также в книге «Мезозойские и кайнозойские орогенические пояса» [48].

Альпийско-Гималайский складчатый пояс образует южную границу Евразийской плиты, отделяя ее от Африканской плиты на западе, в Средиземноморье, от Аравийской плиты в пределах Среднего Востока и от Индийской плиты в районе Гималаев и Западной Бирмы. Что касается рассматриваемого отрезка, то в его пределах происходит взаимодействие между Евразийской плитой с одной стороны и Африканской и Аравийской плитами — с другой (рис. 47).

Современный полюс вращения Евразийской и Африканской плит, рассчитанный по замыканию вокруг Азорской точки тройного сочленения, находится в точке $25,9^\circ$ с. ш. и $35,4^\circ$ з. д., угловая скорость $2,4 \cdot 10^{-7}$ град/год. На основании данных по границе между Евразийской и Африканской плитами [174] полюс определяется в точке $22,7^\circ$ с. ш., $28,2^\circ$ з. д. Точка полюса расположена в Атлантическом океане несколько южнее Азорской точки тройного сочленения. Движение Евразийской плиты осуществляется по часовой стрелке, следовательно она сближается с Африканской плитой. Чем дальше от полюса вращения, тем, естественно, должна быть больше линейная скорость движения Евразийской плиты. В районе Азорских островов вдоль линии Азоро-Гибралтарского разлома, расположенного близко к полюсу вращения, преобладает правоствиговая компонента движения, которое к Гибралтару сменяется сближением плит. Это находит подтверждение в том, что фокальный механизм землетрясений становится здесь надвиговым с падением плоскости разлома на юг и поддвижением Иберийского полуострова под Африку [235]. Во всех решениях фокальных механизмов осей напряжений ориентированы меридионально, указывая на сближение Евразийской плиты с Африканской. Линейная скорость составляет около 0,5 см/год. Срединный отрезок Альпийско-Гималайского пояса расположен на значительном удалении от этого полюса вращения, и здесь линейная скорость составляет около 3 см/год.

Рис. 48. Диаграмма изменения скорости сближения между Евразийской и Африканской плитами в районе Кавказа на протяжении кайнозоя



в интервале 38—20 млн. лет резко упала до 0,8 см/год, в интервале 20—10 млн. лет начала вновь возрастать, составляя 1,4 см/год, и в интервале от 10 млн. лет до современности резко увеличилась, достигнув 3—3,5 см/год (рис. 48). На рисунке хорошо видно, что в изменении скорости сближения Евразии с Африкой отчетливо выделяются два максимума, разделенные минимумом. Первый максимум приходится на отрезок времени около 60—40 млн. лет назад, т. е. на эоцен, когда скорости достигали очень высоких значений 6—7 см/год. С 40 до 10 млн. лет наблюдается крупный минимум со скоростями сближения, равными около 1 см/год. Ускорение движений, достигающее до 3 см/год, отмечается за последние 10 млн. лет.

Естественно возникает вопрос, находят ли эти импульсы ускорения движения, приходящиеся на эоцен и новейшее время (с позднего миоцена), отражение в геологических событиях. Думается, имеющийся материал позволяет с большой определенностью ответить убедительно на этот вопрос.

В рассматриваемом отрезке Альпийско-Гималайского пояса четко выделяются два импульса магматизма. Более древний из них приходится на эоцен—олигоцен. Он проявился в образовании широких полей вулканизма и формировании сопровождающих их гранитоидных интрузий. Палеогеновый магматизм известен на Балканах и в Малой Азии. К нему относятся широко распространенные вулканиты и интрузии Малого Кавказа, в частности Аджаро-Триалетской зоны и Армянского нагорья. Пояс эоцен-олигоценовых вулканитов и гранитоидных интрузий прослеживается в Иране и Афганистане. С палеогеновым магматизмом связаны основные проявления эндогенной металлогении этих районов. К эоцену—олигоцену относятся также главные фазы складчатости Альп, Балканского полуострова и Турции.

Более молодой импульс магматизма отвечает, как известно, новейшему времени. К нему относится формирование Критской

вулканической дуги, обрамляющей Эгейское море, образование вулканических полей в Турции, излияния лав на широкой площади в пределах Малого и Большого Кавказа, отдельные молодые вулканические проявления в Иране. К новейшему времени приурочены также молодые складчатые дислокации. Они обнаруживаются в движении тектонических покровов в Тавре и современных, идущих по существу на наших глазах, складчатых деформациях внешней зоны Загроса. К позднемiocен-плиоценовому и иногда раннечетвертичному времени относится образование фронта складок вдоль надвиговой зоны южного склона Большого Кавказа.

Таким образом, взаимодействие и относительные движения плит в глобальном масштабе находят непосредственное отражение в геологических явлениях на границах плит, позволяя понять в самом общем виде формирование наиболее крупных структур и проявление магматизма.

Региональный анализ необходимо проводить по двум уровням, отвечающим двум импульсам магматизма и, соответственно, двум периодам ускоренного сближения Евразийской и Африканской плит. В начале рассмотрим новейшее время, поскольку для него сравнительно в полной мере может быть выявлена геометрия малых плит и микроплит в пределах Альпийско-Гималайского пояса.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Геометрия современных плит и микроплит, а также их относительные движения для Альпийско-Гималайского пояса от Кавказа до Азорской точки тройного сочленения были рассмотрены Д. Маккензи [174], а для Ирана и Афганистана — А. Новрузи [193].

Главная ветвь сейсмического пояса (рис. 49) следует почти в строго широтном направлении вдоль северного края Африки, переходит на Сицилию, где с ней совпадает зона Беньофа, погружающаяся под углом в 50° на северо-запад под Тирренское море и уходящая на глубину до 500 км [209]. С этой зоной Беньофа связаны проявления известково-щелочного вулканизма островодужного типа Липарийской дуги. Глубокофокусные землетрясения установлены в районе Гренады (Южная Испания), причем сейсмофокальная зона погружается на восток. Ответвляющаяся сюда побочная ветвь далее плохо прослеживается, но, возможно, она сливается с зоной землетрясений Альп, оконтуривая Алжиро-Прованскую микроплиту. На резком изгибе Карпатской дуги, в зоне Вранча выявляется современная зона Беньофа, погружающаяся под Карпаты. Зона Беньофа существует под Критской дугой, где она контролирует современный известково-щелочной вулканизм Эгейского моря. В районе Эгейского моря наблюдается сгущение очагов землетрясений, но

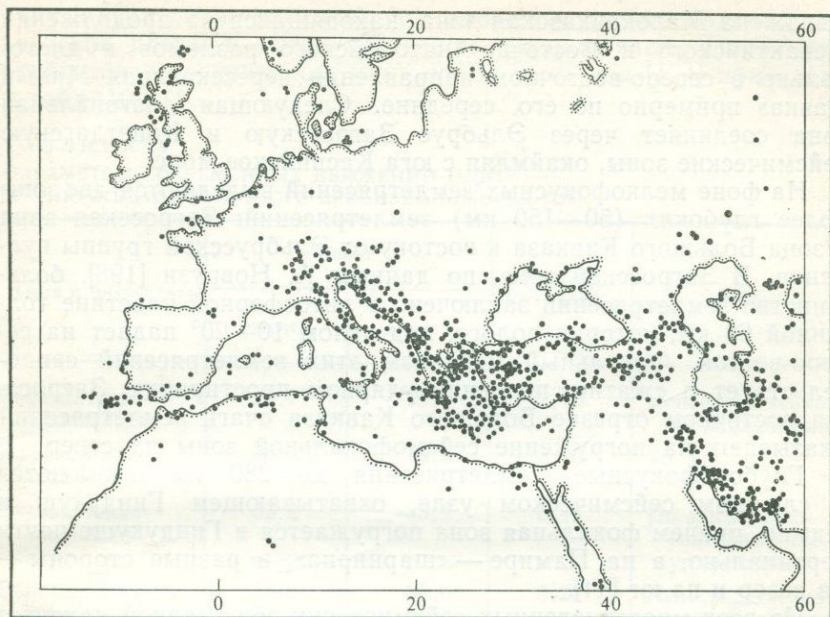


Рис. 49. Карта сейсмичности западной части Альпийско-Гималайского пояса

все же Д. Маккензи [174] смог выделить две дискретные зоны сейсмичности, наиболее четко выраженная из которых следует через Пелопоннесский перешеек, продолжаясь в субширотном направлении к Мраморному морю и далее в сейсмическую зону правобокового Северо-Анатолийского разлома, рассекающего в продольном, субширотном направлении всю Турцию.

Проследившая главный ствол сейсмичности на восток от Критской дуги, можно видеть, что он дугой, выпуклой к югу, огибает о-в Кипр и далее сочленяется с левосторонним Восточно-Анатолийским разломом северо-восточного простирания. К Восточно-Анатолийскому разлому причленяется с юга субмеридиональная зона сейсмичности Левантийского разлома (разлома Мертвого моря), являющегося левобоковым сдвигом, вдоль которого Аравийская плита граничит с Африканской. Очень сложный сейсмический узел приурочен к району Кавказа и смежных частей Турции и Ирана. Здесь выделяется несколько сейсмических зон мелкофокусных землетрясений (см. рис. 49). Зона, прослеживаемая вдоль Большого Кавказа, является продолжением Крымской зоны сейсмичности. На юго-восток через Апшеронский полуостров и Каспийское море она уходит на п-ов Челекен и далее в предгорье Копетдага (Ашхабадское землетрясение). Другая, продольная по главному простиранию складчатых структур сейсмическая зона приурочена к Загросу. Очень ярко

выражена Малокавказская зона, находящаяся на продолжении Левантийского и Восточно-Анатолийского разломов и диагонально в северо-восточном направлении пересекающая Малый Кавказ примерно по его середине. Следующая диагональная зона соединяет через Эльбрус Загросскую и Копетдагскую сейсмические зоны, окаймляя с юга Каспийское море.

На фоне мелкофокусных землетрясений выделяются две зоны более глубоких (50—150 км) землетрясений: Загросская зона и зона Большого Кавказа к востоку от Эльбрусской группы вулканов. В Загросской зоне, по данным А. Новрузи [198], большинство землетрясений заключено в литосферной пластине толщиной 60 км, которая полого, под углом 10—20° падает на северо-восток. Фокальный механизм этих землетрясений свидетельствует о сжатии, перпендикулярном простиранию Загроса. На восточном отрезке Большого Кавказа очаги землетрясений указывают на погружение сейсмофокальной зоны на север.

Глубокофокусные землетрясения до 280 км выявляются в сложном сейсмическом узле, охватывающем Гиндукуш и Памир, причем фокальная зона погружается в Гиндукуше почти вертикально, а на Памире — «шарнирно», в разные стороны — на север и на юг [44].

Из всех многочисленных сейсмических зон главной является южная зона, ограничивающая весь пояс землетрясений. Она совпадает с границей Африканской плиты в кайнозое. В Сицилии эта зона делит остров на две части: северо-западную и юго-восточную, резко различные по строению. Существующие данные, в частности палеомагнитные, указывают на то, что эти части были в мезозое разобщены [213], причем юго-восточная часть Сицилии принадлежала Африке. Бассейн Адриатического моря с его внешними обрамлениями, образующими форланды перед складчатыми цепями Апеннин и Динарид, как установлено палеогеографическим анализом [104] также был тесно связан в своем развитии с Африкой и являлся частью или выступом Африканской плиты на протяжении всего мезозоя и кайнозоя. Загросская зона служила четкой границей между Африканской плитой и Иранской плитой в течение мезозоя и кайнозоя. Взаимодействие Евразийской и Африканской плит показано на рис. 47.

Сейсмические зоны делят рассматриваемую территорию на серию микроплит (см. рис. 47): Эгейскую, Турецкую, Черноморскую, Южно-Каспийскую, Иранскую, Лутскую и Белуджистанскую. Согласно Д. Маккензи [174], Эгейская микроплита движется на юго-запад, а Турецкая микроплита — на запад относительно Евразийской плиты (что подтверждается правосторонним смещением вдоль Северо-Анатолийского разлома) и на юго-запад относительно Аравийской плиты (что соответствует левобокковому смещению вдоль Восточно-Анатолийского разлома). Микроплиты к востоку от Кавказа — Южно-Каспий-

ская и Иранская — испытывают движение относительно Евразийской плиты в северо-восточном направлении. Параметры относительного движения плит по Д. Маккензи [174] приведены в табл. 19.

