

**ТЕКТОНИКА
В ИССЛЕДОВАНИЯХ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА
АН СССР**



В книге освещены фундаментальные проблемы общей и теоретической тектоники, которые разрабатывались в Геологическом институте АН СССР в течение полувекowego периода его существования. Большое внимание уделено тектонике докембрийских образований, фанерозойских складчатых сооружений, океанов. Развивается новое учение о преобразовании океанической коры в континентальную. С новых позиций рассмотрены учение о глубинных разломах, проблемы геодинамики. Выводы, изложенные в книге, имеют большое научное и практическое значение.

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE



TECTONICS
IN INVESTIGATIONS
OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE
OF THE ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1980

ТЕКТОНИКА
В ИССЛЕДОВАНИЯХ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА
АН СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1980



Книга написана в связи с 50-летием Геологического института Академии наук СССР. В ней с позиций мобилизма рассмотрен ряд фундаментальных проблем геотектоники: строение докембрийского фундамента древних платформ, закономерности развития складчатых областей, тектоника океанов и общие проблемы геодинамики. Особое внимание обращено на выяснение роли горизонтальных движений в развитии основных тектонических процессов в верхних оболочках Земли. С новых позиций освещено учение о глубинных разломах. Важное место занимают проблемы строения океанической коры, свойственных ей тектонических движений и преобразования ее в континентальную кору. Принципиально новая трактовка многих крупных проблем геотектоники представляет большой интерес для развития исследований в областях региональной геологии, петрологии, геохимии, полезных ископаемых, геофизики.

Редакционная коллегия:

академик А. В. ПЕЙВЕ (главный редактор),
В. Г. ГЕРБОВА, В. А. КРАШЕНИННИКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

академик А. В. ПЕЙВЕ

The book is devoted to the 50-th Anniversary of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences. Some fundamental problems of geotectonics are elucidated from the positions of mobilism: structure of the Precambrian basement of old platforms, regularities of development of folded areas, tectonics of the oceans and general problems of geodynamics. Extra attention was paid to elucidation of the role of horizontal movements in development of the major tectonic processes in the tectonosphere. The study of deep faults has been carried out from the new positions. Noteworthy are the problems of the oceanic crust structure, peculiar tectonic movements, and its transformation into the continental crust. The principally new treatment of many new problems of geotectonics is of great interest for development of studies in the fields of regional geology, petrology, geochemistry, mineral resources, geophysics.

Editorial Board:

Academician A. V. PEIVE (Editor-in-Chief),
V. G. GERBOVA, V. A. KRASHENINNIKOV, P. P. TIMOFEEV

Responsible Editor

Academician A. V. PEIVE

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга написана в связи с 50-летием Геологического института Академии наук СССР, в исследованиях которого тектоника всегда занимала виднейшее место. За это время в данной области были выдвинуты и разработаны многие совершенно новые направления, серьезно повлиявшие на развитие всей геологии и геологической практики. Тектоническая школа Геологического института АН СССР пользуется большой популярностью.

Ее родоначальником был академик А. П. Павлов. Но создателем оформленной школы, несомненно, надо считать академика А. Д. Архангельского, который после переезда Академии наук СССР в Москву в 1934 г. фактически организовал Геологический институт. На первых порах изучались региональная геология и тектоника СССР, что тогда еще было мало известно. Это направление исследований, блестяще продолженное академиком Н. С. Шатским, в дальнейшем привело к синтезу большого фактического материала в форме тектонических карт, которые по такой же методике стали затем составляться во всем мире.

Одновременно на основе развивающихся региональных исследований выдвигались и решались новые научные проблемы. Так, были разработаны общие проблемы тектоники древних и молодых платформ, на новый более высокий уровень была поднята теория геосинклиналей, зародилось учение о глубинных разломах, был разработан принцип унаследованности, выдвинуто и разработано учение о геологических формациях, самостоятельное значение приобрели исследования, касающиеся тектонических закономерностей размещения полезных ископаемых, и т. д. Все упомянутые достижения геотектоники вполне укладывались в рамки господствовавших тогда фиксистских геодинамических теорий.

Но дальнейшие, более детальные исследования, в частности изучение разломов земной коры, а позднее — тектоники офиолитовых поясов, привели к переоценке некоторых теоретических представлений. Объяснение крупноамплитудных сдвигов и шарьяжей, как и структуры складчатых сооружений вообще, в свете новых фактов стало крайне затруднительным с фиксистских теоретических позиций. Под влиянием работ гинновской тектонической школы в мобилистском плане стала пересматриваться геологическая структура Урала, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Дальнего Востока и уже появились новые соответствующие синтезы. В результате принципы составления тектонических карт в последние годы также были пересмотрены. Вряд ли необходимо подчеркивать, что все это имеет важнейшее значение для работ, связанных с прогнозированием полезных ископаемых.

Решающее значение в укреплении мобилизма имело изучение геологии дна Мирового океана. В ряде геологических структур, глубоко врезающихся в океаническое дно и вскрывающих океаническую кору, были выяснены ее состав и строение. Оказалось, что океаническая кора сложена внизу ультраосновными и основными породами, физические свойства которых вполне соответствуют породам мантии и третьего геофизического слоя, а сверху — базальтами, которые слагают второй слой океанической коры, всюду подстилая верхний осадочный слой океанов. Верхний и второй слой затем были вскрыты и изучены многочисленными скважинами глубоководного бурения в океанах с судна «Гломар Челленджер».

Вскоре определилось, что океаническая кора имеет сложную структуру и состоит из ряда блоков, обладающих большой вертикальной и горизонталь-

ной амплитудой перемещения, о чем, в частности, свидетельствуют и фациальный состав разрезов многочисленных «гломаровских» скважин, и сложный рисунок разновозрастных линейных магнитных аномалий в океанической коре.

Геологический институт со второй половины 1960-х годов в качестве одной из главных своих задач поставил сравнительное изучение геологии океанов и континентов, в результате чего, помимо большого вклада в стратиграфию и литологию океанов, было сделано одно из важнейших научных открытий в геологии последнего времени. Еще в самом начале 1960-х годов нами было высказано предположение, что фанерозойские эвгеосинклинали образывались на коре океанического типа. В 1969 г. было показано, что геологические разрезы офиолитовых комплексов складчатых сооружений континентов сходны с разрезами меланократового ложа Мирового океана. Это положение, к которому одновременно пришли и некоторые зарубежные ученые, ныне полностью подтверждено многочисленными работами, основанными на переизучении всех офиолитовых поясов мира.

Меланократовые серии, представляющие собой океаническую кору геологического прошлого, залегают в континентальной коре в виде аллохтонных тектонических фрагментов; чаще всего они подстилают крупные пластины глубинных шарьяжей или находятся в виде разнообразных серпентинитовых меланжей и иных тектонитов в зонах разломов других типов.

Изучение тектоники офиолитовых поясов привело к пересмотру механизма и истории формирования континентальной и океанической земной коры. Выяснилось, что одновременно в литосфере на разных ее уровнях сосуществуют разномасштабные процессы тектонического сучивания и деструкции, что выражается в дисгармоничном смятии отдельных пластин литосферы, формировании новых неоднородностей и общей тектонической ее расслоенности. Очевидно, этими же процессами контролируется и развитие магматических явлений. Нам представляется, что мобильность и тектоническое течение материала литосферы из-за ее неоднородности гораздо выше, чем это предполагает тектоника жестких литосферных плит.

В этой книге рассмотрено развитие некоторых (далеко не всех) тектонических идей в Геологическом институте АН СССР. Книга не является формальным обзором законченных и внедренных в науку и практику тектонических исследований института. В ней высказываются также и новые мысли и идеи, которые в настоящее время разрабатываются авторами отдельных ее разделов. Главное внимание уделено тектонике докембрийских и фанерозойских складчатых сооружений, проблемам тектоники океанов и геодинамики.

Тектоника древних и молодых платформ, тектоническое районирование земной коры и принципы составления тектонических карт будут рассмотрены в особом издании.

К юбилейной дате (1980 г.) Геологического института АН СССР публикуются еще две книги по проблемам тектоники, написанные сотрудниками института. Одна из них — «Тектоника Северной Евразии», сопровождаемая многокрасочной тектонической картой масштаба 1 : 5 000 000, составленной по новым принципам; вторая — «Тектоническая расслоенность литосферы».

Из всех этих трудов у читателя несомненно останется обстоятельное впечатление о творческом пути, пройденном тектонистами института за столетие его деятельности, и о тех проблемах, над которыми коллектив напряженно работает в настоящее время.

А. С. Новикова

ТЕКТНИКА ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В поисках общих закономерностей развития земной коры видные ученые Геологического института АН СССР с самого начала его существования обращали особое внимание на разработку методов изучения структуры фундамента древних платформ. Уже тогда было ясно, что без знания раннедокембрийской тектоники невозможно создать концепцию развития земных оболочек.

Решение этой проблемы до сих пор связано с большими трудностями. Как известно, на гигантских пространствах кристаллические породы основания древнейших платформ погребены на значительных глубинах; они выступают лишь на сравнительно небольших по площади щитах: Балтийском и Украинском — на Восточно-Европейской платформе, Алданском и Анабарском — на Сибирской. Сложное строение раннедокембрийских образований в обнаженных участках платформ до сих пор с трудом поддается расшифровке из-за многократных тектонических и метаморфических преобразований, а также из-за отсутствия надежных реперов для корреляции разобщенных разрезов. Разнообразие принадлежащих разным авторам схем строения для одного и того же региона свидетельствует о слабой аргументации тех или иных построений. Отмеченные особенности геологии докембрия, а также условия обнаженности пород, требующие широких экстраполяций, естественно, обуславливают необходимость разработки особого подхода к анализу структур, методов, отличающихся от применяемых в хорошо обнаженных фанерозойских складчатых областях, где явления метаморфизма, как правило, не проявлялись столь широко, как в докембрии.

Развитие представлений о тектонике докембрия в Геологическом институте АН СССР тесно связано с именами А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, объединявшими крупные коллективы геологов, получившие название московской школы. Этим двум выдающимся ученым принадлежит большая роль в создании методологии тектонических исследований, в обособлении тектоники в ранг самостоятельной науки. Их труды знаменуют важный этап в развитии не только русской, но также и мировой геологии.

Большое влияние на формирование геологического мировоззрения А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского оказали труды А. П. Карпинского. «Его работы по тектонике и палеогеографии Восточно-Европейской части СССР сделали эпоху в развитии нашей науки», — писал Н. С. Шатский в 1948 г. по случаю 100-летия со дня рождения А. П. Карпинского. И далее — «Его работы — это подлинная методическая школа всякого исследователя в области геологических наук» [Шатский, 1965, с. 249, 250].

А. П. Карпинский [1880] первый выделил в строении Восточно-Европейской (Русской) платформы «гранитный» базис, т. е. кристаллическое основание, и осадочный покров. В нескольких работах 1886—1919 гг., посвященных тектоническому анализу платформы в целом, он писал, что метаморфические породы (гнейсы и др.), образовавшиеся в «доисторический» период жизни Зем-

ли, распространены под более молодыми, накопившимися в «исторический» период осадочными отложениями по всей площади Русской равнины. Формированию осадочного покрова предшествовала длительная денудация пород основания, сnivelировавшая неровности древнего рельефа. А. П. Карпинскому принадлежит первая схема тектоники кристаллического фундамента, изображающая элементы простираения структур докембрия: дугообразно изогнутые к востоку складчатые пояса и разломы, расходящиеся веерообразно с севера от Кольского полуострова и Карелии на юг к Уралу и Украинскому кристаллическому массиву (рис. 1). Большой интерес представляют обобщения А. П. Карпинского о закономерных связях тектонических движений, проявлявшихся на площади Восточно-Европейской платформы и в смежных геосинклинальных областях, а также его представления о «горстовой» структуре не только Балтийского и Украинского щитов, но и Тимана и Воронежского массива. Особенно любопытно, что он наметил широкую кряжеподобную структуру и на месте современного Волго-Уральского свода [Карпинский, 1919].

Основные положения А. П. Карпинского о строении фундамента Восточно-Европейской платформы развил А. Д. Архангельский на основе новых более подробных данных, собранных в результате комплексных геологических и геофизических исследований 1934—1940 гг. Эти исследования были направлены на поиски закономерностей размещения гравитационных и магнитных аномалий, позволяющих выделить различные регионы СССР с оригинальными особенностями геологического строения [Архангельский, 1954].

Критическое обобщение мирового опыта геологической интерпретации геофизических данных, синтез и анализ огромного сравнительного материала отечественных геофизических наблюдений, характеризующих конкретные геологические структуры, привели А. Д. Архангельского к выводу о неоднородности строения закрытой части фундамента Русской плиты, подобно строению открытого Балтийского щита.

Структура плиты, как и щита, состоит из элементов различного возраста. К древнейшим среди них А. Д. Архангельский отнес Окско-Уфимскую (Волго-Уральскую. — А. Н.) глыбу с субширотным простираением складчатых форм; простираения протерозойских структур железистых кварцитов КМА и Украины он связывал с положением Окско-Уфимской глыбы, полагая, что образующие ее породы несомненно древнее этих комплексов. А. Д. Архангельский не исключал, однако, возможности изменения трактовки возрастов железистых кварцитов и допускал, что, будучи петрографически сходными с архейскими железистыми кварцитами Кольского полуострова, они могут оказаться разновозрастными с ними. В этом случае Окско-Уфимская глыба будет принадлежать образованиям еще более древнего архея (протоархея).

Западно-Украинская глыба аналогичного архейского возраста с субширотно-простирающимися аномалиями выявилась на междуречье Южного Буга и Днестра. Наконец, в верховьях Днепра наметился еще один, сравнительно небольшой по размерам Верхнеднепровский массив, «отколовшийся от Окско-Уфимской глыбы» (рис. 2).

На остальной части фундамента Русской плиты относительно более молодые складчатые пояса сохраняют единое субдолготное направление. Это не значит, однако, что все имеющиеся здесь складчатые образования сформировались в какую-то одну определенную эпоху, что и подтверждают непосредственно геологические наблюдения.

Таким образом, «то тектоническое сооружение, которое было создано складчатостью окско-уфимского направления, при указанной (субмеридиональ-

Р и с. 1

Простирия докембрийских пород в основании Восточно-Европейской платформы по А. П. Карпинскому [Архангельский, 1954]

1 — 4 — простирия:

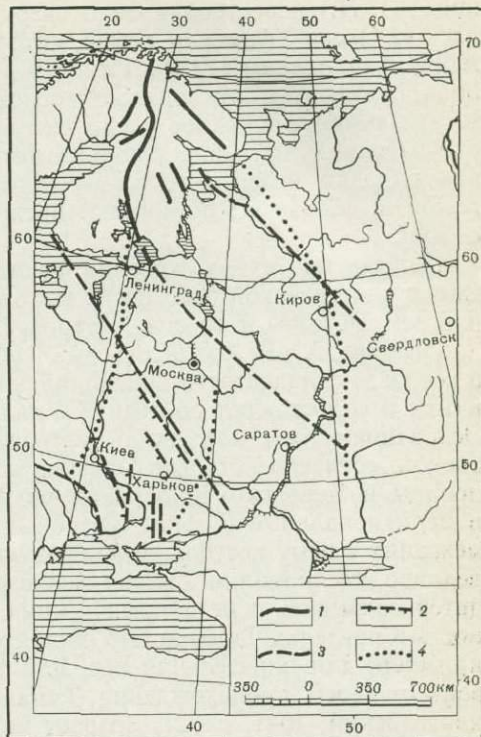
1 — карелид по непосредственным наблюдениям,

2 — магнитных аномалий,

3 — аномалий силы тяжести,

4 — докембрийских пород

по предположению А. П. Карпинского



Р и с. 2

Схема простирианий докембрийских пород Восточно-Европейской платформы [Архангельский, 1954]

1 — граница древнейших глыб;

2 — простирия древнейшей складчатости;

3 — простирия молодой докембрийской складчатости



ной.—А. Н.) перестройке было разрушено, однако не целиком, и от него осталась та Окско-Уфимская глыба, которая была уже очень давно предсказана А. П. Карпинским [1919]. Глыба эта при последующей складчатости играла роль платформы, отклонившей основное направление складок и создавшей то чрезвычайно сложное расположение их, которое передается нам картиной изображенных на нашей схеме магнитных хребтов и депрессий. На ней видно, как складки второго тектонического комплекса обтекают Окско-Уфимскую глыбу и, обойдя ее, принимают прежнее направление» [Архангельский, 1954, с. 254].

Изложенная схема строения фундамента Русской плиты идейно тесно связана с классической работой А. П. Карпинского «Об общем характере колебаний земной коры в пределах Европейской России» [Карпинский, 1919].

Позднее А. Д. Архангельский существенно изменил свои представления о возрасте складчатости докембрийских образований восточной части Русской плиты и сопоставлял последние с каледонским метаморфическим комплексом. Основанием тому послужили материалы более поздних магнитометрических съемок, согласно которым «близкие к широтным аномалии Подмосковной котловины и Керенско-Чембарских поднятий совершенно постепенно переходят в меридиональные и запад-северо-западные аномалии района Тимана и прилежащих к нему местностей и образуют с ними единую систему. Если это справедливо, то аномалии Тимано-Волжской системы в их происхождении приходится связывать с метаморфическими породами, которые выходят на поверхность в пределах Тимана. Это обстоятельство дает в наши руки геологический критерий для определения возраста той складчатой системы, с которой связаны в своем происхождении Тимано-Волжские магнитные аномалии» [Архангельский, 1941, с. 72]. Возраст метаморфических пород Тимана А. Д. Архангельский, вслед за А. Г. Вологдиным, считал кембрийским — отсюда возникло представление о Тимано-Волжской складчатой системе, или Тимано-Волгидах. Эта точка зрения не получила дальнейшего развития.

Следует, однако, заметить, что почти в каждой из работ А. Д. Архангельский считал необходимым оговориться, что в разрабатываемой им комплексной геолого-геофизической проблеме глубинного строения земной коры тогда еще не было никакого опыта и поэтому он многократно предупреждал о возможных ошибках из-за недостатка материала. Наибольшую трудность в проведении интерпретации геофизических данных, по его словам, «представляет решение вопроса, какие именно из мощной толщи докембрийских пород определяют в основном аномалии и как изменяется установившаяся система аномалий при повторной складчатости, идущей под углом к первоначальной» [Архангельский, 1954, с. 253].

В настоящее время, почти 40 лет спустя после опубликованной А. Д. Архангельским последней его схемы тектоники основания, видно, что и структура докембрия открытых участков не могла еще в то время служить прочной основой для экстраполяции на закрытый фундамент. А если учесть, что данные глубокого бурения о структуре закрытых частей были весьма незначительны, то станет понятной зависимость представлений о возрасте метаморфических комплексов пород под чехлом от существовавших тогда представлений о возрасте пород, выступающих на поверхности.

Современные успехи в развитии наук о Земле, выдвинувшие новые теоретические проблемы, открыли широкие перспективы изучения докембрия древних платформ. Ниже будет показано, что многие перечисленные выше обобщения А. Д. Архангельского весьма интересны и, несомненно, нуждаются

в дальнейшей разработке. Схема районирования докембрийского тектонического рельефа, составленная А. Д. Архангельским на основании анализа гравиметрических данных, прошла проверку временем и получила подтверждение прямыми наблюдениями. Намеченные контуры Восточно-Русской впадины, ограниченной с запада областью высокого стояния докембрийских структур, скрывают важные, еще не до конца расшифрованные закономерности пространственных и временных связей в строении древних платформ; эти связи проявляются не только в глубинном строении древних платформ, но также и в структуре их чехлов.

Дальнейшее изучение структуры докембрия древних платформ продолжалось в том направлении, которое наметил А. Д. Архангельский. Н. С. Шатский полностью разделял его концепцию о двух основных структурных элементах земной коры — складчатых областях и платформах. Эта концепция впервые позволила подразделить огромную территорию СССР на естественные тектонические единицы и графически изобразить их на «Схеме тектоники СССР», составленной А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским и опубликованной в 1933 г. [Шатский, 1964]. После смерти А. Д. Архангельского в 1940 г. Н. С. Шатский продолжал изучение структурных преобразований, сопровождающих развитие геосинклинальных областей, и превращения их в платформенные области.

В ходе становления земной коры он видел определенную направленность, выражающуюся в том, что фанерозойский мегахрон в целом характеризует разрастание площади платформ, а предшествующий докембрийский этап развития, наоборот, — широкое распространение геосинклинальных образований, которые занимают в докембрии «столь значительные площади, что первые зачатки платформ весьма отличались качественно от позднейшего их облика» [Шатский, 1964, с. 600].

Вместе с тем, так же как и А. Д. Архангельский [1941], Н. С. Шатский считал, что «в докембрии развитие складчатых систем и их превращение в платформы совершалось в основных чертах так же, как и в послерифейские «исторические» периоды жизни Земли, однако, чем древнее период, тем меньшие площади занимали платформы; платформы карелид, например Свекофеннийская, по своим размерам сходны с внутригеосинклинальными массивами позднейших этапов складкообразования, а не с огромными платформенными областями послекембрийских периодов» [1964, с. 422].

Тектоническая схема докембрийского основания Восточно-Европейской платформы, опубликованная Н. С. Шатским в 1941 г., а затем в 1946 г., раскрывает четыре периода в развитии структуры ее фундамента: архейский, саксаганский, карельский и рифейский. Карта открытой части структуры платформы была составлена Н. С. Шатским по данным исследований А. А. Полканова [1939], В. И. Лучицкого и И. А. Половинкиной [1940], закрытой — на основании геофизических материалов, обобщенных в многочисленных работах А. Д. Архангельского. К тому времени уже было достаточно обосновано важное положение о том, что «и гравитационные и магнитные аномалии в пределах Восточно-Европейской платформы, т. е. под довольно однородным осадочным чехлом, вызываются неоднородностью состава кристаллического основания, а не свойствами осадочного чехла» [Шатский, 1964, с. 388].

Н. С. Шатский считал, что основная часть фундамента платформы образована карельскими (протерозойскими) складчатыми системами, спаявшими в единую структуру более древние архейские массивы: Свекофеннийский и Воронежско-Украинский в запад-юго-западной половине платформы и мень-

шие по размерам Карельско-Финляндский, Беломорско-Норвежский и Волго-Уральский в восток-северо-восточной ее части. Наиболее молодой (рифейский) складчатый пояс приурочен к окраинам ранее консолидированных складчатых систем (рис. 3).

На тектонических картах СССР (1953 г.), СССР и сопредельных стран (1956 г.) и Европы (1962 г.), составленных большими коллективами геологов под руководством Н. С. Шатского (он был главным редактором всех трех карт), расчленение докембрийского основания древних платформ, как и на более ранних схемах, проведено по возрасту главной складчатости, т. е. по времени превращения геосинклинальных систем в платформы.

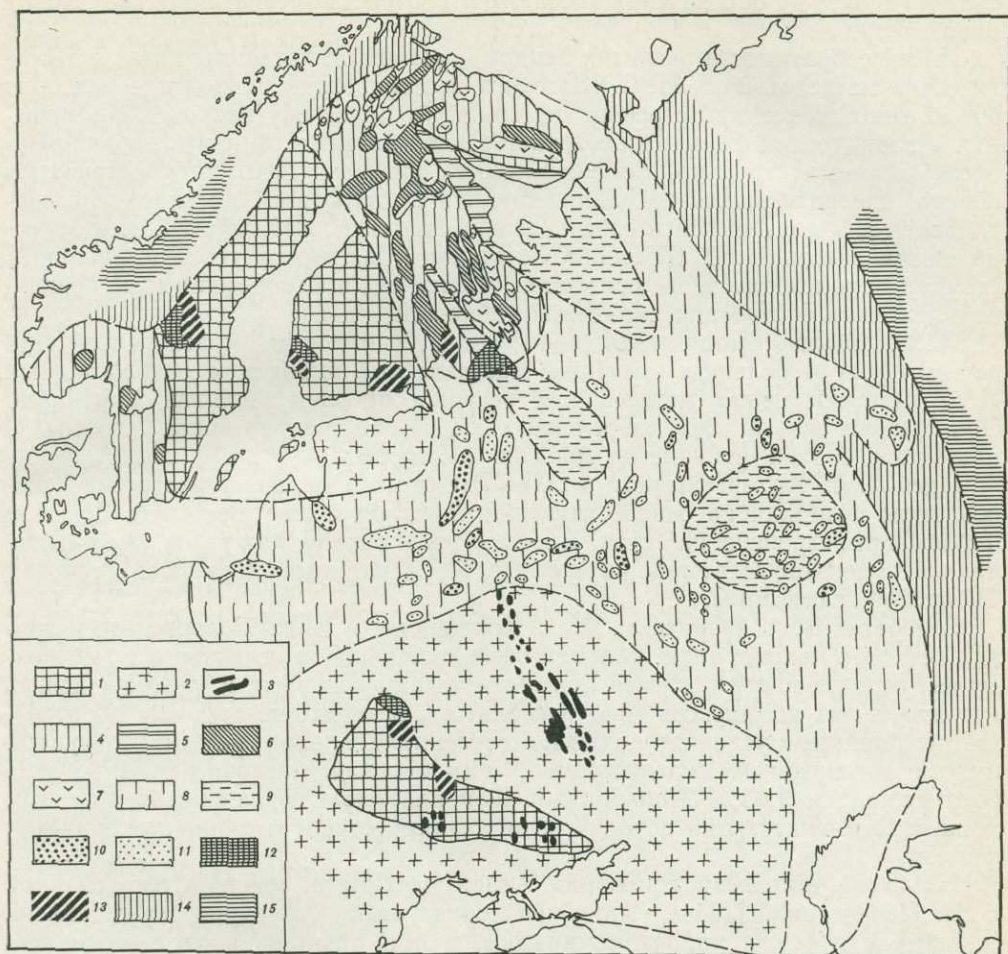
Составлению этих мелкомасштабных карт предшествовала детальная разработка метода формационного исследования структур складчатых поясов и платформенных областей. Н. С. Шатский показал, что с помощью этого метода выявляются важные особенности эволюции земной коры. Он считал, что развитие земной коры совершается не в виде циклов, похожих друг на друга, «а в виде единого процесса, хорошо прослеживаемого, во всяком случае, от протерозоя до наших дней, именно единого процесса, в котором каледонский, герцинский и альпийский этапы представляют лишь определенные стадии, не похожие буквально одна на другую» [Шатский, 1965, с. 197].

Н. С. Шатский неоднократно отмечал, что не только в каждой фанерозойской складчатой области выделяются определенные естественные ряды осадочных и вулканогенных формаций, составляющих закономерные последовательности, но также и в докембрии легко различаются все особенности, характерные для фанерозойских складчатых систем.

Вместе с тем Н. С. Шатский утверждал, что от докембрия до альпийской эпохи формации качественно непрерывно менялись. Так, формация докембрийских джеспилитов, по его мнению, является аналогом яшмовой формации; серию сланцев и песчаников грауваккового типа, несогласно перекрывающую криворожскую железорудную серию, он сравнивал с формацией аспидных сланцев, а положение залегающей под джеспилитами зеленокаменной формации считал аналогичным таковому в формационном ряду скандинавских каледонид. Таким образом, даже в таких древних отложениях, относящихся к нижнему протерозою или верхнему архею, он видел последовательности, сходные с той, которая хорошо вырисовывается в наиболее поздние времена.

Естественно, что и докембрийские формационные ряды изменяются с течением геологического времени в целом, как в целом меняется режим всей земной коры. Ряд признаков, однако, свойствен прежде всего раннедокембрийским комплексам. «К ним относятся высокий метаморфизм, охватывающий все образования докембрийских складчатых зон и приводящий к мигматизации и гранитизации больших пространств, своеобразна и морфология тектонических структур глубокого докембрия, недостаточно, впрочем, еще изученная» [Шатский, 1963, с. 468].

Сравнительно-тектонический анализ фанерозойских и докембрийских складчатых поясов привел Н. С. Шатского к заключению о том, что «послерифейская эпоха охватывает лишь небольшую часть истории земной коры и тем более — времени существования Земли, как планеты. Послерифейская история составляет не более одной пятой или одной шестой части всей истории сиалической оболочки, более же вероятно, что так называемое доисторическое развитие земной коры продолжалось не в 4—5 раз дольше исторического, т. е. послерифейского этапа ее эволюции, хорошо распознаваемого в геологической летописи, а было еще более длительным» [1963, с. 467]. Этот вывод был



Р и с. 3
Строение докембрийского основания Восточно-Европейской платформы [Шатский, 1964]

- | | |
|---|---|
| 1 — 2 — докарельские (архейские) массивы: | 8 — область карельской складчатости под осадочным чехлом; |
| 1 — выходящие на поверхность, | 9 — внутрикарельские массивы под осадочными образованиями; |
| 2 — покрытые осадочным чехлом; | 10 — аномалии Z_0 — 100—2500 γ; |
| 3 — саксаганиды (железистые кварциты), аномалии Z_0 — 10000 — 20000γ (магнетитовые кварциты — магнитные хребты Курских аномалий); | 11 — аномалии Z_0 — 200—1000 γ; |
| 4 — область карельской складчатости, обнажающаяся на поверхности; | 12 — иотийские (овручские) песчаники; |
| 5 — внутрикарельские массивы на поверхности | 13 — рапакиви; |
| 6 — выходы осадочного карельского комплекса; | 14 — область распространения рифейской складчатости (гиманиды, спарамит); |
| 7 — выходы эффузивного карельского комплекса; | 15 — вероятное распространение рифейских формаций типа внутренних частей геосинклинальной области |

сделан задолго до определения абсолютного возраста древнейших сиалических пород Земли.

Идея необратимости развития земной коры яркой нитью проходит в теоретических исследованиях Н. С. Шатского. Исторический подход к пониманию общих закономерностей строения земной коры помог ему раскрыть соотношения тектонических форм в пространстве и во времени, выявить неравномерность развития структур, незавершенность развития некоторых складчатых поясов, превратившихся на ранних стадиях в платформы, явления унаследованности и наложенности в соотношениях структур. Исключительно интересна также мысль Н. С. Шатского о том, что заложение геосинклинальных структур происходит на гетерогенном основании, предопределяющем первичные различия в строении складчатых областей.

Исследования, выполненные в последние десятилетия, красноречиво свидетельствуют о большом значении теоретических выводов и разработанных Н. С. Шатским новых методов для решения проблем геологии докембрия. Они лежат в основе всех современных работ, рассматривающих строение и историю развития фундамента древних платформ.

Идеи А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского о двучленном строении земной коры возникли на основе изучения западной части Советского Союза и прилежащих европейских стран. Вместе с тем к началу 50-х годов уже определились и некоторые весьма интересные черты раннедокембрийской геологии Сибирской платформы.

В работах В. А. Обручева, Д. С. Коржинского, Е. В. Павловского и других геологов мощные многокилометровые толщи пород осадочного происхождения, чередующиеся с пластообразными телами основных и ультраосновных магматогенных комплексов типа «офиолитов», рассматриваются как образования, возникшие в условиях архейского геосинклинального режима, завершившегося интенсивной складчатостью, образованием многочисленных, очень богатых калием (9,83%) [Коржинский, 1939] пластовых тел аляскитов, массовым процессом мигматизации пород и общим повсеместным «глубинным» метаморфизмом.

На схеме тектоники докембрия Алданского щита, впервые составленной Е. В. Павловским [1944], линейная складчатая структура представлена сочетанием простых по форме синклиналий и антиклиналий с вертикальными или наклонными осевыми плоскостями и ундулирующими шарнирами. Ширина этих тектонических форм первого порядка не превышает 10—20 км, их протяженность измеряется многими десятками километров. Эти структуры первого порядка осложняются локальными мелкими складками, местами изоклинальными, разлинзованием отдельных пластов и пачек, будинаж-структурами, а также куполовидными формами типа гранитных диапиров Е. Вегмана, заметно развитыми в западной части Алданского щита и, по-видимому, связанными с более поздней раннепротерозойской переработкой архейского фундамента. Дифференциация структуры фундамента Сибирской платформы на две категории возникла в раннепротерозойский этап развития. Роль платформенных элементов в это время играли Алданский и Анабарский массивы, не затронутые или слабо затронутые послеархейскими тектоническими и магматическими преобразованиями [Павловский, 1948].

Таким образом, из изложенного видно, что обширные региональные и теоретические исследования тектоники фундамента древних платформ до пятидесятих годов были тесно связаны идейно с теорией геосинклиналей, ставшей к тому времени ведущей геологической концепцией, раскрывающей общие

закономерности становления структуры земной коры, происхождения материков и океанов [Кропоткин, 1953, 1956].

Вместе с тем в начале 50-х годов появились новые данные о составе наиболее древних осадочных пород Земли и об условиях формирования земной коры в архее [Фролова, 1951, 1962], существенно изменившие некоторые представления о развитии земной коры в докембрии. Детальное изучение оригинальных по составу архейских метаморфических комплексов и их соотношений с гранитами, выявление большой роли процессов гранитизации и ультраметаморфизма при формировании архейских гранитов привели Н. В. Фролову [1951] к выводу о том, что дифференциация внутреннего вещества земного шара в преархейское время не дошла до образования сиалической оболочки, а дала лишь внешнюю зону симатического типа, состоящую из безоливиновых и оливиновых базальтов.

Эта гипотеза Н. В. Фроловой оказала заметное влияние на дальнейшие исследования, посвященные выявлению стиля тектонического развития материковой коры на ранних стадиях формирования ее гранитно-метаморфической оболочки [Павловский, 1962; Марков, 1962; Павловский, Сарков, 1963].

Рассматривая историю развития структуры раннего докембрия Канадского щита в сравнении со щитами других континентов, Е. В. Павловский и М. С. Марков пришли к заключению об особом тектоническом режиме, господствовавшем в начальную стадию становления сиалической оболочки. Эта стадия характерна обширными излияниями лав базальтов и андезитов, накоплением толщ граувакк и железисто-кремнистых хемогенных пород, формированием изометричных брахиформных структур куполов в условиях слабо дифференцированных вертикальных движений, неравномерно проявленного метаморфизма, мигматизации и гранитизации пород субстрата. Эта стадия, получившая название нуклеарной [Павловский, 1962], знаменует начало возникновения гранитного слоя за счет гранитизации базальтовой коры и ее осадочного чехла [Марков, 1962]. Время формирования нуклеарных структур охватывает 1—1,5 млрд. лет. На разных континентах их развитие завершается на разных временных уровнях: от 3,5 на Украинском щите до 2,6 млрд. лет назад на Гвианском [Павловский, 1975].

Дальнейшую эволюцию «базальтово-андезитовой» коры определяет степень консолидации в процессе гранитообразования. На «жестком» Канадском щите возникают шовные структуры тимискамингского типа, на Алданском и Балтийском (в Беломорье), где процессы гранитизации в нуклеарную стадию были проявлены слабо, в этих местах развиваются протогеосинклинали с системами линейных складчатых структур.

Так или иначе, после значительного перерыва, нередко сопровождавшегося образованием коры выветривания, нуклеарные и протогеосинклинали структуры вступают в так называемое протоплатформенное развитие, завершающееся возникновением своеобразных чехлов, накладывающихся как на нуклеарные, так и на протогеосинклинали тектонические формы [Павловский, 1964]. Чехлы протоплатформ заметно отличаются от платформенных чехлов неогей. На протоплатформах среди них нередко возникают изолированные гранито-гнейсовые купола. В зонах перикратонных опусканий они подвергаются напряженной складчатости, а также метаморфизму разной глубинности. В некоторых случаях и фундамент, и чехол протоплатформ вовлекаются в процессы разнообразного по составу и происхождению плутонизма.

С протоплатформенной стадией связано заложение вдоль глубинных разломов геосинклиналичных трогов, расчленяющих гранитизированный нукле-

арный или протогеосинклинальный фундамент. Эти геосинклинальные трогги возникают на разных этапах существования протоплатформ; они могут закладываться непосредственно на нуклеарном базитовом фундаменте после его гранитизации, и на образованиях протоплатформенного чехла, отложения которого оказываются в основании наложенных структур трогов.

Все изложенное выше показывает, что автор термина «нуклеарная стадия» придает большое значение новообразованным формам, каждый раз раскрывающим необратимый ход развития материковой коры. Нетрудно заметить, что рассмотренная концепция развития земной коры ставит под сомнение применимость теории геосинклиналей, как она была сформулирована Э. Дэна и Ф. Холлом, а позднее — А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. Е. В. Павловский, развивая идеи Э. Ога, полагает, что основная часть гранитно-метаморфического слоя Земли возникла в условиях протоплатформенного тектонического режима при устойчивых и длительных проявлениях вертикальных движений преимущественно положительного знака, захватывающих все большие площади в ходе времени [Павловский, 1975].

Эта концепция, изложенная в многочисленных статьях Е. В. Павловского, получила дальнейшее развитие в трудах некоторых тектонистов Геологического института АН СССР [Муратов, 1965, 1966; Гафаров, 1963, 1965, 1970; Лейтес, 1965; Лейтес и др., 1970; Палей, 1965, 1971, 1973; Федоровский, 1972; и др.].

Среди работ, в которых рассматриваются вопросы пространственной и временной необратимости развития структуры земной коры с позиций, отстаивающих жизнеспособность теории геосинклиналей, обращают на себя внимание исследования Н. А. Штрейса.

Анализ возраста складчатых систем и структуры фундамента древних и молодых платформ (с архея до настоящего времени) позволил ему сделать интересные обобщения глобального масштаба [Штрейс, 1964]. В то время, когда в северном Лавразийском ряду вместе с зоной Тетиса в течение фанерозоя происходили мощное развитие и замыкание геосинклинальных систем и присоединение их к ранее возникшим платформам, в южном Гондванском ряду такое завершение геосинклинального процесса в фанерозое или отсутствовало совсем, или было выражено на сравнительно малой площади.

В рифейское время геосинклинальный процесс в южном и северном рядах осуществлялся в противоположных направлениях: в южном ряду широко распространились складчатые сооружения рифейского возраста, в северном — они занимают сравнительно ничтожные площади.

На основании этого эмпирического вывода Н. А. Штрейс высказал предположение о выделении в развитии структуры земной коры по крайней мере еще двух мегахронов, выявляющих те же самые закономерности. В дорифейском мегахроме с нижней границей 2500—2700 млн. лет назад происходило формирование завершенных складчатых систем в северном ряду, где особенно хорошо выражены карелиды и складчатые сооружения гуронского возраста. В южном ряду замыкание геосинклинальных складчатых систем соответственного возраста было очень ограниченным. Наиболее древний мегахрон отвечает архею, нижняя граница которого в настоящее время неясна. Эта закономерность названа биполярным развитием земной коры [Штрейс, 1964].

В работе более позднего времени, совместной с В. В. Миннером, Н. А. Штрейс высказал предположение о том, что неравномерность, охватывающая северный и южный ряды развития в пределах крупных мегахронов, связана с различной скоростью формирования гранитно-метаморфического

слоя, возникновение которого приводит к замыканию геосинклинальных систем. В течение каждого намеченного мегахрона она больше в одном из двух рядов, что выражается повышением тектонической активности и замыканием соответствующих геосинклинальных систем. Такое попеременное возрастание тектонической активности в противоположных полусферах указывает на особого рода периодичность в становлении земной коры. Эта периодичность предложена в качестве общего принципа для построения геохронологической шкалы докембрия и фанерозоя [Меннер, Штрейс, 1971].

Современные материалы по датированию возраста горных пород и корреляции докембрийских комплексов разных континентов подтверждают справедливость предложенного расчленения геологической летописи Земли на четыре мегахрона.

Итак, к середине 60-х годов наметилось два направления, по-разному определяющие тектонические условия, сопровождавшие становление гранитно-метаморфического слоя Земли в докембрии. Сторонники одного направления считают, что этот процесс связан со сквозным развитием геосинклинального режима, тогда как другого — полагают, что геосинклинальному процессу предшествовал протоплатформенный режим интенсивного проявления гранитизации (кратонизации) и ультраметаморфизма. Вместе с тем и тех, и других исследователей объединяет общая идея о направленном развитии земной коры по пути превращения коры океанического типа в сиалическую кору материков, в наиболее типичном виде представленную на древних платформах.

В работах М. В. Муратова [1965, 1970] намечена попытка соединить в единую систему основные положения отмеченных двух тенденций. Полагая, что процесс образования сиалической коры связан с геосинклинальным развитием, М. В. Муратов различает пять «главнейших платформообразующих эпох складчатости», которые охватывали большинство древних платформ примерно в одинаковые интервалы времени (рис. 4). Намеченные эпохи складкообразования завершали крупные мегастадии становления «толстой платформенной коры», возникавшей в результате разнообразных процессов, связанных с гранитоидным магматизмом.