ТАБЛИЦА 19
ПАРАМЕТРЫ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ПЛИТ
И МИКРОПЛИТ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ [174]

Плита и микроплита	Полюс		Скорость 10^{-7} град/год	Данные
	широта	долгота		
Евразийская— Африканская	22,7	—28,2	2,73	Непосредственно по наблюдениям
Африканская— Аравийская	36,5	18,0	3,10	То же
Евразийская— Аравийская	32,2	—5,2	5,44	По замыканию векторных тре- угольников
Евразийская— Турецкая	18,8	35,0	6,20	Непосредственно по наблюдениям
Африканская— Турецкая	10,2	60,4	5,30	По замыканию векторных тре- угольников

В целом, в распределении сейсмических зон и границ плит на Кавказ приходится пережим. Движение плит к западу от Кавказа происходит в западных румбах, а к востоку — в восточных. Пережим совпадает с резким вклиниванием к северу Аравийской плиты, которая действует наподобие пресса, вдавленного внутрь Альпийско-Гималайского пояса. Д. Маккензи [174] объясняет появление ансамбля микроплит именно тем, что выступ Аравийской плиты, как «поршень», вынудил отщепиться осколки от Евразийской плиты и оттолкнул их в сторону. Поскольку Аравийская плита перемещается относительно Африки на север со скоростью 1,1—1,5 см/год, то можно заранее ожидать сильного выдвигания Аравийской плиты навстречу Евразии. Это обуславливает то, что Кавказ образует поднятую перемычку, разделяющую два глубоководных бассейна: Черноморский и Южно-Каспийский. Скопление землетрясений на площади всего Кавказа также, очевидно, является следствием быстрого сближения Евразии и выступа Аравийской плиты.

Граница растяжения (или наращивания) выделяются в южной части Балканского полуострова и северной части Эгейского моря, где они контролируют проявления щелочно-базальтового вулканизма. Границы сжатия, или сближения (поглощения плит

с явлениями субдукции), приурочены к Критской дуге, Кипру, Загросу и южному склону Большого Кавказа к востоку от Эльбруса. Границы скольжения маркируются сдвигами: Северо-Анатолийским, Восточно-Анатолийским и Левантийским.

НОВЕЙШИЙ МАГМАТИЗМ

Плиоцен-четвертичные вулканические породы встречаются от Греции до Ирана и в целом четко контролируются сейсмическим поясом, хотя проявления вулканизма распространены на площади неравномерно. Наибольшим развитием они пользуются на Кавказе, Центральной Анатолии и бассейне Эгейского моря. Преобладают продукты известково-щелочной серии латит-андезит-риолитового состава, лишь в отдельных районах — субщелочные и щелочные лавы. Различаются три главные фазы вулканизма: миоплиоценовая, позднеплиоценовая и четвертичная (интрузивные тела пользуются ничтожным развитием). Описание вулканогенных комплексов дается в основном по материалам Е. Е. Милановского и И. В. Короновского [50] с использованием и других литературных источников.

На рис. 50 видно неравномерное проявление плиоцен-четвертичного вулканизма на территории срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса. Можно утверждать, что проявления вулканизма вписываются в сложную мозаику микроплит, характерную для данного региона.

В Эгейской вулканической провинции выделяется Вардар-Пелагонийская область существенно щелочного (латитового) вулканизма, Западно-Анатолийская область типично щелочного вулканизма и расположенная на юге Эгейская вулканическая дуга. Последняя контролируется зоной Беньофа, падающей на север из районов Эллинского желоба. Обнаруживается также возрастание щелочности, в частности K_2O , на север по мере погружения зоны Беньофа [191]. Провинции щелочного вулканизма достаточно надежно могут быть увязаны с границами Эгейской микроплиты, обрамляющими ее с севера и востока. Северная граница, идущая через Коринфский перешеек к Мраморному морю, имеет на ряде участков (см. рис. 47) явную компоненту растяжения. Вардар-Пелагонийская область щелочного вулканизма контролируется этими зонами растяжения. Западно-Анатолийская вулканическая область, которая включает такие породы, как гавайиты и щелочные нефелиновые базальты, развитые в районе городов Измир и Эзина и в состав которой следовало бы также включить щелочные контрастные вулканы соседнего с ней района г. Афьон с излияниями лейцитовых базальтов, лейцититов и щелочных риолитов, занимает западную окраину п-ова Малой Азии, приурочиваясь в целом к границе Эгейской и Турецкой микроплит, а также частично, в районе Мраморного моря, к границе Эгейской и Черноморской микро-

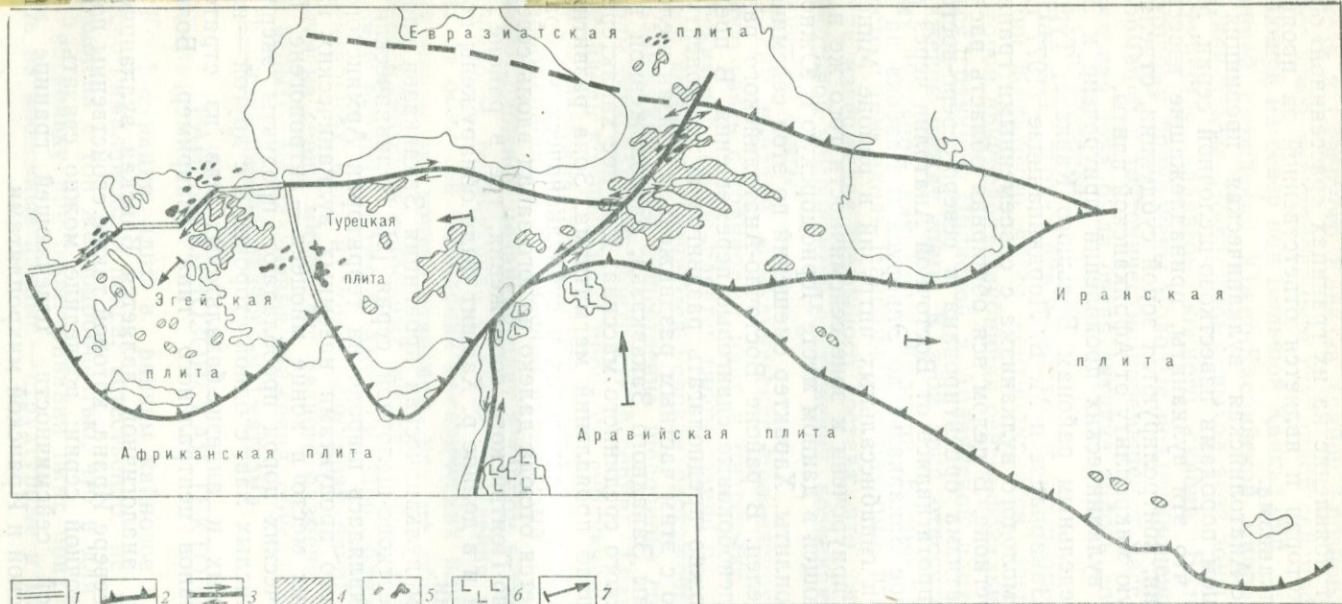


Рис. 50. Карта границ плит и микроплит на Ближнем и Среднем Востоке и проявления плейстоцен-четвертичного вулканизма
 1—3 — границы (1 — растяжения, 2 — сжатия, 3 — скольжения); 4 — проявления известково-щелочного вулканизма; 5 — проявления щелочного вулканизма; 6 — щелочные базальты; 7 — векторы движения плит и микроплит относительно Евразийской плиты

Рис 3

плит. Дифференциальные движения этих микроплит (см. рис. 47) обуславливают появление на их границах «рассеянной» области растяжения, которая и является ответственной за проявление щелочного вулканизма.

Центрально-Анатолийская вулканическая провинция сложена в основном породами известково-щелочной серии. Можно предполагать, что эти вулканиты, принадлежащие известково-щелочной серии, контролируются зоной субдукции, отделяющей с юга Турецкую микроплиту от Африканской плиты.

Скопление вулканических проявлений приурочено к Закавказью и сопредельным районам Большого Кавказа, Турции и Ирана. Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе (1977 г.) показали связь молодого вулканизма с современными границами плит в этом регионе. В целом вся обширная область распространения магматизма ориентирована в северо-северо-восточном направлении, протягиваясь от Восточной Анатолии через Армению и Западное Закавказье до Эльбруса и Казбека на Большом Кавказе и гиабиссальных интрузий в районе Минеральных вод. Она приурочена к зоне сейсмичности того же простирания, отделяющей в данном месте Черноморскую и Южно-Каспийскую микроплиты. Характер смещений по этой сейсмической зоне не определен. В районе Восточно-Анатолийского разлома преобладают левобокковые сдвиговые перемещения. В пределах Закавказья можно предполагать раздвиговую компоненту. Вероятно, именно с этим частным раздвижением связан щелочной вулканизм зоны Западного Закавказья, расположенной в пределах Грузинского срединного массива. Для нее характерен небольшой масштаб проявлений магматизма. Зона развития молодых щелочных вулканических и субвулканических образований протягивается отсюда далеко на юго-запад вдоль северного борта Восточно-Понтийского сооружения, где в районе Трабзон-зона, Гиресуна и в долине р. Харшит были обнаружены породы щелочной серии.

Но в целом вулканическая провинция Закавказья сложена породами известково-щелочной серии [2]. Вулканическая деятельность проявлялась широко на территории Армянского нагорья, покрытого продуктами наземных вулканических извержений, имевших место в конце миоцена — антропогене. В составе вулканических пород преобладают продукты эксплозий и экструзий кислых лав, с одной стороны, а с другой — излияний андезитовых и андезит-базальтовых лав из стратовулканов и вулканов центрального типа (например, Большой Арарат).

Во многом аналогичной является Ванская вулканическая провинция на севере Ирана, которой также свойственны породы известково-щелочной серии; последние можно связать с Эльбрусской зоной сейсмичности, отвечающей границе между Южно-Каспийской и Иранской микроплитами.

Вулканические проявления Казбекской области Большого Кавказа и Северного Кавказа (район Грозного) обусловлены, скорее всего, существованием глубинной сейсмофокальной зоны, падающей на север под Большой Кавказ [80]. Эта зона является границей схождения Южно-Каспийской микроплиты и Евразийской плиты. По-видимому, выход этой зоны на поверхность трассируется надвигом южного склона Большого Кавказа, к которому приурочены молодые позднемiocеново-плиоценовые деформации и тектонические перемещения масс к югу. Сейсмофокальная зона была очень активна вплоть до позднего плиоцена и плейстоцена.

Наконец, проявление молодого вулканизма Иранской провинции достаточно четко контролируется Загросской линией, к которой приурочена глубинная сейсмофокальная зона, являющаяся границей Иранской и Аравийской плит и отмечающая сближение между ними. К этой зоне относится деятельность таких вулканов, как Кедир-Колвари, Базман, Герантриг и др. Вместе с тем, вдоль Найбандского разлома, известны вулканические извержения щелочного состава, что, очевидно, связано с некоторой компонентой растяжения, возникающей при субдировании плиты.

Таким образом, вулканические проявления обнаруживают тесную связь с границами плит и микроплит, а состав вулканических пород определяется типом границ плит. Вдоль тех границ, в которых отмечаются условия растяжения, расположены вулканические поля существенно щелочного состава (включая породы бимодальной, контрастной серии). Границы схождения плит, вдоль которых идут процессы субдукции или надвигания плит, сопровождаются известково-щелочным вулканизмом. Сама неравномерность в проявлении вулканизма и ее пестрота обусловлены сложной мозаикой плит в данном регионе. Эта важная особенность, отличающая области схождения континентальных плит от областей схождения океанических плит или океанической плиты от континентальной, как по обрамлению Тихого океана в системах островных дуг или в зоне активной континентальной окраины Южной Америки. При сближении двух континентальных плит их края (или край одной из них) разбиваются на серию микроплит разного размера, каждая из которых испытывает различные движения, обуславливая проявления на границах разнообразного магматизма.

РАННЕКАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТНИКА ПЛИТ

Конфигурация плит в раннем кайнозое в пределах Альпийско-Гималайского пояса, естественно, не может быть восстановлена с той же подробностью, что и для позднего кайнозоя, поскольку при оконтуривании плит приходится опираться лишь на косвенные данные — структурные и магматические.

Можно предполагать, что главная граница Евразийской и Африканской плит оставалась той же, что и сейчас, т. е. следовала из Азорской точки тройного сочленения в Северную Африку, Сицилию, огибала выступ Адриатического моря и далее проходила по Тавру и Загросу. В это время Аравийская плита составляла, очевидно, единое целое с Африканской плитой. Восточнее эта граница совпадала с Гиндукушем и Гималаями, где произошло столкновение Индийской плиты с Евразийской. По отношению к современному положению граница Евразийской и Африканской плит располагалась на $10-12^\circ$ севернее, и между Евразийской и Африканской плитами пролегал морской путь. В целом граница этих двух плит являлась границей поглощения и была обусловлена быстрым, не менее 6 см/год , сближением Евразии и Африки.

В западной части пояса, в Средиземноморье, очевидно, существовала целая серия микроплит, наподобие тех, которые выявляются в новейшее время для срединного отрезка пояса.

В срединном отрезке Альпийско-Гималайского пояса подобной мозаики микроплит не удастся реконструировать. Начиная с Южной Греции через юг Турции и Загрос прослеживалась единая граница Евразийской и Африканской плит, которая являлась границей поглощения. Очевидно, вдоль этой границы приходили в соприкосновение, с одной стороны, области Турции, Кавказа и Ирана, которые принадлежали Евразийской плите и в пределах которых в ходе складчатости поздне мелового времени уже сформировалась континентальная кора, и, с другой, — области северного обрамления Африканской плиты, в пределах которых, возможно, еще сохранялась океаническая кора мезозойского океана Тетис. Южный край Евразийской плиты почти повсеместно отмечен здесь многочисленными проявлениями раннекайнозойского магматизма, являющегося индикатором границы поглощения и связанного с субдукцией океанической коры под окраину Евразийского континента.

Вряд ли, конечно, Евразийская окраина была полностью целой и ненарушенной. Мы увидим дальше, что внутри нее можно выделить дополнительные сколы, являющиеся, возможно, границами микроплит. Особо следует упомянуть о границе, которая структурно подчеркнута Аджаро-Триалетским и Талышским рифтами, а в отношении магматизма — развитием комплекса щелочных пород. Ш. А. Адамия и др. [1] убедительно доказали, что структуры Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа имеют рифтогенную породу, что позволяет рассматривать ее как зону растяжения.

Таким образом, в раннем кайнозое поперечное сечение срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса было образовано следующими структурными элементами (с юга на север): 1) Африканской плитой, включавшей Африканский континент и прилежавший к нему с севера океанический бассейн (нео-Те-

тис или реликт мезозойского Тетиса), 2) границей поглощения, следовавшей примерно вдоль Тавра и Загроса и сопровождавшейся глубоководным желобом, 3) активной окраинной Евразийского континента, под которую была наклонена зона Бенъофа и которая была ареной проявления раннекайнозойского магматизма, 4) частной границей растяжения, совпадающей с Аджаро-Триалетской и Талышской зонами, 5) Евразийским континентом.

РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Проявления раннекайнозойского магматизма, представленные как продуктами вулканической деятельности, так и гранитоидными интрузиями, образуют протяженный вулканоплутонический пояс, простирающийся от Балканского полуострова через Турцию и Малый Кавказ до Ирана и Афганистана и повсюду следующий вдоль «ископаемой» границы поглощения (рис. 51).

Раннекайнозойский магматизм наиболее подробно изучен в пределах Кавказского сегмента [1, 2]. Раннекайнозойские, преимущественно палеогеновые магматические образования широко развиты в Закавказье и Восточной Турции. Они, с одной стороны, образуют Малокавказский «андезитовый пояс», где развиты преимущественно известково-щелочные и субщелочные вулканы среднего состава, и, с другой стороны, выполняют палеогеновые трюги Аджаро-Триалетии и Талыша, где представлены главным образом базальтоидами повышенной щелочности. В основном проявления вулканизма приурочены к среднему эоцену, однако начало вулканической деятельности на рассматриваемой территории относится к раннему эоцену. В позднем эоцене—олигоцене происходит общее ослабление вулканизма, а в ряде районов он прекращается уже к позднеэоценовому времени. Интрузии палеогенового возраста имеют незначительное распространение и размещены в палеогеновых вулканических формациях. Это тела габбро-монзонит сиенит-диоритового состава, щелочные сиениты, развитые в Аджаро-Триалетии и Талыше, и массивы гранитоидов.

Геологическое строение и магматизм Аджаро-Триалетской зоны описаны Ш. А. Адамия и др. [1, 2]. Эта зона отвечает глубокому прогибу, заложенному в пределах фундамента Закавказского массива. Вулканические толщи тесно переплетаются с морскими отложениями, в том числе с флишем. В общем виде по составу магматизма можно выделить две подзоны: южную и северную. В южной подзоне (в Аджарии) отмечается ассоциация пород различной щелочности. Здесь обособливаются две вулканические толщи: нижняя — палеоцен-среднеэоценовая, в которой наряду с субщелочными оливиновыми базальтами широко развиты известково-щелочные разности, в частности

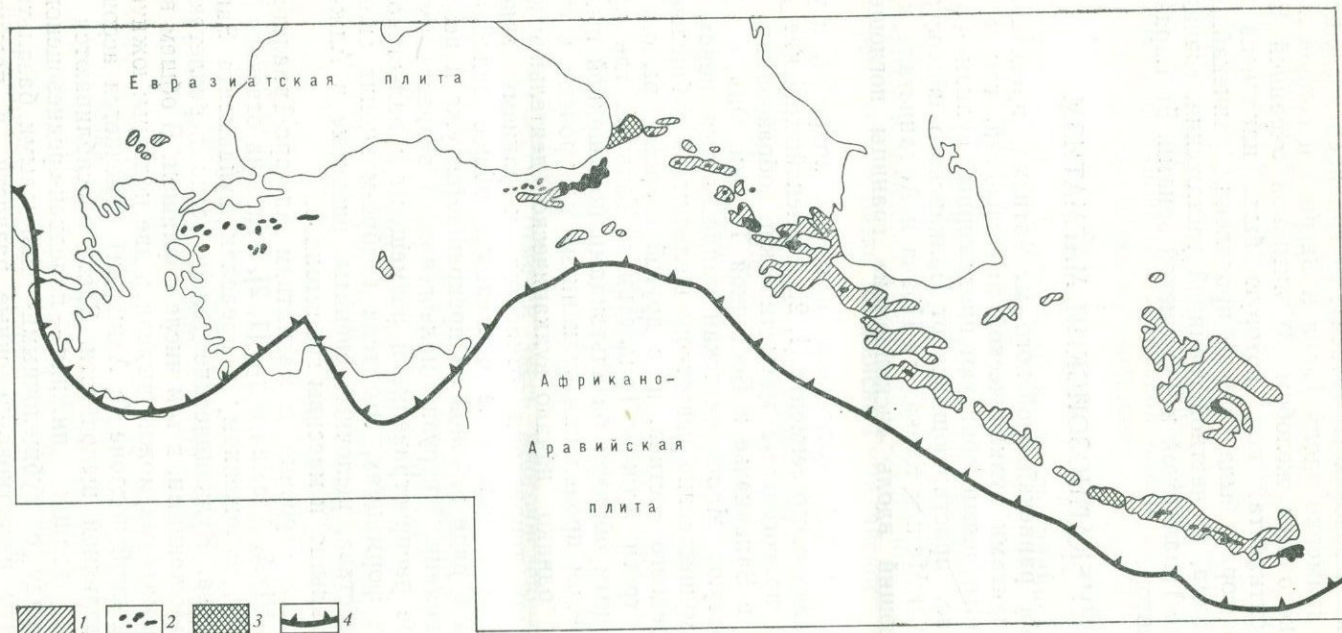


Рис. 51. Карта распространения палеогеновых магматических комплексов в среднем отрезке Альпийско-Гималайского пояса
 1 — проявления известково-щелочного вулканизма; 2 — гранитондные интрузии; 3 — проявления щелочного вулканизма; 4 — примерное положение выхода зоны Бенъофа на поверхность

андезиты, и верхняя — верхнеэоценово-олигоценая, отличающаяся преобладанием субщелочных пород среднего и основного состава — шошонитов, трахибазальтов, трахитов. В северной подзоне (Гурийский хребет) преимущественно распространены щелочные вулканы: калиевые и оливковые базальты, трахибазальты, лейцитовые и анальцимовые тефриты, базаниты и др. Лишь в ее южной части эпизодически появляются породы известково-щелочной серии. Интрузивные образования также представлены массивами щелочных пород (сиенитов, в том числе нефелиновых сиенитов).

III. А. Адамия и др. [1, 2] в Причерноморской части Аджаро-Триалетской зоны выделяют между северной и южной подзонами узкую осевую подзону шириной 2,5—3 км, полностью сложенную массивными субвулканическими роговообманковыми базальтами, составляющими дайковый комплекс. По химическому составу базальты близки высокоглиноземистым толеитам осевых частей срединноокеанических хребтов и отличаются от богатых калием нефелиннормативных базальтов южной и северной подзон. Указанные авторы считают, что подобная петрохимическая зональность базальтового вулканизма с нефелиннормативными породами на флангах и толеитами в осевой зоне может быть объяснена повышенным тепловым потоком, существовавшим в осевой зоне рифта, и что дайковый комплекс мог быть сформирован в трещинах растяжения осевой части рифта.

В Талышской зоне, являющейся восточным продолжением Аджаро-Триалетской зоны, также развиты вулканические породы щелочной и щелочно-базальтовой серий.

В пределах Балканского полуострова проявления палеогенового вулканизма развиты на Родопском и Сербско-Македонском массивах [50]. Они представлены главным образом породами андезитового, латит-андезитового и риодацитового состава, а также кислыми лавами («плато-риолитами»).

В Центральном-Анатолийском сегменте к палеогеновому времени относятся небольшие массивы гранодиоритов [93] и редкие покровы андезитов и андезито-базальтов [199].

В пределах Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса проявления палеогенового магматизма приурочены к складчатой системе Эльбурса и к Иранскому срединному массиву.

В Эльбурсе вулканы представлены породами преимущественно шошонитовой и щелочно-базальтовой серий. Палеогеновый вулканизм Иранского массива по масштабу и площади проявления превосходит вулканические излияния Эльбурса. Здесь выделяются две обособленные области — Центральная Иранская и Лутская. В Центрально-Иранской области вулканы представлены в основном мощной серией андезитовых, реже базальтовых и липаритовых лав и пирокластов. Лишь в Керманском районе вулканогенные толщи отличаются щелочным

составом вулканитов, принадлежащих к андезит-латитовой формации.

На Лутском массиве палеогеновые вулканиты общей мощностью 2—3 км слагают огромный субгоризонтально залегающий плащ. В составе вулканического комплекса, образованного в наземных условиях, отмечаются покровы андезитов, латитовых андезитов, риодацитов, риолитов (последние преобладают), а также вулканические брекчии, туфы и липаритовые игнимбриты. Все вулканиты принадлежат к известково-щелочному ряду. В хр. Шотори (на юго-западе Лутского массива) отмечены игнимбриты и риолиты с высоким содержанием (до 9%) K_2O и щелочные долеритовые базальты.

Пояс раннекайнозойского магматизма (см. рис. 51), протянувшийся от Балканского полуострова до Афганистана, безусловно, маркирует собой древнюю зону субдукции, которая располагалась к югу от него по окраине Евразийской плиты. Этот вывод вряд ли может вызывать сомнения, к нему пришли уже многие исследователи [2, 113].

В раннем кайнозое рассматриваемый регион представлял собой (рис. 52) в основном область эпиконтинентального моря с накоплением маломощных терригенных и карбонатных осадков. Более глубоководные осадки отмечаются во флишевых прогибах Большого Кавказа и в Аджаро-Триалетской и Талышской зонах, открывавшихся, очевидно, в глубоководные котловины Черного моря и Южного Каспия. На фоне этого преобладающего мелководного осадконакопления формировался вулканический пояс. Поля развития вулканитов маркируют собой островную вулканическую дугу. Что было непосредственно южнее вулканической дуги, сказать трудно, поскольку кайнозойские тектонические покровы привели к сокращению площади и, возможно, скрыли под собой многие части раннекайнозойских структур в Тавре и Загросе. Из реконструкций движения плит вытекает, что здесь должен был располагаться достаточно широкий морской бассейн, возможно, океанической природы. Южный, амагматичный край этого бассейна маркируется карбонатными и карбонатно-терригенными осадками палеогена южной части Турции, северной части Сирии и Месопотамии, которые накапливались в шельфовых условиях, маркируя собой пассивную окраину Африкано-Аравийского континента.

Таким образом, латеральный ряд структурных элементов в раннем кайнозое являлся следующим (с севера на юг): 1) Евразийская плита, 2) окраинное море, которое восстанавливается по полям развития морских, часто флишевых толщ и посредине которого располагалась крупная островная суша на месте Большого Кавказа, 3) островная вулканическая дуга, 4) зона субдукции, 5) реликтовый океанический бассейн Тетиса, 6) пассивные окраины Африканской и Аравийской плит. На протяжении раннего кайнозоя происходило постоянное сбли-

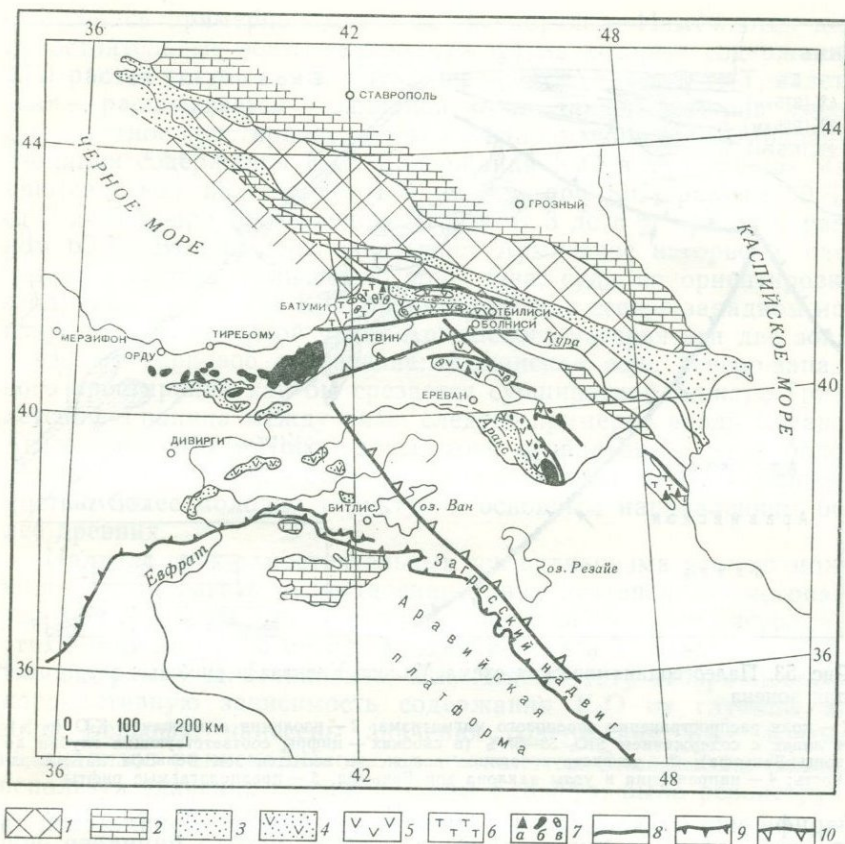


Рис. 52. Карта распространения палеогеновых комплексов Кавказа

1—3 — амагматичная область (1 — районы сноса, 2 — карбонатные осадки, 3 — терригенные осадки); 4—6 — магматичная область (4 — терригенные, терригенно-карбонатные осадки с лавами известково-щелочного состава; 5 — проявления известково-щелочного вулканизма; 6 — проявления щелочного и субщелочного вулканизма); 7 — интрузии (а — щелочные, б — гранитоидные, в — диорит-монцитонитовые); 8 — главные разломы; 9 — Загросский надвиг; 10 — примерное положение выходов зон Беньюфа на поверхность

жение Евразийской плиты с Африканской и Аравийской со скоростью 5—6 см/год. Эти относительные движения вызвали образование зоны субдукции, падавшей под Евразийскую плиту, и проявились в формировании покровно-складчатых структур на всей этой территории.

В распределении раннекайнозойского магматизма выделяется строгая магматическая зональность: ближе к окраине континента развиты преимущественно известково-щелочные вулканические серии пород и связанные с ними гранитоидные интрузии, а в более внутренних частях — подщелочные и щелочные серии. Щелочной магматизм наиболее ярко проявлен на самой

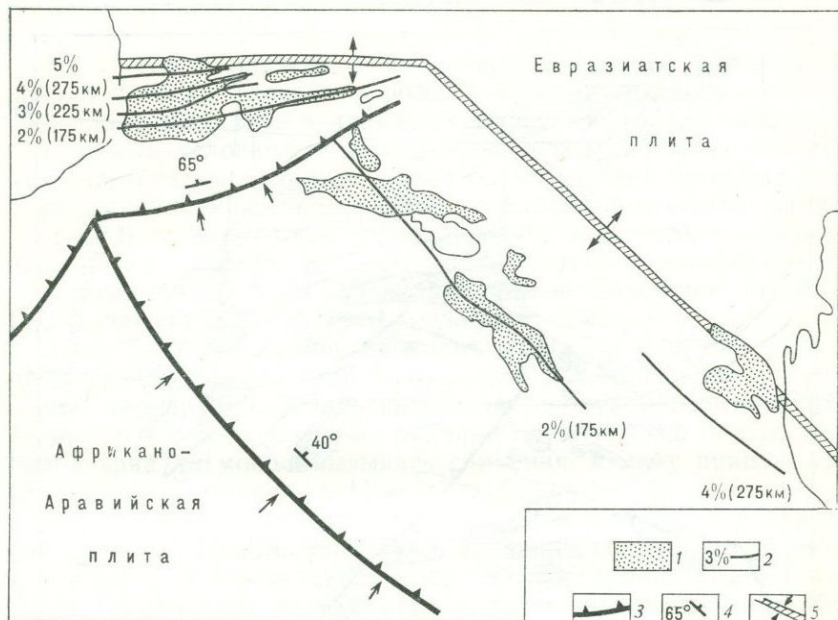


Рис. 53. Палеогеодинамическая схема Малого Кавказа и смежных территорий для эоцена

1 — поля распространения эоценового магматизма; 2 — изолинии содержания K_2O (в %) в лавах с содержанием SiO_2 53—57 % (в скобках — цифры соответствующих глубин до зоны Бенъофа); 3 — реконструированное положение выходов зон Бенъофа на поверхность; 4 — направления и углы наклона зон Бенъофа; 5 — предполагаемые рифты

периферии вулканического пояса — в Аджаро-Триалетской и Талышской зонах.

Ш. А. Адамия и др. [1, 2] при реконструкциях раннекайнозойских обстановок Кавказа и сопредельных районов Ближнего и Среднего Востока приходят к крайне интересному выводу, что поля развития известково-щелочного магматизма, слагающие большую южную часть раннекайнозойского вулканического пояса, отвечают вулканической дуге, тогда как наличие щелочного магматизма Аджаро-Триалетской и Талышской рифтогенных зон указывает на возможность сопоставления их с междуговыми бассейнами современных островных дуг западной части Тихого океана.

Очень интересные особенности строения раннекайнозойской активной окраины Евразийской плиты в пределах Кавказа выявляются при рассмотрении изменения химического состава палеогенового вулканизма на площади. Используя данные химических анализов, Л. П. Зоненшайн и В. И. Володина (1977 г.) составили три схемы изолиний содержания K_2O в породах с содержанием SiO_2 соответственно 50 %, 55 % и 60 %. Одна из них для 55 % SiO_2 приведена на рис. 53. На всех трех схемах выри-

совывалась примерно одна и та же картина. Намечаются две самостоятельные зоны, внутри каждой из которых содержание K_2O растет вглубь континента. Первая зона — Аджаро-Триалетская — располагается в западной части Закавказья; она имеет субширотное простираие, в том же направлении ориентированы изолинии содержания K_2O . Содержания K_2O в ее пределах меняются с юга на север от 1 % до 3 % при SiO_2 равном 50 %, от 2 до 5 % при SiO_2 равном 55 % и от 3 до 6 % при SiO_2 равном 60 %. Вторая зона охватывает Армянское нагорье и, очевидно, включает Талышскую зону. Она, судя по ориентировке изолиний содержания K_2O , ориентирована в северо-западном направлении. В северной части Армянского нагорья эти две зоны образуют торцовое сочленение: Армянская зона северо-западного простираия как бы срезается субширотной Аджаро-Триалетской. Граница между ними следует примерно вдоль Севано-Акеринской офиолитовой зоны, хотя совпадение с этой более древней зоной может быть обусловлено лишь приспособляемостью более молодых структур к основным направлениям более древних.

Наличие двух самостоятельных зон вулканизма дает возможность предполагать существование двух независимых ископаемых зон Беньофа. Мы попытались восстановить конфигурацию этих зон Беньофа по методу У. Диккинсона и Т. Хазертонна [115]. На диаграмму Д. Нинковича, Дж. Хейеса [191], отображающую коррелятивную зависимость содержания K_2O от глубины до зоны Беньофа, нанесены значения содержания K_2O , взятые из анализов раннекайнозойских вулканитов Закавказья. Затем, используя значения глубин до зоны Беньофа, было реконструировано положение этих зон. На рис. 53 нанесены соответствующие изолинии глубин. В Аджаро-Триалетской зоне реконструируется очень крутопадающая зона Беньофа: угол ее наклона составлял 60—65°. Для Армянской зоны с ее возможным крайним северо-восточным элементом, Талышской зоной, угол наклона зоны Беньофа был более пологим (примерно 40°). Можно далее трассировать на разрезе зоны Беньофа до земной поверхности и искать те места, где они могли выходить на поверхность. В Аджаро-Триалетской зоне выход зоны Беньофа должен был располагаться где-то близко (в 100 км) от ее южного края. По всей видимости, он совпадал с Севано-Акеринским офиолитовым швом и его продолжением в Северо-Восточной Турции. Для Армянской зоны выход на поверхность подстилающей ее зоны Беньофа находился в 150—200 км к юго-западу от края вулканического пояса, где-то близко к современному фронту тектонических покровов на стыке Загроса и Тавра. Примерное положение выходов зон Беньофа на поверхность показано на рис. 52.

Следовательно, в пределах Закавказья намечается сложная чешуйчатая система зон Беньофа, подходящих под углом друг

к другу. Очевидно, в раннем кайнозое здесь также существовали отдельные микроплиты, как и в настоящее время. Вряд ли они ограничивались только Закавказьем: они были свойственны всей активной окраине Евразийской плиты, однако из-за отсутствия данных выявить их сейчас не представляется возможным.

Анализируя изменение химического состава вулканических пород, Ш. А. Адамия и др. [1] пришли к выводу именно о таком расположении зон Беньофа. Следует сказать, что подобные чешуйчатые зоны Беньофа ранее были восстановлены для среднего кайнозоя запада Северной Америки. Образование такого рода чешуйчатой глубинной структуры связано, скорее всего, с нагромождением микроплит друг на друга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На страницах данной книги мы стремились осветить основные положения новой геологической теории, продемонстрировать ее большую перспективность для понимания строения и развития как всей Земли в целом, так и отдельных ее частей, проследить внутреннюю логику научного подхода к изучаемым объектам, изложить методику самих исследований и, наконец, ознакомить с результатами, получаемыми на основе приложения новой теории к анализу геологических и геофизических фактов. Нетрудно сделать вывод, что теория тектоники плит в настоящее время является единственной подлинно научной теорией, на которую следует опираться при проведении любых исследований в области наук о Земле. Возможность альтернативной теории или гипотезы практически исключена. Это — отрадный факт. Если до последнего времени в геологии сосуществовали и параллельно развивались взаимно исключающие друг друга представления и гипотезы, например гипотезы контракции и расширяющейся Земли, пульсационная гипотеза, представление об изостазии, как о ведущем механизме сил, преобразующих лик Земли, и т. п., то сейчас наконец-то создана такая концепция, на базе которой вновь объединяются в единое древо многочисленные разросшиеся ветви наук о Земле. Новая геологическая концепция в лице теории тектоники плит включила в себя и переосмыслила по существу весь имеющийся геологический и геофизический материал, связав его воедино и дав строгое объяснение. В нее органически вошли все достижения, добытые геологией за предшествующие столетия. Она использует традиционные методы геологических исследований, такие как, например, анализ фаций и мощностей, стратиграфический, геохимический и геофизический и т. д.