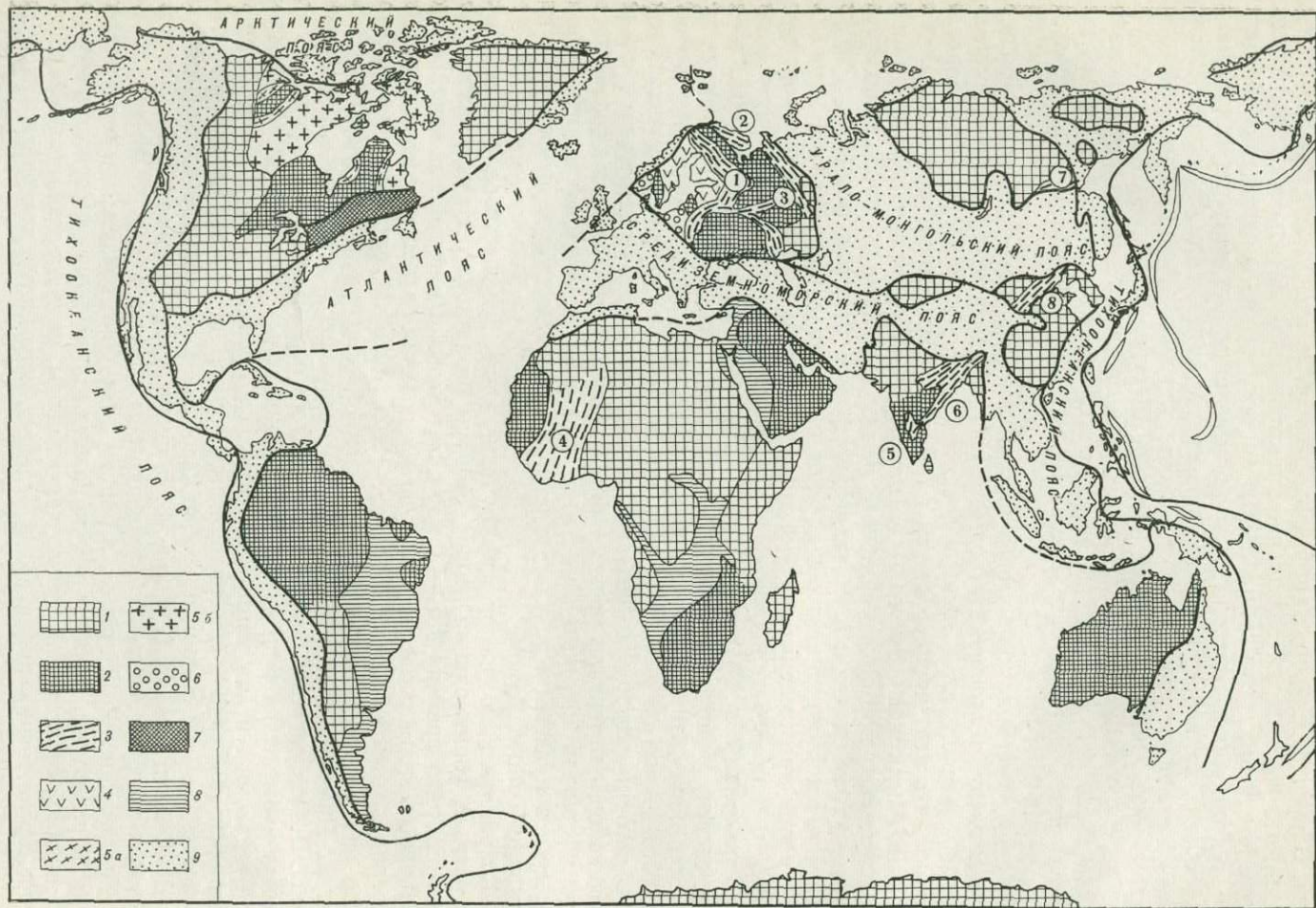
Возникновению протоплатформенной коры предшествовала древнейшая мегастадия формирования первичной коры базальтового состава, охватывающая интервал времени 4,5—4,0 млрд. лет назад. Развитие первичной земной коры осуществлялось в два этапа: до образования гидросферы и после возникновения водной оболочки [Страхов, 1962]. М. В. Муратов предлагает выделить первый этап существования земной коры под названием лунного (по А. Павлову [Pavlow, 1922]) от следующего за ним — нуклеарного (по Е. В. Павловскому), характеризующегося особыми условиями подвижности земной коры, отличными как от геосинклинальных, так и от платформенных.

Вторая, архейская мегастадия связана с образованием протоплатформ на обширных площадях. Особенности тектоники, магматизма и метаморфизма, свойственные этой стадии, подробно изложены в рассмотренных выше работах Е. В. Павловского, М. С. Маркова, а также А. М. Лейтеса [1965]. В эту мегастадию сформировались палеоавлакогены [Лейтес и др., 1970].

Геосинклинальный процесс в раннем докембрии следует за протоплатформенным развитием. Вместе с тем на разных этапах эволюции земной коры этому процессу свойственны специфические черты, не повторяющиеся в ходе времени. Протогеосинклинали архея отличает морфология тектонических форм, степень метаморфизма пород и ряд других особенностей, не характерных для более поздних геосинклинальных систем. После завершения складчатости и



3229



магматизма протогеосинклинали превратились в структуры типа срединных массивов: Беломорского, Кольского, Алдано-Анабарского, оз. Верхнего, Слейв и др.

После того как протоплатформенная кора достигла большой мощности и жесткости, начинается третья, ранне-среднепротерозойская мегастадия формирования «костровов древних платформ». Эта мегастадия характеризуется раздроблением протоплатформ и следующим за ним заложением и развитием систем геосинклинальных трогов, как это было показано на примерах различных щитов мира в работах Е. В. Павловского, а для закрытой части Русской плиты — Р. А. Гафаровым [1963, 1970].

Анализ структурно-формационных особенностей и закономерностей пространственного размещения Свекофенской системы (см. рис. 4) привел М. В. Муратова к интересному выводу о том, что свекофенский осадочно-вулканогенный комплекс принадлежал чехлу протоплатформы, игравшей по отношению к карельской системе роль срединного массива. Свекофенская система отличается отсутствием складчатого основания, широким развитием явлений гранитизации, слабым развитием орогенных комплексов. Свекофенский срединный массив пространственно тесно связан с карельской геосинклинальной системой. Аналогичное положение, по М. В. Муратову, занимает огромный массив бассейна р. Черчилль, окаймленный гудзонскими складчатыми поясами.

Развитие четвертой и пятой стадий происходило в течение рифея, в интервале от 1,7—1,6 до 0,7—0,55 млрд. лет назад. Наиболее полно рифейские геосинклинальные системы представлены в Гондванском ряду платформ образованиями Катангского, Аравийского и Бразильского поясов (см. рис. 4), подробно охарактеризованных в работе Н. А. Штрейса [1964]. Эти складчатые пояса заложились в раннем протерозое и прошли более длительный путь развития по сравнению с геосинклинальными системами Лавразийского ряда («запоздалые карелиды»). Унаследованный стиль развития Гондванских поясов сопровождался неоднократной складчатостью, особенно ярко проявившейся в рифее. В этих поясах слабо развиты явления рифейского гранитоидного магматизма и метаморфизма и, напротив, заметно распространены орогенные комплексы конца рифейского времени.

К началу 60-х годов на основе исследований глубинного строения земной коры методом ГСЗ широко распространилось представление о слоисто-блоковой структуре земной коры и верхней мантии. В свете новых геосфизических

Рис. 4

Схема расположения древних платформ и докембрийских складчатых систем и поясов [Муратов, 1970]

- | | |
|---|---|
| 1 — древние (дорифейские) платформы нерасчлененные; | 8 — Утай-Хуто; |
| 2 — архейские массивы в пределах древних платформ; | 4 — Свекофенская система; |
| 3 — нижне-среднепротерозойские (карельские) складчатые системы: | 5: |
| 1 — Карельская, | a — Гудзонская система, |
| 2 — Кольская, | б — гранитизированные массивы, связанные с Гудзонской системой; |
| 3 — Волжско-Камская, | 6 — Дальсландская система; |
| 4 — Биримская, | 7 — система Гренвиль; |
| 5 — Дарварская, | 8 — внутригондванские складчатые пояса; |
| 6 — Восточно-Гатская, | 9 — большие геосинклинальные пояса рифейской эры: Средиземноморский, Атлантический, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, Арктический |
| 7 — Усть-Гиллюйская (Станового хребта), | |

материалов о строении земной коры большое значение для понимания внутренней структуры фундамента древних платформ имели исследования А. В. Пейве [1961], в которых он касается интерпретации глубинной структуры континентов, океанов и геосинклинальных областей докембрия и фанерозоя.

Интерпретируя профили ГСЗ Балтийского щита, а также восточной части Русской плиты, А. В. Пейве пришел к выводу, что горизонтальные или субгоризонтальные поверхности, отражающие сейсмические волны, являются поверхностями тектонического расслаивания. Подобно тому, как тектонически расслоены пологолежащие пластины гнейсов докембрия в каледонских шарьяжах Швеции и Норвегии, так и глубинные слои, согласно А. В. Пейве, разделяют поверхности, вдоль которых происходили горизонтальные перемещения древнейших геологических комплексов. Поверхности раздела выделяются как в породах однородного состава, так и среди разнообразных геологических образований. Тектоническое расслаивание могло происходить в фундаменте древней платформы на стадии геосинклинального развития и после консолидации структуры фундамента и образования континентальной коры; оно может охватывать и верхнюю мантию. Движения вдоль поверхностей расслаивания сопровождалась покровами, надвигами и сдвигами, а в жесткой континентальной коре обновлением древних надвиговых швов или формированием структур растяжения — различных грабенообразных форм. Эти выводы А. В. Пейве оказали большое влияние на изменение взглядов в сторону признания ведущей роли горизонтальных движений при формировании структуры земной коры не только в фанерозое, но также и в докембрии. Они приобрели особое значение после того, как в конце 60-х годов в науках о Земле появилось новое направление, согласно которому важное место в строении и развитии континентов имели образования океанической коры геологического прошлого [Пейве, 1969; Пейве и др., 1976]. Это направление возникло на основе анализа геологических формаций и тектоники фанерозойских складчатых поясов и океанических областей, и в последние годы захватило и докембрий древних платформ.

Сравнительный структурный анализ раннедокембрийских комплексов восточной части Балтийского щита, района КМА и Украинской железорудной провинции, проведенный А. С. Новиковой, показал, что внутренняя структура поясов, сложенных фрагментами разреза базит-гипербазитовой ассоциации, характеризуется чешуйчатым строением, определяемым многочисленными глубинными надвигами, в совокупности составляющими самостоятельный класс структур типа чешуйчатых моноклиналей. Эти чешуйчатые структуры представляют собой фронтальные части аллохтонных пластин; они сохранились в виде реликтовых форм, образующих вместе с телами гранитоидов структуру ее континентальной оболочки. В работах А. С. Новиковой [1969, 1971, 1975] раскрыта сопряженность явлений глубинно-надвигового структурообразования с начальными стадиями гранитоидного магматизма.

Проведенный анализ тектоники открытых частей фундамента Восточно-Европейской платформы опровергает представление о том, что зеленокаменные пояса возникали на гнейсовом основании в виде линейных узких трогов и, напротив, свидетельствует о том, что эти породы являются фрагментами коры океанов геологического прошлого, подобно тому, как это выявлено для фанерозойских складчатых поясов [Пейве, 1969]. Данные о вторичной природе гранитно-метаморфического слоя выявили необходимость пересмотра существовавших представлений о стратиграфических соотношениях между раннедокембрийскими метаморфическими комплексами и древнейшими гранитоидами.

В работе Р. А. Гафарова [1976] на основе материалов по структуре докембрия щитов проинтерпретированы и обобщены данные геофизических исследований и глубокого бурения закрытой части фундамента Восточно-Европейской платформы. Составленная им карта масштаба 1 : 2 500 000 раскрывает внутреннее строение фундамента всей платформы. В ее закрытой части, как и на щитах, околтурены многочисленными архейские «нуклеарные» массивы, опоясанные ранне- и среднепротерозойскими складчатыми системами и байкалидами, приуроченными к периферии древнего основания платформы. Карта строения фундамента Восточно-Европейской платформы, а также схемы тектоники Сибирской и Северо-Американской платформ, составленные Р. А. Гафаровым, позволили провести сравнительный анализ структуры докембрия древних платформ Лавразийского ряда и показать, что на всех рассмотренных платформах гранитно-метаморфический слой формировался в архее и протерозое в ходе геосинклинального развития и последующего его латерального перераспределения в результате горизонтальных перемещений.

В последнее десятилетие в связи с успехами детальных региональных и тематических исследований и возникновением новых методов изучения докембрийских образований появилась возможность коррелировать геологические события на огромных пространствах и восстановить единый процесс развития земной коры, начиная с самых ранних стадий становления ее оболочек. Ведь широко известно, что докембрийские образования занимают подавляющую часть суши Земли (80%), а время их формирования охватывает более 85% геологического летоисчисления.

В начале десятой пятилетки в Геологическом институте АН СССР была выдвинута самостоятельная проблема по изучению древнейших этапов формирования земной коры континентов. В соответствии с составленной программой предусмотрена ее разработка по трем самостоятельным разделам, охватывающим литологические, стратиграфические и тектонические аспекты исследования.

Результаты работ по тектонической части проблемы изложены в ряде отдельных публикаций, раскрывающих стадийность формирования раннедокембрийской континентальной коры [Новикова, 1971, 1975], особенности заложения и развития деструктивных форм в раннем докембрии [Лейтес и др., 1970], специфические черты становления раннедокембрийской континентальной коры юга Сибирской платформы [Лейтес, Федоровский, 1977], тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы [Гафаров и др., 1978].

Применение нового принципа структурного анализа, разработанного при составлении Тектонической карты Евразии, к раннедокембрийским образованиям позволило по-новому рассмотреть вопросы созидания и развития континентальной коры в докембрии и показать роль горизонтальных перемещений в процессе ее становления.

Эти положения в более полном виде раскрыты в сборнике монографического типа, посвященном тектонике фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Во введении к этой книге, составленной под руководством Н. А. Штрейса, сформулированы основные принципы, разработанные в процессе тектонических исследований различных регионов фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ участниками авторского коллектива [Тектоника..., 1978].

Наиболее важные из них следующие: для всех эпох докембрия океаническая кора является первичной по отношению к континентальной коре. Формирование континентальной коры происходит в процессе геосинклинального раз-

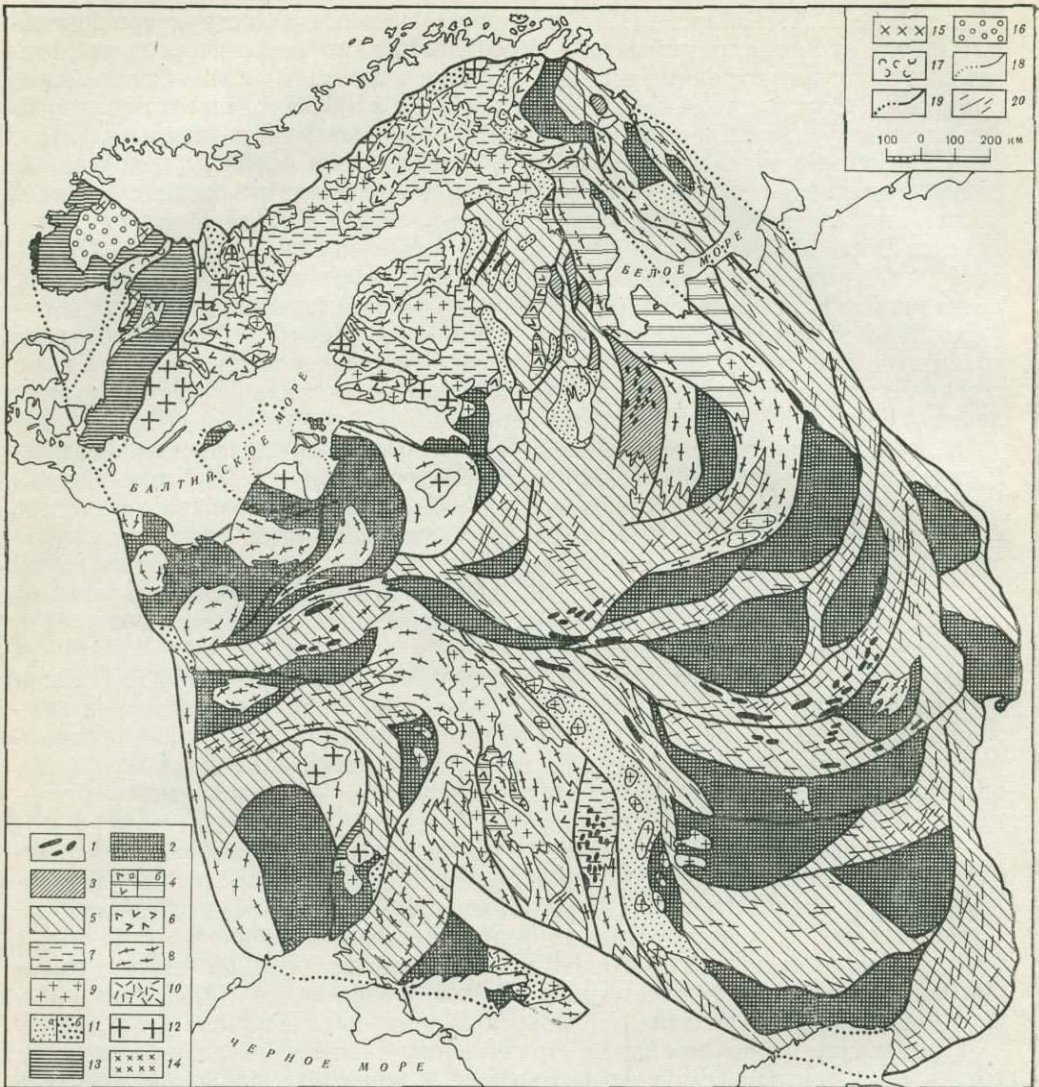


Рис. 5
Тектоническая карта докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.
 Составили С. В. Богданова, Р. А. Гафаров, А. С. Новикова, А. А. Савеллев

Континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (1,7—1,6 млрд. лет назад).

1—2 — комплексы протометаморфического слоя, образовавшегося в архее (к 3,5—3,0 млрд. лет):

1 — меланократовый фундамент (гипербазиты, габбро, габбро-анортозиты),

2 — меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической и переходной стадий нерасчлененные, подверг-

шиеся раннепротерозойской гранитизации и регрессивному метаморфизму;

3—11 — комплексы становления и развития гранитно-метаморфического слоя:

3 — океанической стадии (до 2,7 млрд. лет),

4—9 — переходной стадии:

4 — вулканогенные и осадочные островных дуг

(а) и краевых морей (б),

5 — амфиболит-плагногранит-гнейсовый и диорит-гнейсово-мигматитовый (2,9—2,7 млрд. лет),

вития. Процесс этот неравномерно охватывает во времени и в пространстве различные сегменты земной поверхности. Рост оболочек земной коры тесно связан с горизонтальными движениями, обуславливающими как прогрессивное разрастание континентальной коры, так и ее деструкцию.

Первая часть книги «Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ» посвящена тектонике Балтийского щита и восточной части Русской плиты. В коллективной работе Н. А. Штрейса, А. С. Новиковой, А. А. Савельева, Г. Л. Горощенко и В. П. Мартыновой на примере анализа Свекокарельского сегмента Балтийского щита показан процесс прогрессивного роста гранитно-метаморфического слоя. Намеченные внутри этого сегмента пластины, прошедшие в разное время сначала океаническую, а затем — переходную к континентальной стадии развития, оказались латерально сближенными. Нередко в зонах сочленения разновозрастных пластин прослеживаются узкие полосы разрезов океанического типа чешуйчато-надвигового строения. Развитие Свекокарельского сегмента завершилось заложением рифтогенных структур. В статье А. С. Новиковой и Св. А. Сидоренко выявлены своеобразные черты строения Свеконорвежской провинции Балтийского щита, с характерным сокращенным типом разреза континентальной коры. Этот вывод, полученный на основе историко-геологического анализа структуры, в целом хорошо согласуется с данными изотопной геологии, суммированными в специальной статье, написанной К. А. Клитиным. На основании обобщения дат многочисленных определений возрастов метаморфических и магматических пород, проведенных Rb/Sr и U/Pb методами в различных лабораториях мира, К. А. Клитин показал, что земная кора в западной части Скандинавии формировалась на протяжении многих сотен миллионов лет, охватывающих ранний и средний рифей.

В работе С. В. Богдановой и Р. А. Гафарова впервые описана история формирования континентальной коры фундамента восточной части Русской плиты (рис. 5). Проведенное ими геолого-геофизическое районирование позволило наметить в пределах Волго-Уральской области существенные отличия эволюции эндогенных процессов в архейских срединных массивах и линейных позднеархейско-раннепротерозойских складчатых зонах.

Во второй части книги рассмотрено строение и история формирования континентальной коры Сибирской платформы. А. М. Лейтес и В. С. Федоровский составили принципиально новую тектоническую карту Алданского щита. Названные исследователи ввели понятие протометаморфического слоя, древнейшего протоконтинента, сформировавшегося к рубежу 3 млрд. лет тому назад в результате магматических и метаморфических преобразований пород

- 6 — осадочно-вулканогенные островных дуг (2,6—1,9 млрд. лет),
- 7 — преимущественно сланцевые краевых морей (2,6—1,9 млрд. лет),
- 8—9 — плагногранит-гнейсовой и гранодиорит-гранитной формаций (2,3—1,9 млрд. лет):
- 8 — автохтонных,
- 9 — аллохтонных,
- 10—11 — континентальной стадии:
- 10 — вулcano-плутонические (1,7—1,6 млрд. лет),
- 11 — молассы:
- а — ранние,
- б — поздние;
- 12 — гранитов рапакиви.

- Континентальная кора, образовавшаяся в рифее.
- 13 — комплексы океанической и переходной стадий нерасчлененные;
- 14 — гранодиорит-гранитный аллохтонный комплекс;
- 15 — комплекс щелочных гранитов (0,9 млрд. лет);
- 16 — комплекс ранних моласс;
- 17 — валоженные комплексы грабена Осло.
- Прочие знаки.
- 18 — границы комплексов;
- 19 — тектонические швы;
- 20 — оси магнитных аномалий

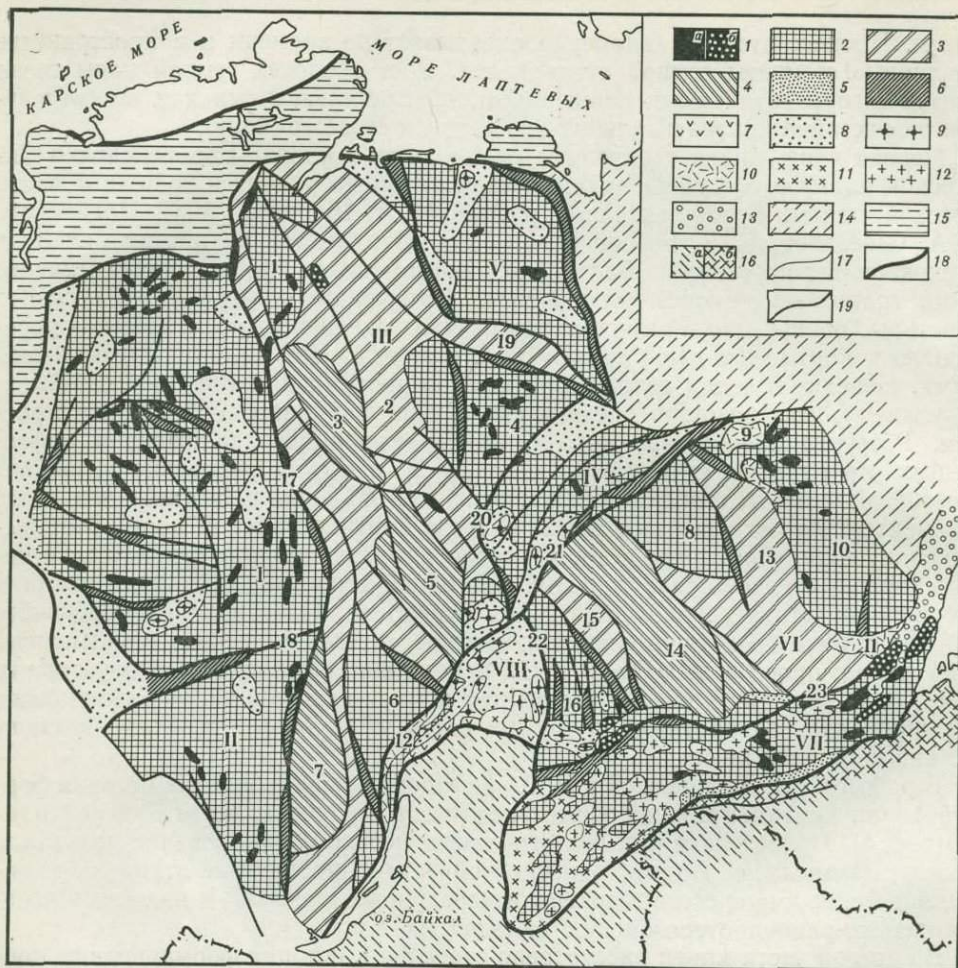


Рис. 6

Тектоническая карта дорифейского фундамента Сибирской платформы.

Составили Р. А. Гафаров, А. М. Лейтес, В. С. Федоровский, Ю. И. Прозоров, М. С. Савинская, К. А. Савинский в 1976 г. [Тектоника..., 1978]

Континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (1,8—1,6 млрд. лет назад).

1—4 — комплексы протометаморфического гранулит-базитового слоя, образовавшегося в архее (к 3,5—3,0 млрд. лет назад):

1 — меланократовый фундамент:

а — массивы и тела гипербазитов, метагаббро, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и кристаллических сланцев,

б — массивы анортозитов и габбро-анортозитов,

2 — меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической стадии нерасчлененные, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и повторному регрессивному метаморфизму (2,4—1,7 млрд. лет),

3—4 — метаморфизованная архейская осадочно-вулканогенная оболочка первичной земной коры:

3 — аналоги образований океанической стадии с преобладанием базальтоидов,

4 — аналоги образований зрелой океанической и переходной стадий нерасчлененные, с широким развитием первично осадочных компонентов;

5—13 — комплексы становления и развития гранитно-метаморфического слоя:

5 — осадочно-вулканогенные океанической стадии (до 2,6 млрд. лет),

6 — осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые рифтогенные шовных прогибов (3,0—2,5 млрд. лет),

«протобазальтового» слоя и его осадочно-вулканогенной оболочки. Они впервые обосновали важное положение о том, что зрелая континентальная кора образовалась лишь к концу раннего протерозоя (к рифею), когда возник крупный континентальный массив. Особый интерес представляют палинспастические построения А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского, впервые на конкретных примерах показавших латеральное распределение палеоструктур в древнейшей системе «океан — континент». При этом выяснилось, что раннепротерозойские аналоги фанерозойских миогеосинклинальных отложений накапливались в широкой краевой зоне протоконтинента в виде толщ континентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов на гранулит-базитовом протометаморфическом слое, а не на континентальной коре, свойственной основанию фанерозойских миогеосинклинальных структур. В этом существенное отличие фанерозойского этапа развития от раннедокембрийского. На многих других примерах в работе показано, что при корреляции аналогичных структурно-формационных комплексов раннего докембрия и фанерозоя необходимо учитывать качественные изменения, происходившие в ходе направленной эволюции вещества и геологических событий в истории Земли.

Становление континентальной коры и оформление структуры Алданского щита происходило в тесной связи с горизонтальными перемещениями крупных литосферных плит.

Обобщение геолого-геофизических материалов позволило Р. А. Гафарову, А. М. Лейтесу, В. С. Федоровскому и другим исследователям выделить в фун-

- 7—9 — переходной стадии:
- 7 — островодужные осадочно-вулканогенные известково-щелочные с карбонатной формацией в верхах разреза (2,6—2,0 млрд. лет),
- 8 — флишодные и пестроцветные песчанико-сланцевые и карбонатные протоконтинентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов (2,6—2,0 млрд. лет),
- 9 — аллохтонных гранитоидов плагиогранито-гнейсовой и гранитной формаций (2,0 — 1,7 млрд. лет),
- 10—13 — комплексы континентальной стадии:
- 10 — вулканоплутонические, сочетающиеся с поздней молассой, — показатели становления дорифейской зрелой континентальной коры (1,8—1,6 млрд. лет),
- 11—12 — тела гранитоидов и щелочных магматических образований:
- 11 — раннепалеозойских,
- 12 — позднепалеозойских и позднемезозойских,
- 13 — вулканоплутонический позднемезозойский;
- 14 — нерасчлененная дорифейская континентальная кора под мощными складчатыми толщами шельфов и склонов позднего докембрия — мезозоя.
- Молодые континентальные коры нерасчлененные (обрамление Сибирской платформы).**
- 15 — позднедокембрийская — палеозойская (?);
- 16 — а — раннепалеозойская,
- б — мезозойская.
- Прочие знаки.**
- 17 — границы комплексов;
- 18 — тектонические швы;
- 19 — крупные разломы, структурные швы.

Сегменты.

- I — Тунгуский,
- II — Нижнеангарский,
- III — Анабаро-Байкальский,
- IV — Вилюйский,
- V — Оленекский,
- VI — Чарско-Алданский,
- VII — Становой,
- VIII — Бодайбинский.
- Складчатые области и зоны сегментоз.**
- 1 — Нижнекотуйская,
- 2 — Анабаро-Мирненская,
- 3 — Верхнеоленинская,
- 4 — Тунгская,
- 5 — Ботуобинская,
- 6 — Киренская,
- 7 — Усть-Кутская,
- 8 — Синская,
- 9 — Нижнеамгинская,
- 10 — Хандыгская,
- 11 — Улканская,
- 12 — Северо-Байкальская,
- 13 — Тимтоно-Учурская,
- 14 — Иенгская,
- 15 — Олекминская,
- 16 — Чарская.
- Важнейшие тектонические швы:**
- 17 — Саяно-Анабарский,
- 18 — Иркениевский,
- 19 — Уджинско-Жиганский,
- 20 — Линденский,
- 21 — Байкало-Вилюйский,
- 22 — Ничатский,
- 23 — Становой

даменте Сибирской платформы два типа крупных литосферных плит, ограниченных тектоническими швами. Плиты, составляющие «остов платформы» и обладающие зрелой континентальной корой, занимают краевые части, тогда как плиты, сложенные гранулит-базитовым протометаморфическим слоем с реликтивными признаками океанической коры, приурочены к срединной части платформы (рис. 6).

*

Все изложенное выше позволяет сделать следующие выводы о строении древних платформ в докембрии.

Аллохтонная структура докембрийской коры, выражающаяся в горизонтальных перемещениях разновозрастных пластин и возникновении чешуйчатых надвигов, — эта основная черта тектоники глубокого докембрия — свойственна, по-видимому, всем без исключения фундаментам древних платформ. Тем не менее геологическая история фундамента каждой платформы характеризуется специфическими особенностями. На одних территориях будущих платформ большие площади гранитно-метаморфического слоя возникли в архее, на других — в протерозое и на третьих — в рифее. Столь же разнообразны основания древних платформ по размеру и возрасту сохранившихся на них фрагментов океанической коры до начала процесса становления гранитно-метаморфической оболочки, покрывавшей все их территории. Неодновременно закладывались и деструктивные формы.

Аллохтонная структура фундаментов докембрийских платформ выражена по-разному на различных платформах. Величина отдельных пластин, их число, амплитуда и направление горизонтальных перемещений относительно стран света чрезвычайно разнообразны. Для каждой платформы они создают неповторимый структурный рисунок.

Дальнейшее изучение вопросов сходства и различия в строении фундаментов древних платформ позволит выяснить пространственные и временные закономерности формирования структуры коры и ее деструкции, происходившие на протяжении более 3,5 млрд. лет на всех континентах. При этом первостепенное значение имеет выяснение возраста становления каждой древней платформы, т. е. конечного возраста возникновения на ней континентальной оболочки коры. Решение подобных вопросов открывает путь к разработке общей теории развития структуры коры нашей планеты, что невозможно сделать на примере геологической истории последних периодов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. 3-е изд. М.: Гостехиздат, 1941. Т. 1.
- Архангельский А. Д. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 2.
- Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 56—67.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 95—107.
- Гафаров Р. А. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 33—42.
- Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 279).
- Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С., Прозоров Ю. И., Савин-

- ская М. С., Савинский К. А. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 43—57.
- Карпинский А. П. Замечания об осадочных образованиях Европейской России.— Горн. журн., 1880, т. 1, № 1, с. 84—100.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России: Статьи 1883—1894 гг. Пг.: Природа, 1919.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939, с. 349—366. Т. 1. Докембрий СССР, с. 349—366.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1, с. 38—62.
- Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов.— Природа, 1956, № 4, с. 31—42.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 122).
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлагодены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.
- Луцицкий В. И., Половинкина И. А. О докембрийских породах Русской платформы.— Сов. геол., 1940, № 10, с. 11—12.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).— Труды/Вост.-Сиб. геол. ин-т СО АН СССР. Сер. геол., 1964, вып. 5, с. 70—76.
- Меннер В. В., Штрейф Н. А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 300—309.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, 1965, № 1, с. 6—29.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1966, № 3, с. 3—48.
- Муратов М. В. Геосинклинали складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 47—73.
- Новикова А. С. Элементы тектоники глубокого докембрия основания Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 412—419.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1971. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 237).
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 265).
- Павловский Е. В. Новые данные по геологии и флюоритности Якутской АССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 3, с. 93—108.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1948. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 99).
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды/Вост.-Сиб. геол. ин-т СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 77—108.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 7—14.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники.— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—53. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 93).
- Палей И. П. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации.— Геотектоника, 1965, № 4, с. 15—35.
- Палей И. П. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 178—185.
- Палей И. П. Прогноплатформенные образования Балтийского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973, с. 76—81.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36—54.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейф Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинав-

- ского кристаллического щита.— В кн.: Труды 17-ой сессии Международного геологического конгресса. 1937. СССР. М.: ГОНТИ, 1939, т. 2, с. 27—58.
- Страхов Н. М.* Этапы развития внешних геосфер и осадочного [породообразования] в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12, с. 3—22.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 321).
- Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 236).
- Фролова Н. В.* Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды/Иркутск. ун-т, 1951, т. 5, вып. 2, с. 38—69.
- Фролова Н. В.* Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Труды/Вост.-Сиб. геол. ин-т СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 13—49.
- Шатский Н. С.* Избранные труды. М.: Наука, 1963, Т. 1.
- Шатский Н. С.* Избранные труды. М.: Наука, 1964, Т. 2.
- Шатский Н. С.* Избранные труды. М.: Наука, 1965, Т. 4.
- Штрейс Н. А.* О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964, с. 7—47. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 9).
- Pavlov A.* Essai de reconnaître l'ère préarchéenne dans l'histoire de la terre et son influence sur l'évolutions ultérieure du géoclide.— Bull. Soc. Natur. Moscou, 1922, t. 31, p. 1—22.

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

В нашей стране до Великой Октябрьской революции в геологии, как и во многих других областях естествознания, теоретических исследований было крайне мало. Этот пробел в общем состоянии наук о Земле не могли заполнить многочисленные труды даже выдающихся ученых, занимавшихся изучением различных вопросов в разных отраслях геологических знаний. Большие площади гигантских просторов России не были охвачены не только мелко- и крупномасштабной геологической съемкой, но и маршрутными исследованиями. Много совершенно «белых пятен» было на геологических картах нашей страны. Но ведь хорошо известно, что именно детальное изучение разрезов горных пород и геологическое картирование дают в руки ученого тот необходимый материал, который лежит в основе теоретических обобщений и выводов в таких самых фундаментальных отраслях геологии, как стратификация, литология, геотектоника, минералогия, петрография и учение о металлических и неметаллических полезных ископаемых.

После революции положение резко изменилось, но, естественно, не сразу. Разруха в стране, вызванная первой мировой войной, империалистической интервенцией и гражданской войной, не позволила в первые годы Советской власти создать мощные научные центры, хотя и в тот трудный период намечались и осуществлялись отдельные важные мероприятия по изучению геологии. Однако уже по первому пятилетнему плану развития народного хозяйства в нашей стране начала создаваться сеть новых высших учебных заведений и научно-исследовательских институтов геологического профиля. В числе таких первенцев первой пятилетки и был вновь организованный Геологический институт Академии наук СССР, главная деятельность которого развернулась с начала его московского периода в связи с переводом Академии наук из Ленинграда в Москву. Академик А. Д. Архангельский — первый директор института в московский период его существования, сменивший на этом посту академика В. А. Обручева, создал ту научно организационную структуру учреждения, которая в дальнейшем совершенствовалась по мере возрастания задач исследований в связи с общим прогрессом геологических знаний. Одной из таких структурных единиц и стал отдел тектоники, многие годы возглавлявшийся академиком Н. С. Шатским до его назначения директором института в конце 1955 г.

Деятельность отдела тектоники осуществлялась в двух направлениях. Первое определялось сбором и анализом полевых материалов несколькими комплексными экспедициями, охватившими геологическими исследованиями многие крупные регионы территории СССР. Эти исследования были посвящены не только главной для первых десятилетий задаче — выяснению региональной структуры изучавшихся областей, но и проверке новых теоретических основ геотектоники, разрабатывавшихся в институте. Именно создание теории, и прежде всего теории геосинклиналичного процесса и развития платформ, и

составляло второе направление, с каждым годом разраставшееся все больше и больше и в настоящее время вместе с изучением структуры дна океанов играющее главную роль в современной деятельности тектонического сектора института.

ИССЛЕДОВАНИЯ В 30—50-е ГОДЫ

В Геологическом институте как региональные, так и теоретические тектонические исследования всегда определялись историческим подходом к решению задач, т. е. таким подходом, который не останавливается на изучении только морфологии структуры, а стремится выяснить закономерности поэтапного ее формирования в течение тех или других геологических веков, периодов и эр. Такое направление исследований, естественно, требовало разработки различных методов изучения структуры и способов их применения при анализе ее внутреннего строения и особенностей ее изменения во времени.

Говоря о методах тектонических исследований, прежде всего следует назвать классический труд А. П. Карпинского «Очерки геологического прошлого Европейской России» [1947], объединяющий четыре статьи, три из которых написаны в 1880—90-е гг., а четвертая в 1919 г. В этих работах А. П. Карпинский впервые рассмотрел геологическую историю Восточно-Европейской платформы на протяжении фанерозоя и выяснил главнейшие черты ее тектонического развития. Он установил, что основные тектонические колебания земной коры платформы выражались в чередовании неодинаковой продолжительности опусканий меридионального и широтного направлений. В эпохи и века наиболее интенсивного формирования структур Урала преобладали меридиональные опускания, а во времена наиболее интенсивного формирования структуры Кавказа — широтные опускания. Выводы А. П. Карпинского, во многом сохраняющие свою силу и в наши дни, были сделаны путем последовательного применения им палеогеографического и фациального методов, позволивших обнаружить важные закономерности движений земной коры, происходивших в течение длительного времени на огромной территории европейской части России. Однако, блестяще раскрыв возможности применения палеогеографического и фациального методов для анализа тектонических движений на примере Восточно-Европейской платформы, он не оставил нам работ, в которых эти два метода составили бы основу для понимания особенностей тектонического развития складчатых сооружений.

Дальнейшую, превосходную по своим результатам разработку палеогеографического и фациального методов мы находим в многочисленных научных публикациях А. Д. Архангельского. Но, пожалуй, наиболее полно они воплощены в анализе строения и развития тектонической структуры нашей страны в созданном им широко известном курсе «Геологическое строение и геологическая история СССР» [Архангельский, 1947, 1948], выдержавшем не одно издание. В этом выдающемся труде А. Д. Архангельский на основании палеогеографических реконструкций рассматривает главнейшие движения земной коры в период геосинклинального развития складчатых сооружений СССР; причем такие движения наиболее полно охарактеризованы им для Урала, Казахстана, Алтае-Саянской области, Средней Азии и Кавказа. Чередования трансгрессий и регрессий позволили выделить зоны поднятий и прогибаний для определенных веков и периодов палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр и охарактеризовать с позиции этих построений индивидуальные особенности строения и развития геосинклинальных систем различного возраста.

Зоны поднятий и прогибаний, выявленные в результате палеогеографического анализа, выражают эпейрогенические движения земной коры, создающие сильно расчлененный рельеф ложа геосинклинальных систем и областей. Орогенические движения, приуроченные к моментам воздыманий, формируют складчатую структуру, которая осложняет первичные поднятия и прогибы. Тем не менее изученность структуры складчатых сооружений, особенно структуры эвгеосинклинальных зон, в 30-е годы была еще столь не совершенна, их расчленение на отдельные положительные и отрицательные тектонические формы заставляло желать лучшего.

А. Д. Архангельскому принадлежит также заслуга разработки методов геологической интерпретации геофизических данных. Он впервые в нашей стране произвел сравнительный анализ тектонических карт с гравиметрическими и магнитометрическими картами и показал закономерную связь магнитных и гравитационных полей, в том числе аномалий, с определенными тектоническими элементами. Используя эти методы, А. Д. Архангельский не только проследил простираение главных складчатых структур под чехлами древних и молодых платформ, но и выяснил особенности внутреннего строения ряда положительных и отрицательных тектонических форм в открытых складчатых сооружениях, т. е. не погребенных под плащом осадочных образований. Начатая А. Д. Архангельским разработка методов геологической интерпретации геофизических данных в наши дни достигла высокого уровня, и сейчас многие важные тектонические закономерности строения земной коры, как известно, выяснены благодаря именно их применению к познанию структуры.

Для создания нового метода анализа складчатой структуры большое значение имели исследования Н. С. Шатского [1964], посвященные тектонике Донецкого бассейна. Изучив закономерные изменения мощностей и фаций свит каменноугольных отложений, он пришел к выводу, что в крупных мульдах мощности свит всегда существенно больше мощностей тех же свит на антиклиналях. Это обстоятельство позволило ему сделать заключение, что крупные складки формировались длительно одновременно с процессом осадкообразования. В дальнейшем метод изучения условий развития складчатых структур, основанный на анализе мощностей и фаций отложений, получил название структурно-фациального, а выделенные благодаря его применению первичные поднятия и прогибы геосинклинальных систем и областей стали расчленяться на самостоятельные структурно-фациальные зоны. Следует сказать, что большой вклад в разработку структурно-фациального метода внесли также В. В. Белоусов, С. С. Шульц и В. А. Николаев, производившие исследования от других геологических учреждений нашей страны.

Прежде чем перейти к характеристике исследований складчатых сооружений, выполненных сотрудниками института в составе упомянутых комплексных экспедиций, необходимо остановиться на нескольких работах по вопросам теоретической тектоники, которые в течение многих лет в известной мере определяли направление этих исследований. В статье 1932 г., посвященной тектонике Сибирской платформы, Н. С. Шатский [1964], помимо территории собственно платформы, описал также сопряженные с ней складчатые сооружения более молодого возраста. Анализируя, с одной стороны, строение древнейших образований Алданского и Анабарского (Северо-Сибирского) массивов, а с другой — складчатых сооружений Прибайкалья и Енисейского кряжа, он убедительно доказал их разновозрастность и пришел к выводу о существовании самостоятельного байкальского цикла складчатости, завершившегося в конце протерозоя — начале кембрия. Именно Енисейский кряж и Прибай-

калье являются зонами распространения завершенной байкальской складчатости, значительно более молодой, чем раннедокембрийские складчатости, которые образовали внутреннюю структуру Алданского и Анабарского массивов. В дальнейшем Н. С. Шатский неоднократно обращался к вопросу о байкальской складчатости, считал, что она развивалась на протяжении позднепротерозойской — рифейской эр. В настоящее время байкальская складчатость и байкалиды выделяются на многих континентах как советскими, так и иностранными геологами. В той же работе Н. С. Шатский показал, что уже в докембрии структурное расчленение земной коры было такое же, как и в фанерозое, и что можно говорить о существовании в те древние времена «своих щитов, глыб, платформ и своих геосинклиналей, областей опускания» [Шатский, 1964, с. 226].

В 1933 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский опубликовали известную статью «Схема тектоники СССР», в которой изложили принципы тектонического районирования континентов на примере территории нашей страны. Главными историческими тектоническими категориями земной коры континентов являются геосинклинальные области и плиты (платформы). Геосинклинальная область или область складчатости состоит «из комплекса районов опускания, в которых накапливались осадки, и сильно приподнятых районов горного типа, поставивших материал для этих осадков» [Шатский, 1963, с. 407]. В отличие от платформ геосинклинальные области характеризуются большой подвижностью, что влечет за собой сильное прогибание всей области или отдельных ее частей, а также типом отложений (кремнистые сланцы, яшмы, флиш) и иной магматической деятельностью (мощные излияния основных лав). Принимая во внимание то обстоятельство, что складчатость не всегда охватывает геосинклинальную область одновременно, А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский предложили расчленять бывшие геосинклинальные области по возрасту происходившей в тех или других их частях главной складчатости, в результате которой возникали соответствующие складчатые сооружения. Именно по этому принципу они произвели тектоническое районирование всей территории СССР, выделив в качестве самостоятельных геотектонических подразделений первого ранга регионы проявления завершенных байкальской, каледонской, варисийской, мезозойской (тихоокеанской) и альпийской складчатостей. С тех пор подобное районирование складчатых сооружений фанерозоя стало традиционным и изменилось лишь в сторону их более дробного подразделения.

Дальнейшее развитие изложенных идей мы находим в коллективной монографии А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Меннера и других [1937], в которой описана геологическая структура СССР на фоне геологической истории всего Евразийского материка. Особенный интерес представляет составленная А. Д. Архангельским заключительная глава монографии, так как в ней сформированы многие теоретические положения геотектоники, в подавляющем большинстве не утратившие своего научного значения и в наши дни. «Под именем геосинклинальных областей, — писал А. Д. Архангельский, — разумеются такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность. Колебательные, вертикальные движения, обычно называемые эпейрогеническими, в этих областях имеют относительно очень большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной быстротой и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадением геосинклинальных областей на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятых глыб (геоантиклиналей),

что обуславливает возникновение резко выраженного рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей. Особенно характерными для последних являются движения, обуславливающие возникновение складчатости в слагающих их породах. Геосинклинальным областям далее свойственно весьма широкое развитие магматизма, проявляющееся как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа (существованием горных массивов), отложение осадков во впадинах геосинклинальной области, будут ли они заняты морем или расположены на суше, совершается особенно интенсивно и здесь накапливаются особенно мощные толщи осадочных пород» [Архангельский и др., 1937, с. 285]. В истории развития геосинклинальных областей отчетливо прослеживается цикличность, проявляющаяся в повторении колебательных движений, складчатости, вулканизма и осадкообразования. Границы между циклами определяются коренными изменениями в структуре земной коры, причем каждый последующий цикл совершается в иной обстановке и не является полным повторением предыдущего. Первая половина каждого тектонического цикла характеризуется опусканиями, вторая — поднятиями, начинающимися в средних частях областей и затем распространяющимися к ее окраинам. Складчатость во времени теснейшим образом связана с поднятиями и проявляется прежде всего во внутренних частях геосинклинальных областей. Таким путем возникают некоторые из «срединных масс», подразделяющих геосинклинальную область на две ветви; другая часть срединных массивов представляет собой участки бывших древних платформ, сохранившихся между геосинклинальными прогибами. Точка зрения на отдельные срединные массивы как на «остатки» древних платформ объясняется представлениями А. Д. Архангельского о возможности перехода платформенных областей в геосинклинальное развитие. Он также считал, что поскольку складчатость не всегда одновременно охватывает всю площадь геосинклинальной области, то мнение о широком, почти мировом распространении отдельных фаз мало обоснованно. Не только отдельные фазы складчатости, но и целые тектонические циклы могут иметь местное значение. Именно поэтому их границы, принятые для Европы, оказываются неприемлемыми для среднего и восточного секторов Азии. Что касается причины циклических движений, то ее следует искать «в процессах изменения химической и физической природы веществ, слагающих глубокие части земной коры. Изменения эти находятся несомненно в связи с общим развитием Земли как планеты» [Архангельский и др., 1937, с. 291].

Концепция А. Д. Архангельского о геосинклинальном развитии, охватывающая коренные вопросы геотектонической теории, во многих своих звеньях была принципиально новой, основанной на глубоком всестороннем изучении структуры складчатых сооружений нашей страны. Она рождалась в процессе напряженной творческой дискуссии по важнейшим проблемам тектоники, развернувшейся в 30-е годы на страницах отечественной научной литературы. Ряд известных тектонистов тех лет, в том числе выдающийся ученый М. М. Тетяев, создавший собственное оригинальное направление в геотектонике, стоял на совершенно других теоретических позициях. Достаточно вспомнить хотя бы то, что М. М. Тетяев считал понятие «геосинклиналь» относительным, так как для каменноугольного периода он Московскую котловину (синеклизу) по отношению к Балтийскому щиту рассматривал в качестве геосинклинали, а по отношению к Уралу ту же самую котловину — в качестве геоантиклинали [Тетяев, 1934]. Сейчас такое представление об относительности понятий «геосинклиналь» и «геоантиклиналь» имеет лишь исторический интерес.

Большое влияние на изучение складчатых сооружений оказали также работы Н. С. Шатского [1964] о тектонических движениях и о соотношениях геосинклинальных областей и платформ, опубликованные им в 1937—1939 гг. В противоположность идеям Г. Штилле о кратковременности складкообразовательных (орогенических) движений, проявляющихся в геосинклинальных областях в виде последовательных фаз складчатости и каждый раз охватывающих большие сегменты Земли в один и тот же момент, Н. С. Шатский пришел к выводу, что складкообразование является длительным процессом, соизмеримым во времени с процессом осадкообразования. Критикуя «канон Г. Штилле» о фазах складчатости, он считал его возрождением идей катастрофизма (неокатастрофизм) в геотектонике, восходящих к теории катастроф в горообразовании, наиболее полно изложенной в середине XIX столетия в трудах Эли де Бомона. «Движения орогенические, т. е. складкообразовательные, происходили одновременно с эпейрогеническими движениями, — писал Н. С. Шатский, — с которыми связывается образование крупных прогибов и крупных поднятий, сопровождающееся накоплением осадков, с одной стороны, и денудацией — с другой. В истории земной коры нет чередования орогенических и эпейрогенических периодов. Процессы эти одновременны и тесно связаны друг с другом... Угловые несогласия (орогенические фазы) образуются в результате наложения эпейрогенических движений на складкообразовательные» [Шатский, 1964, с. 589]. Поэтому орогенические фазы представляют не новые и определенные моменты складчатости, а лишь «отдельные кадры, если можно так выразиться, выхваченные эпейрогеническими движениями из медленного и непрерывно изменяющегося процесса складкообразования. ...Максимальное количество несогласий (орогенических фаз) для каждого района приходится на эпохи длительных поднятий, а не прогибаний» (там же, с. 588—589).

Нельзя не сказать, что если идеи о длительности формирования геосинклинальной складчатости во многих случаях оказались верными, то представление об отсутствии кратковременных фаз, охватывающих огромные сегменты земной коры, а иногда и почти всю континентальную часть нашей планеты, были ошибочны. Фазы складчатости, как теперь доказано, являются резким возрастанием скорости процесса складкообразования — скоростью, которая в геологическом летоисчислении чрезвычайно кратковременна.

Не соглашаясь с взглядами А. Д. Архангельского на возможность перехода платформ в геосинклинальное развитие, Н. С. Шатский стремился обосновать положение о том, что превращение геосинклинальных областей в платформы является закономерным необратимым процессом формирования структуры земной коры начиная по крайней мере с фанерозоя. Несмотря на то, подчеркивал он, что начальные стадии геосинклинального развития земной коры неизвестны, можно утверждать, что герцинские геосинклинальные системы не проходили платформенной стадии в конце каледонского цикла, так же как мезозойские и альпийские геосинклинальные системы не проходили этой стадии в предшествующие им циклы формирования складчатой структуры. Разрастание платформ за счет замыкания геосинклиналей он до конца своей жизни считал характернейшей особенностью созидания структурного лика нашей планеты в пределах континентов. Следует, наконец, отметить, что в тех же самых работах конца 30-х годов Н. С. Шатский впервые вводит в науку понятие о геологических формациях и намечает метод формационного анализа различных структур и тектонических движений. Он говорил, что, «основываясь на анализе структур земной коры и связанных с ними формаций осадочных и вулканических пород (формация — комплекс осадочных и вулканогенных пород,

парагенетически тесно связанных друг с другом), в настоящее время можно выделить» различные типы тектонических движений [Шатский, 1964, с. 598]. В дальнейшем, как известно, Н. С. Шатский неоднократно обращался к разработке учения о геологических формациях. Во многих своих трудах он на конкретных примерах как платформенных, так и геосинклинальных структур рассмотрел несколько вертикальных и латеральных рядов геологических формаций, выделил автохтонные и аллохтонные формации, предложил различать патрические и аллофильные члены парагенезов и обосновал большое значение учения о геологических формациях для тектоники, литологии и познания закономерностей размещения в коре металлических и неметаллических полезных ископаемых.

Во многом оригинальную концепцию строения и развития всей структуры земной коры континентов предложил Г. Ф. Мирчинк [1940]. Принимая, как А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, в качестве главных тектонических категорий платформы и геосинклинальные зоны (области), он считал, что в геологической истории Земли существовала и существует самостоятельная равноценная им третья категория, для которой типично новообразование «глыбовых структур с характерными радиальными формами разломов, сопровождающихся слабым развитием надвиговых явлений. Отличительной особенностью процесса развития глыбовых структур является то, что во времени распространенность их возрастает, возрастает и интенсивность проявления и размах дифференциальных движений. Эти дифференциальные движения, захватывая все большие и большие территории, в последующие эпохи своего развития начинают проявляться не только на участках платформ, только что причленившихся при преобразовании геосинклинальных зон, но и на старых участках платформ, заходя и в сами геосинклинальные зоны» [Мирчинк, 1940, с. 57]. К примерам структур третьей категории он относил разломы и связанные с ними деформации, возникавшие в различные эпохи фанерозоя на Балтийском и Алданском щитах, в мезозое и кайнозое — на герцинидах Среднегерманской низменности, в неогене и позднее — в складчатых сооружениях, примыкающих к Средиземному и Черному морям, и в других регионах Евразии.

По этим примерам легко заметить, что представителями тектонических образований третьей категории он считал такие структуры, которые сейчас многие исследователи называют эпигеосинклинальными и эпиплатформенными орогенными поясами. Согласно взглядам Г. Ф. Мирчинка, в истории Земли существуют эпохи революционного преобразования платформ и геосинклинальных зон, которые «в силуре (каледонская революционная фаза), в конце палеозоя (варисийская фаза), мезозоя (тихоокеанская фаза), неогена (альпийская фаза) меняют свои соотношения (нарастание платформ за счет геосинклинальных зон), сами по себе меняют свои свойства и в то же время уступают свое место новым типам структурных элементов — глыбовым структурам, которые, по существу, с альпийской и даже тихоокеанской революционной фазы преобразования земного лика начинают играть ведущую роль. Очень вероятно, что с такого рода структурными изменениями связано образование Индийского и Атлантического океанов, а если это так, то роль выделяемых структур в преобразовании земного лика, на данном этапе его развития, становится еще более очевидной» [Мирчинк, 1940, с. 59]. По его представлениям, в отличие от мнения Н. С. Шатского, ход развития земной коры в докембрии был настолько своеобразен, что для того времени нельзя выделять типичные платформы и геосинклинальные зоны. Однако в пользу этого положения он не привел никаких аргументов.

Если не считать фундаментов древних платформ, то в первые два десятилетия деятельность института по исследованию структуры и истории тектонического развития складчатых сооружений была сосредоточена на Урале, в Центральном Казахстане, Средней Азии и Крымско-Кавказской области. Особенно большой коллектив тектонистов во главе с Н. С. Шатским в составе комплексной Центрально-Казахстанской экспедиции изучал структуру допалеозойских и палеозойских образований Казахских степей. Уже в начале полевых работ в первые три года были собраны столь новые и важные геологические материалы, что, основываясь на них, Н. С. Шатский [1964] предложил оригинальную концепцию строения палеозойского Центрального Казахстана, во многом принципиально отличавшуюся от соответствующих построений выдающегося знатока геологии Казахстана — Н. Г. Кассина. Н. С. Шатский выступил против двух главных положений Н. Г. Кассина. Первое заключалось в том, что в средней части Казахской страны (от меридиана Улутау на западе до меридиана Павлодара на востоке) простирающиеся с севера на юг каледонские складчатые структуры пересекаются северо-западными и субширотными складчатыми формами, возникшими в течение герцинского тектонического цикла. Согласно второму положению, на территории Казахстана в течение палеозойской эры существовал целый ряд континентальных глыб, платформ, шельфов и геосинклиналей, причем на рубеже каледонского и герцинского циклов в начале девона произошла столь коренная перестройка всей структуры, что местоположение, размеры и соотношения в пространстве этих главных тектонических категорий стали существенно другими. В противоположность этому Н. С. Шатский пришел к выводу, что в Казахстане пересечение каледонских складчатых структур герцинскими отсутствует и что, напротив, простираения крупных герцинских складок наследуют простираения каледонских. Он также показал, что выделенные Н. Г. Кассиным «континентальные глыбы, платформы, шельфы и геосинклинали» не соответствуют общепринятым понятиям, вкладываемым в эти термины. В действительности никаких платформ не было, а в палеозойскую эру в течение геосинклинального процесса возникали и унаследованно развивались антиклинальные и синклинальные зоны, которые осложнялись складками и разломами и в конце палеозоя превратились в крупные мегасинклинории и мегантиклинории. Они являются главными элементами складчатой структуры Казахстана и образуют сложные виргации, между наиболее сильно расходящимися антиклинальными ветвями которых формировались глубокие мульды, местами выполненные даже мезозойскими и кайнозойскими отложениями (рис. 1).

Но наряду с унаследованными структурами Н. С. Шатский [1938] различал также новообразованные тектонические формы. К ним он относил так называемые наложенные мульды, сложенные породами девона и карбона или только каменноугольной системы, трансгрессивно и несогласно перекрывающими более древние образования на сводах крупных антиклинальных зон. Именно лишь в основании наложенных мульд и наблюдаются чисто местные пересечения каледонских структур герцинскими, а на огромном протяжении виргирующих унаследованных тектонических структур подобные пересечения полностью отсутствуют. В дальнейшем, главным образом на примере палеозойского Центрального Казахстана, Н. С. Шатский сформулировал широко известный «принцип унаследованности» в геотектонике, который диалектически объединяет как явления унаследования, так и новообразования структур.

Из региональных исследований, лежащих в основе тектонической схемы Центрального Казахстана Н. С. Шатского, прежде всего следует остановиться

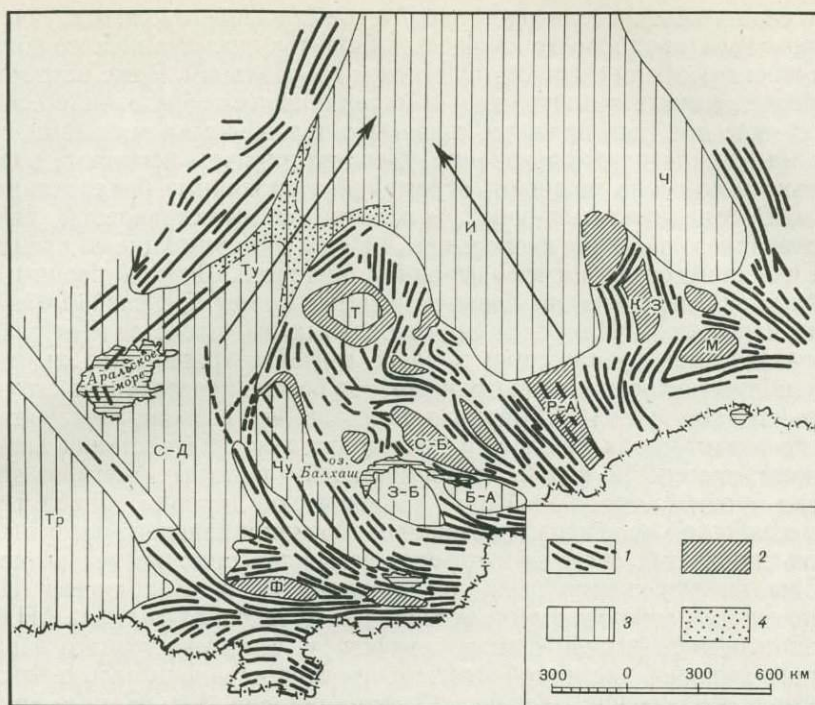


Рис. 1
Общая тектоническая схема Казахстана [Шатский, 1964]

- | | |
|--|---------------------------|
| 1 — простирание складок; | З-Б — Западно-Балхашская; |
| 2 — палеозойские мульды и синклинии в Казахстане и мезозойские — в Средней Азии; | Б-А — Балхаш-Алакульская; |
| 3 — кайнозойские синеклизы; | С-Б — Северо-Балхашская; |
| 4 — поперечные перегибы в синеклизах. | Т — Тенизская; |
| Ту — Тургайская; | Р-А — Рудно-Алтайская; |
| Тр — Туркменская; | И — Иртышская; |
| С-Д — Сырдарьинская; | Ч — Чулымская; |
| Ф — Ферганская; | бассейны: |
| Чу — Чуйская; | КЗ — Кузнецкий, |
| | М — Минусинский |

на работе Н. Г. Марковой [1948], опубликованной, как и многие работы других сотрудников института, после Великой Отечественной войны. Н. Г. Маркова впервые детально рассмотрела строение и тектоническое развитие одной из важнейших складчатых систем Казахстана, расположенной на северо-востоке страны. Здесь она выделила крупную, сложно построенную антиклинальную зону хребтов Чингиз и Акчетау, простирающуюся в северо-западном направлении и сложенную преимущественно образованиями нижнего палеозоя. С ней сопряжены две не менее крупные синклиналильные зоны — Северо-Балхашская и Иртышская, выполненные отложениями среднего и верхнего палеозоя. Для антиклинальной зоны характерен мощный разрез нижнего палеозоя (до ордовика включительно), сопровождающийся, однако, перерывами и несогласиями; причем наиболее сильный перерыв падает на предкарадокское время. В ее внутренней структуре прослеживаются крутые, обычно изоклинальные складки, осложненные продольными и поперечными разломами типа

сбросов и надвигов, определивших чешуйчатое строение отдельных участков. Интрузивные тела (от габбро до кварцевых диоритов) досилурийского возраста имеют удлиненную форму и часто приурочены к разломам. Реже встречаются массивы более молодых гранитоидов. В антиклинориях образования среднего и верхнего палеозоя, как правило, связаны с наложенными мульдами, резко оторванными от складчатого основания. Для них типичны неполнота разреза, относительно небольшие мощности отложений и спокойные брахискладчатые структуры. В синклиналих зонах, в отличие от антиклинальной, разрезы среднего и верхнего палеозоя непрерывны, причем составляющие их преимущественно морские отложения имеют огромные мощности. Им свойственны пологие линейные складки, а также брахискладчатые формы при слабом развитии разрывных нарушений. Интрузии синклиналих зон представлены главным образом различными гранитами и в плане имеют неправильные очертания, нередко приближающиеся к изометричным. На основе проведенного структурно-фациального анализа Н. Г. Маркова показала, что главная тенденция тектонического развития заключалась в последовательном разрастании антиклинальной зоны, постепенно как бы отвоёвывающей у смежных прогибов все новые и новые пространства. Такой путь тектонической истории привел к тому, что в конце палеозоя произошли завершение геосинклинального развития расчлененной складчатой системы и переход ее в платформенное развитие.

Столь же плодотворными были исследования В. А. Вахрамеева [1941], который по личным наблюдениям и материалам Казахского филиала АН СССР разработал стратиграфию и описал структуру северо-восточного Прибалхашья. В юго-западной части этой территории распространены отложения нижнего палеозоя, образующие Балхашский антиклинорий. Его частные крупные синклинали выполнены преимущественно породами силура. Для зоны антиклинория характерны несогласия и размывы, часто сопровождающиеся выпадением из разрезов ряда толщ. Севернее и северо-восточнее Балхашского антиклинория находится сопряженный с ним крупный синклиний, в пределах которого отложения дрезнее девона и карбона отсутствуют. Эти отложения обладают громадной мощностью и полнотой разрезов; несогласия, размывы и выпадения отдельных толщ крайне редки. Данное обстоятельство привело к выводу о том, что район синклиния испытывал длительное прогибание, повлекшее за собой усиленную седиментацию. В области антиклинория, напротив, опускания часто сменялись поднятиями, прерывавшими процесс седиментации и вызывавшими размыв ранее образовавшихся пород. В течение девонского и каменноугольного периодов отдельные участки зоны Балхашского антиклинория были приподняты над уровнем моря и служили источником терригенного материала для района синклиния. Следует отметить, что согласно взглядам Н. Г. Кассина, в центральной части этого синклиния в нижнем палеозое располагался континент, а в среднем и верхнем палеозое находилась платформа.

Исследования Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной [1948] были сосредоточены в горах Ортау и Космурун, а также к северо-востоку от них в бассейне р. Кайракты. Именно этот район Центрального Казахстана Н. Г. Кассин считал типичным примером пересечения каледонских складчатых структур герцинскими. Оказалось, что в горах Ортау и Космурун находится большая мегантиклинальная зона, сложенная образованиями докембрия и нижнего палеозоя и состоящая из сложно виргирующего пучка крутых складок, сжатого на юге и в виде веера раскрывающегося в северном направлении и затем погружающегося под более молодые отложения не менее крупной синклинали-

ной зоны — Кайрактинской мульды. Эта типичная унаследованная структура образована породами силура, девона и турнейского яруса нижнего карбона, в наиболее прогнутой ее части распространены пологие складки. Кроме того, в горах Ортау и Космурун выделяются также наложенные тектонические формы среднего и частично верхнего палеозоя, резко дискордантные по отношению к древнему основанию. Хорошим примером таких форм является Таустауская мульда. Касаясь положения гранитных массивов в складчатой структуре, Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухина показали, что досилурийские массивы приурочены к унаследованным антиклинальным поднятиям, а тела герцинских гранитов сосредоточены либо в наложенных мульдах, либо (реже) в унаследованной синклиналиной зоне. Вопрос о наложенных и унаследованных структурах девонско-каменноугольного возраста особенно подробно был рассмотрен С. Е. Колотухиной [Штрейс, Колотухина, 1948] для огромной территории Сарысу-Моинтинского междуречья. Произведя структурно-фациальный анализ, она пришла к выводу, что в наложенных мульдах вулканические породы преобладают над осадочными и что в них больше всего распространены кислые лавы и туфы. В унаследованных структурах, наоборот, наиболее широко представлены кластические и туфогенно-осадочные отложения, а вулканиты обладают большей основностью. Эти закономерности позволили также выявить распределение районов денудации и аккумуляции, направления сноса обломочного материала и размещения аппаратов вулканической деятельности.

Для решения общих вопросов тектоники Центрального Казахстана важное значение имели исследования А. А. Богданова [1948], произведенные в южной части Карагандинской области и на Чу-Балхашском водоразделе. Главные тектонические формы этой части Казахстана — крупные антиклинальные и синклиналиные структуры. Антиклинальные структуры образуют виргации в различных направлениях, причем самые большие прогибы (Карагандинский, Тенизский, Успенский) расположены в зонах таких виргаций. Сложные складки антиклинальных структур (Тектурмас и др.) часто имеют веерообразное строение и, как правило, опрокинуты в стороны смежных прогибов. Процесс опрокидывания нередко сопровождался разрывом подвернутых крыльев антиклинальных складок и образованием надвигов. А. А. Богданов считал, что все основные структуры были сформированы в раннем палеозое и затем унаследованно развивались в течение герцинского цикла. Подобно другим исследователям, он выделял унаследованные и наложенные тектонические формы, относя к типичным представителям последних мульду Медине. Вполне определенно он высказался и о типах тектонических движений, создавших палеозойские складчатые сооружения Казахстана. С его точки зрения, эти сооружения возникли в результате вертикальных, а не горизонтальных тектонических движений, неравномерных по скорости и противоположных по направлению в различных участках земной коры. Он подчеркивал, что складчатые нарушения, развивающиеся в отдельных крупных структурах, в значительной мере вызваны процессами гравитационного тектогенеза.

Тектоника гор Еремантау и прилегающей к ним с востока территории рассмотрена в работах Э. М. Старостиной, Б. Н. Красильникова, Н. Г. Сергеева, И. Ф. Трусовой [1941] и Э. М. Старостиной [1948]. Авторы выделили ряд крупных антиклинальных и синклиналиных структур, главный из которых Еремантау-Ниязский антиклинорий сложен нижнепалеозойскими толщами и является самым древним тектоническим элементом этой части Казахстана. Для него характерна система простирающихся в меридиональном направлении надвигов, обусловивших его внутреннее чешуйчатое строение. Перемещение

тектонических пластин шло с запада на восток вдоль круто падающих плоско-стей скальвания. Однако на восточном склоне гор Ерементау прослеживаются разрывы северо-восточного простирания, придающие клиновидную форму отдельным пластинам, ограниченными линиями надвигов. Все это свидетельствует о проявлении «не только поступательных движений по плоскости скола на восток, но и о существовании вращательных движений отдельных чешуй к юго-востоку» [Старостина, 1948, с. 197]. Отрицая пересечение каледонских структур герцинскими, З. М. Старостина описала ряд примеров унаследованного формирования тектонических форм, развивавшихся одновременно с осадконакоплением.

Изучению тектоники западной части Центрального Казахстана были посвящены исследования Д. Г. Сапожникова [1948], впервые отметившего своеобразие геологического развития этого региона. На основании анализа структуры, фаций и мощностей отложений среднего и верхнего палеозоя он пришел к заключению, что западная часть Центрального Казахстана в течение позднего девона — перми переживала стадию перехода от геосинклинали к платформе. Данное обстоятельство позволило ему рассматривать эту стадию развития структуры земной коры в качестве самостоятельной «стадии полуплатформы». Его представления о более ранней консолидации коры западной части Центрального Казахстана по сравнению с корой восточной части в дальнейшем подтвердились, были уточнены, дополнены и нашли свое отражение на тектонических картах СССР и Евразии.

П. Н. Кропоткин [1948б, 1950] рассмотрел строение складчатого фундамента всего Центрального Казахстана. Он выделил и подробно охарактеризовал ряд структурно-фациальных зон. Приложенная к его работе [Кропоткин, 1950] тектоническая схема является дальнейшим развитием схемы Н. С. Шатского, но основана в значительной мере на палеогеографическом анализе. По представлениям П. Н. Кропоткина, уже во время каледонской складчатости произошла резкая структурная дифференциация, вызвавшаяся в том, что в одних зонах (после ордовика) наступило время размыва, продолжавшееся до середины девона или начала карбона, а в других — шло прогибание и накопление мощных осадков. Соответственно интенсивные тектонические движения и магматизм замирают раньше в более древних зонах (Улутау, Кокчетавский район) и продолжаются в зонах длительного прогибания. Именно в результате каледонской складчатости Кокчетаво-Улутавская зона и часть Западного Прибалхашья приобрели свойства стабильных участков земной коры. Для этих районов, вступивших в герцинский цикл почти полностью консолидированными массивами, характерно широкое развитие наложенных мульд и «перекрестной», дискордантной по отношению к каледонидам складчатости среднего палеозоя. Примером территории с таким строением может служить Сарысу-Тенизский водораздел, где герцинские складки возникли в горстовых поднятиях и грабенах, которыми в девонском периоде под тупым углом была расчленена область каледонской складчатости. Впоследствии этот важный вывод был подтвержден и развит в работах А. А. Богданова и его учеников.

Исследования в Центральном Казахстане сыграли большую роль для понимания особенностей строения и тектонического развития не только этой складчатой страны, но и складчатых сооружений вообще. В них был применен исторический подход к описанию конкретных структур, раскрывший последовательность их возникновения и формирования во времени, что позволило расчленивать палеозойды Казахстана на совершенно определенные структурно-фациальные зоны. Впервые было показано значение унаследованных

и наложенных тектонических форм в процессе геосинклинального развития. Тем не менее нельзя не сказать, что были преувеличены явления виргаций антиклинальных структур и, напротив, недооценено возникновение разрывных нарушений различных классов. И почти совсем не было обращено внимание на роль самостоятельных горизонтальных движений при формировании складчатых структур разных тектонических категорий.

Говоря о результатах изучения складчатых сооружений Урала, прежде всего следует остановиться на работах А. А. Блохина [1932] и А. Д. Архангельского [1932], развивавших концепцию о покровной структуре этого хребта, которая долгие годы оставалась без должного внимания и только в конце 60-х—70-е годы была возрождена на новой теоретической основе. А. А. Блохин, производивший исследования на западном склоне Южного Урала, подразделил весь комплекс палеозойских осадочных отложений на образования автохтона, распространенные на западе, и образования аллохтона, распространенные на востоке. Эти образования, отличающиеся друг от друга фаціальным составом отложений, находятся в сложных тектонических взаимоотношениях, причем аллохтон перекрывает породы автохтона на большом расстоянии вкост общему субмеридиональному простиранию структуры Южного Урала. Складчатые деформации автохтона значительно проще аллохтона, осложненного не только опрокинутыми складками, но и разбитого на ряд покровных пластин, образующих в целом его чешуйчатое строение. Передвижение главного покрова и отдельных чешуй происходило с востока на запад.

Если А. А. Блохин пришел к заключению о покровном строении территории на основании личных полевых исследований, то А. Д. Архангельский, развивая подобное представление, руководствовался анализом геологических соотношений разновозрастных пород, показанных на только что опубликованной в то время Геологической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000 [1931]. Он обратил внимание на две особенности расположения структурно-фаціальных зон. Первая, по его мнению, заключается в том, что все зоны, простирающиеся в общеуральском направлении, характеризуются различным вещественным составом свойственных им пород, в том числе и одновозрастных. Это свидетельствует о резко асимметричном строении хребта на всем его протяжении. Вторая особенность относится к взаимным связям зон, границы между которыми часто ненормально срезают полосы различных геологических образований, входящих в состав смежных зон. А. Д. Архангельский считал, что такое строение Урала можно объяснить только существованием грандиозных покровов, охвативших всю Уральскую складчатую систему, где структурно-фаціальные зоны находятся в аллохтонных соотношениях.

Интересные исследования на западном склоне Урала провел Б. М. Келлер [1949], изучивший тектонику и условия геологического развития Зилаирского синклинория. Впервые применив для анализа этой структуры формационный метод, он показал, что на ее месте в палеозое развивался глубокий унаследованный прогиб, который он назвал внешним по отношению к эвгеосинклинальной зоне восточного склона. В формационном вертикальном ряду Зилаирского прогиба с силура и до перми включительно выделяются кремнистая, аспидная, флишевая и молассовая формации. Во время образования кремнистой формации прогиб был некомпенсированным, в течение накопления аспидной формации он почти достигал компенсации, а флиш и моласса возникали при его полной компенсации в условиях интенсивного прогибания и воздымания смежных поднятий. Такие же формационные ряды Б. М. Келлер описал для внешних прогибов других геосинклинальных систем фанерозоя, подчеркнув, однако,

что не всегда эти ряды столь же полны, как в Зилаирском прогибе. Выпадения отдельных формаций из рядов говорят о различных нарушениях (в общем для всех внешних прогибов в процессе развития), которые вызываются тектоническими явлениями.

Большие работы были проведены на восточном склоне Урала, где изучались структура и особенности формирования в силуре и девоне так называемой Зеленокаменной полосы, богатой промышленными месторождениями бокситов, медных колчеданов, железных руд и других полезных ископаемых. В самой общей форме тектоника Зеленокаменной полосы Среднего и частично Северного Урала была освещена в монографиях Е. А. Кузнецова [1939, 1941; Кузнецов и др., 1939], который рассматривал эту структурно-фациальную зону в качестве крупного синклинория, ограниченного на крыльях разломами и осложненного рядом дополнительных разрывных нарушений. Однако исследования Е. А. Кузнецова, много сделавшего для познания петрографии пород и явлений магматизма, почти не коснулись вопросов тектонического развития Зеленокаменной полосы. Этот пробел был восполнен работами А. В. Пейве [19476], изучившего ее структуру на Северном Урале, и Н. А. Штрейса [1951] — на Среднем Урале.

В Зеленокаменной полосе Северного Урала А. В. Пейве выделил центральное Петропавловское поднятие и расположенные от него соответственно к западу и востоку Кумбинский и Турьинский прогибы. В течение силурийского и девонского периодов они были выражены в рельефе дна морского бассейна. На поднятии формировались преимущественно рифогенные известняки, замещавшиеся в прогибах вулканическими и терригенными отложениями. В это время Зеленокаменную полосу ограничивали глубинные разломы, питавшие прогибы лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового состава. Предкобленцские тектонические движения привели к воздыманию центрального поднятия, а последовавшая затем трансгрессия моря сопровождалась в его пределах образованием в основании кобленцских известняков горизонта высококачественных морских бокситов. Специальное внимание А. В. Пейве обратил на выяснение особенностей строения внутренней структуры рудных полей месторождений бокситов. Большую роль в ее формировании играли дорудные продольные и поперечные сбросы. Детальное их изучение выявило участки, перспективные на поиск залежей бокситов, и способствовало правильному направлению эксплуатационных работ.

На Среднем Урале центральное поднятие и смежные с ним прогибы так же хорошо распознаются, как и в северной части хребта, и, в сущности, являются их непосредственным продолжением в южном направлении. Здесь амплитуда поднятия местами была больше; причем, как выяснил Н. А. Штрейс [1951], в течение силурийского периода оно неуклонно разрасталось в стороны за счет прогибов, тоже заполнявшихся лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового состава. Но уже с позднего лудлоу на карбонатных породах свода поднятия начали формироваться наложенные мульды, продолжавшие развиваться и в девоне (рис. 2). Ограничивавшие Зеленокаменную полосу разрывные нарушения Н. А. Штрейс рассматривал как зоны проницаемости земной коры, в данном случае совпадавшие с глубинными разломами. Но в предлоудловское время зоны проницаемости стали возникать и в теле центрального антиклинального поднятия. Они не были линейными, а располагались отдельными «пятнами» и по своим геологическим признакам не соответствовали характеристикам глубинных разломов. Их развитие сопровождалось вулканическими извержениями лав и туфов резко повышенной щелочности, в том числе

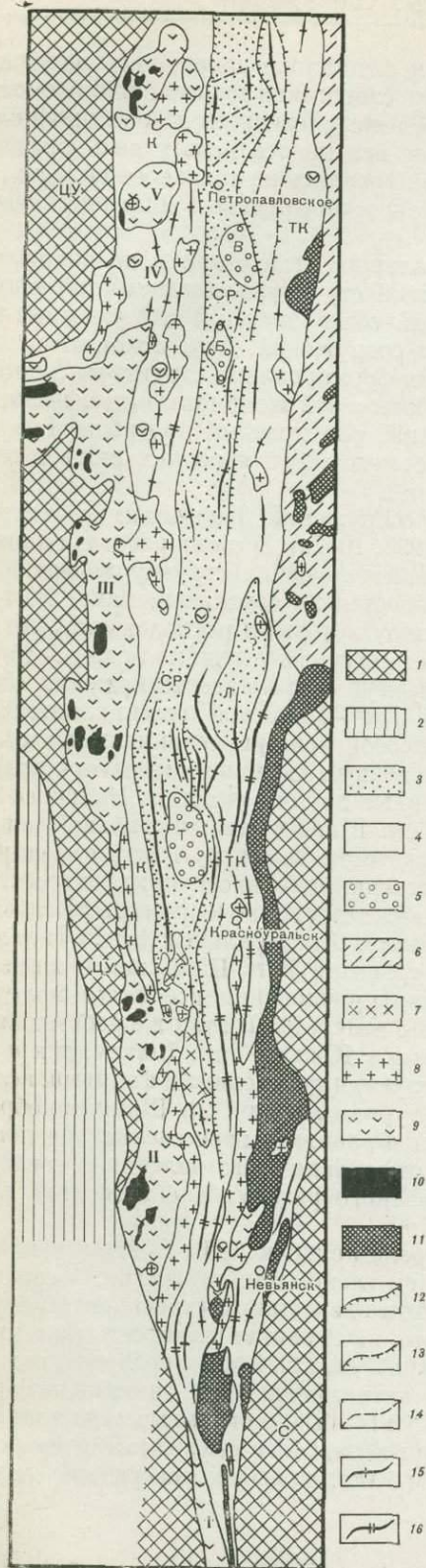
калиевой специализации. В прогибах они фациально замещались щелочно-земельными вулканитами, по-прежнему выносившимися зонами проницаемости вдоль крыльев Зеленокаменной полосы. К началу среднего девона проницаемость стала резко затухать, а еще позднее вся полоса подверглась сжатию, в результате которого окончательно сформировались не только ее складчатая структура, но и характерные для Среднего Урала линейные зоны интенсивно рассланцованных горных пород.

Тектонические исследования в Центральном Казахстане и на восточном склоне Урала, кроме изучения региональной структуры и разработки теоретических вопросов, имели также общеметодическое значение для познания истории геологического развития складчатых сооружений. Дело в том, что в них впервые детально рассматривались условия формирования структуры в эвгеосинклинальных регионах. Ранее такие работы с той же детальностью исследований посвящались или миогеосинклиналям, или краевым прогибам, где породы магматического происхождения встречаются, как известно, лишь в виде исключения.

Изучением палеозойских складчатых сооружений Тянь-Шаня в течение многих лет занимался А. В. Пейве [1937, 1938, 1947а]. В своих работах он предложил во многом новое тектоническое районирование структурно-фациальных зон и также новую трактовку особенностей их сочленения (рис. 3). Как в Северном, так и Южном Тянь-Шане, между которыми расположена Ферганская котловина, он выделил центральные, северные и южные зоны, которые различаются стилем свойственных им структур и временем завершения главной складчатости. В процессе развития Тянь-Шаньской геосинклинальной области внутри нее в разные периоды палеозойской эры возникали центральные зоны складчатости, от которых в дальнейшем складчатость распространялась к периферии, захватывая незаполненные до того участки. Наиболее показателен в этом отношении Северный Тянь-Шань с его центральной зоной, оформленной во время каледонской складчатости. К северу и югу от нее располагались широкие зоны герцинского геосинклинального цикла и соответствующего орогенеза, история формирования которых во многом была связана с этим древним центром складчатости. Вывод о центральных зонах складчатости опровергал старое представление о развитии Тянь-Шаньской геосинклинальной области путем последовательного причленения все более молодых складчатых зон к южному краю Ангарского материка. В этих же работах было показано, что границы как между Северным и Южным Тянь-Шанем, так и между составляющими их зонами характеризуются переходными фациями, вследствие чего так называемая главная структурная линия Тянь-Шаня приобрела новый смысл. В противоположность высказываниям о пересечениях разновозрастных складчатостей было обосновано отсутствие этого явления и доказана большая роль виргаций и Таласо-Ферганского разлома в образовании всей палеозойской структуры Средней Азии.