Основные деформации горных пород, проявления магматизма и связанная с ними эндогенная металлогения приурочены к границам литосферных плит, современным и реконструируемым в геологическом прошлом, причем от типа границ зависит состав магматических продуктов и, следовательно, вид полезных ископаемых. Для каждого типа границ литосферных

плит может быть установлена своя структурно-магматическая и металлогеническая зональность.

Путь исследования на основе теории тектоники плит предусматривает выделение самих границ литосферных плит — в современных условиях, опираясь на сейсмо-тектонические данные, для прошлых эпох — на распространение комплексов — индикаторов границ плит. Необходимо далее определить характер этих границ — являются ли они зонами наращивания, поглощения или скольжения плит и к какому именно типу они принадлежат, а затем выявить характер взаимодействия плит, причем не только качественно, но, по возможности, и количественно. Конкретные условия складчатости и проявлений магматизма должны рассматриваться на фоне такого глобального и регионального взаимодействия плит.

Зная параметры относительных движений плит в различные отрезки геологического времени, можно восстановить геологическую историю либо в глобальном масштабе, либо в рамках отдельных регионов. Нами был рассмотрен ряд примеров подобного анализа. Так, анализ взаимодействия Евразийской плиты с другими плитами показал, что образование пояса возрожденных гор Азии было обусловлено столкновением Евразийской плиты с Индийской континентальной плитой. Более того, с этим событием оказалось также связанным изменение взаимодействия Евразийской плиты с Тихоокеанской, в результате чего они начали двигаться навстречу друг другу и по границе между ними возникла зона поглощения с приуроченной к ней системой островных дуг. Закрытие мезозойского океана Тетис и создание на его месте величественных горно-складчатых альпийских цепей оказывается следствием раскрытия Атлантического океана, вызвавшим сближение Евразийской и Африканской плит. Эти события и обусловленные ими процессы представляют собой не умозрительные заключения, представляемые геологами часто в исключительно описательном виде. Они вытекают непосредственно из данных, полученных при исследовании океанов и континентов, и более того, поддаются точному расчету, разумеется, в рамках точности первичных измерений. То обстоятельство, что геология впервые за время своего существования из науки чисто описательной превратилась в науку точную, представляется одним из главных достижений новой теории. Теперь уже возможно количественно (а не только качественно: «больше—меньше», «интенсивнее—слабее», «активнее—пассивнее» и т. д.) оценить величины и масштабы геологических процессов и, кроме того, определить степень достоверности практически любого из них.

Все это не означает, что теория тектоники плит в частности и геодинамика в целом представляют собой абсолютные истины, уже все объяснившие и застывшие в своем развитии. Нельзя впадать, по-видимому, и в другую крайность: превращать их в догмы. Многие важные проблемы еще не нашли удовлетвори-

тельного решения в рамках теории тектоники литосферных плит, например происхождение горячих точек и вообще внутриплитового магматизма, образование глубоководных котловин окраинных морей, относительность постулата о жесткости литосферных плит, соотношение движения литосферных плит с конвективными течениями в мантии Земли. Существование этих, равно как и многих других нерешенных проблем является залогом дальнейшего развития геологической теории и появления таких концепций, в которые теория тектоники плит в ее современном понимании в свою очередь войдет как одна из составных частей.

1. *Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования впадины Черного моря.— *Геотектоника*, 1974, № 1, с. 78—94.

2. *Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.— *Геотектоника*, 1977, № 4, с. 88—103.

3. *Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И.* Положение Мегри-Ордубадского батолита в общей структуре Южного Загезура.— В кн.: *Очерки по геологии Азербайджана*. Баку, 1973, с. 7—15.

4. *Альтшулер Л. В., Симаков Г. В., Трунин Р. Ф.* К вопросу о химическом составе ядра Земли.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1968, № 1, с. 3—6.

5. *Альтшулер Л. В., Шарипджанов И. И.* Аддитивные уравнения состояния силикатов при высоких давлениях.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1971, № 3, с. 11—28.

6. *Артемов А. В.* К истории геологического развития межгорных впадин Северного Прихотья и бассейнов верховьев рек Колымы и Индигирки.— *Вестн. МГУ, Сер. геология*, 1972, № 1, с. 35—44.

7. *Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1968, № 9, с. 3—18.

8. *Берзон И. С., Коган С. Д., Пасечник И. П.* О возможности построения тонкослойной модели области перехода от оболочки к ядру Земли.— *Докл. АН СССР*, 1968, т. 178, № 1, с. 86—89.

9. *Буллен К. Е.* Введение в теоретическую сейсмологию.— М., Мир, 1966. 353 с.

10. *Буртман В. С.* Талассо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань).— М., Наука, 1964, с. 143.

11. *Введенская А. В.* Поле упругих напряжений Земли.— В кн.: *Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений*. М., Наука, 1972, с. 172—177.

12. *Войтович В. С.* Природа Джунгарского глубинного разлома.— М., Наука, 1969. 190 с.

13. *Галушкин Ю. И., Ушаков С. А.* Мгновенная кинематика относительных перемещений литосферных плит.— В кн.: *Строение литосферных плит*. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1979, с. 28—53.

14. *Гершуни Г. З., Жуховицкий Е. М.* Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости.— М., Наука, 1972. 392 с.

15. *Гоби-Алтайское землетрясение*. М., Изд-во АН СССР, 1963. 285 с.

16. *Городницкий А. М., Сорохтин О. Г.* Карта мощности океанических литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1977, с. 103—108.
17. *Грачев А. Ф.* Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР).— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., Недра, 1973, вып. 8, с. 10—25.
18. *Грачев А. Ф., Деменцкая Р. М., Карасик А. М.* Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединноокеанического хребта Гаккеля.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971, вып. 6, с. 38—53.
19. *Грин Д. Х., Рингвуд А.* Петрология верхней мантии.— М., Мир, 1968. 334 с.
20. *Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я.* К вопросу о составе вещества верхней мантии.— Геохимия, 1972, № 11, с. 23—41.
21. *Жарков В. Н., Трубицын В. П., Самсоненко Л. В.* Физика Земли и планет; фигуры и внутреннее строение.— М., Наука, 1971, 271 с.
22. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.— М., Недра, 1972, 239 с.
23. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. Н.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М., Недра, 1976, 230 с.
24. *Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М., Савостин Л. А., Ставский А. П.* Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Арктического бассейна.— Океанология, 1978, № 5, с. 38—47.
25. *Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
26. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта.— Докл. АН СССР. 1978, т. 240, № 3, с. 669—672.
27. *Исезаки Н., Ясуи М., Уэда С.* Возможные центры расширения в Японском море.— В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Радио, 1976, с. 72—80.
28. *Казьмин В. Г.* О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов).— Геотектоника, 1974, № 6, с. 3—14.
29. *Каракин А. В., Лобковский Л. П.* К вопросу о построении комплексной гравимеханической модели верхних слоев оболочки Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1977, с. 67—102.
30. *Карасик А. М.* Некоторые проблемы и особенности спрединга вблизи полюса вращения.— Докл. XV Ген. Ассамблея Междунар. геодез. геофиз. союза. М., Наука, 1971, с. 79—83.
31. *Кеонджян В. П., Монин А. С.* Расчет эволюции недр планет.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 4, с. 23—38.
32. *Кичина Е. П., Остапенко В. Ф.* Щелочные базальты подводного вулкана Белянкина (Охотское море).— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 1, с. 205—208.
33. *Коренные породы дна Охотского моря/Геодекан А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др.*— Советская Геология, 1976, № 6, с. 12—31.
34. *Кропоткин П. Н.* Механизм движений Земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 25—40.

35. Кузин И. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки.— М., Наука, 1974, 132 с.

36. Кузьмин М. И. Геохимические особенности известково-щелочных серий магматических пород, проявленных в пределах континентальной коры.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов.— Новосибирск, Наука, 1977, с. 215—224.

37. Лейлер В. А., Пржиялговская И. В. Взаимодействие Индийской и Евразийской плит и тектоника Таджикской депрессии.— В кн.: Строение литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1979, с. 78—104.

38. Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит.— М., Мир, 1977. 287 с.

39. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах.— М., Наука, 1974. 285 с.

40. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации.— М., Наука, 1978. 392 с.

41. Лобковский Л. И., Савостин Л. А. Возможное объяснение повышенного теплового потока в краевых морях.— В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1975, с. 266—269.

42. Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Условия поглощения осадков в глубоководных желобах.— В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976, с. 89—102.

43. Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых долин.— В кн.: Роль рифтогенеза в истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 19—29.

44. Лук А. А., Гангнус А. А. Глубокие землетрясения в центре материка.— Природа, 1974, № 4 с. 64—73.

45. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М., Наука, 1968. 279 с.

46. Люстих Е. Н. О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике.— Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 8, с. 1417—1420.

47. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня.— М., Наука, 1977. 171 с.

48. Мезозойские и кайнозойские орогенетические пояса.— М., Мир, 1977. 585 с.

49. Меликсетян Б. М., Саргсян Г. С. Геохимические особенности щелочных пород Базумского хребта.— Зап. Арм. отд. всеююз. минер. об-ва, 1970, вып. 4, с. 18—38.

50. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии.— М., Недра, 1973. 247 с.

51. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Леонтьева Л. Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений.— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, Наука, 1975, с. 9—21.

52. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Вертлюб М. Б. Некоторые особенности эпицентрального поля Байкальской рифтовой зоны в сопоставлении с механизмом очагов землетрясений.— В кн.: Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М., Наука, 1977, с. 43—61.

53. Монин А. С. История Земли.— Л., Наука, 1977. 228 с.

54. Монин А. С., Сорохтин О. Г. О тектонической периодизации истории Земли.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 413—416.

55. *Наймак Л. М., Сорохтин О. Г.* Распределение плотности в модели Земли с лерцолитовым составом мантии и окисножелезным ядром.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 28—41.
56. *Неймак А. А.* Новейшая тектоника Момской области (Северо-Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1976, т. 222, № 1, с. 67—70.
57. *Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Милановский В. Е.* Мощность и строение осадков и фундамента по сейсмическим данным.— В кн.: Океанология, т. 5. М., Наука, 1979, с. 450—476.
58. *Николаев Н. И., Наймак А. А.* Неотектоника зарубежной континентальной Азии (статья первая).— Изв. вузов, Геология и разведка, 1977, № 12, с. 3—16.
59. *Новая глобальная тектоника.* Сб. статей.— М., Мир, 1974. 471 с.
60. *Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желода/Гаркаленко И. А., Бондаренко Б. А., Журавлев А. В., Ушаков С. А.*— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 135—137.
61. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.*— М., Наука, 1977, 536 с.
62. *Обуэн Ж.* Геосинклинали.— М., Мир, 1967. 301 с.
63. *Океанология.* Т. 6. (Геодинамика).— М., Наука, 1979, 387 с.
64. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 6, с. 3—23.
65. *Савостин Л. А.* Природа горячих точек.— В кн.: I съезд советских океанологов (геология морей и океанов). М., Наука, 1977, с. 5—6.
66. *Савостин Л. А.* Возможное происхождение горячих точек.— В кн.: Строение литосферных плит.— М., Ин-т океанологии АН СССР, 1979, с. 3—15.
67. *Савостин Л. А., Пучков П. А.* К расчету полюсов относительного движения литосферных плит.— В кн.: Строение литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1979, с. 80—89.
68. *Сахно В. Г., Вржосек А. А., Моисеенко В. Г.* Особенности состава дна окраинных морей.— В кн.: Изверженные породы востока Азии. Владивосток, 1977, с. 58—63.
69. *Сборщиков И. М.* Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции восточной части Альпийского пояса (Памиро-Иранский отрезок).— Геотектоника, 1976, № 3, с. 58—73.
70. *Симбирцева И. Г., Федотов С. А., Феофилатов В. А.* Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М., Наука, 1977, с. 91—102.
71. *Солоненко В. П.* Сейсмоструктоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 58—79.
72. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли.— М., Наука, 1974. 182 с.
73. *Сорохтин О. Г.* Содержание в Земле радиоактивных элементов и радиогенная энергия. В кн.: Тектоника литосферных плит.— М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 7—27.
74. *Сорохтин О. Г.* Энергетический баланс Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 57—66.
75. *Сорохтин О. Г.* Возможная природа базальтового магматизма океанических плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 114—122.