Исследования в Средней Азии и на Урале привели А. В. Пейве к важному выводу о первично асимметричном строении главных тектонических форм геосинклинальных областей. Согласно его взглядам, таким строением обладают не только краевые прогибы, расположенные на окраинах платформ, но и внутренние поднятия и прогибы геосинклинальных областей. Он писал, что они «не являются более или менее правильными антиклинале- или синклиналесобразными формами, а представляют собой системы обычно огромных моноклинальных блоков глубокого заложения, в которых наиболее спущенные и наиболее приподнятые части расположены впригык, что, конечно, совершенно естест-

Р и с. 2
Схема тектонического строения зеленокаменной полосы Среднего Урала [Штрейс, 1951]



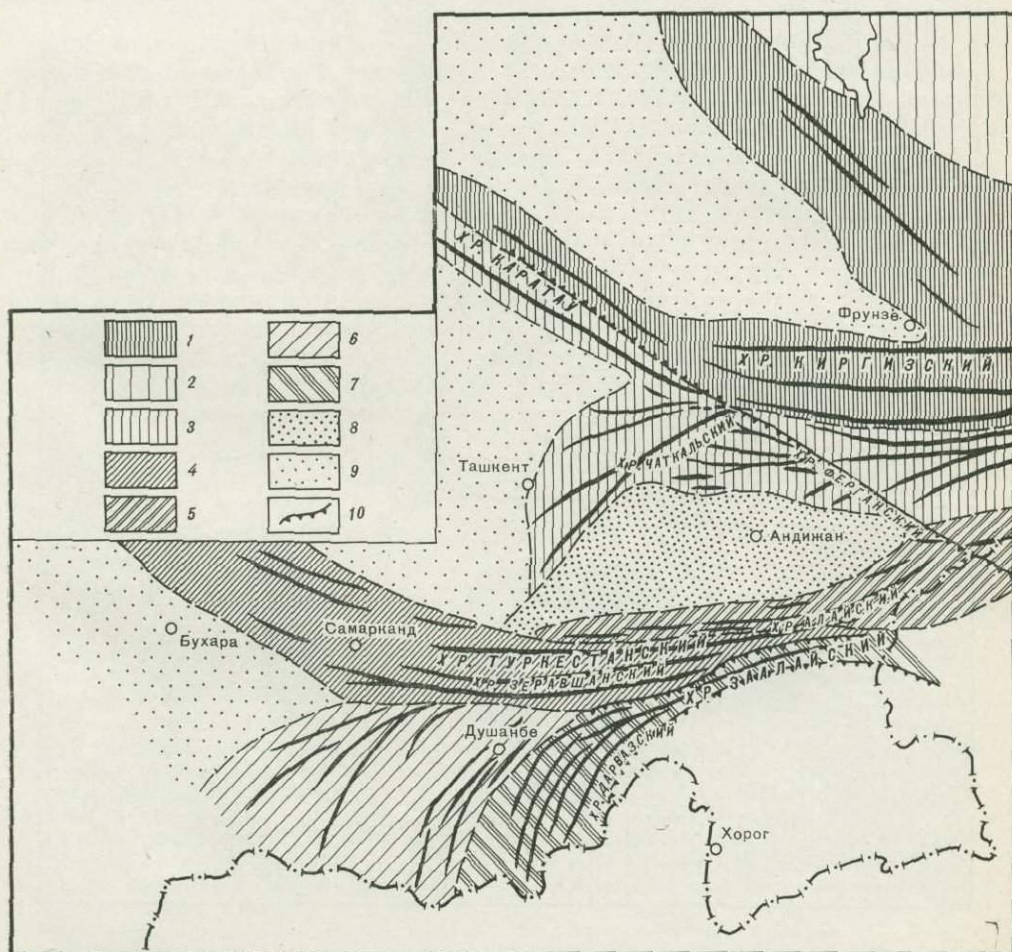
- 1 — антиклинории;
 - ЦУ — Центрально-Уральский,
 - С — Исетско-Салдинский;
 - 2 — складчатый комплекс палеозоя западного склона Урала;
 - 3 — антиклинальные поднятия:
 - СР — срединное (Тагильско-Исовское),
 - Л — Лялинское;
 - 4 — синклинальные прогибы:
 - К — Кумбинско-Кабанский,
 - ТК — Турьинско-Красноуральский;
 - 5 — наложенные мульды:
 - Б — Богословская,
 - В — Волчанская,
 - Т — Туринская;
 - 6 — Западно-Сибирская низменность;
 - 7 — сyenиты;
 - 8 — диориты, гранодиориты и плагиограниты;
 - 9 — габбро;
 - 10 — дуниты, перидотиты и плагиограниты;
 - 11 — змеевикиты;
 - 12 — древние разломы;
 - 13 — главнейшие надвиги;
 - 14 — сбросы;
 - 15 — крупные антиклинали;
 - 16 — крупные синклинали.
- Массивы габбро-перидотитовой формации:
- I — Ряздинский,
 - II — Тагильский,
 - III — Качкарно-Копжаковский,
 - IV — Кпясьпинский,
 - V — Кумбинский,
 - VI — Денежский

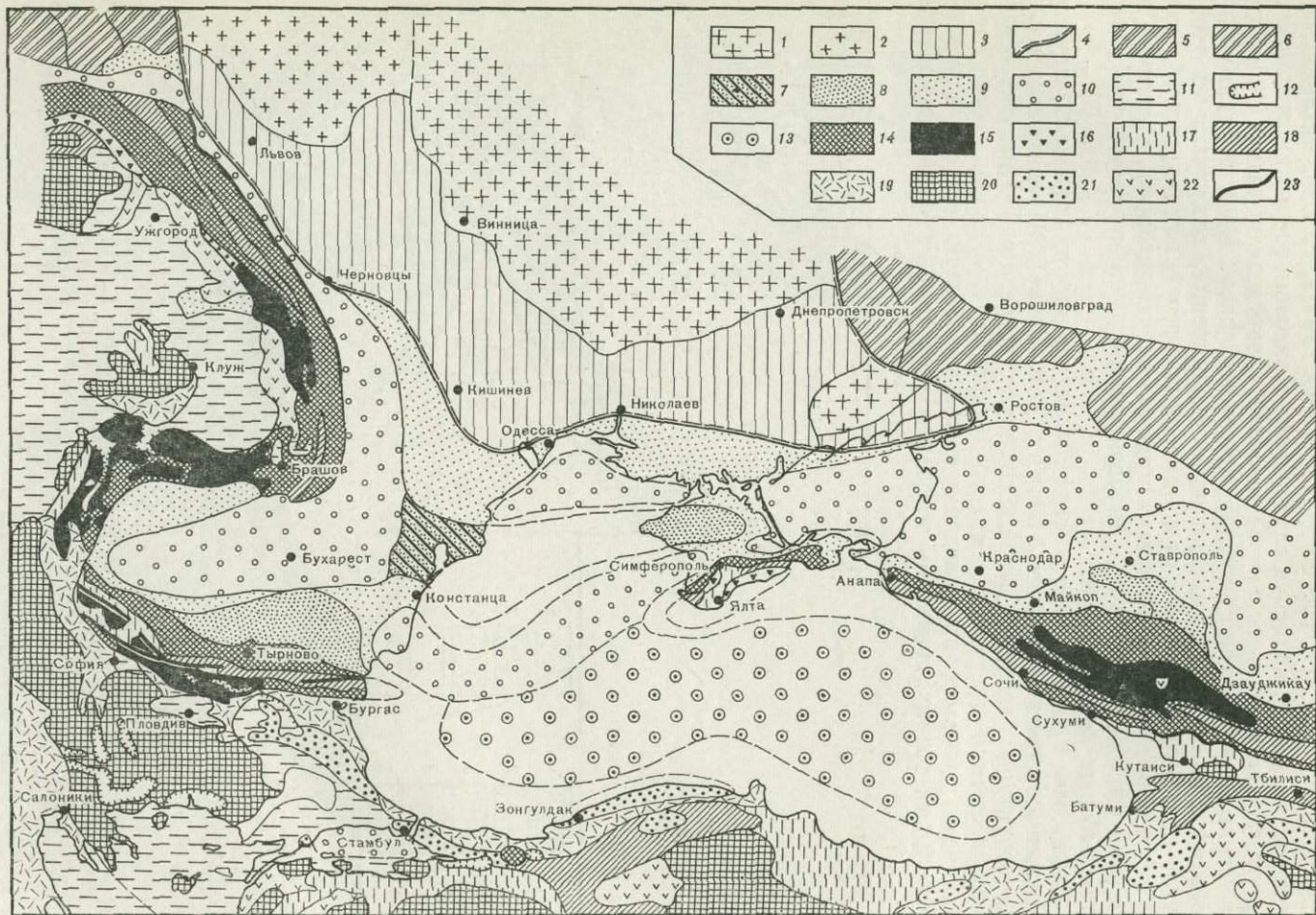
Р и с. 3
Тектоническая схема Западного Тянь-Шаня [Пейве, 1938]

- 1-3 — зоны Северного Тянь-Шаня:
- 1-2 — Северная,
- 3 — Южная;
- 4-6 — зоны Южного Тянь-Шаня:
- 4 — Центральная,
- 5 — Северная,
- 6 — Южная;
- 7 — Северная внешняя зона Памира;
- 8-9 — депрессии:
- 8 — Ферганская
- 9 — Кашкадарьинская, Приташкентская, Чуйская;
- 10 — разломы первого порядка

венно. Мощности и фации отложений также, соответственно тектоническому рельефу, располагаются асимметрично» [Пейве, 1947а, с. 121]. Разломы, разделяющие эти блоки, являются глубинными. Движения вдоль них, то затухающие, то возобновляющиеся с новой энергией, и определяют размах опускания или воздымания соответствующих крыльев блоков. Идеи об асимметрии тектонических структур и их первичных ограничениях разломами положили начало новым теоретическим представлениям о геосинклинальных областях как об особом рода тектонически подвижных территориях. Сущность их развития выражается не в волнообразных, как думали раньше, а в складчато-глыбовых деформациях.

Столь же плодотворными были исследования тектоники складчатых сооружений Крымско-Кавказской области. А. В. Пейве [1941] занимался изучением структуры Главного Кавказского хребта, сосредоточив свои наблюдения преимущественно на его южном склоне. Этот район был выбран потому, что в 30-х годах появилось представление о так называемом «законе инверсии», который был сформулирован на основании исследования фаций, мощностей,





перерывов и угловых несогласий в мезозойских и кайнозойских отложениях именно данной структурной зоны Альпийской складчатой системы юга европейской части СССР. Согласно этому «закону» инверсия обязательна для всех геосинклинальных областей любого возраста, причем существует как «общая», так и «формальная», или «частная», инверсия. Идея формальной инверсии заключалась в том, что на некоторой стадии геосинклинального процесса интрагеосинклинали (прогибы) испытывают полное обращение и превращаются в интрагеоантиклинали (поднятия). Общая инверсия выражается в повсеместном воздымании геосинклинальной области, обусловленном нарастанием обращенного тектонического режима. Считалось, что в юре и мелу в осевой части Главного Кавказского хребта существовала «максимальная» интрагеосинклиналь, которая в третичное время превратилась в интрагеоантиклиналь. Изучение мощностей, фаций, перерывов и угловых несогласий юры и мела, проведенное А. В. Пейве, показало, что по крайней мере в течение всего мезозоя, как и кайнозойской эры, максимальная интрагеосинклиналь в действительности представляла собой унаследованное геоантиклинальное поднятие и что, следовательно, «закон частной инверсии», в том виде, как он впервые был сформулирован, в природе не существует. Этот вывод имел большое значение для дальнейшего развития теоретической тектоники.

Полный синтез структуры Крымско-Кавказской области и истории ее развития был обстоятельно рассмотрен в монографии М. В. Муратова [1949]. Он подробно описал тектонику всех примыкающих к Черноморской впадине складчатых сооружений (рис. 4). Анализ внутреннего строения прогибов и поднятий, изучение вещественного состава свойственных им комплексов горных пород и соотношений между этими главными тектоническими формами в пространстве и времени позволили ему предложить оригинальную классификацию основных структурных категорий. К первой категории принадлежат геоантиклинали. К наиболее распространенному их типу относятся такие, которые «образовались из нескольких меньших геоантиклиналей, разделенных прогибами, путем их объединения» [Муратов, 1949, с. 458]. При развитии геоантиклиналей происходил захват смежных геосинклиналей, а затем и их замыкание. Другой тип составляют геоантиклинали, возникавшие, напротив, в результате распада наиболее крупных положительных форм и их расч-

Рис. 4

Схема современной тектонической структуры Причерноморья [Муратов, 1949]

Русская платформа.

- 1 — выходы древнего основания;
- 2 — районы с глубоким залегающим докембрийского основания;
- 3 — районы, захваченные неогеновыми опусканиями;
- 4 — предполагаемая граница докембрийского основания Русской платформы;
- 5 — выходы герцинского складчатого основания;
- 6 — герцинское основание под покровом мезозоя-кайнозоя.

Неогеновые впадины.

- 7 — выходы палеозойского основания краевых впадин;
- 8 — поднятия во впадинах;
- 9 — крылья впадин в областях поднятий; |
- 10 — наиболее погруженные участки впадин;

11 — внутренние впадины;

12 — грабены;

13 — наиболее прогнутая часть Черноморской впадины.

Сооружения краевой и внутренней зон орогена.

14 — крылья краевых мегантиклиналей;

15 — палеозойские ядра краевых мегантиклиналей;

16 — мезозойские ядра антиклинальных структур;

17 — синклиории, выполненные известняками;

18 — флишевые синклиории;

19 — зеленокаменные синклиории;

20 — палеозойское основание древних поднятий;

21 — антиклиории внутренней зоны;

22 — неогеновые и четвертичные вулканические излияния;

23 — линии главнейших надвигов

ления вновь формирующимися геосинклиналями. Такие геоантиклинали и следует называть остаточными. Второй категории отвечают геосинклинали, также включающие несколько разновидностей. Широко распространены прогибы, заканчивающие свое развитие накоплением флиша и молассы, что позволяет именовать их флишевыми. Иными были прогибы с относительно меньшей мощностью отложений, в которых главную роль играли карбонатные породы и совершенно подчиненную — различные вулканиты. Это известняковые геосинклинали первого рода.

К особому виду геосинклиналей принадлежит древняя, сохранившаяся до наших дней Черноморская впадина. Ее можно условно назвать «узловой» или «материнской» геосинклиналью и охарактеризовать как огромных размеров (сотни километров в длину и ширину) прогиб земной коры, являющийся областью максимального и наиболее длительного прогибания в системе сливающихся с ней геосинклиналей (там же, с. 460). Характерные тектонические новообразования Крымско-Кавказской области — геосинклинали, возникавшие на геоантиклиналях. Одни из таких трогов, связанные с раскалыванием геоантиклиналей и в дальнейшем заполняющиеся андезито-базальтами, андезитами и их пирокластическими аналогами, являются гомологами хорошо известных палеозойских зеленокаменных прогибов. Другие развиваются на сводах более древних геоантиклиналей вследствие их погружения. В них накапливались маломощные карбонатные и песчано-глинистые толщ, изредка прерывавшиеся вулканическими извержениями. Частое преобладание известняков в них позволяет выделять их в качестве известняковых геосинклиналей второго рода. Наконец, своеобразным типом геосинклиналей являются краевые впадины, образовавшиеся с внешней стороны складчатых сооружений на платформенном основании.

В середине 40-х годов А. В. Пейве опубликовал свою общеизвестную работу о глубинных разломах. Несколько позднее он впервые выделил вертикальные формационные ряды, типичные для внутренних эвгеосинклинальных зон складчатых сооружений [Пейве, 1948]. Главные структуры он подразделил на три группы: 1) геосинклинали и геоантиклинали, 2) брахигеосинклинали и поднятия, 3) краевые прогибы. Брахигеосинклиналям в отличие от линейных геосинклиналей и геоантиклиналей принадлежат мульдообразные, также асимметричные тектонические формы, разделенные поднятиями с неправильными в плане очертаниями. Каждому из этих типов структур свойствен свой типоморфный вертикальный ряд парагенетически связанных между собой формаций. Для внутренних и краевых геосинклиналей характерны почти исключительно морские отложения, образующие следующий ряд формаций (снизу вверх): 1) спилито-кератофировая, 2) яшмовая, 3) сероцветных терригенных морских отложений, 4) рифовых и пелитоморфных известняков, 5) флишевая, 6) молассовая. Для внутренних и краевых геоантиклиналей типоморфными являются формации известняков и грубых терригенных отложений. Отдельные части геоантиклиналей представляют собой зоны длительной интенсивной денудации. В брахигеосинклиналях наряду с морскими накоплениями важную роль играют континентальные и лагунные образования. Их формационный ряд резко отличается от соответствующего геосинклинального ряда. Ему принадлежат следующие формации (снизу вверх): 1) терригенных сероцветных морских отложений, 2) порфиновая, 3) терригенных красноцветных континентально-лагунных отложений, 4) органогенно-обломочных известняков, 5) угленосная. Вертикальный формационный ряд поднятий характеризуется такими же формациями, как и брахигеосин-

клинали, с тем лишь существенным отличием, что он маломощен и сопровождается многочисленными перерывами и несогласиями. Формационный ряд краевых прогибов начинается 1) группой карбонатных формаций, сменяющейся 2) угленосной, 3) соленосной, 4) красноцветной континентально-лагунных отложений и 5) молоссовой формациями.

В этой же работе [Пейве, 1948] очень выпукло обрисованы основные черты внутренней тектоники различных главных структур. В пределах геосинклиналей и геоантиклиналей развиты сложные, мелкие «сжатые», часто изоклинальные складки, сменяющиеся на площади распространения брахигеосинклиналей и поднятий открытыми формами линейных складок, флексурами и брахискладками. Для геосинклиналей и геоантиклиналей очень характерны кливаж, общая рассланцованность пород и связанный с ними метаморфизм, в то время как в брахигеосинклиналях подобные явления, как правило, отсутствуют. Эти различия определяются тем обстоятельством, что геосинклинали и геоантиклинали, ограниченные глубинными разломами, в течение своего развития подвергаются тектоническому раздавливанию, которое в брахигеосинклиналях проявляется слабо или не проявляется совсем. Длительность развития геосинклиналей и геоантиклиналей обычно измеряется одним тектоническим циклом, а брахигеосинклинали и поднятия наследуются от цикла к циклу и могут развиваться в течение не одной эры. В целом же режим геосинклиналей и геоантиклиналей исторически сменяется режимом брахигеосинклиналей и поднятий.

В коллективе Геологического института АН СССР первые послевоенные годы имели существенное значение для развития теории геосинклиналей. К этому времени накопился большой фактический материал предвоенных экспедиций (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Кавказ), а также были результаты исследований, произведенных на Урале и Предуралье в годы Великой Отечественной войны. Наиболее актуальным вопросом геотектоники этого времени являлась проблема специфики развития геосинклиналей. В противовес представлениям о частной и полной инверсии структур в результате волнообразного перекачивания поднятий внутри геосинклинальных областей (В. В. Белоусов и его школа) тектонисты Геологического института весьма успешно разрабатывали концепцию о последовательном росте внутри таких областей геоантиклинальных поднятий и их разрастании по мере развития различных геосинклинальных систем.

Особенно существенным при таком анализе являлось то, что различные структурные зоны геосинклинальных областей и систем различались слагающими их комплексами горных пород и ограничивались зонами крупных длительно живущих разломов и зонами проницаемости. Именно в этом исследовании особенностей геосинклинального процесса и закладывались основы учения о формациях и глубинных разломах, получившие широкое признание в 50-е годы. В связи с этим важны две работы, посвященные теории геосинклиналей, их классификации и особенностям развития. В работе «Гипотеза Вегенера и геосинклинали» Н. С. Шатский [1946] рассмотрел некоторые основные положения геосинклинальной теории. В ней была предложена классификация геосинклинальных структур, которые, вслед за А. Д. Архангельским, подразделялись на частные геосинклинали и геоантиклинали, геосинклинальные системы и геосинклинальные области. Н. С. Шатский отметил, что геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия различаются прежде всего набором формаций или формационными рядами. «Самым существенным отличием геоантиклиналей от формаций геосинклиналей является то,

что формации, которыми сложены эти положительные структуры, чрезвычайно резко отличаются от формаций, сопряженных с ними геосинклиналей» [Шатский, 1964, с. 605].

Касаясь вопроса развития геосинклинальных областей, он подчеркивал, что классификацию по тектоническим эпохам мы вынуждены делать по времени окончания геосинклинального процесса (замыкания геосинклиналей), ибо «нигде до сих пор не выделены начальные стадии геосинклинального развития; мы не знаем, развитие каких структур привело к образованию геосинклинальных областей» (там же, с. 606). Именно это ограничение в познании геосинклинального процесса, существовавшее в то время, и наложило отпечаток на все дальнейшие классификации геосинклинальных зон.

Рассматривая общий ход развития Земли, Н. С. Шатский отметил необратимость эволюции, в процессе которой происходит постепенное наращивание площадей платформ и сокращение геосинклинальных областей.

Эти выводы в то время были неизбежны, так как геотектонические представления основывались на фиксистских представлениях, в той или иной мере опираясь на гипотезу контракции. В этой же работе Н. С. Шатский отрицал возможность горизонтальных перемещений материков, доказывая связь геосинклинальных структур через зоны глубинных разломов с верхней частью мантии.

Таким образом, отчетливо видно, что в послевоенные годы существенно были продвинуты вопросы классификации геосинклиналей и понимания особенностей их развития. Однако эти исследования в первую очередь касались заключительных стадий геосинклинального процесса, так как наши знания о начальных этапах развития геосинклиналей были еще очень ограничены.

Вышедшая вслед за этой работой обстоятельная статья Н. А. Штрейса [1947] содержала подробное рассмотрение истории развития представлений о геосинклиналях; в ней была сделана попытка дать классификацию отдельных геосинклинальных прогибов с учетом состава выполняющих их отложений (формаций). Наконец, что самое важное, в ней были рассмотрены более мелкие структурные формы, которые возникают в ходе развития частных геосинклиналей и геоантиклиналей и складчатых систем в целом. Н. А. Штрейс писал: «Геосинклинали, геоантиклинали, антиклинальные поднятия, синклинальные прогибы и наложенные мульды принадлежат таким историческим тектоническим формам земной коры, которые развиваются в определенном направлении в течение длительного времени, измеряемого эпохами и даже эрами» (с. 98).

Н. А. Штрейс считал, что есть по крайней мере два пути развития геосинклиналей (геосинклинальных прогибов): один, когда они разделяются срединными антиклинальными поднятиями, и другой, когда происходит как бы разрастание смежных с ними геоантиклинальных поднятий за счет причленения к ним смежных частей геосинклинали. Он обратил внимание также на частую асимметрию тектонических структур и на необходимость изучения наиболее характерных форм их морфологии. Весьма важными представляются его высказывания о существовании зон проницаемости земной коры в геосинклинальных областях и вытекающей отсюда задачи изучения связей тектонических структур и движений с особенностями размещения различных типов магматических пород. Эти положения Н. А. Штрейса и послужили основой в дальнейшем для постановки проблемы о связи тектоники и магматизма, которая разрабатывалась в Геологическом институте в последующие годы.

Во второй половине 40-х годов П. Н. Кропоткин [1948а] сделал попытку увязать данные геоэнегетики с особенностями формирования складчатых зон.

Он проанализировал возможные источники тепловой энергии и показал, что одним из вероятных источников ее выделения является глубинная контракция. Вследствие этого возникают магматические расплавы, их подъем вдоль «зон раздробления и прессования», каковыми являются геосинклинальные области с их системами глубинных разломов.

Все эти вопросы геосинклинальной теории широко обсуждались на совещании по вопросам тектоники, организованном Отделением геолого-географических наук совместно с Отделением физико-математических наук в мае 1948 г.

Таким образом, в первые послевоенные годы изучение особенностей геосинклинального процесса в Геологическом институте основывалось на сравнительно-тектоническом, историко-геологическом и других методах, основы которых были заложены трудами основателей тектонической школы Геологического института академиками А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским.

На базе этого изучения уже начали вырисовываться возможности картографического изображения в пределах различных складчатых сооружений тех структурных единиц, которые создавались в различных геосинклинальных областях в процессе их развития. Это послужило толчком к созданию в институте различных тектонических карт, которые были составлены и изданы в 50-х годах.

Создание карт, как мы уже отмечали, было подготовлено разработкой геосинклинальной теории тектонистами Геологического института, а также детальными исследованиями в отдельных крайне важных для понимания геосинклинального процесса регионах (Урал — А. В. Пейве [1947a], Н. А. Штрейс [1951]; Альпийская область — М. В. Муратов [1948, 1949] и др.). В то же время составление карт потребовало и постановки специальных работ. С одной стороны, это были работы, направленные на изучение еще слабо исследованных областей. К их числу следует отнести труды Ю. М. Пущаровского, посвященные особенностям строения и развития мезозойд Северо-Востока СССР [Пущаровский, 1960], работы М. С. Нагибиной [1963] по изучению тектонической природы Монголо-Охотского пояса, а также вновь организованных специальных Казахской и Тувинской экспедиций. С другой стороны, потребовалось проведение дополнительных исследований по классификации геосинклинальных структур. Классификация первичных структур складчатых сооружений на геосинклинали, геоантиклинали, геосинклинальные системы и геосинклинальные области, как мы видели, была предложена Н. С. Шатским [1946]. Однако целый класс структур, образующихся в конечные этапы развития геосинклинального процесса, оставался еще относительно слабо изученным. Специальное изучение этих структурных форм в Казахстане [Пейве, Сеницын, 1950; Богданов, 1959], Тянь-Шане [Пейве, 1948], в каледонидах и герцинидах Сибири [Зайцев, 1957; Клитин, 1957] привело к выделению особого класса орогенных структур, знаменующих собой заключительный этап развития геосинклинальных систем и областей.

Как и каждое обобщающее исследование, в процессе которого происходит синтез большого фактического материала, создание сводных тектонических карт послужило толчком к развитию целого ряда направлений в геотектонике и теории геосинклиналей в частности. К их числу в первую очередь надо отнести 1) тектоническое районирование крупных областей и территории СССР в целом; 2) типизацию геосинклинальных структур; 3) развитие учения о геосинклинальных формациях и их формационных рядах; 4) проблемы синхронности и асинхронности фаз и эпох складчатости; 5) исследование структурных рисунков различных складчатых зон и проблемы происхождения складчатости.

Как уже отмечалось ранее, ряд новых данных был получен при исследованиях Ю. М. Пушаровского [1960], Н. А. Богданова [1963] и других сотрудников на Северо-Востоке СССР, что позволило расшифровать специфику стиля тектонического развития этой огромной территории. Особое внимание было уделено при этом раннему рифейско-палеозойскому этапу, в результате чего было показано, что в основании мезозойид Северо-Востока СССР залегают преимущественно карбонатные негеосинклинальные формации, большие мощности которых свидетельствуют о существовании специфического тектонического режима подвижной платформы. Наличие такого основания позволяет объяснить особый характер структуры Верхояно-Чукотской складчатой области, сложенной на громадных пространствах терригенными формациями верхоянского комплекса.

М. С. Нагибина [1960] в эти годы показала, что мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса не относятся к собственно геосинклинальным образованиям, а представляют собой наложенные на герцинское складчатое основание структуры. Она предложила выделять в связи с этим особый класс структур, возникших в связи с мезозойской тектонической активизацией востока Азии. Правда в дальнейшем выяснилось, что эти явления активизации непосредственно связаны с развитием смежных геосинклинальных областей. Н. П. Херасков и А. С. Перфильев [Молдаванцев и др., 1960] в эти годы занимались изучением Урала. Они показали существенное значение в его строении допалеозойских рифейских структур, на которые дискордантно были наложены герцинские геосинклинали Урала. Эти данные свидетельствовали о длительной и сложной истории герцинид Урала. В это же время были внесены существенные уточнения в представления о тектонике Центрального Казахстана (А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, Н. Г. Маркова и др.) и каледонид Центральной Азии (Н. С. Зайцев, К. А. Клитин и др.).

Таким образом, в рассматриваемый период наши представления о тектонике и истории развития ряда складчатых зон были существенно пополнены, а иногда и коренным образом изменены.

Составление карт потребовало также постановки специальных исследований по типизации структур складчатых областей. Помимо классификации собственно геосинклинальных структур и выделения особого типа орогенных структур, большое внимание в эти годы было уделено также структурам, расположенным вдоль границ платформ и складчатых областей. Мы имеем в виду обширные исследования краевых прогибов Ю. М. Пушаровским, который показал, что «...представляется возможным сделать вывод о том, что структуры этой категории не принадлежат ни к числу геосинклинальных, ни к числу платформенных. Они возникают в результате воздействия складчатых зон на платформы и представляют собой пограничные структурные образования» [1959, с. 146].

Исследования Е. В. Павловского [1959] привели к выделению вдоль краевых геосинклинальных областей и систем зон длительного унаследованного прогибания, которые он назвал зонами перикратонных опусканий. Наиболее типичным их представителем он считал Ангаро-Ленский прогиб, расположенный вдоль южной окраины Сибирской платформы.

Наконец, существенное значение имели попытки классификации зон геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, проводившиеся на основе формационного анализа. Эти работы в целом связаны со следующим направлением.

Как известно, первая работа Н. С. Шатского, посвященная проблеме геологических формаций, появилась еще в 1939 г. В последующие годы метод формационного анализа, в том его понимании, которое было сформулировано Н. С. Шатским, получил огромное признание. В самом определении формаций как естественных парагенетических ассоциаций горных пород были заложены очень большие возможности для тектонических обобщений. Н. П. Херасков [1967, с. 375] писал: «При проведении исследований мною широко использовался и вместе с тем разрабатывался метод формационного анализа, который позволил по-новому подойти к освещению многих тектонических вопросов. Нужно сказать, что поскольку это новый метод, который еще только начинает развиваться, возможности его в тектонике не могут быть полностью оценены. Однако уже сейчас ясно, что только с помощью формационного метода возможен наиболее полный и объективный анализ развития крупных тектонических структур, с последующим установлением сходства и различия между ними».

Кроме того, этот метод, вытекавший из обычных геологических полевых исследований, был доступен широкой геологической аудитории. Именно поэтому в 50-е годы многие тектонические исследования опирались в методическом отношении на формационный анализ. В Геологическом институте формационный анализ геосинклинальных областей и зон развивался в нескольких направлениях.

С одной стороны, разрабатывались общие методические стороны учения о формациях и на основе этого уточнялись отдельные аспекты процесса геосинклинального развития, а также его эволюции, направленности в истории Земли. Мы имеем прежде всего в виду работу Н. С. Шатского «Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации» [1960] и работу Н. П. Хераскова [1952] «Геологические формации (опыт определения)». В этих работах весьма существенным явилось выделение классов геосинклинальных формаций, отвечающих различным стадиям геосинклинального процесса. При этом в формационный анализ геосинклинальных зон вовлекались широко развитые в них формации магматических пород, что продолжило исследования по проблеме связей тектонических структур и процессов магматизма, о которых писал в свое время Н. А. Штрейс.

С другой стороны, в рамках проблемы «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре» исследовались отдельные геосинклинальные рудоносные формации. К их числу относились фосфоритоносные формации геосинклинальных зон [Павловский, Беличенко, 1958; Книппер, 1963], железорудные формации докембрийских и палеозойских геосинклиналей [Марков, 1959; Формозова, 1960], марганценовые формации палеозойских складчатых зон [Шатский, 1954; Херасков, 1951; Соколова, 1958; и др.]

Наконец, в-третьих, на основе формационного анализа в эти годы делались попытки дать типизацию зон геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий по составу слагающих их формационных рядов.

В эти годы появляются различные классификации геосинклиналей, основанные на анализе выполняющих их формаций, которые значительно детализируют прежнее разделение геосинклиналей на мио- и эвгеосинклинали [Пейве, 1948; Штрейс, 1951; Муратов, 1949; Пушаровский, 1960; Книппер, 1963; Богданов, 1963; и др.]

Составление обзоров тектонических карт Советского Союза, а вслед за тем и отдельных материков привлекло внимание исследователей еще к одной проблеме, важной для понимания общих черт развития геосинклиналей. Речь идет о выделении планетарных эпох и фаз складчатости и их синхронности

в глобальном масштабе. Общеизвестно, что Н. С. Шатский [1937а, б, 1951] на протяжении многих лет последовательно выступал с идеями о длительности процессов складкообразования. Он писал: «Само же складкообразование, т. е. деформации, образующие складки, сбросы, сдвиги, я думаю, совершается все время, то усиливаясь, то замедляясь, то распространяясь на большие пространства коры, то сосредоточиваясь в узких пределах» [Шатский, 1951, с. 52]. Как мы знаем, эти идеи получили в свое время достаточно широкое признание среди геологической общественности и их обсуждение продолжалось достаточно долго на страницах различных геологических журналов. Они вновь возникли после составления тектонических карт, когда на больших территориях удалось, хотя и очень приблизительно, оценить продолжительность эпох складкообразования и их повсеместность и синхронность в масштабах Земли в целом.

В объяснительной записке к тектонической карте СССР и сопредельных стран Н. С. Шатский [1963, с. 466—467] писал: «Со времени опубликования классических работ М. Бертрана и Э. Зюсса широким распространением пользуются идеи о повсеместном и одновременном проявлении складчатостей. В работах Г. Штилле эти идеи нашли свое дальнейшее и крайнее развитие, развившееся, в частности, в разработке канона фаз складчатостей — канона революционных эпох, в определенной периодичности охватывающих всю Землю.

Анализ структуры и истории развития территории СССР заставляет подвергнуть критическому пересмотру эти точки зрения. Большие сомнения вызывают идеи о повсеместности и синхронности не только отдельных фаз, но даже и эпох складчатости. Имеющиеся факты заставляют категорически отрицать крайнюю кратковременность, катастрофичность фаз канона Г. Штилле и универсальность их распространения. К этому выводу приходят не только советские геологи, но также все большее число зарубежных исследователей.

Именно эти представления позволили Н. С. Шатскому с соавторами выделить самостоятельную зону кайнозойской складчатости во внешних частях Тихоокеанского пояса, отличную по истории своего развития от Альпийско-Гималайского пояса.

Близко к этим идеям стоят работы, в которых рассматривалась неравномерность развития во времени различных частей земного шара. Здесь следует упомянуть работы Н. И. Хераскова [1967] о специфике развития Атлантического и Тихоокеанского сегментов в развитии Земли, прямо вытекавшие из опыта составления и анализа тектонической карты Евразии. Эти же идеи получили свое развитие и в работах Ю. М. Пушаровского [1960, 1972]. В несколько ином аспекте они были разобраны Н. А. Штрейсом [1964], показавшим различия в развитии северного и южного полушарий.

Самостоятельный раздел в учении о геосинклиналях разрабатывался в эти годы А. В. Пейве и его учениками. Как уже отмечалось, учение о глубинных разломах дало толчок развитию гессинклинальной теории в целом. А. В. Пейве в это время продолжал усиленно заниматься разломами гессинклинальных областей, вплотную подходя к анализу их структурных рисунков. Эта проблема более полно будет освещена ниже. Однако уже в 50—60-е годы им было выдвинуто представление о том, что существуют геосинклинальные зоны с одним направлением глубинных разломов, которые резко отличаются от геосинклинальных зон с многими перекрещивающимися системами [Пейве, 1960]. Именно в эти годы изучение разломной тектоники стало подводить нас к пониманию существенной роли горизонтальных перемещений в формировании структур геосинклинальных областей.

Таким образом, первые послевоенные годы характеризовались большим размахом тектонических исследований в Геологическом институте АН СССР, что, конечно, в первую очередь диктовалось практической необходимостью. Значительную роль при этом играли и работы, посвященные изучению отдельных геосинклинальных зон и геосинклинального процесса в целом. Именно эти работы сделали возможным составление ряда тектонических карт СССР, Европы, Евразии, Арктики и др. Составление таких карт, потребовавшее синтеза многочисленных материалов, в свою очередь, способствовало разработке ряда аспектов теории геосинклиналей, которая в эти годы, естественно, находилась еще в узах контракционистских представлений.

ИССЛЕДОВАНИЯ В 60—70-е ГОДЫ

В 60—70-е годы научные исследования в области тектоники складчатых сооружений и закономерностей их формирования проводились в Геологическом институте АН СССР в связи с разработкой трех главных тектонических проблем: «Пространственные и хронологические закономерности основных структур земной коры» (руководитель А. Л. Яншин), «Разломы и их роль в строении и развитии земной коры» (руководитель А. В. Пейве) и «Основные структуры земной коры и особенности пространственного размещения в них магматических образований» (руководитель Н. А. Штрейс).

Если разработка первой из этих проблем была традиционным для института направлением тектонических исследований, берущим свое начало от работ А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского и выражающимся в региональных тектонических обобщениях крупных территорий и целых регионов, которые были органически связаны с составлением тектонических карт и разработкой их принципов и легенд, то работа над второй и третьей проблемами дала толчок для развития принципиально новых для института научных направлений. Сущность одного из них заключалась в выяснении роли (как было при этом показано — ведущей) горизонтальных движений в формировании складчатых сооружений и структуры земной коры в целом, другого — в целенаправленном изучении структурной позиции и вещественного состава различных магматических образований, их роли в геосинклинальном процессе, а также их эволюции в процессе развития основных структур земной коры.

Первоначально развиваясь параллельно и независимо, эти два последних направления постепенно сблизились, обогатили друг друга новыми идеями и фактами и в конечном счете привели к разработке новых представлений о сущности геосинклинального процесса как механизма структурного и вещественного преобразования океанической коры в континентальную, об основных закономерностях и стадийности этого сложного фундаментального процесса создания и изменениях различных вещественных оболочек земной коры.

Основываясь на этих представлениях, коллектив тектонистов Геологического института под руководством А. В. Пейве и А. Л. Яншина в конце 70-х годов составил новую Тектоническую карту Северной Евразии, важнейшим принципом которой было время формирования континентальной коры, разное в различных складчатых сооружениях, а в пределах зон с одинаковым возрастом континентальной коры — время формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры. Эта тектоническая карта, составленная на принципиально новой методической основе, открыла новые горизонты в развитии геотектоники, показав огромную роль в структуре современных континентов

океанической коры геологического прошлого, структурные и вещественные преобразования которой сопровождалась горизонтальными движениями больших амплитуд, приводящими к возникновению обширных зон сжатия или растяжения, формированию воздымающихся складчатых сооружений или новых раскрывающихся океанических бассейнов, проявлениям тектоно-магматической активизации континентальных окраин или явлениям прогрессивного метаморфизма, гранитизации и гранитообразованию на обширных территориях будущих континентов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Это направление объединяло все исследования, связанные с составлением мелкомасштабных тектонических карт, разработкой их принципов и легенд, а также крупные региональные тектонические обобщения, вскрывающие основные черты строения тех территорий, для которых составлялись тектонические карты. Под названием «Пространственные и хронологические закономерности основных структур земной коры» в 60-х и начале 70-х годов оно возглавлялось А. Л. Яншиным, в его разработке участвовали такие известные исследователи, как Н. П. Херасков, М. В. Муратов, Ю. П. Пушаровский, Н. С. Зайцев, М. С. Нагибина, Н. Г. Маркова, А. С. Перфильев, А. А. Белов, Е. С. Постельников, К. А. Клитин и др. В основе этого направления по изучению складчатых сооружений лежали идеи Н. С. Шатского о закономерностях строения и развития геосинклинальных областей и систем, нашедшие четкое выражение в разработанных им принципах составления и легендах тектонических карт СССР ряда изданий и Международной тектонической карты Европы 1-го издания.

Работа по составлению тектонических карт СССР, Европы и Евразии, а также ряда других (Тихоокеанского пояса, Арктики и др.) потребовала обобщения и осмысливания большого и разнообразного геологического материала и теоретического объяснения многих эмпирических закономерностей, выявившихся в процессе составления этих карт. Прекрасным примером таких обобщений может служить монография Н. П. Хераскова [1963], в которой в результате формационного и структурного анализа получили всестороннее обоснование и дальнейшее развитие заложенные Н. С. Шатским принципы тектонического районирования складчатых областей по возрасту главной складчатости, а также были высказаны новые оригинальные и в высшей степени интересные идеи об общей структуре земной коры, ее своеобразном структурном рисунке и особенностях размещения и развития важнейших складчатых поясов земного шара — субширотных (Арктического, Тетиса и Нерейса) и меридиональных (Атлантического и Урало-Сибирского).

Н. П. Херасков [1963, 1967] разработал систематику геологических формаций по тектоническому признаку, выделив три больших класса: 1) платформенный, 2) геосинклинальный и 3) орогенный. Последние два класса имеют самое прямое отношение к тектонике складчатых сооружений. Особенно подробно Н. П. Херасков изучил класс орогенных формаций, в составе которого он выделил: а) геантиклинальные орогенные формации, возникающие в процессе геосинклинального развития еще до завершающей или главной складчатости на локальных участках в пределах геантиклиналей и связанные тесными латеральными переходами с формациями геосинклинального класса; б) эпигеосинклинальные формации орогенные, свойственные краевым прогибам

и внутренним впадинам складчатых областей и формирующиеся уже после главной складчатости; в) катаплатформенные и метаплатформенные орогенные формации, обусловленные возникновением горного рельефа на платформах.

Н. П. Херасков [1964] одним из первых обратил внимание на качественные различия геосинклинальных систем разного возраста. Тектонические циклы он понимал двояко: и как закономерно повторяющиеся последовательности однотипных явлений, и как некоторые стадии более общего длительного и направленного процесса развития земной коры. Эти идеи Н. П. Хераскова не потеряли актуальности и в настоящее время. Не менее яркое выражение рассматриваемое традиционное направление по изучению складчатых сооружений получило в трудах М. В. Муратова, Ю. М. Пушаровского и А. Л. Яншина.

М. В. Муратов в своих работах 60—70-х годов затрагивал практически все основные проблемы тектоники складчатых сооружений. Однако все же главной темой его исследований геосинклинальных областей и складчатых сооружений была разработка этапности и стадийности их развития. В результате изучения истории формирования геосинклинальных структур байкальских, каледонских, варисцийских и альпийских складчатых областей он установил [Муратов, 1963, 1965], что все они могут быть подразделены на три основных структурных комплекса: 1) комплекс основания, на котором закладываются геосинклинальные трог; 2) главный геосинклинальный комплекс, отвечающий главному этапу развития геосинклинальной области и 3) молассовый, характеризующий заключительный, или орогенный, этап развития геосинклинальной уже складчатой области. Эта схема основных этапов развития геосинклинальных складчатых областей очень быстро получила широкое распространение и всеобщее признание.

В эти же годы М. В. Муратов [1965] выделил и описал главные, как он называет, складчатые геосинклинальные пояса фанерозойского времени для Европы, Азии и Северной Америки: Средиземноморский, Атлантический, Урало-Монгольский и др. Он разработал концепцию, согласно которой все фанерозойские геосинклинальные пояса возникли в результате раздробления и структурной переработки гранитизированного сиалического фундамента (комплекс основания), сформировавшегося в результате развития рифейских геосинклинальных систем. Последние, по его мысли [Муратов, 1970], принципиально отличались от фанерозойских геосинклинальных поясов тем, что закладывались в значительной своей части на океанической коре, совершенно не свойственной, как он считает, геосинклинальным областям и системам фанерозоя, в частности Альпийской геосинклинальной области Средиземноморского пояса. Возникновение океанических впадин Средиземного, Черного и Каспийского морей М. В. Муратов [1957] связывает со вторичными наложенными новейшими процессами, вызвавшими опускание этих впадин и преобразование земной коры в их пределах, в частности с перетеканием сиалического материала из-под этих впадин в области поднятий Кавказа, Турции и др.

В этом заключается принципиальное отличие концепции М. В. Муратова от идей, развиваемых А. В. Пейве и его последователями, доказывающими присутствии океанического симатического фундамента во всех без исключения эвгеосинклинальных зонах не только рифейского, но и палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Исследования Ю. М. Пушаровского, который с 1969 г. возглавил самостоятельную проблему «Тектоника приокеанических зон», в рассматриваемый период были направлены на выявление геологических и тектонических закономерностей развития Тихоокеанского сегмента Земли, в первую очередь обрам-

ляющих его складчатых сооружений палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста и современных геосинклинальных систем. Основываясь на детальном изучении региональной геологии и тектоники этого обширного региона [Пушаровский, 1960, 1963, 1964а, б, в и др.; Пушаровский, Меланхолина, 1963; Пушаровский, Афремова, 1965; Пушаровский и др., 1967; и др.], Ю. М. Пушаровский разработал принципы тектонического районирования Тихоокеанского тектонического пояса и возглавил составление Тектонической карты Тихого океана и его складчатого обрамления масштаба 1 : 10 000 000, завершенное в 1970 г.

Огромный материал по тектонике складчатых сооружений Циркум-Тихоокеанского тектонического пояса, синтезированный на этой карте, позволил Ю. М. Пушаровскому [1965, 1967, 1972] сделать ряд важных выводов общего значения, касающихся происхождения Тихоокеанского тектонического сегмента Земли и связанной с этим проблемы общей асимметрии тектоносферы Земли, возраста Тихого океана и др. Здесь же мы рассмотрим только те из них, которые имеют прямое отношение к тектонике складчатых сооружений. Анализируя строение и развитие палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений по периферии Тихого океана, Ю. М. Пушаровский [1972] пришел к заключению о большой сложности тектонического развития приокеанических складчатых систем, для которого характерны не только процесс наращивания складчатых зон континентов, но и их деструкции. Этим обусловлены большое разнообразие условий проявления геосинклинального режима, который может протекать и в океанической и в континентальной обстановке, и различная насыщенность разрезов геосинклиналей магматическими, прежде всего вулканическими образованиями. Все это привело Ю. М. Пушаровского к необходимости выделить наряду с мио- и эвгеосинклиналями еще один, третий промежуточный тип геосинклиналей — миктогеосинклинали. Такой тип геосинклиналей отличается от остальных индексом вулканизма, равным 10—50% (в миогеосинклиналях индекс вулканизма меньше 10%, а эвгеосинклиналях — больше 50%). В качестве примеров миктогеосинклиналей Ю. П. Пушаровский приводит мезозойские складчатые сооружения Сихотэ-Алиня и Северного Вьетнама.

Опираясь на тот же материал по складчатым сооружениям и континентальным окраинам периферии Тихого океана, Ю. М. Пушаровский [1965, 1972] сформулировал важное понятие о резонансно-тектонических структурах, индуцированных процессами, протекающими в смежных геосинклинальных поясах. К этому типу структур он отнес своеобразные эпиплатформенные глыбовые и складчато-глыбовые пояса (например, Скалистых гор США, Центрально-Аргентинские Пампы, Каллахскую складчатую зону на юго-востоке Сибирской платформы, мезозойские впадины восточноазиатского типа, описанные М. С. Нагибиной и др.), краевые прогибы разных типов, зоны эпикратонных опусканий и окраинные синеклизы платформ и некоторые другие типы структур. Здесь он поднял вопрос о передаче на большие расстояния тектонических импульсов, из развивающихся геосинклинальных поясов на разных стадиях их развития.

Большое внимание Ю. М. Пушаровский уделял выяснению структурной позиции мезозойских и кайнозойских вулканических поясов, развитых по периферии Тихого океана, и их классификации на этой основе. Он выделил вулканические пояса окраинно-материкового типа и островных гряд и обосновал их различия. Такой же анализ он проводил и применительно к поясам гранитоидного магматизма.

А. Л. Яншин все тектонические и историко-геологические события рассматривал и продолжает рассматривать сейчас с эволюционной точки зрения, согласно которой тектонические, как и вообще любые геологические процессы на Земле, всегда отличались большой изменчивостью как в пространстве, так и во времени [Яншин, 1965а; Тектоника Евразии, 1966; и др.]. В своих работах и выступлениях А. Л. Яншин постоянно указывает на то, что формирование конкретных складчатых зон на разных материках и в различные геологические периоды протекало настолько своеобразно и неповторимо, что любые попытки втиснуть их развитие в рамки каких-либо общих историко-геологических и глобальных закономерностей заранее обречены на неудачу. Например, тектоническое формирование каледонских складчатых областей проходило не так, как варисийских, а альпийские области развивались иначе, чем те и другие. Тектонические процессы по периферии Тихого океана протекали асинхронно по отношению к остальной части земного шара и т. д.

Именно в этом строго эволюционном подходе следует искать истоки широко известных представлений А. Л. Яншина об отсутствии в истории Земли повторяющихся однотипных тектонических циклов, отрицании общепланетарного характера этих циклов, а также общепланетарных эпох и фаз складчатости и эпох относительного тектонического покоя и, наконец, неприменимости или крайней ограниченности метода актуализма при анализе тектонических явлений в геологическом прошлом. Эти представления А. Л. Яншин в наиболее полной форме сформулировал после составления и анализа Тектонической карты Евразии, составленной коллективом тектонистов Геологического института под его руководством [Яншин, 1965а, 1967; Тектоника Евразии, 1966]. Однако здесь уместно заметить, что анализ тех же материалов с других теоретических позиций позволил другим исследователям прийти к иным представлениям о тектоническом развитии Земли в фанерозое и докембрии, на чем мы остановимся ниже при рассмотрении других научных направлений в Геологическом институте.

Анализируя структуру складчатых сооружений, А. Л. Яншин [1965б] специально рассмотрел проблему срединных массивов и обосновал вывод, согласно которому в качестве таких тектонических элементов следует выделять лишь сохранившиеся остатки более древней складчатой структуры, на которой были заложены геосинклинали данной области.

В начале 60-х годов А. Л. Яншин продолжал развивать идеи Г. Ф. Мирчинка и Н. П. Хераскова; одновременно с С. С. Шульцем и В. Е. Хаиным он впервые выделил среди складчатых сооружений эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенетические пояса, что быстро вошло в практику тектонических исследований и стало важным вкладом в классификацию основных типов структур земной коры.

Важную роль в развитии данного направления сыграли работы М. С. Нагибиной [1963, 1967 и др.], посвященные разным формам внегеосинклинальной тектоно-магматической активизации континентов. Первоначально идеи М. С. Нагибиной о существовании двух главных форм тектоно-магматической активизации с образованием глыбово-складчатых сооружений в областях завершённой складчатости и древних платформ: 1) активизации с массовым проявлением базальтоидного магматизма и 2) ревивации с массовым проявлением гранитоидного магматизма вулканоплутонического типа — родились в результате изучения структурной позиции и вещественного состава мезозойского магматизма по периферии Тихого океана, сначала азиатской, а потом и американской [Нагибина, 1967, 1976]. Однако в дальнейшем она распростра-

нила эти представления и на девонский эпигеосинклинальный орогенный магматизм в Урало-Монгольском складчатом поясе и на позднепалеозойский эпигеосинклинальный орогенный магматизм в Средиземноморском и Центрально-Азиатском складчатых поясах [Нагибина и др., 1975]. При этом М. С. Нагибина подчеркивала тесную пространственную и временную приуроченность тектономагматической активизации гранитоидного типа (ревивации) к прилежащим геосинклинальным системам и поясам и, наоборот, полное отсутствие такой связи для тектономагматической активизации базальтоидного типа.

Как уже отмечалось выше, важнейшей частью исследований данного направления в Геологическом институте были региональные тектонические обобщения, которые обеспечивали фундаментальную фактическую основу как для составления тектонических карт СССР, Европы, Евразии, Арктики, Тихого океана и его складчатого обрамления, Монголии, Кубы, так и для выработки тех общих представлений и научных идей, которые были сформулированы и высказаны в печати научными руководителями данного направления.

Здесь надо в первую очередь отметить монографические описания Монголо-Охотского пояса [Нагибина, 1963], Енисейского кряжа [Постельников, 1973], Байкальской горной области [Клитин и др., 1970], Западного Саяна и Горного Алтая [Дергунов, 1967], Тувы [Клитин, 1960], Урала [Перфильев, 1968], Бетпак-Далы в Центральном Казахстане [Маркова, 1961], Монголии [Тектоника..., 1974; Маркова, 1975], Колымского массива и Восточной Арктики [Богданов, 1963], Приморья [Меланхолина, 1965], Памира [Швольман, 1977], а также основополагающие статьи по Алтае-Саянской складчатой области [Зайцев, 1960, 1963, 1964], Центральному Казахстану [Маркова, 1964 и др.], Кавказу [Белов, Сомин, 1964; Белов, 1967] и Дальнему Востоку [Молчанова, 1968; Меланхолина, 1968; Богданов, 1965, 1970; и др.].

В целом это был период поисков важнейших пространственных и временных тектонических связей, и в разрешении этой сложной проблемы тектоническая школа Геологического института достигла значительных результатов. Нельзя не отметить, что соответствующие обобщения принесли большую пользу геологической практике, поскольку они явились основой для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых и, в частности, составления металлогенических карт. В то же время эти работы способствовали постановке новых крупных проблем в отношении тектоники складчатых сооружений, в особенности касающихся генетической стороны в учении о геосинклиналях.

Развитие этого направления отнюдь не остановилось, однако ныне оно продолжается на другой научной основе. В 70-е годы в связи с появлением новых фундаментальных геологических и геофизических данных о глубинном строении континентов и океанов тектонисты Геологического института перешли на позиции мобилизма и тектоническое картографирование стало проводиться на основе новых принципов, в основу которых легли мобилистские идеи и новые представления о путях и механизмах формирования континентальной коры на месте океанической в ходе геосинклинального процесса. В процессе работы над новой тектонической картой Северной Евразии при составлении и разработке макетов карты для тех или иных регионов их структура и развитие стали рассматриваться под новым углом зрения. Это нашло отражение в многочисленных публикациях, обосновывающих правомочность применения новых идей к познанию различных регионов, например Центрального Казахстана, Приморья, Байкальской горной области, Северо-Востока СССР и т. д. В результате проделанной работы была составлена новая Тектоническая карта Евразии.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Изучение роли горизонтальных тектонических движений в становлении структуры земной коры вообще (а в складчатых сооружениях в особенности) было, как уже отмечалось выше, одним из двух новых направлений в тектонических исследованиях Геологического института, которые зародились на рубеже 50-х и 60-х годов и затем стали развиваться исключительно быстрыми темпами. Инициатором и вдохновителем этого направления исследований был А. В. Пейве, который сплотил вокруг себя группу молодых тектонистов, с большим энтузиазмом и энергией приступивших к целенаправленной работе. В 1960—1962 гг. А. В. Пейве выступил с тремя исключительно важными программными работами, в которых он сформулировал основные положения своей новой концепции о ведущей роли горизонтальных тектонических движений (и напряжений) в формировании структуры земной коры, ставшей теоретической основой данного научного направления.

В докладе на XXI сессии Международного геологического конгресса А. В. Пейве [1960], развивая свои идеи о складчато-глыбовом строении геосинклинальных областей, показал, что основным структурным элементом складчатых областей любого возраста являются различные по размерам и толщине блоки земной коры, ограниченные со всех сторон глубинными разломами — глубинными сбросами, глубинными сдвигами и глубинными надвигами, т. е. тангенциальными глубинными разломами, представляющими полого наклоненные или субгоризонтальные поверхности скалывания, которые ограничивают снизу тектонические блоки. Неравномерные и автономные латеральные перемещения таких блоков земной коры являются главным фактором при образовании структуры складчатых сооружений и обуславливают их сложный структурный рисунок.

В работе, посвященной рассмотрению связей между тектоникой и магматизмом, А. В. Пейве [1961] развил дальше свою новую концепцию, показав, что мозаично-блоковое строение земной коры свойственно не только континентам, но и океанам. В процессе латеральных перемещений тектонических блоков в их фронтальной части происходят скучивание горных масс и утолщение коры в целом, а в их тылу возникают зоны растяжения, утонения и даже тектонического растаскивания различных слоев земной коры.

Главным источником энергии для образования магматических расплавов, по мысли А. В. Пейве, являются механические движения вещества на разных уровнях в коре и мантии, обусловленные, как и латеральные перемещения тектонических блоков, гравитационно-инерционными силами планеты. В этой работе А. В. Пейве впервые сформулировал новое важное положение своей концепции, согласно которому латеральные перемещения крупных блоков земной коры имеют длительный и однонаправленный характер, сохраняющийся на протяжении геологических периодов и даже эр.

Наконец, в 1962 г. на сессии Второго Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе А. В. Пейве на примере палеозоид Казахстана и Средней Азии обосновал понятие о структурном рисунке складчатых областей как закономерном сочетании виргаций структур, их торцовых сочленений, зон смятий и зон чешуйчатого строения, грабенов, прогибов, поднятий и других, обусловленных горизонтальными движениями по разломам блоков земной коры.

Исследования горизонтальных тектонических движений, проводившиеся сотрудниками института в различных складчатых сооружениях Советского

Союза (в Казахстане, Средней Азии, на Памире, Кавказе и Урале), а также и за рубежом (в Албании, Турции, Иране, Югославии, Болгарии, Монголии и т. д.), первоначально развивались в рамках проблемы «Разломы и их роль в строении и развитии земной коры». Однако очень скоро в связи с постепенным, но неуклонным распространением мобилистских концепций среди ведущих тектонистов института изучение горизонтальных тектонических движений стало проводиться и при исследованиях по другим проблемам тектоники (связь тектоники и магматизма, глубинная структура земной коры и др.).

Этому особенно способствовал привозимый сотрудниками института из разных регионов Советского Союза, а также из-за рубежа новый обширный фактический материал, который не оставил сомнений о широком развитии в палеозойских и кайнозойских складчатых сооружениях надвигов, сдвигов, шарьяжей со значительной амплитудой горизонтальных тектонических перемещений и заставил пересматривать и в корне менять сложившиеся представления об их структуре и эволюции.

Большое значение имели также теоретические работы П. Н. Кропоткина [1961; Кропоткин, Шахарстова, 1965], который, опираясь на геофизические материалы, особенно на данные палеомагнитных исследований, принял позиции мобилизма, обратился к идее дрейфа материков и стал активно разрабатывать концепцию крупных горизонтальных перемещений континентальных масс в геологическом прошлом.

В развитии этого направления можно выделить несколько естественных этапов.

На первом этапе основное внимание уделялось обоснованию самого факта существования горизонтальных движений земной коры и их большой роли в формировании тектонической структуры складчатых сооружений, что сторонниками примата вертикальных движений на рубеже 50-х и 60-х годов встречалось в штыки. Здесь надо выделить прежде всего работы А. В. Пейве и его учеников [Буртман и др., 1963], направленные на разработку методики выявления горизонтальных тектонических движений, определения амплитуды горизонтальных смещений по сдвигам и надвигам как по смещенным объектам, так и по структурам, формирующимся в процессе этих движений. Это было особенно важно в связи с тем, что на протяжении нескольких десятилетий в Советском Союзе горизонтальные движения земной коры, за редким исключением, совершенно не изучались ни в производственных, ни в научных учреждениях, ни в высших учебных заведениях. Поэтому большинство геологов-съемщиков и научных сотрудников были просто не знакомы с методами выявления и изучения горизонтальных смещений земной коры, а следовательно, и не умели находить и описывать их при полевых работах. Исследователи группы А. В. Пейве восполнили данный пробел в советской геологии и благодаря высокому авторитету тектонистов Геологического института и особенно самого А. В. Пейве привели к возрождению этого почти забытого у нас (но не за рубежом) направления тектонических исследований.

Обоснование большой роли горизонтальных движений земной коры в процессе формирования складчатых сооружений было начато с изучения крупномасштабных сдвигов — крупных и протяженных линеаментов, пронизывающих всю земную кору. Сдвиги были выбраны как первоочередной объект изучения прежде всего потому, что крупные горизонтальные перемещения по ним нельзя было объяснить с позиций гипотезы примата вертикальных движений, как это уже ранее произошло с шарьяжами. Как известно, для объяснения

шарьяжей противники горизонтальных перемещений привлекали механизм гравитационного сползания поверхностных масс с поднятий и геотуморов.

Изучение сдвигов было начато А. В. Пейве, А. И. Суворовым, В. С. Буртманом, С. В. Руженцевым, А. В. Лукьяновым и другими сотрудниками института в Казахстане, Средней Азии и на Памире.

В Центральном Казахстане в первые же годы целенаправленных исследований были выявлены правые сдвиги — Актасский [Суворов, 1961] и Джеллаир-Найманский [Маркова, 1961; Суворов, 1963а, б] с амплитудой горизонтального перемещения в десятки и даже первые сотни километров. В это же время А. И. Суворов [1963б] в результате анализа геологических карт высказал мнение о правосторонней сдвиговой природе Чингизского разлома, которая в процессе дальнейших исследований [Суворов, Самыгин, 1966; Самыгин, 1970, 1974] получила полное подтверждение и монографическое описание.

В Средней Азии при детальном изучении Таласо-Ферганского разлома новыми фактами была не только подкреплена ранее высказанная В. Н. Огневым идея о сдвиговой природе этого разлома, но и обоснована в его крыльях почти 2-километровая амплитуда послераннепермских горизонтальных перемещений, продолжавшихся и в новейшее время [Буртман, 1961, 1963]. Этот сдвиг, описанный В. С. Буртманом [1963], как и упомянутые выше сдвиги в Центральном Казахстане, имел правостороннее смещение и северо-западную ориентировку.

На Памире была обнаружена и изучена Аксу-Мургабская зона правых сдвигов с суммарной амплитудой горизонтальных перемещений до 85 км, затронувших отложения карбона, перми, триаса, юры и мела [Руженцев, 1963; Руженцев, Швольман, 1963]. Несколько позже были выявлены и монографически описаны новейшие правобоковые горизонтальные перемещения по Джунгарскому разлому [Войтович, 1964, 1969] с амплитудой до 10 км.

В процессе регионального структурного анализа наиболее крупные из выявленных сдвигов были прослежены за пределами территории Советского Союза, благодаря чему удалось выяснить, что они являются составными частями крупнейших глубинных правых сдвигов — Тянь-Шань-Куньлуньского и Памиро-Каракорумского [Буртман и др., 1963; Пейве и др., 1964].

А. В. Пейве и его сотрудники показали, что эти крупные новейшие по отношению к палеозойской и мезозойской структуре северо-западные линейменты земной коры определили важнейшие особенности структурного рисунка Тянь-Шаня и Памира. Они формировались в условиях субмеридионального сжатия, характерного для альпийского этапа развития этого региона.

Большое методическое значение для обоснования горизонтальных движений земной коры имело выявление закономерной связи между сдвигами и надвигами, а затем и шарьяжами, что привело к разработке представлений о динамопарах [Суворов, 1961, 1969]. Например, А. И. Суворов [1961] установил Успенско-Актасскую динамопару разломов в Центральном Казахстане, состоящую из правого сдвига северо-западного простираения (Актасская зона) и перпендикулярного по отношению к нему субширотного надвига (Успенская зона). Точно такие же закономерности между правыми сдвигами и сопряженными с ними надвигами были выявлены С. В. Руженцевым [1963] на Памире.

Несколько позже [Суворов, 1963а] была охарактеризована другая динамопара — Чингизский правый сдвиг северо-западной ориентировки и субширотная Спасская зона надвигов и тектонических покровов. Причем в последних амплитуды горизонтальных перемещений местами достигали 50 км [Суворов, 1963б].

Таким образом, был сделан следующий важный шаг в обосновании большой роли горизонтальных движений при формировании структуры складчатых сооружений путем образования не только сдвигов, но и генетически связанных с ними надвигов и шарьяжей. Одновременно эти данные позволили отвергнуть гравитационную гипотезу образования надвигов и шарьяжей, закономерно связанных со сдвигами, а следовательно, поставить под сомнение эту гипотезу и во многих других случаях.

Параллельно с изучением и выявлением сдвигов и надвигов в структурах геологического прошлого в Геологическом институте были начаты важные исследования, основанные на принципе актуализма и выразившиеся в изучении горизонтальных движений в процессе современных катастрофических землетрясений [Лукьянов, 1963, 1965]. Эти исследования оказались чрезвычайно плодотворными и, по существу, послужили основой для создания оригинальной концепции о структурных рисунках складчатых сооружений, возникавших в связи с проявлением горизонтальных движений земной коры.

Приложение полученных при изучении современных катастрофических землетрясений выводов об упорядоченном размещении разнотипных тектонических структур и их закономерной ориентировке по отношению к вектору латеральных перемещений крыльев разлома к конкретным складчатым областям (в частности, к позднепалеозойской герцинской структуре Северного Прибалхашья, кайнозойской альпийской структуре Закавказья, Копетдага и др.) одновременно с переходом от анализа отдельных разломов и сопровождавших их зон вторичных нарушений к площадному анализу распределения тектонических, в том числе конседиментационных, структур и их генетических связей с разломами разных типов (сдвигами, надвигами, раздвигами, сбросами и т. д.) позволило сформулировать и обосновать новую концепцию о структурном рисунке складчатых областей, обусловленном горизонтальными движениями блоков земной коры [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1961, 1965; Лукьянов, Щерба, 1972; Трифонов, 1963, 1964; Коптева, Щерба, 1963; Щерба, 1973; и др.].

Сущность этой интересной концепции заключается в следующем (рис. 5). Существует теснейшая генетическая связь сдвигов, сбросо-раздвигов и надвигов, которые находятся в динамическом единстве, не существуют изолированно, а возникают и развиваются вместе. Но особенно важно, что в динамической и генетической связи с ними находятся и конседиментационные тектонические формы: различные замкнутые грабенообразные впадины в зонах растяжения и поднятия — в зонах сжатия. Среди этой совокупности структурных форм оказывается возможным выделить несколько многократно повторяющихся разных парагенезов, обязанных своим происхождением либо горизонтальному растяжению, либо горизонтальному сжатию, либо горизонтальному сдвигу. Например, парагенез структур, обусловленных горизонтальным растяжением, составляют открытые зияющие трещины или раздвиги, грабены, ромбовидные коробчатые впадины, флексуры, дайки, зоны тектонических брекчий; парагенез структур, обусловленных горизонтальным сжатием, включает взбросы, надвиги, шарьяжи и зоны интенсивного динамометаморфизма; парагенез структур, порожденных горизонтальным сдвигом, состоит из сдвигов, оперяющих трещин, зон сдвиговых деформаций, кулисообразных складок и складок с крутыми шарнирами.

Упорядоченность в распределении различных типов парагенезов структурных форм (растяжения, сжатия и сдвига), каждый из которых обычно обладает определенной для данной складчатой области ориентировкой, проявляется

в ее структурном рисунке. Анализируя взаиморасположение разных парагенезов структурных форм, т. е. структурный рисунок складчатой области, можно составить представление о направлении и интенсивности горизонтальных движений в период формирования парагенезов, а изучение процесса развития этих структурных форм и заполняющих их осадочных и магматических образований позволяет воссоздать историю горизонтальных движений за тот или иной отрезок геологического времени. Например, в результате такого анализа было выяснено, что в позднем палеозое в Центральном Казахстане господствовали горизонтальные движения, обусловленные субмеридиональным растяжением и широтным сжатием [Трифонов, 1964; Лукьянов, 1965].

Хотя отдельные тектонические покровы обнаруживались и изучались в Центральном Казахстане, на Памире и в Средней Азии одновременно со сдвигами, однако переход к массовому изучению тектонических покровов и выявлению покровной складчатой структуры складчатых сооружений начался только в середине 60-х годов и знаменовал собой новый этап в изучении горизонтальных движений земной коры. Отличительной чертой этого этапа было то, что изучались не только покровная тектоническая структура, но и тесно связанные с ней, можно сказать органически входящие в нее офиолитовые комплексы (серпентинитовый меланж, серпентинизированные ультрабазиты и др.).

Начало этому было положено А. В. Пейве [1967], который по результатам своих многолетних исследований в Альпийском поясе Европы и Малой Азии показал, что главной особенностью тектоники Альпийского пояса, в том числе и Кавказа, является покровное строение. Согласно его представлениям, древние кристаллические глыбы (Грузинская, Родопская, Сербско-Македонская, Пелагонийская, Мендересская и др.) не могут рассматриваться как устойчивые срединные массивы. Наоборот, они являются тектонически наиболее активными, испытывают большие горизонтальные перемещения на десятки, а в некоторых случаях и сотни километров и участвуют в шарьяжной структуре.

Эти перемещения вызывались скалыванием по горизонтальным и субгоризонтальным поверхностям больших участков гранитного слоя земной коры и их напользанием на геосинклинальное ложе с океанической корой. Вдоль фронта перемещавшихся пластин возникали гранитные покровы и надвиги, а сами пластины гранитного слоя расчленялись на более мелкие тектонические чешуи. Эти идеи, высказанные А. В. Пейве на выездной сессии ОГГН АН СССР в Тбилиси в 1967 г., быстро получили большой резонанс среди советских геологов и оказали большое влияние на дальнейшее развитие тектонических исследований в Советском Союзе.

Начатое А. В. Пейве изучение покровной тектонической структуры Альпийского складчатого пояса было продолжено на Кавказе А. Л. Книппером [1966, 1971а, б], а затем М. Г. Леоновым [1975] и С. Д. Соколовым [1977].

Важно подчеркнуть, что наряду с выявлением линейных надвигов, чешуй и шарьяжей А. Л. Книппер обнаружил и описал генетически связанные с надвигами и шарьяжами зоны серпентинитового меланжа, а М. Г. Леонов и С. Д. Соколов изучили позднеэоценовые олистостромы (дикий флиш), образовавшиеся в связи с формированием покровной тектонической структуры Большого и Малого Кавказа.

Примерно в те же годы в результате многолетних исследований С. В. Руженцев [1965, 1968, 1970; Руженцев, Швольман, 1963] убедительно показал грандиозную альпийскую структуру складчатых сооружений Центрального, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира с минимальной величиной шарьяж-

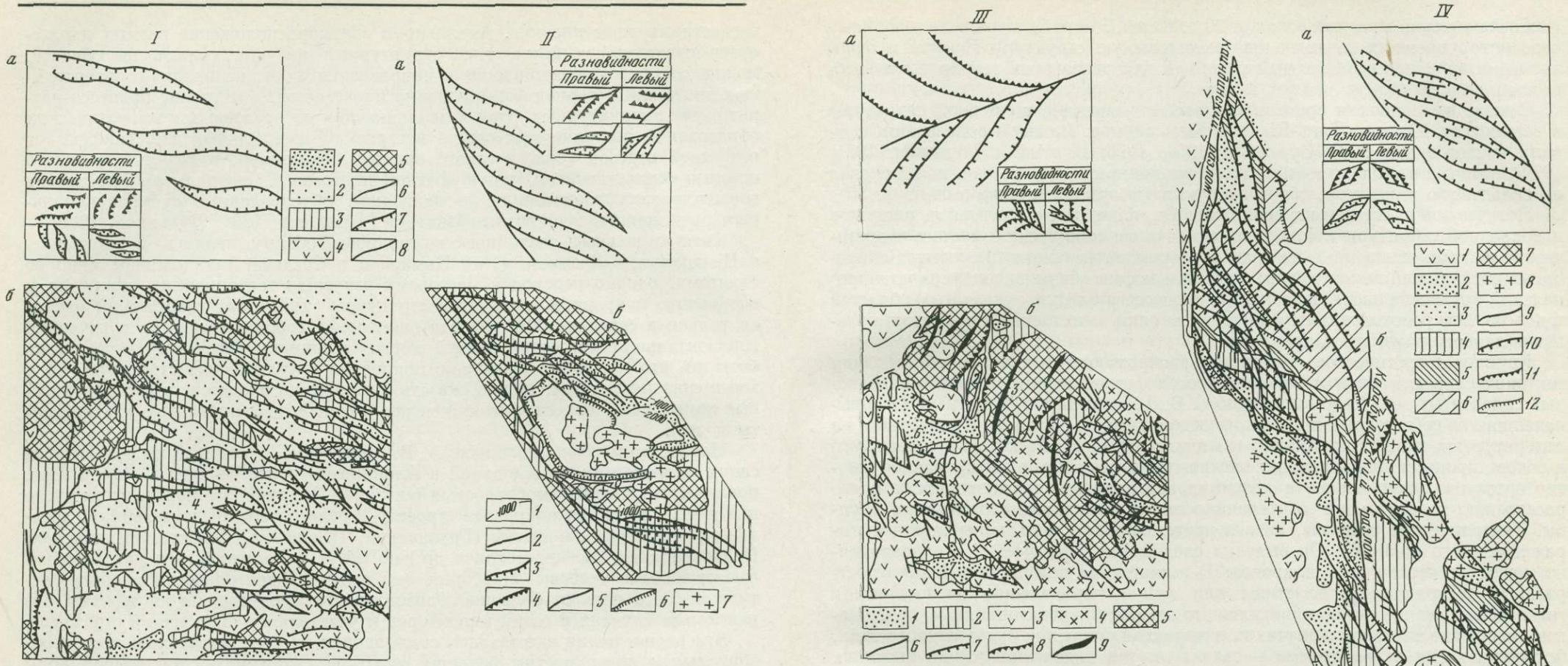


Рис. 5
Некоторые широко распространенные структурные рисунки [Лукьянов, Щерба, 1972]

- I — «эшелон»;
- II — «конский хвост»;
- III — «елочка»;
- IV — «миндалекаменная виргация».
- a — типовые схемы (линиями со штрихами показаны парагенезисы типа А, линиями с зубчиками — типа Б, линиями без штрихов и зубчиков — типа В).
- б — примеры структурных рисунков в палеозоидах Центрального Казахстана.
- 1б — эшелонированное расположение герцинских структур на Сарысу-Тенизском водоразделе:
- 1 — верхний палеозой;
- 2 — нижний карбон;
- 3 — верхний девон;
- 4 — эффузивные и интрузивные образования нижнего и среднего девона;
- 5 — додевонские образования;
- 6 — сдвиги и взбросо-сдвиги;
- 7 — сбросы;
- 8 — надвиги и взбросы;
- цифры на схеме — грабен-синклинали:
- 1 — Кагыльская,
- 2 — Айдагарлинская,
- 3 — Шабаркульская,
- 4 — Алгабасская.
- 11б — структура Саянской синклинали:
- 1 — стратоизогипсы по кровле дофаменских отложений (штриховкой и точками оттенены интервалы между стратоизогипсами), м;
- 2 — сдвиги;
- 3 — сбросы;
- 4 — надвиги и взбросы;
- 5 — разломы с невыясненной морфологией;
- 6 — флексуры;
- 7 — нижнепермские гранитоиды.
- 111б — геологическое строение бассейна р. Атасу:
- 1 — нижний карбон;
- 2 — верхний девон;
- 3 — эффузивные и интрузивные образования нижнего и среднего девона;

- 4 — послеверхнедевонские граниты;
- 5 — додевонские образования;
- 6 — сдвиги и взбросо-сдвиги;
- 7 — сбросы;
- 8 — надвиги и взбросы;
- 9 — простирание антиклинорий;
- цифры на схеме:
- 1 — западная ветвь Атасуйского антиклинория,
- 2 — антиклиналь Керегетас,
- 3 — восточная ветвь Атасуйского антиклинория,
- 4 — антиклиналь Актасу,
- 5 — антиклиналь Сары-Кульжа,
- 6 — Жаильминская мульда,
- 7 — Мийкайнарская мульда.

- IVб — позднепалеозойская структура Каиндинской зоны разломов:
- 1 — верхний палеозой;
- 2 — фаменский ярус;
- 3 — верхнефранский подъярус;
- 4 — нижнефранский подъярус;
- 5 — верхнеживетский подъярус;
- 6 — нижнеживетский подъярус;
- 7 — нижний девон и эйфельский ярус;
- 8 — гранитоиды;
- 9 — сдвиги;
- 10 — сбросы и сбросо-сдвиги;
- 11 — надвиги и взбросы;
- 12 — флексуры

ных перемещений в разных зонах от 20 до 60 км. Эти работы привели к полному пересмотру прежних взглядов на тектоническую структуру Памира и одновременно дали новый обширный материал для разработки теории покровообразования.

С этим же периодом времени связано и выявление покровной структуры в варисцидах Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. Важную роль в этом сыграли исследования В. С. Буртмана [1968, 1970; Буртман, Клишевич, 1971, 1972], который не только выявил и описал конкретные шарьяжи, но и показал их складчатую структуру, образованную антиформами и синформами.

Логическим развитием изучения сдвигов, надвигов, структурных рисунков и покровной структуры конкретных складчатых сооружений явились теоретические работы, основанные на сравнительном материале из различных складчатых сооружений земного шара и вскрывающие общие закономерности проявлений горизонтальных движений в процессе развития складчатых областей и поясов. Эти работы характеризовали еще один качественно новый этап в развитии данного научного направления.

Крупное теоретическое обобщение, раскрывающее механизм образования тектонических покровов и закономерности формирования покровно-надвиговых складчатых зон, было выполнено С. В. Руженцевым [1971, 1974]. Основываясь как на собственных полевых исследованиях на Памире и Урале, так и на литературных данных по Альпам и Аппалачам, С. В. Руженцев показал, что в основе процесса шарьярования лежит горизонтально ориентированное сжатие автохтона, приводящее в условиях вертикальной неоднородности к его расслоению на отдельные дифференцированно смещаемые структурные группы. Тектонические покровы, по его представлениям, есть поверхностное выражение этого процесса. Он выделил следующие генетические и одновременно морфологические типы покровов: 1) выжатые на поверхность, просто построенные тектонические пластины или чешуи, переходящие на глубине в гигантские лежащие складки продольного изгиба; 2) гравитационные, представленные обычно каскадом лежащих или ныряющих складок; 3) смешанного типа, формирующиеся в два приема — сначала путем надвигания серии выжатых тектонических пластин, а потом их смятия в лежащие складки гравитационного типа.

Формирование линейных складчатых поясов, в которых особенно широко распространены тектонические покровы, в целом также обусловлено процессами горизонтального сжатия и осуществляется путем пододвигания внешних (миogeосинклинальных) зон под внутренние (эвгеосинклинальные). Это сопровождается закономерным изменением морфологии и напряженности структур от крутых простых складок продольного изгиба, экранируемых снизу поверхностями срыва и небольшими надвигами во внешних частях складчатых поясов, к более сложным напряженным складкам со значительными срывами на глубине в более внутренних зонах и, наконец, к крупным офиолитовым аллохтонам в центральных частях линейных складчатых поясов. Эта работа имела важное значение для последующих исследований в Геологическом институте, посвященных вопросам преобразования океанической коры в континентальную; в данной работе были вскрыты некоторые закономерности тектонического скупивания горных масс, столь характерных для линейных складчатых поясов палеозоя и мезозоя — кайнозоя.

Крупные теоретические исследования последовательности деформаций в складчатых областях были выполнены в те же годы В. С. Буртманом [1972, 1976]. Анализируя стиль, режим и стадийность деформаций в палеозойских

складчатых системах Тянь-Шаня, Кызылкумов, Урала, Центральной, Западной и Северной Европы, Аппалачей, а также в некоторых мезозойских и кайнозойских складчатых системах, В. С. Буртман показал, что стиль деформации закономерно эволюционирует за время тектонического цикла. Он выделил типичный ряд деформаций складчатой системы, состоящий из трех этапов, которые нередко разорваны значительными возрастными интервалами. Тектонические покровы и лежащие складки являются главными структурными формами первого этапа, вертикальные складки, в том числе синформные и антиформные, формируются во втором этапе, сдвиги и надвиги, горизонтальные складки и флексуры — в третьем. Если деформации первого и второго этапов характеризуются близким планом и ориентированы продольно по отношению к простиранию складчатой системы, то деформации третьего этапа ориентированы несогласно, секут их простирание и им свойствен совершенно новый структурный рисунок. Нижняя граница складкообразовательного процесса с каждым новым этапом опускается вниз по геологическому разрезу континентальной коры. На первом этапе складчатые деформации локализованы в пластинах шарьяжей; на втором этапе они захватывают не только аллохтон, но и автохтон; горизонтальные складки третьего этапа сопряжены с большими сдвигами, глубоко проникающими в земную кору.

Одновременно В. С. Буртман рассмотрел физическую теорию движения шарьяжей под действием различных сил (тектонических, гравитационных и др.). Сделанные им расчеты, учитывающие важнейшие факторы амплитуды и скорости движения шарьяжей, как и реологические свойства постели тектонической пластины и давление покровных вод, подтвердили с физической точки зрения принципиальную возможность больших шарьяжных перемещений.

А. И. Суворов [1976] продолжил изучение разломов уже на всей территории Советского Союза (в связи с составлением карты разломов СССР) и даже всего земного шара, разработал новые представления о тектонопарах (генетически связанных системах фронтальных поднятий — зон сжатий и тыловых впадин — зон растяжения), не только проявляющихся в различном типе деформаций, связанных со сжатием и растяжением, но и обуславливающих особенность пространственного размещения гранитного магматизма и одновозрастного с ним вулканизма. Опираясь на выделение тектонопар и особенности их пространственного распределения в пределах континентов и океанов, А. И. Суворов [1978] предпринял интересную, хотя и дискуссионную попытку решения глобальной кинематики земной коры в кайнозое.

Важнейшим результатом этого направления в изучении тектоники складчатых сооружений было утверждение идей мобилизма, причем среди тектонистов не только Геологического института, но и всего Советского Союза. Этому способствовали те крупные научные достижения, которые были получены в 60—70-х годах А. В. Пейве и его сотрудниками.

Была установлена и доказана на многих региональных примерах ведущая роль горизонтальных тектонических движений в формировании структуры складчатых сооружений разного возраста.

Были выявлены и изучены различные формы проявлений горизонтальных движений в складчатых сооружениях, которые выражаются либо в перемещениях по характерным типам разломов (сдвиги, надвиги, раздвиги, шарьяжи), либо в образовании закономерных сочетаний различных разломов и ассоциирующих с ними площадных структур (структурные рисунки складчатых областей, динамопары, тектонопары и др.), либо в зонах тектонического сжати-

вания в форме линейных покровно-складчатых поясов и соизмеримых с ними зон растяжения и прогибания.

Была разработана методика определения амплитуд горизонтальных тектонических перемещений в процессе формирования складчатых сооружений, различная для седиментационных и постседиментационных этапов их развития.

Были выполнены крупные тектонические обобщения, вскрывающие общие закономерности проявлений горизонтальных тектонических движений в процессе развития складчатых сооружений (в частности, формирования покровно-складчатой структуры линейных геосинклинальных поясов, механизма образования тектонических покровов), а также выявляющие в их пределах основные этапы тектонических деформаций разных типов и т. д.

Таким образом, была подготовлена структурная основа будущей тектонической концепции о формировании земной коры континентов в результате структурных и вещественных преобразований океанической коры геологического прошлого.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ, ИХ ЭВОЛЮЦИЯ И РОЛЬ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Рассматриваемое направление в изучении тектоники складчатых сооружений, третье — в Геологическом институте, оформилось как самостоятельное в самом начале 60-х годов, т. е. одновременно со вторым направлением, охарактеризованным выше. Его возглавил Н. А. Штрейс, вокруг которого сгруппировалась небольшая группа единомышленников, связанных общими идейными позициями. В состав этой группы вошли М. С. Марков, А. Л. Книппер, А. С. Новикова, Г. И. Макарычев, Т. Г. Павлова, Н. Б. Заборовская, И. А. Соловьева и А. А. Моссаковский. Заслуга в разработке идейных позиций, на которых развивалось данное направление, принадлежит Н. А. Штрейсу, который неоднократно подчеркивал в своих выступлениях и в печати, что «геосинклинальное развитие прежде всего является выражением созидания и становления гранитного слоя» (предисловие Н. А. Штрейса в книге Н. П. Хераскова [1967], с. 7—8). И далее: «...Глубокий метаморфизм, гранитизация и массовое образование гранитоидных интрузий, столь характерные для геосинклинального режима, приводят к становлению гранитного слоя земной коры... этот процесс разворачивается крайне неравномерно как в пространстве, так и во времени, охватывая все новые и новые участки геосинклинальной области» (там же).

Важнейшей особенностью рассматриваемого направления, которая его всегда отличала, был ярко выраженный вещественный аспект в работе, т. е. углубленное изучение магматических и метаморфических образований и процессов, их породивших, в связи с тектоническим развитием складчатых сооружений и тех геосинклинальных зон и областей, на месте которых они сформировались. Другими словами, была предпринята попытка включить в классический тектонический анализ обширный класс магматических и метаморфических явлений и процессов с тем, чтобы составить обоснованное представление о глубинных вещественных преобразованиях земной коры, которые сопровождали тектонические движения и так или иначе были связаны с ними в пространстве и времени и несомненно генетически с тектоническими структурами, их эволюцией и перестройками, свойственными геосинклинальным областям и складчатым сооружениям на всех стадиях их развития.

Начало исследованиям этого направления положил Н. А. Штрейс, который уже в 1960 г. обосновал понятие о зонах проницаемости земной коры, под которыми понимается способность магматических расплавов, а также так называемых мобилизаторов проникать в верхние горизонты земной коры и закономерно размещаться в определенных структурах геосинклинальных областей и складчатых сооружений (и их элементах) на разных стадиях их развития. На конкретных примерах (Урал, Казахстан и др.) Н. А. Штрейс показал большое разнообразие зон проницаемости, среди которых он выделил линейные и площадные, согласные и поперечные по отношению к простиранию тектонических форм, длительно существующие с многофазным развитием и кратковременные зоны проницаемости. Крайними членами длинного ряда различных зон проницаемости являются максимально открытые и максимально закрытые зоны. С первыми связаны излияния платобазальтов, со вторыми — формирование гранитов плутонического типа. Уже тогда Н. А. Штрейс впервые высказал мысль о том, что гранитные интрузии не связаны с фазами складчатости, а формируются в первую очередь на поднятиях, длительно, соизмеримо во времени с процессами вулканогенно-осадочной седиментации в эвгеосинклинальных прогибах.