76. *Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны*/Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др.—Новосибирск, Наука, 1973. 135 с.

77. *Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли.—Физика Земли, т. 1. М., изд. ВИНТИ, 1974. 268 с.

78. *Ушаков С. А., Галушкин Ю. И.* Литосфера Земли (по геофизическим данным).—Физика Земли, т. 3. М., ВИНТИ, 1978. 271 с.

79. *Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Городницкий А. М.* Условия срыва подводных гор при их затягивании под островные дуги.—В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 123—127.

80. *Ушаков С. А., Иванов О. П.* Геодинамическая природа нарушений изо-стазии в Крымско-Кавказском регионе.—В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 128—136.

81. *Федотов С. А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 5—16.

82. *Флоренсов Н. А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии.—Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.

83. *Хайн В. Е.* Общая геотектоника.—М., Недра, 1973. 510 с.

84. *Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П.* Основные черты структуры и тектонического развития альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кайнозое.—Геотектоника, 1976, № 3, с. 40—57.

85. *Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Волкова Л. Н.* О некоторых особенностях развития мезозойских и кайнозойских структур Южных и Центральных Анд.—Геология и разведка, 1975, № 12, с. 62—71.

86. *Шерман С. И., Леви К. Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны.—Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 461—464.

87. *Шлихтинг Г.* Теория пограничного слоя.—М., Наука, 1974. 711 с.

88. *Anderson D. L.* Chemical inhomogeneity of the mantle.—“Earth Planet. Sci. Lett.”, 1968, vol. 5, p. 89—94.

89. *Artyushkov E. V.* Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements.—“J. Geophys. Res.”, 1971, vol. 76, p. 1376—1390.

90. *Atwater T. M.* Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America.—“Geol. Soc. Am. Bull.”, 1970, vol. 81, p. 3513—3536.

91. *Barker P. F., Griffiths D. M.* Towards a more certain reconstruction of Gondwanaland.—“Phil. Trans. Roy. Soc. London”, 1977, ser. B, vol. 279, p. 143—159.

92. *Beck R. H., Lehner P.* Oceans — new frontiers in exploration.—“AAPG Bull.”, 1974, vol. 58/3, p. 376—395.

93. *Bingol E.* Evolution geotectonique de l'Anatoli de l'Ouest.—“Bull. Soc. Geol. France”, 1976, vol. 18, N 2, p. 431—450.

94. *Birch F.* Density and composition of mantle and core.—“J. Geophys. Res.”, 1964, vol. 69, p. 4377—4388.

95. *Bracey D. R.* Reconnaissance geophysical survey of the Caroline Basin.—“Geol. Soc. Am. Bull.”, 1975, vol. 86, p. 775—784.

96. *Bremacker De J.-C.* Is the oceanic lithosphere elastic or viscous?—“J. Geophys. Res.”, 1977, vol. 82, N 14, p. 2001—2004.

97. *Brett C. P.* Seismicity of the South Sandwich Islands region.—“Geophys. J. Roy. Astron. Soc.”, 1977, vol. 51, p. 453—464.
98. *Brune J. N.* Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones.—“J. Geophys. Res.”, 1968, vol. 73, p. 777—784.
99. *Bullard E. C.* Electromagnetic induction in the Earth.—“Q. J. Roy. Astron. Soc.”, 1967, vol. 8, p. 143—160.
100. *Bullen K. E.* Seismic and related evidence on compressibility in the Earth. In: The application of modern Physics to the Earth and Planetary interior. London—New York—Sydney—Toronto; Wiley and Sons, 1969, p. 153—188.
101. *Burke K., Wilson J. T.* Is the African plate stationary? —“Nature”, 1972, vol. 239, 387 p.
102. *Carey S. W.* A tectonic approach to continental drift. In: Continental drift, a symposium, ed. by Carey S. W. Univ. Tasmania, Hobart, 1958, p. 177—355.
103. *Cathles L. M.* The viscosity of the Earth's mantle.—Princeton University Press, New Jersey, 1975, 390 p.
104. *Channeli J., Horvath F.* The African—Adriatic promontary as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho—Balkan region.—Tectonophysics, 1976, vol. 35, N 1/2, p. 71—101.
105. *Chapman M., Solomon S.* North American—Eurasian plate boundary in Northeastern Asia.—“J. Geophys. Res.”, 1976, vol. 81, N 5, p. 921—930.
106. *Chase C.* The N-plate problem of plate tectonics.—“Geophys. J. Roy. Astron. Soc.”, 1972, vol. 29, p. 117—127.
107. *Chase C.* Plate kinematics: the American, East Africa and the rest of the world.—“Earth Planet. Sci. Lett.”, 1978, vol. 37, N 3, p. 355—368.
108. *Churkin M. JR.* Geological concepts of Arctic Ocean Basin. In: Arctic Geology, ed. by M. G. Pitcher, Tulsa, Oklahoma, 1973, p. 485—499.
109. *Cooper A. K., Marlow M. S. and Scholl D. W.* Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin.—“J. Geophys. Res.”, 1976, vol. 81, p. 1916—1934.
110. *Cormier V.* Tectonics near the junction of the Aleutian and Kurilo—Kamchatka area and the mechanism for middle Tertiary magmatism in the Kamchatka basin.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1975, vol. 86, p. 443—459.
111. *Das Sh., Filson J. R.* On the tectonics of Asia.—“Earth Planet. Sci. Lett.”, 1975, vol. 28, p. 241—253.
112. *Davies G. F.* Whole-mantle convection and plate tectonics.—“Geophys. J. Roy. Astr. Soc.”, 1977, vol. 49, p. 459—486.
113. *Dewey J., Pitman W., Ryan B., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1973, vol. 84, N 10, p. 3137—3180.
114. *Dicke R. J.* Average acceleration of the Earth's rotation and the viscosity of the deep mantle.—“J. Geophys. Res.”, 1969, vol. 74, p. 5895—5902.
115. *Dickinson W. R., Hatherton T.* Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.—“Science”, 1967, vol. 157, N 3790, p. 801—803.
116. *Egyed L.* A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth.—“Geol. Rdsch.”, 1957, vol. 46, p. 101—121.
117. *Elsasser W. M.* Convection and stress propagation in the upper mantle. In: The application of modern physics to the Earth and planetary interiors, ed. S. K. Runcorn, Wiley-Interscience, New York, 1969, p. 223—246.

118. *Fitch T. Y.* Plate convergence, trascurrent faults, and internal deformation adjacent to Southwest Asia and the Western Pacific.—“*J. Geophys. Res.*”, 1972, vol. 77, p. 4432—4460.
119. *Forsyth D. W.* The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle.—“*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*”, 1975, vol. 43, p. 103—162.
120. *Forsyth D. W.* Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea.—“*J. Geophys. Res.*”, 1975, vol. 80, N 11, p. 1429—1443.
121. *Forsyth D., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate tectonics.—“*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*”, 1975, vol. 43, p. 163—200.
122. *Francheteau J., Sclater J. G., Menard H. W.* Pattern of relative motion from fracture zone and spreading rate data in the Northeastern Pacific.—“*Nature*”, 1970, vol. 246, N 5247, p. 746—748.
123. *Fukao Y., Furumoto M.* Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea.—“*Tectonophysics*”, 1975, vol. 25, p. 247—266.
124. *Hales A. L.* Convective currents in the Earth.—“*Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl.*”, 1936, vol. 3, p. 373—378.
125. *Handschumacher D.* Post-Eocenic plate tectonics of the eastern Pacific. In: *The geophysics of the Pacific Ocean and its margins.*—“*Amer. Geophys. Un. Washington*”, 1976, p. 177—202.
126. *Hanks T. C.* The Kuril trench-Hokkaido rise system: large shallow earthquakes and simple models of deformation.—“*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*”, 1971, vol. 23, p. 173—189.
127. *Hayes D. E., Rabinowitz Ph. D.* Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off northwest Africa.—“*Earth Planet. Sci. Lett.*”, 1975, vol. 28, p. 105—115.
128. *Hayes D. E., Ringis J.* Sea-floor spreading in a marginal basin: The Tasman Sea.—“*Nature*”, 1973, vol. 243, p. 86—88.
129. *Herron E. M.* Sea floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1972, vol. 83, p. 1671—1692.
130. *Hess H. H.* History of the ocean basins. In: “*Petrologic Studies (Buddington Memorial Volume)*”,—“*Geol. Soc. Amer., New York*”, 1962, p. 599—620.
131. *Hey R., Deffeyes K. S., Johnson G. L., Lowrie G. L.* The Galapagos triple junction and plate motions in the East Pacific.—“*Nature*”, 1972, vol. 237, N 5349, p. 20—23.
132. *Hey R., Johnson G. L., Lowrie A.* Recent plate motions in the Galapagos area.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1977, vol. 88, N 10, p. 1385—1403.
133. *Hilde T. W., Isezaki N., Wageman J. M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific. In: *The Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin.*—“*Am. Geophys. Un. Washington*, 1976, p. 205—226.
134. *Hildenberg O. C.* Rock magnetism and the Earth's paleopoles.—“*Geophys. pura appl.*”, 1962, vol. 53, 52—54.
135. *Holmes A.* Radioactivity and earth movements.—“*Trans. Geol., Soc. Glasgow*”, 1931, vol. 18, p. 559—606.
136. *Husebye E. S., King D. W., Haddon R. A. W.* Precursors to PKIKP and seismic wave scattering near the mantle-core boundary.—“*J. Geophys. Res.*”, 1976, vol. 81, p. 1870—1882.
137. *Initial Reports of DSDP*, vol. XIII, Univ. Calif., 1970.
138. *Initial Reports of DSDP*, vol. XIX, Univ. Calif., 1974, 920 p.
139. *Initial Reports of DSDP*, vol. XXXV, Univ. Calif., 1976, 930 p.

140. *Initial Reports of DSDP*, vol. XXXVII, Univ. Calif., 1977, 950 p.
141. *Isacks B., Molnar P.* Mantle earthquakes mechanisms and the sinking of the lithosphere.—“*Nature*”, 1969, vol. 223, p. 1121—1124.
142. *Isacks B., Molnar P.* Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey focal mechanism solutions of mantle earthquakes.—“*Rev. Geophys. Space Phys.*”, 1971, vol. 9, p. 103—174.
143. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics.—“*J. Geophys. Res.*”, 1968, vol. 73, p. 5855—5899.
144. *Isezaki N.* Geomagnetic anomalies and tectonics around Japanese Islands.—“*Oceanographical Mag.*”, 1973, vol. 24, p. 107—158.
145. *Ishikawa M.* Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926—1968.—“*Geophys. Mag. Tokyo*”, 1971, vol. 35, N 3, p. 207—273.
146. *James D. E.* Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1971, vol. 82, N 12, p. 3325—3346.
147. *Johnson B. D., Powell C., Veevers J. J.* Spreading history of the eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from the Antarctica and Australia.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1976, vol. 87, N 10, p. 1560—1566.
148. *Jonson T., Molnar P.* Focal mechanisms and plate tectonics of the southwest Pacific.—“*J. Geophys. Res.*”, 1972, vol. 77, p. 5000—5032.
149. *Jordan T. H.* The present-day motion of the Caribbean Plate.—“*J. Geophys. Res.*”, 1975, vol. 80, N 32, p. 4433—4439.
150. *Jordan T. H., Lynn W. S.* A velocity anomaly in the lower mantle.—“*J. Geophys. Res.*”, 1974, vol. 79, p. 2679—2685.
151. *Joschii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate.—“*Earth Planet. Sci. Lett.*”, 1975, vol. 25, p. 305—318.
152. *Julian B. R., Sengupta M. K.* Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneity in deep mantle.—“*Nature*”, 1973, vol. 242, p. 443—447.
153. *Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in Western Pacific.—“*J. Geophys. Res.*”, 1971, vol. 76, p. 2542—2561.
154. *Katsumata M., Sykes L. R.* Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions.—“*J. Geophys. Res.*”, 1969, vol. 74, p. 5923—5948.
155. *Kaula W. M.* Absolute plate motions by boundary velocity minimization.—“*J. Geophys. Res.*”, 1975, vol. 80, N 2, p. 244—248.
156. *Kristoffersen Y., Talwani M.* Extinct triple junction of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1977, vol. 88, N 7, p. 1037—1049.
157. *Larsen R. L.* Bathymetry, magnetic anomalies and plate tectonics history of the mouth of the Gulf of California.—“*Geol. Soc. Am. Bull.*”, 1972, vol. 83, p. 3334—3359.
158. *Larsen R. L., Chase C. G.* Late Mesozoic evolution of the Western Pacific ocean.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1972, vol. 83, N 12, p. 3645—3662.
159. *Larsen R. L., Pitman C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and implications.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1972, vol. 83, N 12, p. 3645—3662.
160. *Leeds A. R., Knopoff L., Kausel E. G.* Variations of the upper mantle structure under the Pacific ocean.—“*Science*”, 1974, vol. 186, p. 141—143.

161. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift.—“J. Geophys. Res.,” 1968, vol. 73, N 12, p. 3661—3697.
162. *Le Pichon X., Francheteau J., Sharman C. F.* III. Rigid plate accretion in an inter-arc basin: Mariana Trough.—“J. Phys. Earth (Tokyo)”, 1975, vol. 23, N 3, p. 251—256.
163. *Le Pichon X., Sibuet J. C., Francheteau J.* The fit of the continents around the North Atlantic ocean.—“Tectonophysics”, 1977, vol. 38, p. 169—209.
164. *Liebermann R. C., Ringwood A. E.* Birch's law and polymorphic phase transformations.—“J. Geophys. Res.,” 1973, vol. 78, p. 6926—6932.
165. *Louden K. E.* Magnetic anomalies in the West Philippine Basin: In “The Geophys. of the Pacific Ocean Basin and its Margin”. “Geophys. Monogr. Ser. vol. 15, AGU, Washington”, 1976, p. 253—267.
166. *Maley T., Johnson G.* Morphology and structure of the Aegean Sea.—“Deep Sea Res.,” 1971, vol. 18, N 1, p. 102—122.
167. *Mammerickx J.* Morphology and tectonic evolution of the east-central Pacific.—“Geol. Soc. Am. Bull.,” 1975, vol. 86, p. 111—118.
168. *Mao N.-H.* Velocity-density systematics and its implications for the iron content of the mantle.—“J. Geophys. Res.,” 1974, vol. 79, p. 5447—5452.
169. *Marsh J., Vincent M.* Goddard space flight center detailed gravimetric geoid. Washington. Defence mapping Agency Topographic Center, 1974.
170. *Martin R.* Cretaceous-Tertiary rift basin of Baffin Bay: Continental drift without sea-floor spreading. In Arctic Geology Ed. by M. G. Pitcher., AAPG, Tulsa, Oklahoma, 1973, p. 500—505.
171. *Mc Garr E.* Seismic moments of earthquakes beneath Island Arcs: phase changes, and subduction velocities.—“J. Geophys. Res.,” 1977, vol. 82, N 2.
172. *McKenzie D. P.* Speculations on the consequences and causes of plate motions.—“Geophys. J. Roy. Astr. Soc.,” 1969, vol. 18, p. 1—32.
173. *McKenzie D. P.* The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principle stresses.—“Bull. Seism. Soc. Am.,” 1969, vol. 59, p. 239—243.
174. *McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region.—“Geophys. J. Roy. Astr. Soc.,” 1974, vol. 30, N 2, p. 109—185.
175. *McKenzie D. P., Davies D., Molnar P.* Plate tectonics of the Red Sea and East Africa.—“Nature”, 1970, vol. 226, p. 243—248.
176. *McKenzie D. P., Morgan W. J.* Evolution of triple junctions.—“Nature”, 1969, vol. 224, p. 125—133.
177. *McKenzie D. P., Parker R. L.* The North Pacific: the example of tectonics on a sphere.—“Nature”, 1967, vol. 216, p. 1276—1280.
178. *McKenzie D. P., Sclater J. G.* The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous.—“Geophys. J. Roy. Astr. Soc.,” 1971, vol. 25, p. 437—528.
179. *McKenzie D. P., Weiss N.* Speculations of the thermal and tectonic history of the Earth.—“Geophys. J. Roy. Astr. Soc.,” 1975, vol. 42, p. 131—174.
180. *Menard H. W., Atwater T.* Origin of fracture zone topography.—“Nature”, 1968, vol. 219, p. 463—467.
181. *Minster J., Jordan T., Molnar P., Haines E.* Numerical modeling of instantaneous plate tectonics.—“Geophys. J. Roy. Astr. Soc.,” 1974, vol. 36, p. 541—576.
182. *Molnar P., Atwater T.* The relative motion of hot-spots in the mantle.—“Nature”, 1973, vol. 246, p. 288—291.

183. *Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., Smith S. M.* Magnetic anomalies, bathymetry and the tectonic evolution of the South Pacific since the Late Cretaceous.—“*Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*”, 1975, vol. 40, p. 383—420.
184. *Molnar P., Francheteau J.* The relative motion of “hot spots” in the Atlantic and Indian Oceans during the Cenozoic.—“*Geoph. J. Roy. Astr. Soc.*”, 1975, vol. 43, N 3, p. 763—774.
185. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision.—“*Science*”, 1975, vol. 189, p. 419—426.
186. *Morgan W. J.* Rises, trenches, great faults, and crustal blocks.—“*J. Geophys. Res.*”, 1968, vol. 73, p. 1959—1982.
187. *Morgan W.* Deep mantle convection plumes and plate motions.—“*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*”, 1972, vol. 56, N 2, p. 203—213.
188. *Munk W. H., MacDonald C. J. F.* The rotation of the Earth.—“*Cambridge Univ. Press.*”, 1960, 323 p.
189. *Nairn A. E. M., Stehli F. G.* The ocean basins and margins. Vol. 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean. New York—London. Plenum Press, 1975, 706 p.
190. *Nelson T. H., Temple P. G.* Mainstream mantle convection: a geological analysis of plate motion.—“*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*”, 1972, vol. 56, N 2, p. 226—246.
191. *Nincovich D., Hayes J.* Mediterranean island arcs and origin of high-potash volcanoes.—“*Earth Planet. Sci. Lett.*”, 1972, vol. 16, N 3, p. 331—345.
192. *Norton J. O.* The present relative motion between Africa and Antarctica.—“*Earth Planet. Sci. Lett.*”, 1976, vol. 33, p. 219—230.
193. *Nowroozi A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afganistan, and plate tectonics of the Middle East.—“*Bull. Seismol. Soc. Amer.*”, 1972, vol. 62, p. 823—850.
194. *O'Connell R. L.* Pleistocene glaciation and the viscosity of the lower mantle.—“*Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*”, 1971, vol. 23, p. 299—327.
195. *Oliver J.* Contributions of seismology to plate tectonics.—“*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*”, 1972, vol. 56, p. 214—225.
196. *Oliver J., Isacks R., Barasangi M., Mitronovas W.* Dynamic of the down-going lithosphere.—“*Tectonophysics*”, 1973, vol. 19, p. 133—147.
197. *Ostenso N. A., Wold R. J.* Aeromagnetic evidence for origin of Arctic Ocean Basin. In: *Arctic Geology* ed. by M. G. Pitcher.—“*Tusla, Oklahoma*”, 1973, p. 506—516.
198. *Packham G. H., Falvey D. A.* An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific.—“*Tectonophysics*”, 1971, vol. 11, p. 79—109.
199. *Pescerillo A., Taylor S.* Geochemistry of eocenic calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu area, Northern Turkey.—“*Contrib. Miner. Petrol.*”, 1976, vol. 58, N 1, p. 63—81.
200. *Pitman W. C. III., Talwani M.* Sea-floor spreading in the North Atlantic.—“*Geol. Soc. Am. Bull.*”, 1972, vol. 83, p. 619—646.
201. *Pitman W. C., Larson R. L., Herron E. M.* Magnetic lineations of the Oceans.—Publ. by Geol. Soc. Amer., 1974.
202. *Prince R. A., Kulm L. D.* Crustal rupture and the initiation of imbricate thrusting in the Peru-Chile trench.—“*Geol. Soc. Am. Bull.*”, 1975, vol. 86, N 12, p. 3851—3878.
203. *Purdy G.* The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary.—“*Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*”, 1975, vol. 43, N 3, p. 973—1000.

204. *Ramberg I. B., Gray D. F., Reynolds R. G. H.* Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge, lat. 35° 50' to 37° 20' N.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, vol. 977, N 5, p. 609—620.
205. *Rea D. K.* Local axial migration and spreading rate variations, East Pacific Rise, 31° S.—“*Earth Planet. Sci. Lett.*”, 1977, vol. 34, p. 78—84.
206. *Richter F. M.* Dynamical models of sea-floor spreading. “*Rev. Geophys. Space Phys.*”, 1973, vol. 11, p. 223—287.
207. *Ringwood A. E.* Phase transformations and mantle dynamics.—“*Earth planet. Sci. Lett.*”, 1972, vol. 14, p. 233—241.
208. *Ringwood A. E.* Composition and petrology of the Earth's mantle.—“*McGraw-Hill*”, New York, 1975, 618 p.
209. *Ritsema A. R.* Deep earthquakes of the Thyrrhenian Sea.—“*Geol. Mijubow.*”, 1972, vol. 51, N 5, p. 541—545.
210. *Runcorn S. K.* Changes in the Earth's moment of inertia.—“*Nature*”, 1964, vol. 204, p. 823—825.
211. *Runcorn S. K.* Dynamical processes in the deeper mantle.—“*Tectonophysics*”, 1972, vol. 13, p. 623—637.
212. *Schubert G., Yuen D. A., Turcotte D. L.* Role of phase transitions in a dynamic mantle.—“*Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*”, 1975, vol. 42, p. 705—735.
213. *Schult A.* Paleomagnetism of Cretaceous and Jurassic volcanic rocks in West Sicily.—“*Earth Planet. Sci. Lett.*”, 1976, vol. 31, N 3, p. 454—457.
214. *Sclater J. G., Francheteau J.* The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth.—“*Geophys. J.*” 1970, vol. 20, p. 509—542.
215. *Sclater J. G., Karig D., Lawver L. A., Loudon K.* Heat flow, depth, and crustal thickness of the marginal basins of the South Philippine Sea.—“*J. Geophys. Res.*”, 1976, vol. 81, p. 309—318.
216. *Sclater J. G., Fisher R. L.* Evolution of the East Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge.—“*Geol. Soc. Am. Bull.*”, 1974, vol. 85, N 5, p. 683—702.
217. *Sclater J. G., Bowin C., Hey R. et al.* The Bouvet triple junction.—“*J. Geophys. Res.*”, 1976, vol. 81, N 11, p. 1857—1869.
218. *Seno T.* The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate.—“*Tectonophysics*”, 1977, vol. 42, p. 209—226.
219. *Sharman G. F., Reichle M. S., Brune J. N.* Detailed study of relative plate motion in the Gulf of California.—“*Geology*”, 1976, vol. 4, N 4, p. 206—208.
220. *Smith A. G., Briden J. C., Drewry C. E.* Phanerozoic world maps. In: *Organism and sediments through time*. Sp. pap., Paleontology 12, Paleontol. Assoc., London, 1973, p. 1—42.
221. *Smith A. G., Hallam A.* The fit of the southern continents.—“*Nature*”, 1970, vol. 225, p. 139—144.
222. *Solomon C., Sleep N.* Some simple physical models for absolute plate motions.—“*J. Geophys., Res.*”, 1974, vol. 79, p. 2557—2567.
223. *Stauder W., Mualchin L.* Fault motion in the larger earthquakes of the Kurile—Kamchatka Arc of the Kurile—Hokaido corner.—“*J. Geophys. Res.*”, 1976, vol. 81, N 2, p. 297—318.
224. *Summary* of earthquake focal mechanisms for the Western Pacific—Indonesian region, 1929—1973.—“*Geodyn. Proj.—Sci. Rep., N 28*”, Boulder, Colorado, 1977, 110 p.
225. *Sykes L. R.* Mechanisms of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges.—“*J. Geophys. Res.*”, 1967, vol. 72, p. 2131—2153.