В первый период исследований по этой проблеме основное внимание уделялось тектоническим закономерностям распределения магматических образований в различных типах структур складчатых сооружений на разных (геосинклинальном, орогенном) этапах их развития.

А. Л. Книппер изучал проблему инициального магматизма геосинклинальных областей, особенно тектоническое положение пород гипербазитовой группы. Изучение тектонического положения альпинотипных перидотитов Альпийской области Европы (Альпы, Динариды, Малый Кавказ), Кубы и западной части Тихоокеанского кольца позволило А. Л. Книпперу [1965, 1966, 1969; Книппер, Костанян, 1964; Книппер, Пуиг-Рифа, 1967а, б; и др.] обосновать вывод о том, что внедрение гипербазитов в период геосинклинальной складчатости происходит в холодном состоянии в форме протрузий и меланжа, а не в виде магматических интрузий, как это было общепризнано. При этом ультраосновные породы альпинотипной группы участвуют в образовании в поверхностной части земной коры сложной системы надвигов и тектонических кровов, выполняя роль «смазки», облегчающей горизонтальные перемещения и нагромождения тектонических пластин. Следовательно, появление альпинотипных перидотитов в верхних частях земной коры всегда указывает на эпохи сильнейших сжатий. Поэтому они отсутствуют на платформах и, наоборот, особенно характерны для геосинклинальных областей и возникших на их месте складчатых сооружений, т. е. для областей с контрастными горизонтальными движениями.

Одновременно А. Л. Книппер [1968, 1969], анализируя современный геологический, геофизический и экспериментальный петрологический материал, показал, что существует ряд существенных ограничений на гипотезу магматического становления альпинотипных перидотитов в верхней части земной коры, в связи с чем интрузивное магматическое внедрение их в структуры складчатых сооружений мало вероятно. Развивая это положение, он обосновал вывод, согласно которому породы, часто выделяемые под названием офиолитовой формации (габбро-ультрабазиты, основные лавы и радиолариты), представляя собой гетерогенные образования, не связанные генетическим родством.

Г. И. Макарычев и Т. Г. Павлова, изучая связь тектоники и магматизма, главное внимание уделили гранитоидному магматизму и ассоциирующим с ним

процессам гранитизации. На материалах по Срединному Тянь-Шаню, Уралу и Казахстану, а также по данным по Верхояно-Колымской области они, развивая идеи Н. А. Штрейса о приуроченности гранитообразования в первую очередь к геоантиклинальным поднятиям, показали, что рифейский и палеозойский гранитоидный магматизм и предшествующий им прогрессивный метаморфизм и гранитизация развиваются в этих регионах длительно и унаследованно, зарождаясь в ядрах геосинклинальных поднятий и постепенно распространяясь на прилежащие геосинклинальные прогибы [Макарычев, 1964; Павлова, 1964; Макарычев, Павлова, 1967]. Они представлены целым рядом различных по возрасту поколений гранитоидов, отдельные из которых к тому же формируют многофазные плутоны. Этот вывод был основан на детальном петрографическом и геологическом изучении гранитоидных плутонов и анализе обширных радиогеохронологических определений возраста гранитоидов.

Например, применительно к Срединному Тянь-Шаню это было убедительно показано Г. И. Макарычевым и М. Д. Гесем [1970, 1971], которые установили унаследованное развитие гранитоидного магматизма в Чаткальском хребте от позднего рифея до позднего палеозоя и даже триаса включительно. За этот промежуток времени с небольшими интервалами в 5—7 млн. лет (как это вытекает из геологических данных и результатов многочисленных радиогеохронологических определений возраста гранитоидов) внедрились 13 интрузивных комплексов, каждый из которых представлен несколькими разорванными во времени стадиями внедрения.

Аналогичные выводы были получены и Т. Г. Павловой [1968а, б] применительно к рифейским гранитоидным комплексам Енисейского кряжа, которые формировались в интервале 1000—790 млн. лет назад, палеозойским гранитоидам Восточно-Уральского поднятия, образование которых происходило в интервале 320—240 млн. лет назад, и юрско-меловым гранитоидным комплексам Верхояно-Колымской области, последовательное внедрение которых растянулось в промежутке 150—70 млн. лет назад. Как правило, это многофазные батолитовые гранитоидные плутоны, приуроченные к зонам длительно формирующихся поднятий. Они часто не имеют резких интрузивных контактов и залегают либо конформно в складчатых структурах (гранитно-гнейсовые формации геоантиклинального типа), либо секут их (гранитоидные формации позднегеосинклинальных поднятий) [Павлова, 1964, 1968а, б].

Развивая этот интересный вопрос уже в более общем виде Н. А. Штрейс [1968], а затем и Г. И. Макарычев [Штрейс, Макарычев, 1969] показали, что граниты и гранитоиды представляют собой образования больших площадей и длительного развития, которые не связаны ни с глубинными разломами, ни с фазами складчатости. Фазы складчатости не рождают гранитоидного плутонизма, как это считал Г. Штилле, а лишь изменяют условия проницаемости крупных конседиментационных тектонических форм и способствуют окончательному становлению и размещению гранитоидных тел и массивов. Таким образом, гранитоидный магматизм вместе с прогрессивным метаморфизмом развиваются в пределах геоантиклинальных поднятий геосинклинальных областей длительно, соизмеримо с осадконакоплением и параллельно с основным магматизмом, свойственным геосинклинальным прогибам, отражая неравномерный во времени и пространстве процесс становления гранитного слоя земной коры.

М. С. Марков исследовал связи тектоники, магматизма и глубинного строения островных дуг и краевых морей, т. е. современных геосинклинальных систем, расположенных в зоне перехода от океана к континенту и находя-

щихся в настоящее время на разных стадиях своего развития. Основываясь на изучении Охотского региона (Камчатка, Сахалин, Курильские и Японские острова, Охотское и Японское моря), в котором совместно с М. С. Марковым участвовали также И. А. Соловьева, Н. Б. Заборовская и Г. Е. Некрасов, и его сравнении по глубинному строению и истории развития с системой островных дуг Больших и Малых Антилл в Карибском регионе, М. С. Марков и его сотрудники пришли к выводу о том, что в современных геосинклинальных системах формирование гранитного слоя начинается в островных дугах (геоантиклинальных поднятиях), в которых и происходит максимальное увеличение его мощности [Марков, Аверьянова и др., 1967; Марков, Соловьева, Чехович, 1967; Соловьева, 1968]. Они показали в результате сравнительного анализа глубинного строения островных дуг, находящихся на разных стадиях своего развития, что существует четкая корреляция между мощностью и строением земной коры островных дуг и их геологической историей и что рост островных дуг находится в прямой зависимости от процесса формирования в их глубинных недрах гранитного слоя и возрастания его мощности.

Дальнейшее углубленное изучение состава, возраста и закономерностей размещения метаморфических комплексов разных типов в пределах мезозойских и кайнозойских островных дуг и их палеоаналогов позволило М. С. Маркову [1968, 1969, 1970] обосновать вывод о том, что гранитный слой земной коры островных дуг формируется в результате гранитизации и стадийно развивающегося метаморфизма слагающих их вулканогенно-осадочных толщ.

А. А. Моссаковский разрабатывал проблему субсеквентного магматизма, свойственного орогенному, заключительному этапу развития геосинклинальных областей, когда они уже превратились полностью или в большей своей части в складчатые сооружения.

В результате непосредственного изучения орогенных структур и магматизма каледонской складчатой области Южной Сибири и варисцийской складчатой области Монголии, а также привлекая сравнительный материал по каледонидам Центрального Казахстана, Британских островов, варисцидам Центральной Европы и Казахстана и альпидам Средиземноморского пояса, А. А. Моссаковский [1963а, б, 1964, 1965 и др.] разработал схему эпигеосинклинального орогенного развития геосинклинальных областей, выделив три стадии: 1) нижних моласс, 2) горообразовательную и 3) верхних моласс. При этом выявилась закономерная пространственно-временная приуроченность ко второй, горообразовательной стадии и в каледонидах, и в варисцидах, и в альпидах крупнейших глобально проявившихся вулканических эпох: ранне-среднедевонской, позднекаменноугольно-пермской и плиоцен-четвертичной.

Анализируя связи между основными типами орогенных структур и составом и формой проявления в их пределах магматизма, А. А. Моссаковский [1968, 1969] пришел к выводу, что горным глыбовым поднятиям всегда соответствует парагенез андезит-липаритовых вулканических формаций и интрузий калиевых гранитов (т. е. производных кислых коровых магм), межгорным прогибам унаследованного «брахигеосинклинального» типа — смешанные по составу и различные по происхождению базальт-андезит-липаритовые вулканические серии (т. е. парагенез продуктов кислых коровых и основных мантийных магм), наконец, в пределах межгорных впадин наложенного типа всегда локализуются базальтовые, трахиандезитовые и трахибазальтовые вулканические формации, являющиеся продуктами основных мантийных магм. Для объяснения одновременного сосуществования в пределах складчатых областей на орогенном этапе их развития кислых коровых и основных мантийных магм, причем

среди последних не только оливин-базальтового, но и толеитового типов, А. А. Моссаковский привлек данные по резко дифференцированному геотермальному режиму орогенных складчатых областей. Он показал, что продукты кислых коровых магм приурочены к наиболее разогретым областям орогенных поднятий, парагенез продуктов кислых коровых и основных мантийных магм толеитового типа — к менее разогретым, но с еще довольно значительным тепловым потоком площадям межгорных прогибов, унаследованных от геосинклинального структурного плана, а продукты основных мантийных недифференцированных магм оливин-базальтового типа — к наложенным впадинам, в пределах которых тепловой поток достигает минимальных величин. Из этого был сделан вывод, что разнообразие продуктов субсеквентного магматизма является прямым отражением резко дифференцированной геотермальной обстановки в глубоких горизонтах земной коры орогенных складчатых областей, обусловленной неравномерностью процесса формирования гранитно-метаморфического слоя на геосинклинальном этапе их развития.

Проведенный анализ позволил А. А. Моссаковскому высказать соображения в аспекте выявленных связей магматизма с тектоникой о генезисе толеитовых базальтоидов орогенных областей, которые в отличие от океанических и платформенных толеитов, по-видимому, имеют иное происхождение и, вероятно, возникли в результате дифференциации в промежуточных коровых очагах и контаминации сиалическим материалом первичной оливин-базальтовой магмы.

Таким образом, небольшой группой исследователей, возглавляемой Н. А. Штрейсом, был охвачен практически весь круг проблем, затрагивающих связи тектоники и магматизма на протяжении полного цикла развития геосинклинальных областей от момента их заложения до превращения в складчатые сооружения. Полученные результаты не только вскрыли новые, ранее неизвестные формы связей между тектоникой и магматизмом, но и позволили в новом аспекте рассмотреть некоторые вопросы происхождения и тектонических структур и связанных с ними магматических образований.

Главнейшим результатом исследований рассматриваемого направления были разработка и обоснование представлений о тех фундаментальных вещественных преобразованиях осадочных и магматических пород геосинклинальных областей, которые происходят на разных стадиях геосинклинального процесса и в конечном счете приводят к формированию гранитно-метаморфической оболочки земной коры.

В дальнейшем, где-то на рубеже 60—70-х годов это направление исследований постепенно объединилось с ранее рассмотренным направлением исследований роли горизонтальных движений в формировании складчатых сооружений и органически слилось с ним в процессе совместной работы над новыми идеями о широком развитии океанической коры геологического прошлого в структуре складчатых сооружений разного возраста и о преобразовании океанической коры геологического прошлого в континентальную в результате геосинклинального процесса.

ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СКЛАДЧАТЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ

В конце 60-х годов в Геологическом институте возникло новое научное направление в теоретической тектонике и геологии вообще, связанное с выявлением в структуре складчатых сооружений континентов океанической коры геологического прошлого и изучением тех фундаментальных структурно-тектонических и вещественных преобразований, которые она испытала в ходе геосинклинального развития этих зон и глобальных тектонических эпох, обусловивших формирование континентальной земной коры.

Это новое научное направление родилось в результате синтеза мобилистских идей и построений в тектонике, современных достижений в исследовании глубинного строения Земли геофизическими и петрологическими методами и новейших данных по геологии и тектонике дна современных океанов и строению их коры.

С самого начала его возглавил А. В. Пейве, который в 1969 г. выступил на годичной сессии Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, а затем и в печати [Пейве, 1969] с основополагающей работой «Океаническая кора геологического прошлого». В этой работе на основе анализа строения мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений Альпийско-Гималайского пояса, Береговых хребтов Калифорнии, Корякского нагорья и Новой Гвинеи он показал, что породы офиолитовой ассоциации представляют собой фрагменты океанической коры геологического прошлого. В ее строении, используя актуалистический подход, он выделил породы океанического фундамента и океанического чехла. А. В. Пейве обосновал, что породы океанического фундамента геологического прошлого соответствуют третьему и четвертому геофизическим слоям земной коры современных океанов, а породы океанического чехла — первому и второму слоям. Изучение геологических и стратиграфических разрезов различных складчатых сооружений и их взаимоотношений с породами офиолитовой ассоциации позволило А. В. Пейве прийти к выводу о том, что все эвгеосинклинали геологического прошлого всегда возникали на фундаменте океанической коры, а сами они палеогеографически и тектонически представляли части Мирового океана.

На примере Альпийско-Гималайского складчатого пояса А. В. Пейве показал, что в результате тектонического сближения (дрейфа) материков Гондваны и Евразии и их крупных фрагментов породы океанической коры Тетиса были выжаты по разломам на континентальную кору в виде шарьяжей и частично превращены в меланж. Анализ строения многих, не только мезозойско-кайнозойских, но и палеозойских складчатых поясов позволил А. В. Пейве [1969, 1973] сделать заключение, что аллохтонное залегание океанической коры геологического прошлого на континентальной коре является общей закономерностью для континентов.

Разработка рассматриваемого научного направления носила ярко выраженный коллективный характер, что нашло отражение в целой серии общих публикаций [Пейве, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс и др., 1971, 1972; Пейве и др., 1976]. Уже на ранней стадии исследования в ней участвовали Н. А. Штрейс, А. Л. Книппер, А. С. Перфильев, Н. А. Богданов, М. С. Марков, С. В. Руженцев, Г. И. Макарычев, А. А. Моссаковский, В. С. Буртман, А. С. Новикова, А. И. Суворов, каждый из которых внес свой вклад в создание

новой тектонической концепции. Являясь сотрудниками разных лабораторий Геологического института, они с общих идейных позиций изучали и анализировали структурную, магматическую и метаморфическую эволюцию складчатых сооружений континентов, современных зон перехода между континентом и океаном и современных океанов.

Эти исследования были направлены на решение трех основных тесно связанных научных проблем: 1) офиолиты континентов (их строение и состав) как показатели океанической коры геологического прошлого, 2) структурное положение океанической коры геологического прошлого в складчатых сооружениях континентов, 3) тектоническая эволюция земной коры и ее стадийность.

Над проблемой офиолитов, их строения, состава, структурного положения и сравнения с породами современной океанической коры особенно много работали А. В. Пейве, А. Л. Книппер, А. С. Перфильев, М. С. Марков, С. В. Руженцев и Н. А. Богданов, возглавивший в последние годы исследования по этой проблеме.

А. Л. Книппер детально изучил внутреннее строение и структурное положение офиолитовых комплексов Малого Кавказа и Кубы, установил свойственный им определенный стратиграфический разрез [Книппер, 1970, 1971а, б], впервые выделив и описав на территории СССР серпентинитовый меланж. Выявление аллохтонного положения офиолитовой серии на Малом Кавказе и изучение пород этой ассоциации совместно с А. В. Пейве и Н. А. Штрейсом в Италии и Иране в совокупности с анализом литературного материала по внутреннему строению и тектоническому положению офиолитового комплекса Средиземноморского пояса Евразии и сравнением с породами современных океанов позволили А. Л. Книпперу [1975] обосновать вывод о том, что офиолиты представляют собой фрагменты океанической коры мезозойского океана Тетиса, возникшего в позднем триасе — ранней юре и закрывшегося в позднем мелу. А. Л. Книппер в большой монографии показал, что открытие и закрытие Тетиса было связано с крупными горизонтальными перемещениями континентальных блоков, движение которых осуществлялось вдоль поверхности Конрада и Мохоровичича. В результате этих движений произошло совмещение в едином разрезе пород верхней мантии и базальтового слоя (ультраосновные породы, габбро, амфиболиты) с породами океанической стадии развития (базальты и глубоководные осадки), что и привело к возникновению офиолитового комплекса. В современной структуре Средиземноморского пояса офиолитовые комплексы слагают тектонические покровы, надвинутые на породы островных дуг и на окраины континентов и микроконтинентов. В процессе шарьирования офиолиты претерпевают сложные структурные превращения и тектонизируются, образуя обширные массы серпентинитового меланжа.

Основная роль в изучении офиолитовых комплексов Урала, их типовых разрезов, истории метаморфических преобразований и структурного положения принадлежит А. В. Пейве, А. С. Перфильеву и С. В. Руженцеву.

Оказалось, что в наиболее полных разрезах офиолитовой ассоциации Урала (рис. 6, 7), особенно в его полярной части, выделяются [Пейве, 1974; Перфильев, 1977 и др.] три главных комплекса:

1) нижний, сложенный гипербазитами, преимущественно гарцбургитами и в меньшей мере дунитами, и отвечающий верхней мантии раннепалеозойского времени; внутренняя структура этого комплекса дискордантна по отношению к вышележащим;

2) средний, состоящий в основном из разнообразных габброидов с телами и прослоями дунитов и клинопироксенитов в нижней части и габбро-амфиболи-

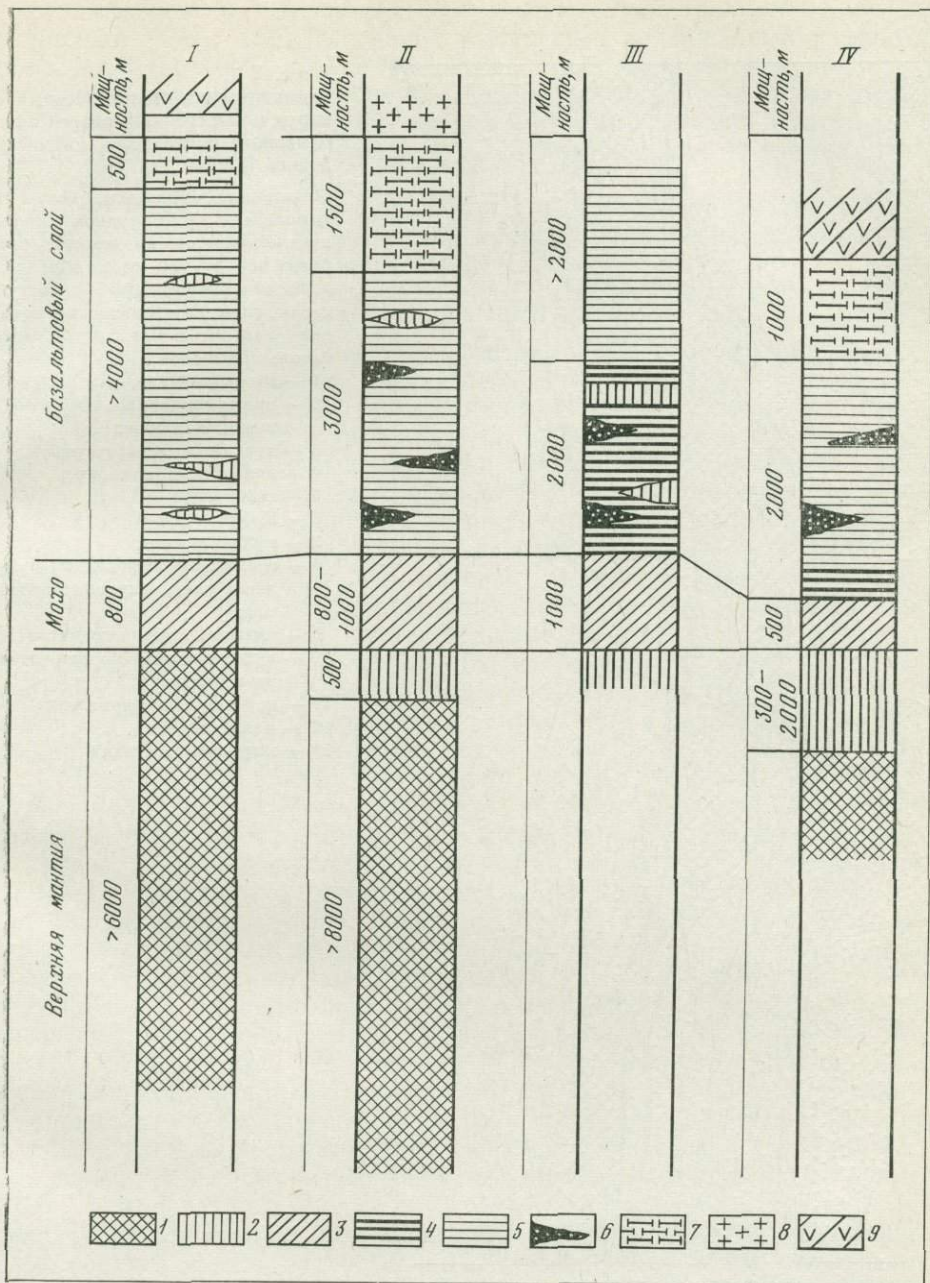


Рис. 6

Разрезы офиолитового комплекса Урала четырех опорных пунктов: Сьюмкеу (I), Войкар (II), Кытлым (III) и Хабарный (IV).

Хорошо видны прослеживающиеся в разных местах горизонты, объединенные в три комплекса (объяснение в тексте) [Пейве, 1974]

1 — гарцбургит;

4 — троктолит;

7 — амфиболит;

2 — дунит;

5 — габбро;

8 — плагиогранит;

3 — полосчатый комплекс;

6 — пироксенит;

9 — базальт

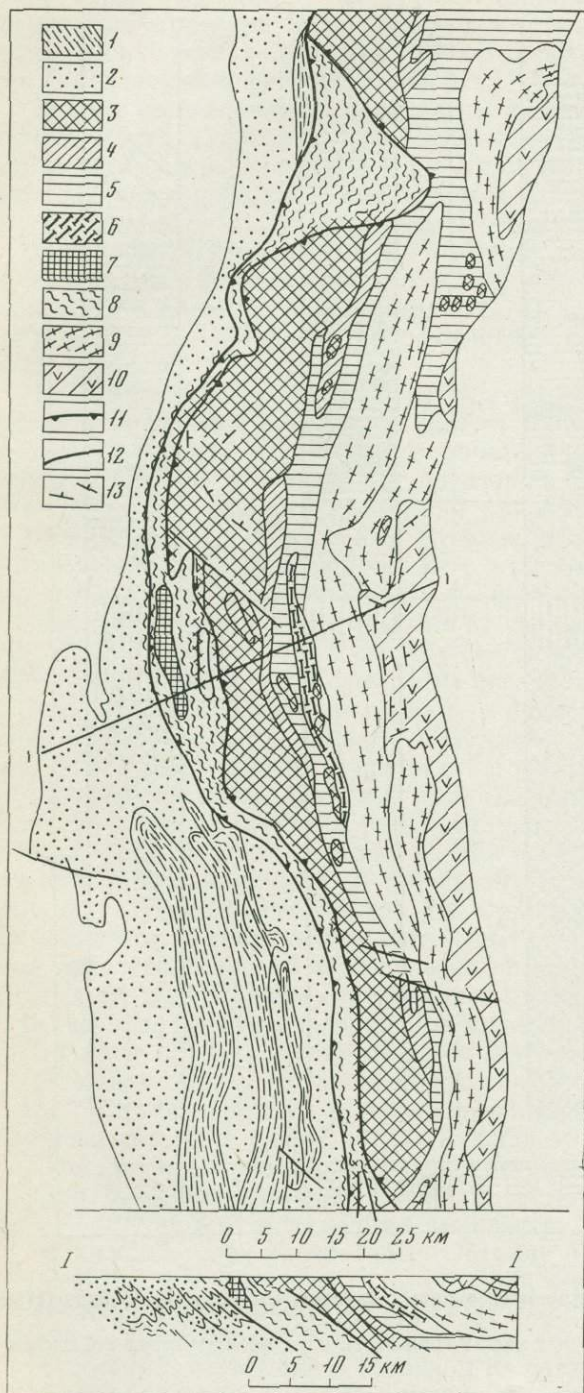


Рис. 7
Схематическая геологическая карта и поперечный разрез офиолитового пояса полярной части Урала [Пейве, 1974]

Показанные горизонты, свиты и комплексы на Полярном Урале прослеживаются по простиранию более чем на 200 км и образуют в целом настоящую слоистую серию, сложенную породами верхней мантии и лежащую выше базальтового слоя.

- 1 — докембрийские сланцы;
- 2 — многоосинклинальные отложения палеозоя;
- 3 — дуниты и гарибургиты;
- 4 — полосчатый комплекс;
- 5 — габброиды;
- 6 — амфиболиты;
- 7 — габбро-нориты;
- 8 — гранатые амфиболиты и зеленые сланцы нижнего палеозоя;
- 9 — плагиоклазовые граниты;
- 10 — вулканические породы девона и силура;
- 11 — поверхность шарьяжей;
- 12 — разломы;
- 13 — элементы залегания

тов и амфиболитов — в верхней; этот комплекс сопоставляется с древним базальтовым слоем; в его основании расположен выдержанный маркирующий полосчатый горизонт — тонкое чередование дунитов, верлитов, клинопироксенов, троктолитов и других габброидов, который сопоставляется с поверхностью М;

3) верхний, образованный зеленокаменноизмененными толентовыми базальтами и кремнистыми породами, накапливавшимися на дне океанического бассейна.

Приведенный разрез для нижней части эвгеосинклинальной зоны Урала свидетельствует об ее океанической природе [Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, 1973; Иванов и др., 1972].

А. С. Перфильев на примере Урала рассмотрел тектоническую эволюцию структуры древних гипербазит-габбровых комплексов от целиком тектонических пластин через серпентинитовые тектониты к серпентинитовым меланжам разных типов и вместе с С. В. Руженцевым [Перфильев, Руженцев, 1973а, б; Пейве, Штрейс и др., 1971] разработал их классификацию (группы мономиктовых и полимиктовых серпентинитовых меланжей). Возникновение пластичной массы серпентинитовых меланжей во многом определяет специфический стиль структуры многих зон Урала. На основании своих исследований А. С. Перфильев [1977] пришел к выводу, что современное аллохтонное структурное положение офиолитовых комплексов Урала обусловлено процессами тектонического срыва древней океанической коры по поверхности Мохоровичича и последующим ее сучиванием. Он специально исследовал проблему возникновения Уральской линейной палеоокеанической структуры и пришел к заключению, что она возникла в позднем кембрии — ордовике в результате раздвига древней континентальной коры, синхронного и тектонически сопряженного с процессами тектонического сучивания в расположенном восточнее обширном Казахстано-Сибирском океаническом бассейне мозаичного типа.

С. В. Руженцев в серии своих работ особенно детально рассмотрел структурное положение на Урале фрагментов раннепалеозойской океанической коры, образующих целые системы морфологически разнообразных тектонических покровов, выяснению условий образования которых он уделил большое внимание. Он показал, что современное исключительно сложное внутреннее строение Уральского складчатого пояса, как и многих других складчатых поясов, объясняется активным пододвиганием континентальных блоков под океанические (в частности, Восточно-Европейской платформы — под Уральскую эвгеосинклиналь) и пассивным наволакиванием последних. В результате возникают гигантские аллохтонные массы океанической коры, выделенные С. В. Руженцевым [1976] в особый тип структур — краевые офиолитовые аллохтоны. На Урале это Войкарский массив, массивы Платиноносного пояса, Кракинские, Хабаровинский и Кемпирсайский массивы гипербазитов, которые были шарьрованы в пределы восточной части Восточно-Европейской платформы в среднем девоне, раннем и среднем карбоне. Сравнительный анализ материалов по Уралу и Аппалачам позволил ему объяснить формирование этих линейных складчатых поясов и их покровной структуры глубинным раздавливанием коры и верхней мантии палеоокеанов сближающимися континентальными массами. Одновременно С. В. Руженцев рассмотрел проблему возникновения палеоокеанических структур типа Урала и Аппалачей и показал, что они являются новообразованными, возникшими в результате растяжения и рифтинга палеоконтинента и последующего раздвига обособившихся его частей. Реализация такого раздвига, по мнению С. В. Руженцева, возможна на нескольких структурных (коровых и мантийных) уровнях.

М. С. Марков [1970, 1975; Марков и др., 1979] детально изучил строение нижних частей разрезов офиолитовых ассоциаций островных дуг Камчатки, Сахалина и Дальнего Востока. Он показал, что они представляют собой разнотипный по генезису и длительно формирующийся комплекс пород, залегающий ниже океанических толентов и глубоководных осадков, и что физические свойства этого комплекса пород соответствуют данным о породах геофизического «базальтового» слоя земной коры. М. С. Марков установил, что породы нижних частей офиолитовой ассоциации в изученных им регионах отделены перерывом, несогласием и проявлением метаморфизма от вышележащих образований и поэтому должны выделяться в самостоятельный комплекс. Для этого комплекса он [Марков, 1970] впервые предложил название «меланократовый фундамент», быстро завоевавшее общее признание. М. С. Марков выяснил, что офиолитовые комплексы залегают в основании разрезов островных дуг и, следовательно, представляют собой более раннюю стадию развития земной коры в их пределах. Результаты проведенного исследования позволили ему прийти к заключению о сложной и длительной истории формирования базальтового слоя земной коры островных дуг и краевых морей, рассмотрению которой была специально посвящена его большая монография [Марков, 1975].

Н. А. Богданов [1975] изучал породы офиолитовой ассоциации в складчатых поясах по периферии Тихого океана — на Сахалине, в Корякском нагорье, а также в Австралии, Новой Зеландии и на западе Северной Америки. Он обосновал вывод о том, что породы офиолитовой ассоциации в эвгеосинклиналях этого региона являются наиболее древними и представляют собой океаническую кору геологического прошлого. При этом по направлению от раннедокембрийских кристаллических ядер континентов в сторону Тихого океана возраст пород офиолитовой ассоциации омолаживается от рифейско-раннедокембрийского до позднеордовикского и пермского, а в пределах современных островных дуг — до мезозойского. Выходы офиолитовых комплексов в современной структуре всегда связаны с формированием тектонических покровов либо узких горстовых зон чешуйчатого строения. Н. А. Богданов [1969] ввел понятие о талассогеосинклиналях Тихоокеанского кольца — своеобразном типе геосинклиналей, развивавшихся на океанической коре.

Структурное положение офиолитовых комплексов в варисцийских складчатых сооружениях Тянь-Шаня и Кызылкума были исследованы В. С. Буртманом и Г. И. Макарычевым.

В. С. Буртман [1976] проанализировал структурную позицию офиолитов Кызылкума и Южного Тянь-Шаня и показал, что они здесь повсеместно находятся в аллохтонном положении, слагая Туркестанскую корневую структуру (структуру, оставшуюся после раздавливания палеозойской океанической структуры в результате схождения окраин континентов в среднем карбоне) и изолированные аллохтоны, выжатые на континентальные края.

Г. И. Макарычев [1978; Макарычев, Штрейс, 1973] на материалах по Северному и Срединному Тянь-Шаню пришел к выводу о том, что наряду с аллохтонными массивами, сложенными серпентинитовым меланжем, в этом регионе можно наблюдать офиолитовые блоки с ненарушенными соотношениями между гипербазит-габбровыми и толент-базальтовыми комплексами офиолитовых ассоциаций. Эти соотношения, выраженные налеганием толентовых базальтов с перерывом на габбро-гипербазитовый комплекс, однозначно свидетельствуют о существовании океанической коры, на которой развивались каледонские и варисцийские эвгеосинклинали Тянь-Шаня.

Кроме перечисленных ученых, в разработке проблемы офиолитов складчатых сооружений участвовали и другие сотрудники института: А. А. Савельев [1974], Г. Н. Савельева [1973], С. Г. Самыгин и А. Б. Дергунов [Дергунов, Молдаванцев, 1976] на Урале, Н. Н. Херасков (1975) — в Алтае-Саянской области, С. Д. Соколов [1977] — на Кавказе, Г. Е. Некрасов [1976] и М. Ю. Хотин [1976] — на Северо-Востоке СССР.

Развивая и углубляя разработку проблемы офиолитов складчатых сооружений континентов как показателей океанической коры геологического прошлого, А. В. Пейве в 1975 г. выступил с инициативой по организации международного проекта «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океана», который был включен в межправительственную международную программу геологической корреляции, осуществляемую ЮНЕСКО. Возглавил этот международный проект Н. А. Богданов, а в его работе с советской стороны активно участвуют многие сотрудники института, в том числе А. Л. Книппер, М. С. Марков, А. С. Перфильев и др. В течение последующих лет международная рабочая группа этого проекта провела ряд совместных полевых исследований и полевых научных конференций в Иране, США, Канаде и СССР (на Полярном Урале), в процессе которых были рассмотрены и обсуждены многие узловые проблемы петрологии, металлогении и структурного положения офиолитовых комплексов в соответствующих складчатых сооружениях. В 1976 г. на советском научно-исследовательском корабле «Дмитрий Менделеев» международная рабочая офиолитовая группа провела под руководством А. В. Пейве морскую экспедицию в западной части Тихого океана. Во время этой экспедиции были выполнены многоступенчатые драгирования склонов глубоководных желобов (Марианского, Япа), с юго-востока ограничивающих Филиппинское море, изучена сейсмоакустическими методами их геоморфология, проведено петрологическое исследование пород дна океана, поднятых при драгировании, и пород ряда океанических островов, отобранных при полевых маршрутах.

В результате было установлено [Богданов, 1978], что желоба в западной части Тихого океана имеют такое асимметричное строение, при котором на их островных склонах обнажается полный разрез второго и третьего слоев океанической коры, обладающий по петрологическому составу, строению разреза и структурным особенностям полным сходством с офиолитовой ассоциацией континентов. В основании этих склонов выявлены мощные зоны тектонизации пород, которые возникли, видимо, вследствие многократного скупивания слоев океанической коры под островными дугами.

Главные научные результаты проведенных в Геологическом институте коллективных научных исследований офиолитовых ассоциаций складчатых зон континентов и их сравнения с породами дна океанов могут быть сведены к следующему [Пейве и др., 1977].

1. Офиолитовый комплекс образован разрезом магматических и осадочных пород, который закономерно повторяется в одной и той же последовательности в различных по возрасту складчатых зонах: протерозойских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских. В основании этого разреза залегают ультраосновные породы (гарцбургиты, дуниты). Средняя часть разреза сложена габбро, которые в нижней части переслаиваются с пироксенитами, верлитами и дунитами, а в верхней — содержат амфиболиты и прорваны серией диабазовых даек. Верхняя часть офиолитового комплекса сложена толеитовыми базальтами и глубоководными кремнисто-карбонатными осадками, приуроченными к самым нижним частям эвгеосинклинальных напластований.

2. Офиолитовый комплекс формируется в несколько этапов, которые часто отделены один от другого эпохами тектонических деформаций. В результате изучения соотношения пород внутри офиолитового комплекса доказано, что нижняя часть его разреза, представленная дунитами и гарцбургитами, характеризуется сильной тектонизацией пород и заведомо древнее вышележащих членов ассоциации. Эффузивные части разреза офиолитов иногда залегают с перерывом на габброидах и ультрабазитах.

3. Разрезы офиолитовых комплексов складчатых зон континентов аналогичны разрезам коры современных океанов. Доказано, что ультрабазиты (перидотиты, дуниты и пироксениты) этого разреза можно сопоставлять с породами верхней мантии; габброиды, в нижней части переслаивающиеся с пироксенитами и дунитами, — с геофизическим третьим слоем океанической коры; подушечные толеитовые базальты — со вторым слоем, а яшмы и осадочные образования — с первым слоем. Эти сравнения основаны не только на петрохимическом сходстве пород офиолитового комплекса и пород океанической коры, но и подтверждаются находками глубоководных органических форм в осадочных породах верхов разреза офиолитовых ассоциаций континентов. Следовательно, офиолитовые ассоциации складчатых сооружений современных континентов представляют собой фрагменты океанической коры геологического прошлого, на которой развивались эвгеосинклинали.

4. Современное структурное положение офиолитовых комплексов в складчатых сооружениях, как правило, не соответствует их первичному залеганию в разрезе земной коры. В подавляющем большинстве случаев офиолитовые комплексы континентов находятся в тектонически перемещенном аллохтонном положении в результате интенсивных горизонтальных движений и связанных с ними тектонических срывов по разным горизонтам земной коры и процессов тектонического раздавливания и скупивания.

Таким образом, идеи А. В. Пейве о широком развитии океанической коры геологического прошлого в складчатых сооружениях фанерозоя в результате проведенных в Геологическом институте исследований получили полное подтверждение и дальнейшее развитие на материалах самых разных складчатых поясов земного шара.

Успешное развитие этих идей сразу выдвинуло советскую тектоническую школу на передовые рубежи современной геологической науки. Новые научные положения о внутреннем строении офиолитовых комплексов складчатых зон, положении их в разрезе эвгеосинклиналей, сложной и длительной истории их метаморфических и структурных преобразований и их роли в процессе формирования покровной структуры многих складчатых поясов, наконец, основополагающая идея, что офиолитовые ассоциации складчатых зон являются фрагментами той коры океанического типа, на которой развивались эвгеосинклинали фанерозоя, — быстро получили признание среди геологов Советского Союза и за рубежом.

Внедрение этих идей в геологическую практику привело к полному пересмотру структуры и истории формирования практически всех фанерозойских, да и докембрийских складчатых зон СССР, особенно таких важных в горнорудном отношении, как Урал, Кавказ, Тянь-Шань, Казахстан и Северо-Восток СССР.

Наконец, эти научные положения легли краеугольным камнем в основу новых теоретических представлений о сущности геосинклинального процесса и тектонической эволюции земной коры, которые были разработаны тектонистами Геологического института.

Проблема тектонической эволюции земной коры складчатых зон континентов, ее стадийности и роли в этой эволюции геосинклинального процесса возникла как сопряженная с проблемой офиолитов. Разрабатывая и обосновывая положения о том, что все эвгеосинклинали геологического прошлого закладывались на океанической коре и первоначально развивались как части Мирового океана, необходимо было в историческом аспекте рассмотреть и изучить те разнообразные геологические процессы, которые в ходе развития эвгеосинклинальных областей вызвали преобразование океанической коры в континентальную, поскольку в современной структуре все складчатые сооружения континентов характеризуются континентальным типом земной коры.

В результате огромной работы по пересмотру тектонической структуры и истории формирования многих складчатых геосинклинальных поясов Северной Евразии, в которой под руководством А. В. Пейве и Н. А. Штрейса активно участвовали А. С. Перфильев, А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, Н. А. Богданов, В. С. Буртман, А. Л. Книппер, Г. И. Макарычев, М. С. Марков, Ю. М. Пущаровский, А. И. Суворов, А. Е. Шлезингер и другие, было показано, что сложный и длительный процесс структурных и вещественных преобразований океанической коры в континентальную, свойственный эвгеосинклинальным зонам и областям, может быть разделен на три главные стадии.

Эти стадии развития земной коры складчатых сооружений, отличающиеся по типам строения коры, палеогеографическим и палеотектоническим обстановкам, следующие: 1) океаническая — с океаническим типом коры и палеогеографическими обстановками, подобными современным океанам; 2) переходная — с переходным типом коры, локальным (островным) присутствием гранитно-метаморфического слоя и палеогеографическими обстановками, подобными островным дугам и краевым морям; 3) континентальная — с континентальным типом коры и свойственным ей повсеместным развитием гранитно-метаморфического слоя и обстановками, характерными для современных материков. Перечисленные стадии были выделены и в наиболее полной и общей форме обоснованы в коллективной работе 1972 г. [Пейве, Штрейс и др., 1972]. Вместе с тем их выделение и обоснование на конкретном геологическом материале тех или иных складчатых сооружений было выполнено для Урала и Аппалач А. В. Пейве [1973], для Монголии и Урала — А. С. Перфильевым и А. А. Моссаковым [Дергунов и др., 1971], для Тянь-Шаня — Г. И. Макарычевым [1978], для Казахстана — Н. Г. Марковой и С. Г. Самыгиным, [Антонюк и др., 1977], для Алтае-Саянской области — Н. Н. Херасковым [1975], для мезозойд Северо-Востока и Дальнего Востока — Ю. М. Пущаровским, Е. Н. Меланхолиной [Пущаровский и др., 1977], Г. Е. Некрасовым [1976] и другими, для островных дуг современной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану — М. С. Марковым [1975] и др.

В океаническую стадию в условиях преобладающего растяжения формируются глубоководные осадочные и магматические формации, которые тесно ассоциируют с породами базит-ультрабазитового (меланократового) фундамента и часто им подстилаются. Это недифференцированные толеит-базальтовые (спилит-диабазовые) вулканы, переслаивающиеся и сменяющиеся радиолитами, яшмами, фтанитами, микритовыми известняками и глинистыми сланцами.

Нередко по латерали они сменяются контрастными вулканогенными толщами натровой специализации, содержащими наряду с эффузивами основного состава покровы, силлы и субвулканические тела альбитофиров и кварцевых кератофиров. Обычно в складчатых сооружениях эти толщи и серииты выделяют-

ся под названием спилит-диабазовой, спилит-кератофировой, фтанитовой, карбонатно-кремнистой, иногда рифовой формаций, которые очень сходны с соответствующими пелагическими формациями первого и второго слоев современных океанов. С этой стадией развития связаны интрузии габбро-норитов и плагиогранитов и метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Исследования А. В. Пейве, А. С. Перфильева и С. В. Руженцева [1972] на Урале [Перфильев, 1977; Руженцев, 1976], А. Л. Книппера [1975] в Альпийском поясе и Ю. М. Пущаровского, М. С. Маркова и других на Северо-Востоке СССР [Пущаровский и др., 1977] показали, что многие палеоокеанические структуры в пределах складчатых сооружений формировались в связи с процессами внутриконтинентального раздвига, происходившими по разным тектоническим поверхностям внутри литосферы. В таких случаях океанической стадии предшествует рифтогенная стадия, во время которой сначала накапливаются грубообломочные толщи, состоящие из продуктов раздвигающихся континентальных массивов, и сопровождающие их щелочные вулканы трахибазальт-трахиандезитового ряда, а затем, по мере разрастания новообразованного океанического бассейна, их постепенно сменяют породы офиолитовой ассоциации.

Однако несомненно и то, что во многих других палеозойских и мезозойских складчатых поясах, особенно тех, которые характеризовались длительным, растянутым во времени геосинклинальным развитием, часто начинавшимся еще в рифее, океаническая стадия эволюции коры была унаследована от древнего Мирового океана. Именно так трактуется, например, океаническая стадия развития коры Казахстана-Сибирского палеозойского складчатого пояса и палеозойских и раннемезозойских складчатых сооружений Палеотетиса Н. А. Штрейсом и А. А. Моссаковским [1975], палеозоид Срединного и Северного Тянь-Шаня — Г. И. Макарычевым [1978].

Переходная стадия развития земной коры складчатых сооружений, в отличие от океанической, характеризуется преобладанием процессов тектонического скупивания (хотя и неповсеместного и неравномерного), на фоне которого могут возникать частные зоны вторичного растяжения. Земная кора имеет крайне невыдержанное строение, что выражается прежде всего в большой изменчивости мощности базальтового и локальном развитии гранитно-метаморфического слоев. В структурном отношении она обычно представлена системами островных дуг, краевых морей и желобов, а также континентальными склонами и континентальными подножиями, развивающимися на микроконтинентах древней континентальной коры. Осадочные и магматические формации, образующиеся в переходную стадию, чрезвычайно разнообразны. Им свойственна исключительно быстрая изменчивость как по вертикали, так и по латерали.

Поднятия островных дуг представляют собой сложное сочетание вулканических пород известково-щелочного типа (базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и даже липаритов) с граувакками, кремнистыми породами, иногда яшмами, а в верхних частях разреза — с нижними моласами, часто ритмично построенными.

В окраинных морях образуются мощные осадочные терригенные серии (туфогенно-граувакковая, граувакковая и аспидная формации) с незначительным количеством вулканических пород основного и среднего состава. Они включают также пачки и толщи олистостром и флиша, который в верхних частях разреза вместе с нижними молассами становится преобладающим типом пород.

В глубоководных желобах накапливаются турбидиты, особенно широко развитые на приостровных склонах желобов, и сложно сочетающиеся с турбидитами глубоководные пелагические осадки.

К переходной стадии приурочены интрузии габбро-плагиогранитных и габбро-плагиогранит-диоритовых формаций. Именно в эту стадию происходит постепенное формирование гранитно-метаморфического слоя в результате плагиогранитизации пород вулканогенно-осадочных серий. Оно начинается в зонах островодужных поднятий, возникновение которых связано с тектоническим скупиванием комплексов пород океанической и переходной стадий, а затем распространяется на площади окраинных морей.

С процессами формирования гранитно-метаморфического слоя тесно связано образование таких характерных комплексов, как нижние молассы и вулканоплутонические островодужные пояса базальт-андезит-липаритовой ассоциации натровой специализации.

Такой стиль проявления переходной стадии развития земной коры был свойствен складчатым сооружениям Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области [Пейве, Штрейс и др., 1972; Пейве и др., 1976; Херасков, 1975], западного обрамления Тихого океана [Марков, 1975; Пушаровский и др., 1977] и отчасти Урала и Аппалач [Пейве, 1973; Руженцев, 1976].

В некоторых складчатых поясах, например в Альпийско-Гималайском, переходная стадия развития земной коры в формационном и структурном отношении выражена иначе. Здесь, как показал А. Л. Книппер [1975], в условиях сильных горизонтальных перемещений горных масс, в том числе фрагментов древней континентальной коры, формационные ряды переходной стадии были образованы мощными флишевыми сериями, терригенными отложениями континентальных склонов и подножий, а также широко развитыми олистостромами. Олистостромы, строение, происхождение и структурное положение которых детально изучено М. Г. Леоновым [1975], являются индикаторами интенсивного шарьяжеобразования при тектоническом скупивании, чрезвычайно мощном в таких складчатых поясах.

Континентальная стадия развития земной коры (ее начало) связана с резкой сменой палеогеографической и палеотектонической обстановок в складчатых сооружениях под влиянием глобальных импульсов тектонического сжатия; при этом ранее возникшие участки гранитно-метаморфического слоя и фрагменты древней континентальной коры стягиваются в монолитно спаянные континентальные массивы, испытывающие изостатические поднятия, и образуется земная кора континентального типа с повсеместно развитым в виде сплошной оболочки гранитно-метаморфическим слоем. Этот процесс сопровождается вещественным преобразованием пород земной коры, которые в первую очередь вызваны калиевой гранитизацией плагиогнейсов с превращением их в микроклиновые и ортоклазовые гнейсы и высокоглиноземистые сланцы, гранитизацией амфиболитов и габбро-амфиболитов в нижних горизонтах коры и терригенных и вулканогенно-осадочных пород в ее верхних частях. Конечным результатом гранитизации является образование плутонов калиевых гранитов, граносенитов, аляскитов и щелочных гранитов.

Формирование обширных областей с горным рельефом, вызванное изостатическим поднятием, обусловило накопление континентальных верхних моласс, а возникновение полого наклоненных под образующийся контингент тектонических срывов (зон Бениофа), зарождающихся на границе океанической и континентальной кор, приводит к образованию на краях новообразованных континентальных массивов протяженных вулканоплутонических

поясов, таких, как Охотско-Чукотский мезозойский, Евразийский позднепалеозойский и др.

Таким образом, калиевая гранитизация, гранитный-щелочно-гранитный плутонизм, верхние молассы и краевые вулканоплутонические пояса являются признаками, которые указывают на завершение процесса преобразования океанической коры через переходную в континентальную.

Разработку и обоснование изложенных выше структурных и вещественных аспектов проблемы континентальной стадии развития земной коры складчатых сооружений выполнил А. А. Моссаковский [1975], который специально исследовал эту проблему в палеозоидах Казахстано-Сибирского и Центрально-Азиатского складчатых поясов. Кроме того, он [Моссаковский, 1970, 1972] изучил палеозойский орогенный вулканизм Евразии и выяснил особенности пространственного и структурного размещения орогенных вулканоплутонических ассоциаций (девонских, позднепалеозойских) в виде протяженных поясов и ареалов, параллельных границам эвгеосинклинальных зон, находившихся на океанической или переходной стадиях развития земной коры. При этом была выявлена свойственная этим вулканическим поясам и ареалам асимметричная петрохимическая зональность продуктов вулканизма, типичная для пород современных окраинно-континентальных вулканических поясов по периферии Тихого океана. Тем самым А. А. Моссаковский доказал окраинно-континентальную природу палеозойских вулканических поясов в складчатых сооружениях Евразии и наметил в их структуре границы континентальных и океанических блоков геологического прошлого.

Подводя итог изложенному о новой концепции происхождения и развития тех территорий, которые ныне представлены складчатыми сооружениями, следует сказать, что «формирование континентальной земной коры складчатых сооружений складывается из двух главных процессов: 1) зарождения и роста участков гранитно-метаморфического слоя разного возраста путем локального скупивания и вещественного преобразования пород мантии, базальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки на протяжении океанической и главным образом переходной стадий развития земной коры и 2) тектонического объединения (скупивания, стягивания) ранее возникших участков разновозрастного гранитно-метаморфического слоя (включая и фрагменты чужеродной континентальной коры) в монолитные спаянные континентальные массы, момент образования которых собственно и фиксирует начало континентальной стадии. Процессы второго типа осуществляются в ходе глобальных эпох» [Пейве и др., 1976, с. 12]. Как вытекает из работы по составлению новой тектонической карты Северной Евразии, таких глобальных эпох, знаменовавших становление новых массивов континентальной коры в разных частях земного шара, в истории Земли было по меньшей мере семь: 1) на рубеже раннего протерозоя и рифея, 2) в конце рифея, 3) в начале девона, 4) в конце палеозоя, 5) во второй половине триаса, 6) в позднем мелу, 7) в конце миоцена—плиоцене.

Изучение тектонической эволюции земной коры складчатых сооружений Европы, Азии и Северной Америки, выполненное коллективом тектонистов Геологического института [Пейве и др., 1976], позволило обосновать вывод о том, что существуют два главных пути преобразования океанической коры в континентальную. В одном случае (аллохтонный способ) имело место пододвигание континентальных блоков под палеоокеанические структуры или шарьирование этих блоков на океаническую и переходную кору. В результате происходило закрытие океанической структуры вследствие тектонического сближения континентальных блоков и формирование нового континента, в пре-

делах которого породы океанической и переходной коры слагают отдельные, обычно аллохтонные фрагменты среди древних ремобилизованных континентальных масс, доминирующих в составе образующейся континентальной коры. Такой путь образования континентальной коры был свойствен тем океаническим бассейнам геологического прошлого, на месте которых возникли линейные складчатые пояса (Альпийско-Гималайский, Южный Тянь-Шань, Урал, Аппалачи и др.).

Важным признаком аллохтонного способа образования земной коры континентального типа служит широкое развитие явлений обдукции пород океанической и переходной стадий на края древних континентальных блоков, что в совокупности со сжатой линейной формой возникающих этим способом складчатых поясов, всегда сопровождающихся таким характерным типом орогенных структур, как краевые прогибы, создает совершенно своеобразный структурный рисунок.

В другом случае, например в мозаичных складчатых областях Центрального Казахстана и Южной Сибири, а также на западном обрамлении Тихого океана, в результате процессов тангенциального сжатия и растяжения происходили многократное тектоническое скупивание (сдваивание, складчатость) пород океанической и переходной стадий или их локальное раздвижение и формировались структуры типа поднятий островных дуг и впадин краевых морей. Вследствие метаморфизма и гранитизации этих пород происходило длительное и неодновременное образование молодого гранитно-метаморфического слоя, который составлял основу гранитно-метаморфической оболочки новой континентальной коры. Этот, как его называют, автохтонный способ формирования континентальной коры всегда сопровождался крупными наклонными срывами по глубоким горизонтам земной коры, полого уходящими под новообразованный континент. Выше поверхности таких тектонических срывов происходило тектоническое стягивание участков молодого разновозрастного гранитно-метаморфического слоя и микроконтинентов, над которыми формировались окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса, ниже — пододвижение океанической коры.

Необходимо вместе с тем подчеркнуть, что «анализ истории развития любой складчатой области показывает, что формирование континентальной коры происходит, как правило, в результате сочетания различных механизмов. Однако их относительная роль различна, что определяет специфику строения и магматизма каждой складчатой области» [Пейве и др., 1976, с. 18].

Таким образом, в результате исследований, проведенных тектонистами Геологического института под руководством А. В. Пейве, было выдвинуто и разработано новое научное направление в изучении строения и эволюции земной коры палеоокеанов и континентов. Это направление, развивающее идеи мобилизма в геологии, включает в себя главнейшие достижения геосинклинальной теории развития земной коры и ряд положений новой концепции тектоники плит. Оно заставило коренным образом пересмотреть существующие привычные представления о геологическом строении и истории формирования складчатых сооружений континентов (а следовательно, и закономерностях размещения различных видов полезных ископаемых) и заложило новые фундаментальные основы геосинклинальной теории, в соответствии с которыми геосинклинальное развитие понимается как совокупность тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов, вызывающих структурное и вещественное преобразование океанической коры в континентальную.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. И., Щерба И. Г. Структуры и эволюции земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 105—111.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. Т. 1.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. Т. 2.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П., Крототкин П. Н., Овчинников А. М. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое.— Геотектоника, 1967, № 3, с. 19—31.
- Белов А. А., Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1, с. 81—84.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 193—207.
- Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагадинской области и Чу-Балхашского водораздела.— В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 1, с. 79—144.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1959, т. 34, вып. 1, с. 3—38.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 99).
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 51—63.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 7—15.
- Богданов Н. А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607—610.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 269).
- Богданов Н. А. Океаническая кора и офиолиты континентов.— Вестн. АН СССР, 1978, № 2, с. 71—79.
- Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 12, с. 37—48.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 80, с. 128—151.
- Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, с. 55—68.
- Буртман В. С. О тектонике варисцид пустыни Кызылкум.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1, с. 155—158.
- Буртман В. С. О развитии геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, 1972, № 2, с. 15—23.
- Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 289).
- Буртман В. С., Клишев В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань).— Геотектоника, 1971, № 1, с. 103—117.
- Буртман В. С., Клишев В. Л. О структурном положении ультрабазитов в метаморфических сланцах Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 671—674.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 80, с. 5—33.
- Вахрамеев В. А. Геологические исследования в Северо-Восточном Прибалхашье.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1941, т. 19, вып. 1—2, с. 29—52.
- Войтович В. С. Новейшие горизонтальные движения по Джунгарскому разлому и их роль в развитии рельефа.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 5, с. 48—57.
- Войтович В. С. Природа Джунгарского глубинного разлома. М.: Наука, 1969. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 183).
- Геологическая карта Урала масштаба 1:1 000 000 с объяснительным текстом. М.; Л.: ГПРУ, 1931.
- Дергунов А. В. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 172).
- Дергунов А. В., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и Проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 87—103.
- Дергунов А. В., Молдавцев Ю. М. О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Ура-

- ла.— Геотектоника, 1976, № 3, с. 33—106.
- Зайцев Н. С.* Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 4, с. 678—681.
- Зайцев Н. С.* Кембрий Тувы.— Геол. и геофиз., 1960, № 7, с. 12—23.
- Зайцев Н. С.* Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 92, с. 90—131.
- Зайцев Н. С.* Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 173—185.
- Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М., Перфильев А. С.* Природа Уральской эвгеосинклинали.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1177—1180.
- Карпинский А. П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
- Келлер Б. М.* Флишевые формации палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 104).
- Климин К. А.* Тектоническое строение центральной части Тувинской межгорной впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7, с. 34—48.
- Климин К. А.* Тектоника Центральной части Тувинского прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 36).
- Климин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 219).
- Книппер А. Л.* Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан). М.: Наука, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 90).
- Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа).— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1965, т. 40, вып. 2, с. 46—58.
- Книппер А. Л.* Надвиги и покровы на северо-восточном побережье озера Севан.— Геотектоника, 1966, № 3, с. 125—130.
- Книппер А. Л.* Некоторые вопросы тектонического положения и становление альпийских перидотитов в верхней части земной коры.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 21—25. (МГК. 23-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 2).
- Книппер А. Л.* Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 116—132.
- Книппер А. Л.* Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 112—120.
- Книппер А. Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971а, № 6, с. 87—100.
- Книппер А. Л.* Серпентинитовый меланж Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971б, № 5, с. 11—26.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А. Л., Костянян Ю. Л.* Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, с. 67—79.
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая структура гор Лос-Органос в районе г. Виньялеса и положение в ней серпентинитов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967а, с. 32—41.
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967б, с. 42—57.
- Коптева В. В., Щерба И. Г.* О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 80, с. 275—311.
- Кропоткин П. Н.* Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948а, № 5, с. 89—104.
- Кропоткин П. Н.* Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана.— В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948б, т. 1, с. 231—293.
- Кропоткин П. Н.* Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1950. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 108).
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— Сов. геол., 1961, № 5, с. 4—16.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Кузнецов Е. А.* Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Кузнецов Е. А.* Тектоника Среднего Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941.
- Кузнецов Е. А., Литвинович Н. В., Маркова Н. Г.* Геологическое пересечение Урала по линии станция Пашия, город Куш

- ва и Алапаевск. М.: Недра, 1939. (Труды/МГРИ; Вып. 13).
- Леонов М. Г. Дикий флиш альпийской области. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 199).
- Лукьянов А. В. К вопросу о механизме образования позднепалеозойской структуры (Центральный Казахстан) Атасу-Жамшинского междуречья.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 5, с. 1187—1190.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 80, с. 34—112.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 136).
- Лукьянов А. В., Щерба И. Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных карт складчатых областей.— В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. 5, с. 15—24.
- Макарычев Г. И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Среднего Тянь-Шаня и их положение к структуре.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1964, т. 39, вып. 6, с. 27—37.
- Макарычев Г. И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 318).
- Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Интрузивные комплексы Пскемского антиклинория Среднего Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3, с. 28—41.
- Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 112—135.
- Макарычев Г. И., Павлова Т. Г. Рифей западной части Среднего Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1967, т. 42, вып. 1, с. 18—42.
- Макарычев Г. И., Штрейс Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1164—1166.
- Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакапском синклинории.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2, с. 221—243.
- Марков М. С. К проблеме становления «гранитного» слоя островных дуг.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 181—186. (МГК. 23-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 2).
- Марков М. С. К проблеме формирования «гранитного» слоя островных дуг.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 228—242.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 93—111.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 168).
- Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. Тектоника Восточной Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— Геотектоника, 1967, № 1, с. 57—76.
- Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана.— В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 1, с. 7—78.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 62).
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 120—147.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975.
- Меланхолина Е. Н. Очерк геологии меловых отложений Приморья.— Труды/ГИН АН СССР, 1965, вып. 139, с. 7—29.
- Меланхолина Е. Н. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии.— Геотектоника, 1968, № 2, с. 32—50.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1940, т. 18, вып. 3—4, с. 53—60.
- Молдавцев Ю. Е., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма Севера Урала в связи с тектоническими структурами.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 235—239. (МГК, 21-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 14).
- Молчанова Т. В. Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной

- окрайны Колымского Срединного массива.— Геотектоника, 1968, № 5, с. 53—62.
- Моссаковский А. А.* Девонские вулканогенные формации каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблемы связи вулканизма с тектоникой.— Труды Лабор. палеовулканол. КазВИМС, 1963а, вып. 2, с. 22—37.
- Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963б.
- Моссаковский А. А.* Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности рудных месторождений. М.: Наука, 1964, с. 48—66.
- Моссаковский А. А.* К вопросу об орогенных этапах развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2, с. 3—16.
- Моссаковский А. А.* Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 100—107. (МГК. 23-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 2).
- Моссаковский А. А.* Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 133—153.
- Моссаковский А. А.* О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 65—77.
- Моссаковский А. А.* Палеозойский орогенный вулканизм Евразии.— Геотектоника, 1972, № 1, с. 6—28.
- Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Муратов М. В.* Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 105—120.
- Муратов М. В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. (Тектоника СССР; Т. 2).
- Муратов М. В.* Проблема происхождения океанических впадин.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 5, с. 55—70.
- Муратов М. В.* Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6, с. 3—23.
- Муратов М. В.* Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 3—18.
- Муратов М. В.* Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 47—73.
- Нагибина М. С.* История развития структуры Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Структуры земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 114—125. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 18).
- Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М. С.* О тектонических структурах, связанных с активацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4, с. 15—26.
- Нагибина М. С.* Структуры, преобразующие земную кору континентов в мезозое и кайнозое.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с. 59—69.
- Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л.* Типы структур тектоно-магматической активации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 41—55.
- Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 280).
- Павлова Т. Г.* Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Ултуу. М.: Наука, 1964. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 101).
- Павлова Т. Г.* К вопросу о продолжительности формирования гранитоидных комплексов на основе радиологических данных.— Докл. АН СССР, 1968а, т. 181, № 1, с. 184—187.
- Павлова Т. Г.* Тектоническое положение гранитоидных формаций геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968б, с. 32—36. (МГК. 23-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 2).
- Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959, № 12, с. 3—9.
- Павловский Е. В., Белichenko В. Г.* Осадочные формации верхнего протерозоя Северо-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 123—141.
- Пейве А. В.* О границе Северного и Южного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 3, с. 455—469.
- Пейве А. В.* Схема тектоники западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5—6, с. 709—735.

- Пейве А. В. О «законе» инверсии в геологии Кавказа.— Сов. геол., 1941, № 4, с. 109—114.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его виргаций.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1947а, т. 22, № 5, с. 107—124.
- Пейве А. В. Тектоника североуральского бокситового пояса. М.: МОИП, 1947б. (Материалы к познанию геол. строения СССР; Вып. 4 (8)).
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6, с. 43—50.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—72. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 18).
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36—54.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—23.
- Пейве А. В. Океаническая гора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3, с. 3—13.
- Пейве А. В. Офиолиты и земная кора.— Природа, 1974, № 2, с. 18—25.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты, современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 156—172. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 11).
- Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. Базальтовый слой западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 6, с. 1433—1436.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклинальных областей.— В кн.: Тектоника. М.: Наука, 1972, с. 27—37. (МГК. 24-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 3).
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—32.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., 1972, № 12-с. 7—25.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 182).
- Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1977.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса в складчатых поясах.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов в складчатых поясах. М.: Наука, 1973а, с. 9—16.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973б, № 3, с. 14—26.
- Постельников Е. С. Байкальский орогенез. М.: Наука, 1973. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 243).
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 28).
- Пушаровский Ю. М. Приверхоаянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тектоника СССР; Т. 5).
- Пушаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 89, с. 28—54.
- Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964а, с. 251—267. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 11).
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964б, № 12, с. 42—61.
- Пушаровский Ю. М. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964в, с. 161—169.

- Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 19—34.
- Пуцаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 90—102.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1965, с. 85—127.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы в масштабе 1:1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 89, с. 55—119.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 83—94.
- Руженцев С. В. Сдвиги Юго-Восточного Памира. М.: Наука, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 81—94.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 192).
- Руженцев С. В. Некоторые особенности формирования сорванных покровов.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 15—22.
- Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 223).
- Руженцев С. В. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1974.
- Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С. В., Швольман В. А. Восточно-Памирская зона сдвигов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 80—83.
- Савельев А. А. Геология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ, 1974.
- Савельева Г. Н. Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. ЦНЦ, 1973.
- Самыгин С. Г. Сдвиг по Чингизскому разлому (Восточный Казахстан).— Бюл. МОИП. Отд.-ние геол., 1970, т. 45, вып. 3, с. 139.
- Самыгин С. Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 263).
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 1, с. 206—230.
- Соколов С. Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Соколова Е. А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона в Джалильминской мульде.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5, с. 23—39.
- Соловьева И. А. Сравнительная геолого-геофизическая характеристика Охотского и Карибского регионов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1968.
- Старостина З. М. Тектоника Уленты-Чидертинского района Северо-Восточного Казахстана.— В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 1, с. 187—205.
- Старостина З. М., Красильников Б. Н., Сергеев Н. Г., Трусова И. Ф. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Еремантау и долины реки Уленты. М.: Изд-во АН СССР, 1941. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Суворов А. И. Успенско-Актаская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 938—941.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1963а. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Суворов А. И. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963б, № 9, с. 46—60.
- Суворов А. И. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана).— Сов. геол., 1969, № 9, с. 33—47.
- Суворов А. И. Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ.— Докл.

- АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1154—1157.
- Суворов А. И.* Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар) — Геотектоника, 1978, № 2, с. 3—18.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г.* Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 3, с. 654—657.
- Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
- Тетяев М. М.* Основы геотектоники. М.; Л.: ОНТИ, 1934.
- Трифонов В. Г.* Грабенообразные структуры Северного Прибалхашья и их происхождение. М.: Наука, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Трифонов В. Г.* Ассоциация верхнепалеозойских структур Северного Прибалхашья— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 160—172.
- Формозова Л. Н.* Формационные типы месторождений оолитовых железных руд.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3, с. 117—146.
- Херасков Н. Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1975.
- Херасков Н. П.* Геология и генезис Восточно-башкирских марганцевых месторождений.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 328—348.
- Херасков Н. П.* Геологические формации (опыт определения).— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—52.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Наука, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 91).
- Херасков Н. П.* О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста.— В кн.: Деформации пород и тектоника. М.: Наука, 1964, с. 71—91. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 4).
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации: Избранные труды. М.: Наука, 1967.
- Хотин М. Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 281).
- Шатский Н. С.* Онеокатастрофизме.— Пробл. сов. геол., 1937а, № 7.
- Шатский Н. С.* Орогенические фазы и складчатость.— Труды XVII сессии МГК, 1937б, т. 2, с. 323—330.
- Шатский Н. С.* О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5—6, с. 737—769.
- Шатский Н. С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 7—21.
- Шатский Н. С.* О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1, с. 15—53.
- Шатский Н. С.* О марганценовых формациях и металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценовые формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.
- Шатский Н. С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
- Шатский Н. С.* Избранные труды. М.: Наука, 1963. Т. 1.
- Шатский Н. С.* Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2.
- Швольман В. А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 302).
- Штрейс Н. А.* О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1947, т. 22, вып. 5, с. 81—106.
- Штрейс Н. А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. (Тектоника СССР. Т. 3).
- Штрейс Н. А.* О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964, с. 7—47. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 9).
- Штрейс Н. А.* Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 5—10. (МГК. 23 сес. Докл. сов. геол. Пробл. 2).
- Штрейс Н. А., Колотухина С. Е.* Геологическое строение гор Ортау и Қасмурун.— Труды ГИН АН СССР, 1948, вып. 101. Геол. сер., № 32, с. 69—123.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 104—115.
- Щерба И. Г.* Герцинские структуры Северного Прибалхашья. М.: Наука, 1973. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 249).
- Яншин А. Л.* Геотектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965а, № 5, с. 7—36.
- Яншин А. Л.* Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1965б, т. 40, вып. 5, с. 8—39.
- Яншин А. Л.* Тектоническая карта Евразии.— В кн.: Тектонические карты континентов. М.: Наука, 1967, с. 166—174.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Изучение разломов имеет столь же длительную историю, как изучение любых других деформаций земной коры и мантии Земли. Давно известны крупные и мелкие сбросы, сдвиги, надвиги, шарьяжи, раздвиги и другие тектонические поверхности и тектонические зоны, по которым происходят относительные перемещения блоков земной коры. Однако история изучения типов разломов, выяснение их роли в структуре земной коры и верхней мантии в советской геологии имеют свои специфические особенности, которые обусловлены, с одной стороны, слабой изученностью в досоветский период горно-складчатых областей нашей страны, а с другой — господством у нас до самого последнего времени идей фиксизма, которые тормозили изучение крупных сдвигов, шарьяжей и других структур и явлений, указывающих на большие горизонтальные перемещения блоков земной коры и мантии Земли.

Лишь в конце 50-х годов наступил перелом. В учение о разломах, в том числе глубинных, проникли идеи мобилизма. Были доказаны, помимо глубинных сбросов и раздвигов, также крупные глубинные надвиги, сдвиги и шарьяжи.

Проблемы изучения разломов, и особенно глубинных разломов, в это время вызвали всеобщий интерес у геологов и геофизиков нашей страны. Уже в 1962 г. во ВСЕГЕИ — крупнейшем научно-исследовательском учреждении Министерства геологии СССР — была организована специальная конференция по глубинным разломам [Глубинные разломы, 1964]. В 1962—1963 гг. роль разломов в структуре земной коры и мантии широко обсуждалась на Всесоюзном тектоническом совещании в Москве и Душанбе. В 1963 г. сотрудники Геологического института Академии наук СССР опубликовали книгу «Разломы и горизонтальные движения земной коры», в которой после специальных длительных полевых исследований доказывалась сдвиговая природа многих разломов Памира, Тянь-Шаня и Казахстана. Наконец, в 1976 г. было вновь проведено Всесоюзное тектоническое совещание, посвященное разломам земной коры и мантии Земли [Разломы земной коры, 1977]. К настоящему времени по разломам коры и мантии в Советском Союзе опубликованы многие сотни книг и статей, издано много схем и карт разломов, а представления о глубинных разломах, сформулированные впервые в 1945 г. [Пейве, 1945], вошли ныне в учебники общей и региональной геотектоники.

В настоящем кратком обзоре будет рассмотрена проблема глубинных разломов и слоисто-блокового строения земной коры и мантии Земли в исследованиях Геологического института АН СССР, где эта проблема зародилась и оформилась в виде нового научного направления в геологии. Об обширных работах по изучению глубинных разломов в других научно-исследовательских учреждениях страны читатель может составить некоторое представление по трудам упомянутых выше Всесоюзных совещаний и специальным монографиям, где опубликованы списки литературы.

ПЕРВЫЙ ПЕРИОД ИЗУЧЕНИЯ РАЗЛОМОВ (1935—1960)

В конце 20 — начале 30-х годов в советской геологии с интересом были восприняты переведенные на русский язык книги Д. Джולי «История поверхности Земли», А. Вегенера «Возникновение континентов и океанов», Э. Аргана «Тектоника Азии», в которых разломы рассматривались с мобилистских позиций.

Академик А. А. Борисяк хорошо понял глубину идей А. Вегенера и написал тогда свою статью [Борисяк, 1922], развивающую эти идеи. В начале 30-х годов почти одновременно появились работы А. Д. Архангельского [1932], А. А. Блохина [1932] и А. Л. Яншина [1932], в которых была высказана гипотеза о покровной структуре Урала. Именно в тех районах, в которых предполагалась этими учеными покровная структура на Урале, она и была впервые обоснована много лет спустя.

Вскоре однако, под влиянием главным образом геофизиков (Г. Джеффрис и др.), которые не нашли тогда объяснения явлениям дрейфа континентов, мобилистские идеи А. Вегенера, Э. Аргана и других надолго были оставлены, хотя факты, положенные ими в основу своих построений, не были опровергнуты. Наоборот, большие горизонтальные перемещения блоков земной коры в исследованиях европейских и американских геологов получили дальнейшее обоснование.

В Геологическом институте АН СССР, как и в других геологических учреждениях страны, мобилистские идеи до конца 50-х годов не развивались. Известные геологи нашей страны академики А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, воспитавшие школу тектонистов Геологического института АН СССР, как известно, в основном разрабатывали проблемы строения древних и молодых платформ, где прежде всего обращают на себя внимание разломы, на первый взгляд вполне естественно объяснявшиеся вертикальными колебательными движениями земной коры. Идеи о ведущей роли вертикальных тектонических движений были перенесены и на складчатые сооружения, в результате чего выявление шарьяжной структуры Кавказа, Урала, Тянь-Шаня и других складчатых сооружений СССР надолго задержалось. Крупные горизонтальные сдвиги также не получали признания.

Таким образом, фиксистские идеи в геологии, в частности в изучении разломов в период 1935—1960 гг., стали у нас господствующими, а в некоторых научно-исследовательских учреждениях, высших учебных заведениях и геолого-разведочных партиях они и до сих пор определяют направление работ и воспитание научных кадров.

Более 30 лет назад [Пейве, 1945] было введено в науку понятие «глубинный разлом» и дана характеристика некоторых разломов Тянь-Шаня и Урала, отнесенных к категории глубинных. Тогда было показано, что такие разломы являются обязательными элементами в структурном развитии геосинклинальных областей, появляются в самом начале возникновения геосинклинального режима и определяют, по-видимому, генезис и развитие всех крупных геосинклинальных структур. Характерными признаками глубинных разломов в то время считались большая их протяженность, длительность и унаследованность развития. Глубинные разломы контролируют размещение магматических тел и рудных месторождений, и поэтому их действительно надо считать, как мы полагали, тектоническими элементами весьма глубокого заложения.

После 1945 г. в течение последующих 10 лет в Геологическом институте АН СССР исследования по проблеме разломов заметно активизировались,

хотя они не вышли за рамки односторонних представлений о доминирующем значении вертикальных движений. Н. С. Шатский, всегда осторожно обращавшийся к проблемам движений земной коры, все же неоднократно подчеркивал свои контракционистские позиции. Во всяком случае, исходя именно из этих позиций, геосинклинальную складчатость он считал в основном результатом тангенциального сжатия. Вместе с тем он выступил с известной статьей «Гипотеза Вегенера и геосинклинали» [Шатский, 1946], в которой отрицал дрейф континентов. Не только эта работа Н. С. Шатского, но и другая его статья [Шатский, 1948] до сих пор еще являются основополагающими для защитников идей фиксизма, хотя явления, которые в свое время описывал Н. С. Шатский, имеют ныне иное, прямо противоположное объяснение. Зона глубинных разломов, которые теперь известны под названием зон Беньофа и которые тогда описывали А. Н. Заварицкий и Н. С. Шатский, ныне рассматриваются как зоны субдукции, где предполагается большое относительное латеральное перемещение двух главных элементов структуры Земли — континентальных и океанических плит.

Вероятно, Беньоф был прав, предположив здесь существование также разломов, имеющих большую сдвиговую компоненту.

Первый этап изучения глубинных разломов и глыбовой (блоковой) структуры земной коры завершился к концу 50-х годов. Итоги этого изучения были опубликованы в двух статьях [Пейве, 1956а, б]. С тех пор поступила огромная новая информация и учение о глубинных разломах получило новое содержание. Поэтому для более точной характеристики первого этапа изучения разломов мы воспользуемся некоторыми формулировками из двух вышеупомянутых статей.

Глубинные разломы на первом этапе их изучения представлялись как структуры, характеризующиеся длительностью и унаследованностью развития, большим пространственным протяжением, большой глубиной заложения и определенной связью с формациями горных пород. Они играют главную роль в закономерностях образования и размещения магматических пород и рудных месторождений. Блоки коры, разделенные разломами, выражены в тектоническом рельефе, что определяет пространственное размещение типов осадочных пород и их мощностей. Многие глубинные разломы скрыты толщами осадков, покровами эффузий или заняты телами интрузий. Над такими скрытыми, «погребенными» разломами или около них толщи горных пород образуют складки флексуры и другие формы нарушений. Как скрытые, так и выходящие на поверхность глубинные разломы по прямым или косвенным признакам устанавливаются при геологическом картировании, но геофизическими методами могут изучаться и на большой глубине. Глубинные разломы проявляются в широких и узких, протяженных и коротких зонах расланцевания и динамометаморфизма, в полосах усиления трещиноватости, в резко ограниченных угловатых формах поверхностных структур, в крупных рубцовых и шовных складках, в усилении и усложнении складчатости в пределах узких полос, в резком изменении простираний и стыке зон с различным простираанием слоев, в стратиграфическом стыке различных по составу и мощностям, но разновозрастных толщ горных пород и в ряде других признаков. Решающее значение в установлении и понимании глубинных разломов имеют геологическое картирование и непосредственное полевое изучение связей между тектонической структурой и размещением магматических тел и эндогенных месторождений полезных ископаемых. С этой точки зрения особое значение имеют большие и малые пояса и цепочки основных и ультраосновных интрузий, лен-

товидные тела гранитных внедрений, нередко вытянутые на огромном протяжении, полосы и линии расположения древних и молодых вулканов и т. д.

Образование глубинных разломов как структур глубокого заложения сопровождается расколами метаморфического складчатого цоколя. Следовательно, к категории глубинных разломов нужно относить такие, которые нарушают метаморфический цоколь и во многих случаях проникают глубоко внутрь Земли. Таким образом, в самом общем определении глубинные разломы — это разломы метаморфической сиалической оболочки Земли, разломы фундамента, образующие в целом «макротрещиноватость» земной коры.

Глубинными разломами определяются многие общие черты лика и структуры Земли. Линейные формы депрессий и поднятий континентов, а также глубочайшие длинные и узкие рвы океанов, как и линейные формы больших тектонических структур, созданных в геологическом прошлом, генетически связаны с глубинными разломами.

Из этой общей характеристики глубинных разломов, сделанной в 1956 г., видно, что они действительно являются важнейшими структурными элементами земной коры. Признаками глубинных разломов назван весьма широкий спектр геологических структур и явлений. Все они в то время объяснялись вертикальными движениями земной коры. В этом, несомненно, видно известное упрощение сложной картины структуры и развития земной коры. Но тогда на территории Советского Союза еще не были найдены и подробно описаны разломы, которые нельзя было бы объяснить с позиций определяющей роли вертикальных движений. И среди европейских геологов все еще продолжались споры о роли шарьяжных структур в Альпах, Карпатах и т. д.

В первой схеме классификации разнообразных глубинных разломов по геологическим данным выделялись глубинные разломы платформ, краевых прогибов и геосинклинальных областей.

Среди глубинных разломов платформ различаются две категории: 1) разломы древних платформ, таких, как Восточно-Европейская, Сибирская, Африканская, Северо-Американская и др.; 2) разломы молодых платформ, или областей завершенной складчатости, к которым относятся Центральный Казахстан, Урал, Алтае-Саянская область, Аппалачи и др. Основное различие между этими двумя категориями глубинных разломов заключается в том, что разломы древних платформ несогласно секут тектонические структуры фундамента, в то время как разломы молодых платформ, за редким исключением, простираются согласно со структурами фундамента или, иными словами, унаследованы от разломов складчатого фундамента.

Сравнительная характеристика и систематика больших региональных платформенных структур, связанных происхождением с глубинными разломами, часто не проявляющимися на поверхности в виде трещин, были даны Н. С. Шатским [1945, 1947, 1948, 1955]. Он прежде всего показал, что прямолинейные отрезки границ древних платформ являются в большинстве случаев скрытыми глубинными разломами. Эти разломы образуют определенные системы ортогональных и диагональных трещин. Платформы нарушены разнообразными краевыми, поперечными к их границам тектоническими структурами, связанными с крупными разломами. По Н. С. Шатскому, эти разломы лежат на простирании, а иногда и непосредственно являются продолжением ограничений складчатых зон или их крупных частей.

Поперечные краевые тектонические структуры, связанные с разломами, очень разнообразны по величине и геологической истории. Среди них Н. С. Шатский выделяет: 1) краевые поперечные флексуры (гряда Чернышева);

2) краевые поперечные синеклизы; 3) краевые поперечные грабены (грабен Осло, возможно, Рейнский грабен); 4) краевые поперечные системы (системы Вичита, Большой Донбасс, возможно, Вилюйская синеклиза и др.).

Вдоль краевых частей платформ, параллельно герцинским и альпийским геосинклинальным системам, протягиваются продольные краевые прогибы, формирование которых также связано с глубинными, в большинстве случаев скрытыми разломами фундамента. Все краевые прогибы характеризуются асимметричным строением с более нарушенным и глубоко прогнутым внутренним краем, прилегающим к геосинклинальной области, и менее нарушенным и прогнутым приплатформенным краем.

Изучение краевых прогибов, располагающихся по краям древних платформ, привело Н. С. Шатского к выводу, что краевые прогибы являются грабенообразными опусканиями, осложняющими внешние края фундамента плит.

Взгляды Н. С. Шатского о разломной тектонике древних платформ и о взаимоотношении их с геосинклинальными областями нашли ныне широкое признание и многими зарубежными тектонистами трактуются с позиций современной теории тектоники плит. Разломы, ограничивающие края древних платформ вместе с системой «поперечных» разломных структур, рассматриваются ныне как структуры «тройных» сочленений плит, а термин Н. С. Шатского «авлакоген», который он применил ко многим платформенным структурам, часто употребляется в работах современных зарубежных тектонистов.

В послевоенные годы до 1960 г., в период особенно интенсивной деятельности Н. С. Шатского по изучению структур, в том числе разломов древних платформ, многие сотрудники возглавляемого им отдела тектоники Геологического института описали разломы в разных районах страны. Наиболее заметный вклад в наши представления о разломах северо-восточной и восточной частей Русской платформы в то время внес П. Е. Оффман [1946], до сих пор изучающий эти структуры в нефтеносных областях востока платформы.

Глубинные разломы складчатых областей были закартированы и изучены в 50-х годах в Казахстане и Средней Азии. Это прежде всего разломы Джалаир-Найманской, Спасской, Успенской и Чингизской зон в Казахстане. А в Средней Азии, помимо давно известных Терсей-Каратауского и Таласо-Ферганского глубинных разломов, были выделены глубинные разломы и в Южном Тянь-Шане в полосе выходов ультраосновных массивов Южной Ферганы. Ныне этот глубинный разлом, оказавшийся крупным глубинным надвигом или шарьяжем, рассматривается Н. А. Штрейсом, Г. И. Макарычевым и В. С. Буртманом наряду с «линией Николаева» — важнейшим тектоническим швом Тянь-Шаня.

В конце 50-х и начале 60-х годов перечисленные выше и многие другие разломы более детально, чем раньше, изучались сотрудниками лаборатории глубинных разломов Геологического института (А. И. Суворов, С. В. Руженцев, В. С. Буртман, В. Г. Трифонов, А. В. Лукьянов, В. В. Коптева, И. Г. Щерба и др.). Этими исследованиями были в конце концов установлены крупные горизонтальные перемещения блоков земной коры — сдвиги, надвиги, шарьяжи, раздвиги, амплитуда горизонтального перемещения по которым многократно превышает вертикальные перемещения блоков земной коры. Эти исследования ознаменовали начало нового этапа изучения глубинных разломов.

Зародившееся в 40-х годах учение о глубинных разломах В. М. Синицын и автор этого обзора использовали для разработки теории геосинклиналей [Пейве, Синицын, 1950]. Отдельные положения этой работы многие геологи

принимают до настоящего времени. Было воспринято, например, представление о том, что геосинклинальные системы закладываются в поясах глубинных разломов и что именно с разломами, проникающими в мантию Земли, связано возникновение, перемещение и размещение магматических расплавов и рудоносных флюидов.

Уже тогда в результате формационного анализа было доказано, что развитие земной коры имеет стадийный характер и что одни и те же стадии не повторяются дважды или несколько раз на одном и том же месте, как до сих пор еще думают сторонники полициклического развития геосинклинальных систем.

ВТОРОЙ ПЕРИОД ИЗУЧЕНИЯ РАЗЛОМОВ (1960—1978)

Как упоминалось выше, изучение крупных разломов Средней Азии и Казахстана сотрудниками Геологического института уже к началу 60-х годов привело к заключению, что большое число таких нарушений имеет сдвиговую природу, а многие являются глубинными шарьяжами. Результаты этих работ были опубликованы в 1963 г. в коллективной книге «Разломы и горизонтальные движения земной коры», посвященной памяти Николая Сергеевича Шатского. Были опубликованы также индивидуальные монографии участников этой работы [Буртман, 1964; Лукьянов, 1963, 1965; Суворов, 1963, 1968].