226. *Sykes L. R., Isacks B. L., Oliver J.* Spatial distribution of deep and shallow earthquakes of small magnitude in the Fiji-Tonga region.—“Bull. Seismol. Soc. Am.”, 1969, vol. 59, p. 1093—1113.
227. *Taceuchi H., Sakata S.* Convection in a mantle with variable viscosity.—“J. Geophys. Res.”, 1970, vol. 75, p. 921—927.
228. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea.—“Geol. Soc. Am. Bull.”, 1977, vol. 88, p. 969—999.
229. *Tapponier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large scale continental tectonics.—“Nature”, 1976, vol. 264, p. 319—324.
230. *Tapponier P., Molnar P.* Active faulting and tectonics in China.—“J. Geophys. Res.”, 1977, vol. 82, N 20, p. 2905—2930.
231. *Tarling D., Mitchell J.* Revised cenozoic polarity time-scale.—“Geology”, 1976, vol. 4, N 3, p. 113—136.
232. *Torrance K. E., Turcotte D. L.* Structure of convection cells in the mantle.—“J. Geophys. Res.”, 1971, vol. 76, p. 1154—1161.
233. *Tullis T.* Evidence that lithosphere plates act as anchors (abstr.).—“EOS Trans. Am. Geophys. Un.”, 1972, vol. 53, 522 p.
234. *Turcotte D. L., Schubert G.* Structure of the olivine-spinel phase boundary in the descending lithosphere.—“J. Geophys. Res.”, 1971, vol. 76, p. 7980—7987.
235. *Udias A., Lopez Arroyo A., Mezma J.* Seismotectonics of the Azores-Alboran region.—“Tectonophysics”, 1976, vol. 31, N 3/4, p. 259—289.
236. *Uyeda S., Miyashiro A.* Plate tectonics and the Japanese Islands A synthesis.—“Geol. Soc. Am. Bull.”, 1974, vol. 85, N 7, p. 1159—1170.
237. *Van Andel T. H., Heath G. R., Moore T. C.* Cenozoic history of the Central Equatorial Pacific: A synthesis based on Deep Sea Drilling data Project In The Geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin.—“Amer. Geophys. Un., Washington”, 1976.
238. *Wang-Ping Chen, Molnar P.* Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia.—“J. Geophys. Res.”, 1977, vol. 82, N 10, p. 2945—2970.
239. *Watts A. B., Talwani M.* Gravity anomalies seaward of deep sea trenches and their tectonic implications.—“Geophys. J. Roy. Astr. Soc.”, 1974, vol. 36, p. 57—90.
240. *Watts A. B., Weissel J. K.* Tectonic history of the Shikoku marginal basin.—“Earth Planet. Sci. Lett.”, 1975, vol. 25, p. 239—250.
241. *Watts A. B., Weissel J. K., Larson R. L.* Sea floor spreading in marginal basins of the western Pacific.—“Tectonophysics”, 1977, vol. 37, p. 167—181.
242. *Williams C. A.* Sea floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic.—“Earth Planet. Sci. Lett.”, 1975, vol. 24, p. 440—456.
243. *Wilson J. T.* Hypothesis of Earth's behavior.—“Nature”, 1963, vol. 198, p. 925—929.
244. *Wilson J. T.* Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth. In: “Symposium on continental drift”, “Phil. Trans. R. Soc. London”, ser. A, 1965, vol. 258, p. 145—167.
245. *Woodfort A., Melntyre D.* Curvature of the San Andreas fault, California.—“Geology”, 1976, vol. 4, v. 9, p. 573—575.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авлакоген**
Активные континентальные окраины 59, 70, 71, 121, 123
Астеносфера 14, 28, 42
- Бимодальная серия** 53, 79
Блокировка зон субдукции 73, 74
- Вязкость мантии** 22, 25, 27, 80
- Геодинамика** 6
— историческая 10
— общая 8, 12
— региональная 9, 229
— частная 9, 42
Геоид 16
Гипотеза контракции Земли 82
— расширяющейся Земли 82, 83
Гипотезы образования Земли 19, 20
Глобальная увязка движений плит 103—108
Глубоководные желоба 59—63, 121
Гондвана 155, 227
Горячие точки 34, 35, 38—41, 111, 112, 118, 143
Границы плит 42—45, 51, 52
— наращивания 52
— поглощения 52, 58
— скольжения 52, 75—77
— столкновения 71—74
- Движения плит** 80
— абсолютные 85, 108
— конечные 89
— мгновенные 89
— относительные 85, 88, 94
- Жесткость плит** 80, 81
- Зависимость глубины океана от возраста** 57
- Земля** 12
— глубинное строение 13
— магнитное поле 14, 15
— масса 12
— плотность 12
— тепловой поток 15
- Земная кора** 13
— континентальная 13, 64
— океаническая 13, 56
- Зоны Беньофа (зоны Заварицкого—Беньофа)** 26, 27, 66, 67, 121, 123
- Зоны столкновения** 71—75
- Известково-щелочная серия** 64, 65, 79
- Комплексы — индикаторы границ плит** 78—80
- Конвективные течения** 12, 21—24
— ячейки 22, 24, 30, 32, 116
- Конвекция в мантии Земли** 21, 22, 24
— глобальная 24, 32—34
— Рэлея—Бенара 24
— тепловая 22, 24, 27, 30, 31
— химико-плотностная 23, 28—30
- Континентальное подножие** 73, 80
- Континентальные окраины** 70, 73, 74, 79
- Лавразия** 227
- Литосфера** 14, 42
- Литосферная плита** 42—47
— Алу 159
— Австралийская 154, 202
— Амурская 46, 239, 247, 251, 257
— Антарктическая 45
— Аравийская 46
— Афганская 47, 239
— Африканская 45
— Гренландская 144
— Джунгарская 47, 239
— Евразийская 45
— Западно-Антарктическая 165
— Западно-Европейская 201
— Индийская 45, 154
— Индо-Австралийская 45
— Индо-Китайская 266
— Иранская 47, 278
— Карибская 46
— Каролинская 192
— Китайская 46
— Кокосовая 45
— Кула 159
— Монгольская 47, 239
— Наска 45
— Охотоморская 46
— Пиренейская 147
— Североамериканская 44
— Скоша 46
— Сомалийская 46
— Таримская 47, 239, 241
— Тибетская 47, 239, 241
— Тихоокеанская 44
— Турецкая 47, 278

- — Фаралон 159
- — Филиппинская 45
- — Хуан-де-Фука 158, 161, 173
- — Черноморская 47, 278
- — Южноамериканская 45
- — Южно-Каспийская 47, 278
- — Эгейская 47, 278
- — Эксплорер 161

Магнитное поле океана 56

- Малые плиты 46
- Мантийные струи 34
- Мантийный диатрих 53
- Мантия Земли 13
 - верхняя 13, 14
 - нижняя 13, 14
- Междугловые бассейны 68
- Метод актуализма 72
- Метод наилучшего совмещения 102
- Микроплиты 46

Нарращивание плит 52

- Неподвижность зон поглощения 123
- Нодальные плоскости 50

Обдукция 74

- Окранные моря 67—69, 121, 126—128
- Островные дуги 59, 64—67
- Островодужные микроплиты 129—131
- Офиолиты 55, 78
- Очаги землетрясений 50
 - мелкофокусные 66
 - глубокофокусные 26, 70

Палеогеодинамика 10

- Палеогеодинамические реконструкции 173
- Палеоклиматические данные 109—111
- Палеомагнитные данные 108
- Пангея 33, 225

Пассивные континентальные окраины 80

- Поглощение плит 52, 58
- Полосовые магнитные аномалии 56
- Полюс вращения плит 84

Рифты 53

- континентальные 54—55
- океанические 55

Сдвиги 75, 77

- Сейсмические пояса 42—44
- Сейсмофокальная зона 26, 51, 66, 67
- Складчатые пояса 71, 72
- Скорость конвективных течений 30
- Скорости движения плит 84, 100
 - линейные 96
 - угловые 84, 96
- Слой Берзон 14
 - пониженных скоростей 14
- Спрединг океанического дна 56
- Срединноокеанические хребты 55—59
- Субдукция 73

Тектоника литосферных плит 7, 8, 42

- Тектонические покровы 71, 72
- Теорема Эйлера 83
- Точки тройного сочленения 90—94
- Трансформные разломы 75, 76

Фокальный механизм 48—50

Число Нуссельта 23

- Рейнольдса 23
- Рэлея 22

Ядро Земли 13

- внешнее 14
- внутреннее 14

Предисловие	3
Введение	6
Общая геодинамика	12
Внутреннее строение Земли	12
Конвективные движения в мантии Земли	21
Типы конвекции	21
Конвекция в мантии Земли	24
Глобальная конвекция в мантии Земли и происхождение горячих точек	34
Частная геодинамика	42
✓ Литосферные плиты и их границы	42
Сейсмические пояса и выделение литосферных плит	42
Характеристика границ плит по сейсмологическим данным	48
Характеристика границ плит по геологическим и геофизическим данным	52
Границы наращивания плит	52
Границы поглощения плит	58
Вулканические островные дуги	59
Активные континентальные окраины	70
Зоны столкновения	71
Границы скольжения	75
Геологические комплексы — индикаторы границ плит	78
Движение литосферных плит	80
Применение теоремы Эйлера и сферической геометрии к описанию движения плит	83
Относительные и абсолютные движения плит	85
Анализ относительных движений плит	88
Мгновенные и конечные движения	89
Точки тройного сочленения плит	90
Определение параметров относительных движений	94
Глобальная увязка мгновенных движений плит	103
Анализ абсолютных движений плит	108
Соотношение движений плит с конвективными течениями в мантии Земли	112
Происхождение окраинных морей и активных континентальных окраин	120
Относительная неподвижность зон поглощения	123
Островодужные микроплиты	125

Взаимодействие нависающих плит и островодужных микроплит	131
Движение литосферных плит Земли по отношению к зонам поглощения	132
История движения литосферных плит Земли в позднем мезозое и кайнозое	143
Атлантический океан	144
Индийский океан	151
Тихий океан	157
Палеогеодинамические реконструкции	173
Основные тенденции взаимодействия плит	224
Региональная геодинамика	229
Тектоника плит Азии и образование пояса возрожденных гор	229
Основные геоморфологические и структурные элементы	234
Сейсмичность, сейсмоактивные разломы, плиты и микроплиты Внутренней Азии	236
Взаимодействие плит и микроплит	243
Северо-Восточная Азия	243
Байкальская рифтовая зона	251
Центральная Азия	262
Столкновение Индийского субконтинента с Евразией и образование пояса возрожденных гор	267
Тектоника плит и особенности геологической истории Альпийско-Гималайского пояса в кайнозое	271
Современная тектоника плит	276
Новейший магматизм	280
Раннекайнозойская тектоника плит	283
Раннекайнозойский магматизм	285
Заключение	293
Список литературы	296
Предметный указатель	308

ИБ № 3235

ЛЕВ ПАВЛОВИЧ ЗОНЕНШАЙН,
ЛЕОНИД АЛЕКСЕЕВИЧ САВОСТИН

ВВЕДЕНИЕ В ГЕОДИНАМИКУ

Редактор издательства Т. А. Горохова
Переплет художника В. В. Евдокимова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
График-иллюстратор В. П. Гвоздева
Технический редактор А. Г. Иванова
Корректор С. В. Зимина

Сдано в набор 29.05.79. Подписано в печать
31.10.79. Т-20017. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 1.
Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 19,5.
Уч.-изд. л. 21,57. Тираж 3100 экз.
Заказ 371/7553-1. Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 8 ЛПО
«Техническая книга» Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

3255