С. В. Руженцев [1963] на Юго-Восточном Памире впервые описал серию разломов, объединенных им под названием Аксу-Мургабской зоны сдвигов и, вероятно, связанных с крупными глубинными разломами Каракорума и Западного Куьлуна, также являющимися сдвигами.

В. С. Буртман своими исследованиями подтвердил сдвиговую природу Фергано-Таласского разлома, что впервые предположил В. С. Огнев. Выявление сдвиговой природы Тянь-Шань-Куьлуьнского и Памиро-Каракорумского разломов (рис. 1) позволило по-новому понять главные особенности пространственного расположения структур Тянь-Шаня и Памира.

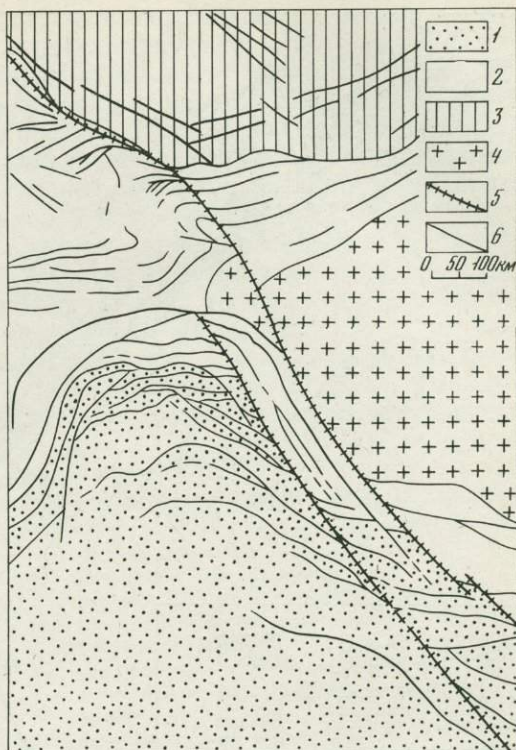
Самой характерной чертой структурного рисунка Тянь-Шаня и Куьлуна является торцовое сочленение структур, расположенных по разные стороны от Тянь-Шань-Куьлуьнского сдвига. В наиболее характерном виде этот рисунок можно наблюдать в структурах Западного Тянь-Шаня. Здесь система разветвляющихся, обращенных выпуклостью к северо-западу варисских складок и крутых надвигов Чаткало-Кураминской области смыкается с каледонскими структурами Таласской системы, простирающейся на северо-запад, т. е. под прямым углом к Чаткало-Кураминской системе. Торцовое смыкание двух разнородных систем получает естественное объяснение в гигантском правом сдвиге, наискось секущим и смещающим на 200 км структуры Тянь-Шаня и Куьлуна.

Большой вклад в учение о глубинных разломах внес своими исследованиями А. И. Суворов, опубликовавший по этой проблеме несколько монографий и много статей. Он изучил крупные разломы в Казахстане и Тянь-Шане и показал, что разломы северо-западного простирания, такие, как Джалаир-Найманский и Чингизский, являются многокилометровыми правыми сдвигами (рис. 2, 3) [Разломы..., 1963].

Важное значение в формировании современных взглядов на проблему глубинных разломов имели наблюдения в Албании, выполнявшиеся нами в 1960 г.

Рис. 1
Структурная схема части Центральной и Средней Азии, по В. С. Буртману, А. В. Пейве, С. В. Руженцеву [Разломы..., 1963]

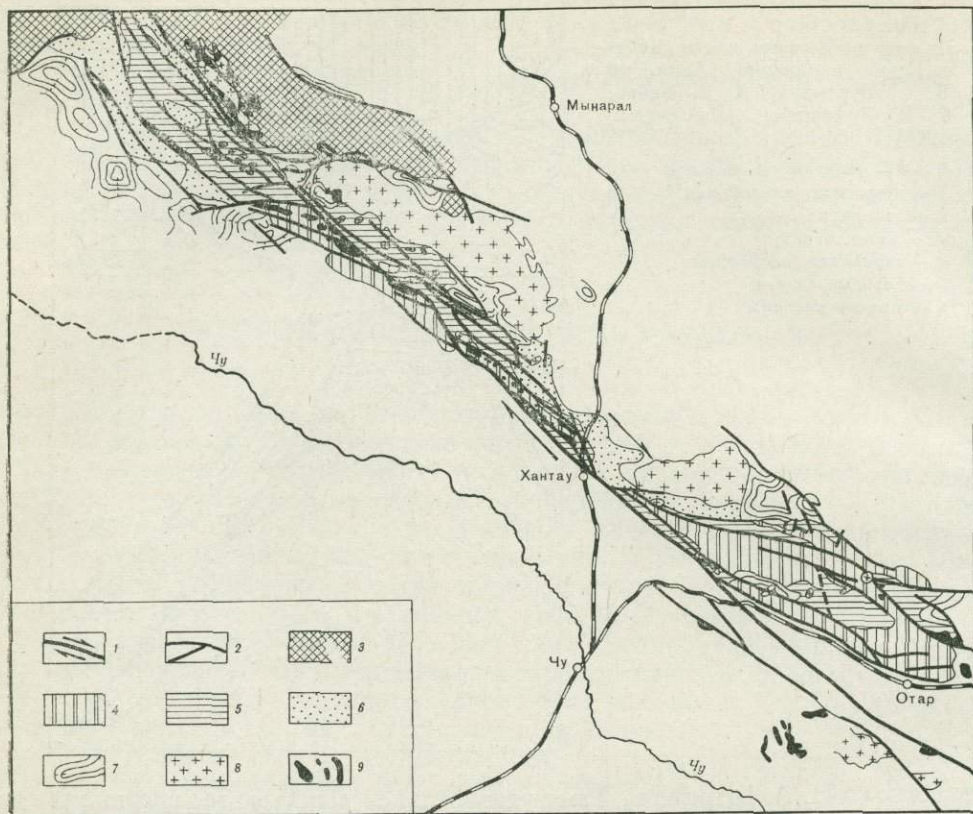
- 1 — 3 — складчатые области:
1 — мезозойско-альпийская,
2 — герцинская,
3 — каледонская;
4 — таримская платформа;
5 — главные сдвиги;
6 — прочие разломы



совместно со Н. А. Штрейсом. Там с удивительной ясностью мы впервые могли видеть в шарьяжной структуре крупные аллохтонные пластины мантийных офиолитов. В мировой тектонической литературе такие явления не были еще описаны. И если они и наблюдались, то им не придавалось значения, так как трудно было представить тектоническое, а не интрузивное положение в земной коре этих образований.

Хотя в то время вплоть до 1969 г. мы еще не знали ни стратиграфии, ни тектоники офиолитовых разрезов, особенно их мантийной части, но очевидность наблюдаемых структур возбудила много кардинальных вопросов и проблем, в том числе проблему глубинных шарьяжей, проблему океанической коры геологического прошлого и др. [Пейве, 1969]. Некоторые общие выводы, вытекающие из наших [Пейве, 1961] наблюдений в Албании и Урале, были опубликованы в 1961 г., но нашли признание значительно позднее, после многочисленных работ по проблеме офиолитов сотрудников Геологического института АН СССР и многих зарубежных ученых. Так как для понимания глубинных разломов упомянутая работа 1961 г. имеет принципиальное значение, остановимся на ней подробнее, не меняя употреблявшейся тогда терминологии.

«Неоднородность блоков в латеральном направлении, — писалось в ней, — выявленная геологическими методами и затем подтвержденная геофизически, имеет главное значение в определении закономерностей происхождения, развития и размещения дислокаций в земной коре. Самым замечательным фактом является существование площадей с крайне тонкой гранитной корой или совсем без нее в глубоких частях акваторий Средиземного, Черного, Каспийского и



Р и с. 2

Схема строения Джалаир-Найманского сдвига, по А. И. Суворову [Разломы..., 1963]

- | | |
|--|--|
| 1 — Джалаир-Найманский сдвиг; | 6 — силур; |
| 2 — оперяющие его разломы; | 7 — девон и нижний карбон; |
| 3 — верхний протерозой — нижний кембрий; | 8 — гранитные интрузии верхнего [кембрия, ордовика и карбона]; |
| 4 — средний и верхний кембрий; | 9 — основные и ультраосновные породы ордовика и протерозоя |
| 5 — средний и верхний ордовик; | |

Красного морей. Вполне естественно вытекает предположение, что существующие ныне на месте Тетиса «прорехи», «полыньи» или «дыры» в земной коре или в ее гранитном слое раньше были еще более обширными и сливавшимися на ранних этапах в огромную область с океанической корой, в которой могли быть лишь небольшие «гранитные острова» (или микроконтиненты, как мы говорим теперь. — А. П.).

В Динаридах Албании прекрасно выражены тектонические покровы Тоска и Мирдита, в которых наиболее характерно тектоническое налегание на большой площади ультраосновных и основных магматических и осадочных пород раннего мезозоя на флишевые толщи палеогена [Пейве, 1961, с. 52].

В соответствии с нашими представлениями того времени геосинклинали, заложившиеся в зонах глубинных разломов, разделяются на «гранитоидные»

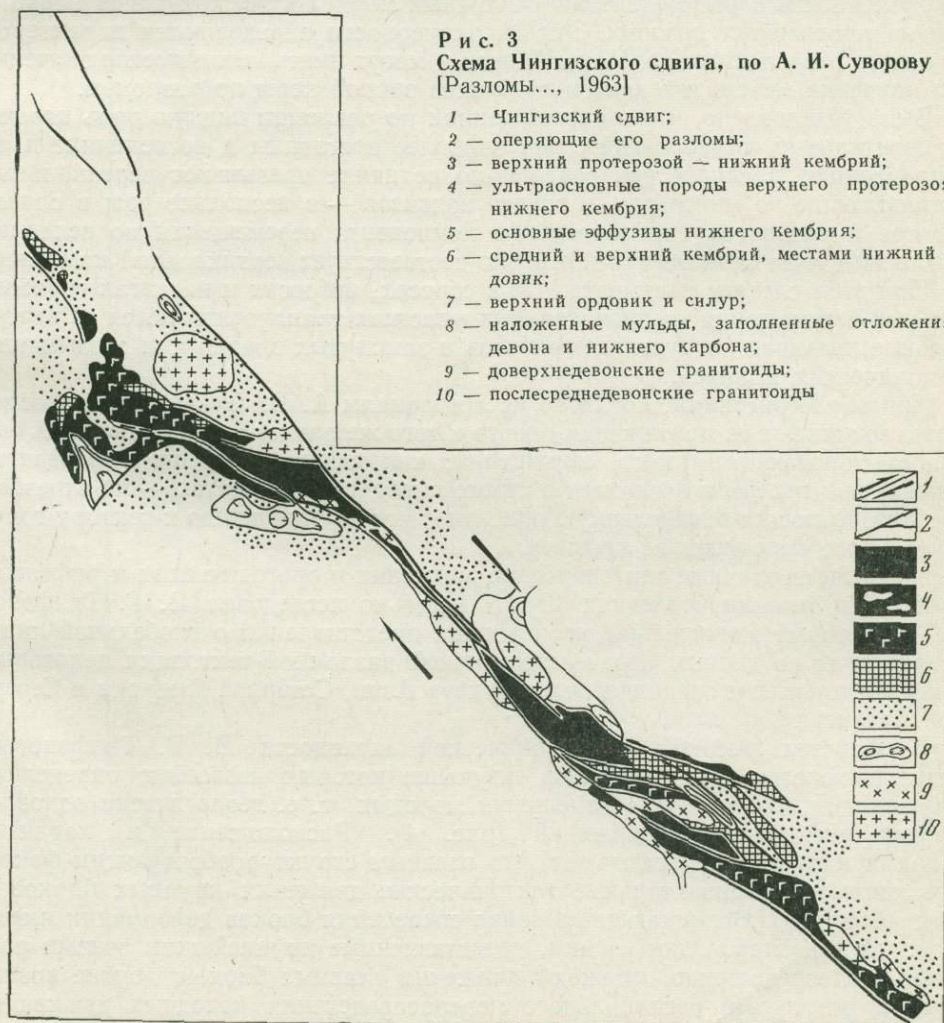
и «базальтические». Уже тогда был сделан вывод, что первые возникают на континентальной коре, а вторые — на океанической.

«Примерами «гранитоидных» геосинклиналей, развивавшихся на континентальной коре, — писалось далее в этой работе, — являются средне- и верхнепалеозойские геосинклинальные прогибы Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области. Примерами «базальтических» геосинклиналей, развивающихся в трогах с корой океанического типа, являются зеленокаменная силуро-девонская геосинклиналь Урала, офиолитовые мезозойские геосинклинали Средиземноморья и некоторые нижнепалеозойские и рифейские геосинклинали Казахстана и Южной Сибири. Для них характерно отсутствие больших «автохтонных» массивов гранитоидов, несмотря на исключительно сильное сжатие и смятие горных пород» (там же, с. 52).

В начале 60-х годов в Геологическом институте началась систематическая работа по расшифровке сложной шарьяжной структуры Урала, Тянь-Шаня, Памира, Корякии, Кавказа и других складчатых сооружений территории

Рис. 3
Схема Чингизского сдвига, по А. И. Суворову
[Разломы..., 1963]

- 1 — Чингизский сдвиг;
- 2 — оперяющие его разломы;
- 3 — верхний протерозой — нижний кембрий;
- 4 — ультраосновные породы верхнего протерозоя — нижнего кембрия;
- 5 — основные эффузивы нижнего кембрия;
- 6 — средний и верхний кембрий, местами нижний ордовик;
- 7 — верхний ордовик и силур;
- 8 — наложенные мульды, заполненные отложениями девона и нижнего карбона;
- 9 — доверхнедевонские гранитоиды;
- 10 — послесреднедевонские гранитоиды



СССР. Одновременно разрабатывалась проблема океанической коры геологического прошлого и проводилось сравнительное изучение тектоники офиолитовой ассоциации континентов и океанов, что явилось новым отправным пунктом для разработки учения о глубинных разломах [Пейве, 1969; Буртман, 1973; Руженцев, 1971; Книппер, 1975].

Установление глубинных шарьяжей, надвигов, сдвигов, сбросов и раздвигов потребовало выяснения взаимосвязи между упомянутыми структурами и определения их роли в глобальной кинематике океанических и континентальных плит литосферы.

Наиболее надежным методом работы нам представлялся метод актуализма и сравнительного изучения разнотипных и разновозрастных тектонических структур континентов и океанов.

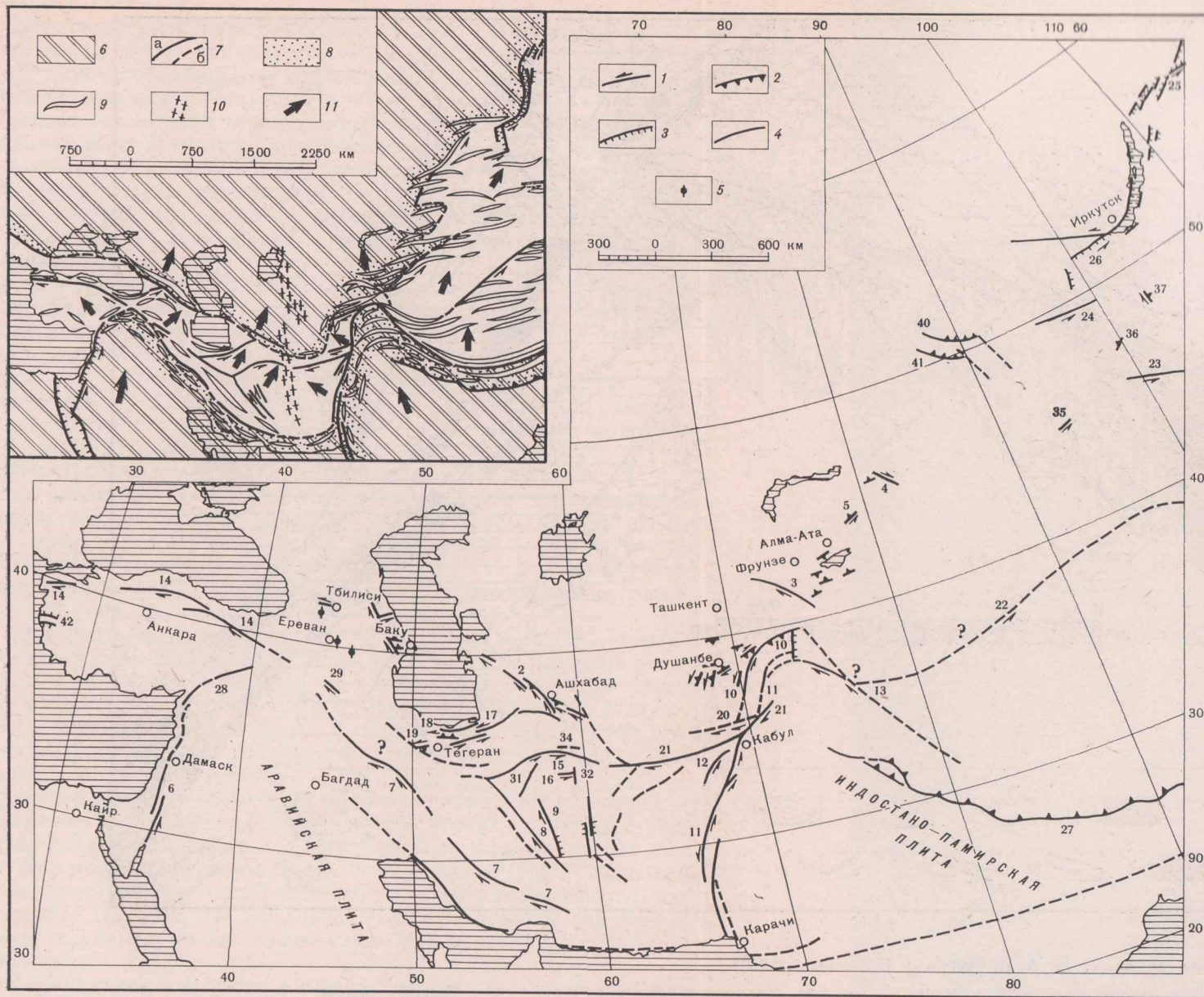
А. В. Лукьянов [1963, 1965] изучил соотношение различных деформаций, возникающих при землетрясениях. Он показал, что при движении по разлому во время землетрясения во всех случаях проявляются вполне определенные закономерности в распределении различных морфологических типов нарушений на протяжении разлома. Эти закономерности определяются характером движения разделенных разломом блоков и могут иметь методическое значение для изучения механизма движения блоков земной коры по разломам.

Было установлено, что в перемещениях по разломам видную роль играют горизонтальные составляющие; они наиболее постоянны и по величине и по направлению; в случае сдвигов они по величине превышают вертикальные составляющие во много раз, в случае надвигов — в несколько раз; в случае сбросов и раздвигов горизонтальная компонента перемещения по величине или оказывается меньше или примерно соответствует вертикальной компоненте. При этом следует учитывать, что в сбросах, взбросах и надвигах горизонтальные перемещения на значительных участках трансформируются в вертикальные, вызывая погружения грабенов и замкнутых впадин или воздымания тектонических клиньев.

При землетрясениях, согласно исследованиям А. В. Лукьянова, одновременно возникают на протяжении одного и того же разлома такие, казалось бы, взаимоисключающие формы нарушений, как сдвиги, надвиги и раздвиги. Каждая из этих форм возникает в строго определенных местах — на отрезках разлома, имеющих определенную ориентировку по отношению к вектору горизонтального перемещения крыльев.

Позднечетвертичные тектонические движения в орогенических и рифтовых областях в течение последних 10 лет детально исследовал В. Г. Трифонов [1978], который значительно развил наши представления о глобальной кинематике плит по данным позднечетвертичной разломной тектоники некоторых континентальных и океанических структур Азии, Северной Америки и Северной Атлантики.

В областях высокой неотектонической активности В. Г. Трифоновым выявлены системы зон разломов, изучение которых позволило определить направления, скорости и соотношения молодых, т. е. геологически одновременных тектонических движений (рис. 4). Расположение и характер молодых нарушений показывают, что главным структурообразующим фактором являются горизонтальные тектонические движения крупных блоков и плит литосферы. Возникающие в зонах сочленения блоков деформации имеют сложный характер. Одни из них, представленные крупнейшими зонами разломов, непосредственно отражают движения главных блоков; другие возникают в результате регионального перераспределения исходных движений,



- 1 — сдвиги;
 2 — надвиги;
 3 — сбросы;
 4 — разломы с невыясненным направлением перемещений;
 5 — зоны растяжения, выраженные цепями позднечетвертичных вулканов;
 6 — Евразийская, Аравийская и Индо-Памирская плиты;
 7 — границы литосферных плит:
 а — достоверные,
 б — предполагаемые;
 8 — краевые части плит, вовлеченные в интенсивные дифференцированные позднечетвертичные движения;
 9 — новейшие покровно-складчатые зоны и оси крупнейших новейших антиклинальных поднятий;
 10 — протяженная зона растяжения, возможно, со сдвиговой компонентой движений;
 11 — направление наибольшего позднечетвертичного сжатия.
- Разломы:
 1 — Аджичайский,
 2 — Главный Копетдагский,
 3 — Таласо-Ферганский,
 4 — Джунгарский,
 5 — Алтынэмельский,
 6 — Мертвого моря,
 7 — Главный современный разлом Загроса,
 8 — Кухбананский,
 9 — Найбанд,
 10 — Дарваз-Алайская зона,
- 11 — Чаманский,
 12 — Дарафшанский,
 13 — Памиро-Каракорумский,
 14 — Северо-Анатолийский,
 15 — Дорунехский (Большекевирский),
 16 — Даште-Байазский,
 17 — Шахрудский,
 18 — Северо-Тегеранский,
 19 — Байин-Зара,
 20 — Талемазарский,
 21 — Гератский,
 22 — Алтынтагский,
 23 — Долиноозерский,
 24 — Хангайский,
 25 — зона муйского землетрясения 1957 г.,
 26 — Тункийский,
 27 — Главный пограничный разлом Гималаев,
 28 — оз. Хазар,
 29 — Салмасский,
 30 — Карасуйский,
 31 — Чах-Сорб,
 32 — Джаббар,
 33 — Западный и Восточный Нех,
 34 — Асадабад,
 35 — Барун-Хурейский,
 36 — эгиндабанского землетрясения,
 37 — могодского землетрясения 1967 г.,
 38 — Приморский,
 39 — Главный Саянский,
 40 — Шапталыйский,
 41 — Сарасинско-Курайский,
 42 — обрамлений Мендересского массива

Рис. 4
 Карта разломов азиатской части Альпийско-Центрально-Азиатского орогенического пояса, активных в позднем плейстоцене и голоцене.
 На врезке — схема позднечетвертичных движений региона, по В. Г. Трифонову [1978]

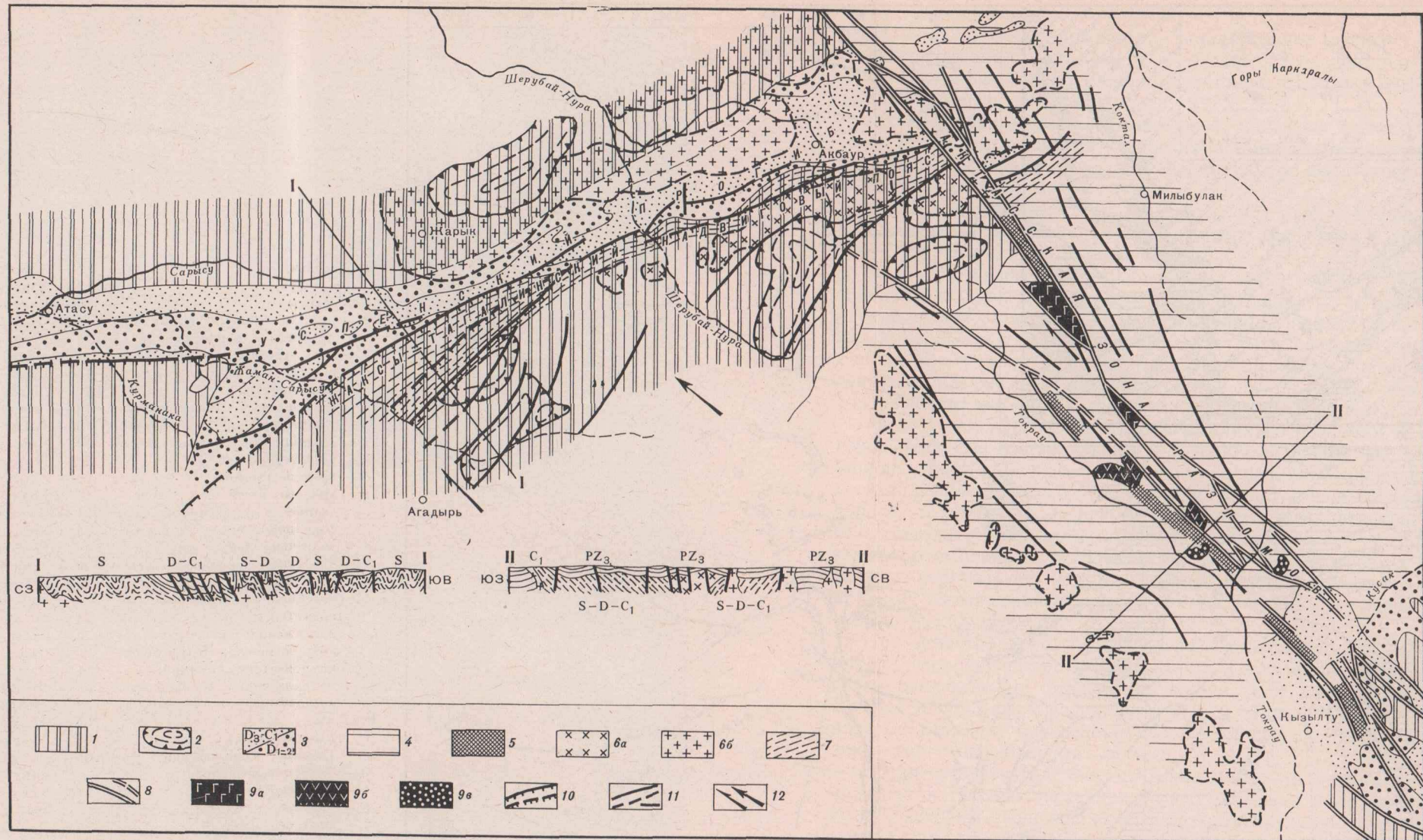


Рис. 5
 Схема строения Успенско-Актасской динамопары разломов, по А. И. Суворову [Разломы..., 1963]

1 — зона поднятий с преимущественным развитием отложений силура, на северо-западе — нижнего палеозоя и рифея;
 2 — контуры наложенных мульд, заполненных отложениями девона и карбона;
 3 — зоны прогибов, заполненных отложениями верхнего девона — ниж-

него карбона и нижнего — среднего девона;
 4 — область распространения вулканогенных толщ верхнего палеозоя;
 5 — грабены Актасской сбросо-сдвиговой зоны;
 6 — пояса герцинских гранитоидов:
 а — ранних,
 б — поздних;

7 — зона динамометаморфизма в породах силура — девона и нижнего — среднего девона Жаксытагалинского надвигового пояса;
 8 — региональные сдвиги и сбросо-сдвиги;
 9 — смещенные по сдвигам пакки вулканогенных пород верхнего палеозоя;

а — основного состава,
 б — среднего состава,
 в — туфопесчаники;
 10 — разломы Жаксытагалинского надвигового пояса;
 11 — неподразделенные разломы;
 12 — направления сдвигов и надвигов

обусловленного геометрией взаимодействующих плит и блоков; третьи, обычно мелкие разрывы, образуются при локальной трансформации тектонических напряжений. Особенно сложные и широкие системы нарушений возникают при взаимодействии континентальных плит и блоков.

В. Г. Трифоновым собраны данные, позволяющие предположить, что наряду с движением плит относительно астеносферы намечаются различные по масштабу и площадям проявления субгоризонтальные поверхности, разделяющие дисгармонично перемещающиеся горизонты литосферы и, возможно, представляющие собой зоны срыва и скольжения горизонтов друг относительно друга. Дальнейшее исследование этих явлений позволит лучше понять природу землетрясений.

Все неотектонические зоны разломов, как и зоны древних разломов, расположены не беспорядочно, а вполне закономерно, образуя определенные «структурные рисунки», позволяющие выяснить кинематику горизонтального перемещения блоков и плит.

Представления о структурных рисунках послужили А. И. Суворову основой для выявления «динамопар» в древних разломно-складчатых комплексах Средней Азии и Казахстана [Разломы..., 1963]. В дальнейшем он применил свои идеи к анализу глобальных тектонических закономерностей.

В Центральном Казахстане наиболее типичными «динамопарами» А. И. Суворов считал следующие кинематически взаимосвязанные структурные элементы: Успенскую надвиговую и Актасскую сдвиговую зоны, которые смещают на 20 км в северо-западном направлении оконтуренный ими с двух сторон крупный блок коры (рис. 5); Чингизскую сдвиговую и Спасскую надвиговую зоны со смещением крупного блока земной коры к северо-западу на расстояние 40—45 км (рис. 6).

В этих исследованиях А. И. Суворова [1973] впервые была установлена не только кинематическая связь между системами глубинных разломов разного типа и разного направления (см. рис. 6), но и доказано наличие в Центральном Казахстане и некоторых других регионах глубинных надвигов в отличие от уже известного в то время по работам И. Е. Губина Вахшского надвига на Северном Памире, который, по-видимому, относится к типу чехольных сорванных покровов.

После работ по изучению сдвигов, опубликованных в 1963 г., многие тектонисты Геологического института направили свои усилия на изучение шарьяжей. В результате было выяснено, что практически во всех складчатых сооружениях на территории Советского Союза, как и других стран, шарьяжная структура складчатых сооружений является основной особенностью их внутреннего строения. Понятно, что это имеет не только большое значение для геологической теории, но крайне важно также для прогнозов и поисков полезных ископаемых.

Крупным достижением геологии последних лет является открытие структур, свидетельствующих об участии в больших латеральных перемещениях не только пород земной коры, но и пластин и блоков мантии Земли. Деформация, сопровождающая создание континентальной земной коры, охватывает, таким образом, практически всю литосферу.

Новое представление о глубинных разломах возникло в результате изучения тектоники офиолитовых ассоциаций горных пород, которые теперь многими нашими и почти всеми зарубежными геологами считаются тектоническими фрагментами океанической коры геологического прошлого и которые вместе с тем являются представителями глубинных оболочек земной коры и верхней

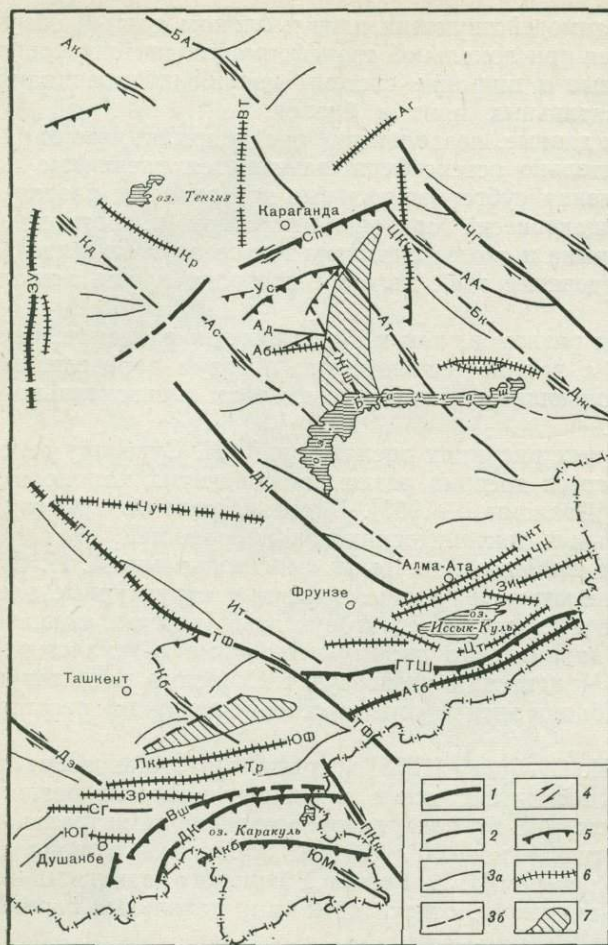


Рис. 6
Обзорная карта глубинных разломов Казахстана и Средней Азии, по А. И. Суворову [Разломы..., 1963]

- 1 — 3 — разломы;
- 1 — первого порядка,
- 2 — второго порядка,
- 3 — третьего порядка
- (а — наблюдаемые,
- б — предполагаемые);
- 4 — сдвиги;
- 5 — надвиги и взбросы;
- 6 — сбросы;
- 7 — зоны раздвигов.

Главнейшие глубинные разломы:

- АК — Акканбурлукский,
- БА — Барлыкколь-Атансорский,
- ВТ — Восточно-Темгизский,
- АГ — Ангресорский,
- ЗУ — Западно-Улутавский,
- КУ — Каиндинский,
- КР — Кирейский,
- СП — Спасский,
- УС — Успенский,
- АД — Акджальский,
- АБ — Акбалтауский,
- АС — Атасуйский,
- ЖШ — Жамшинский,
- АТ — Актасский,
- ЦК — Центрально-Казахстанский,
- АА — Аягуз-Ашисуйский,
- ЧГ — Чингизский,
- БК — Баканасский,
- ДЖ — Джунгарский,
- ГК — Главный Каратауский,
- ЧУ — Чуйский,
- ИТ — Ичкалетауский,
- ДН — Джалаир-Найманский,
- АКТ — Актюзский,

- ЧК — Чилико-Кеминский,
- Зн — Заилийский,
- ЦТ — Центрально-Терскойский,
- ГТШ — Главный Тянь-Шаньский,
- Атб — Атбашинский,
- Дз — Джизакский,
- Пк — Прикураминский,
- Кб — Кумбельский,
- ТФ — Таласо-Ферганский,
- ЮФ — Южно-Ферганский,

- Тр — Туркестанский,
- Зр — Зарафшанский,
- СГ — Северо-Гиссарский,
- ЮГ — Южно-Гиссарский,
- Вш — Вахшский,
- ДК — Дарваз-Каракульский,
- АКб — Акбайтальский,
- ЮМ — Аксу-Мургабский,
- ПКК — Памиро-Каракорумский

мантии. На первых порах становления учения о глубинных разломах не было сомнения в том, что не только платформенные, но и все альпинотипные тела ультраосновных горных пород залегают в коре в виде магматических интрузий, которые, как предполагалось, в виде расплавов проникают из мантии в земную кору по субвертикальным разломам. Теперь выяснено, что они перемещаются в кору в твердо-пластическом состоянии. Именно такие тектонические швы могли считаться настоящими глубинными разломами.

В настоящее время установлены гораздо более сложные условия залегания офиолитовых ассоциаций горных пород. Хотя уже давно [Пейве, 1961, 1969] возникло предположение, что эвгеосинклинали формируются на океанической («базальтовой») коре и что существуют мантийные аллохтонные тектонические пластины в структуре континентальной коры, потребовалось 15 лет работы большого коллектива сотрудников Геологического института для того, чтобы обосновать это предположение и установить основные черты строения и развития офиолитовых ассоциаций континентов и океанов. Эта работа параллельно с нами очень широко велась в зарубежных странах, частично в сотрудничестве с нашими учеными. Многие ученые сразу поняли ключевое значение геологии офиолитов не только для проблемы глобальной тектоники плит, но главным образом для расшифровки геологии подкоровых мантийных пород, поскольку в них запечатлены многократные тектонические и метаморфические преобразования, в том числе возникшие не только в условиях коры, но и в условиях мантии.

Нашим ученым удалось за эти годы с различной степенью детальности ознакомиться почти со всеми офиолитовыми поясами мира, довольно подробно изучить офиолиты всех складчатых сооружений Советского Союза, а также участвовать в морских экспедициях с целью сравнительного изучения офиолитов континентов и океанов. Сотрудниками института Н. А. Богдановым, В. С. Буртманом, А. Л. Книппером, Г. И. Макарычевым, М. С. Марковым, А. А. Моссаковским, А. С. Новиковой, А. В. Пейве, А. С. Перфильевым, С. В. Ружанцевым, С. Г. Самыгиным, А. И. Суворовым, Н. А. Штрейсом и другими была опубликована серия монографий и карт и много индивидуальных и коллективных статей, посвященных геологии офиолитов. В этом обзоре будут использованы данные упомянутых ученых, относящиеся только к проблеме глубинных разломов.

Было установлено, что офиолиты залегают в земной коре чаще всего в виде дислоцированных шарьяжных пластин и линз, тектонически расслаивающих вулканогенно-осадочные эвгеосинклинальные формации. Послешарьяжные дислокации этих пластин весьма значительны, в результате чего слои нередко залегают круто, а офиолиты сильно тектонизированы, превращены в серпентинитовый меланж или в виде протрузий внедрены в вышележащие толщи. Мощность, протяженность и величина латерального тектонического перемещения офиолитовых покровов различны. Это и тонкие тектонизированные пропластки и линзы, и мощные многокилометровые толщи с хорошо выраженной стратиграфической последовательностью отдельных членов офиолитовой ассоциации горных пород. Величина видимого минимального латерального перемещения офиолитовых тектонических покровов лучше всего документируется на границах крупных блоков древней континентальной и океанической коры. Во многих случаях она здесь достигает многих десятков и первых сотен километров. Нередко ультрабазитовые протрузии приурочены к крупным глубинным сдвигам.

Описанная тектоническая позиция глубинных мантийных офиолитовых серий горных пород стала понятна после того, когда было установлено, что они представляют собой нижнюю часть разреза эвгеосинклиналей. Естественно, что в таком случае они должны быть вовлечены в дислокации вместе со всей остальной частью эвгеосинклинального разреза. Можно предполагать, что мощному процессу глубинного шарьяжеобразования в эвгеосинклиналях способствовала потеря вязкости и плотности мантийных ультрабазитов в результате их флюидизации и серпентинизации. Не случайно наиболее крупные

шарьяжные пластины во всех фанерозойских офиолитовых поясах мира имеют в подошве серпентинизированные ультрабазиты.

Большие офиолитовые пластины следует относить к глубинным шарьяжам или глубинным надвигам. В этом случае было бы логичным предполагать выдавливание, вытекание глубинного материала из корней шарьяжей. Но изучение этих глубинных швов, являющихся «корнями» шарьяжей, оказывается сложным и трудоемким делом, требующим надежных геолого-геофизических, палеогеографических и палинспастических исследований, что далеко не всегда еще возможно.

Как только стало ясно [Пейве, 1960, 1965, 1967], что существуют разные типы глубинных разломов — сбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги, шарьяжи — и что все они кинематически связаны между собою, нами было высказано предположение о послонно-дисгармоничном характере тектонического течения вещества различных геофизических оболочек Земли, что в условиях латеральной неоднородности и определило сложную их структуру. Этот взгляд вступил в видимое противоречие с возникшей позднее концепцией тектоники плит, отождествлявшей поверхность базального срыва плит только с астеносферой, а не с множеством поверхностей срыва в коре и верхней мантии Земли, как в нашей концепции, которая не исключает также и возможности срыва по астеносферному слою. Мантийные и коровые шарьяжи возникают в результате одного и того же процесса тектонического расслаивания и дифференциального горизонтального смещения горных пород в пределах коры и верхней мантии.

Недавно А. Л. Книппер и С. В. Руженцев [1977] с позиций мобилизма критически рассмотрели проблему глубинных разломов. Они еще раз подчеркнули, что первичная тектоническая зональность не соответствует наблюдаемому сейчас структурному рисунку. Резкие стыки разнофациальных комплексов обусловлены не их первичным (палеогеографическим) распределением, а позднейшими движениями. Осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы различных структурно-фациальных зон оказываются тектонически «перетасованными» в разрезе и на площади. Авторы справедливо указывают, что шарьяжи являются главным типом разрывных нарушений, определяющим структуру многих, если не всех складчатых сооружений. Перемещения на десятки и сотни километров шарьяжных пластин предполагают не только существенное сокращение первоначальной ширины седиментационных зон, но и принципиальную перестройку всей их структуры.

Авторы приходят к заключению, что большое значение в восстановлении палеоструктуры приобретает актуалистический метод. Это следует понимать в том смысле, что если устанавливается принадлежность тех или иных формационных комплексов к определенной стадии развития, то необходимо допустить, что в период их накопления существовали морфологические типы разломов, характерные для этой стадии.

В рифтовую стадию на континентальных или океанических плитах возникли глубинные разломы типа сбросо-раздвигов; местами сбросы ассоциируют с трансформными сдвигами. В океаническую стадию наряду со сбросами, разделяющими блоки океанической и континентальной коры, формируются сбросы в срединно-океанических хребтах, а также трансформные разломы. На заключительных этапах переходной стадии в связи с нарастающим сжатием происходит уничтожение ранее возникших геоструктурных элементов (океаны, островные дуги, окраинные моря, шельфы и т. д.). Образуется система мантийных и коровых покровов, в которых перетасованы обрывки толщ, некогда слагавших эти элементы.

А. В. Пейве, А. Л. Книппер и С. В. Руженцев, как и многие другие тектонисты Геологического института, предполагают, что в основе формирования шарьяжей лежит процесс структурного расслоения верхней мантии и коры. Наличие глубинных и поверхностных регионально выдержанных срывов определяет структуру большинства складчатых сооружений. На примерах океана Тетиса и Урала А. В. Пейве, А. Л. Книппер, С. В. Руженцев, А. С. Перфильев и другие пытались показать, что раздвиг плит происходит часто не только по астеносфере, но и по другим базальным поверхностям смещения, в частности по поверхностям М и К, что обуславливает гораздо более сложные, чем это обычно предполагается, латеральные и вертикальные перемещения элементов офиолитового комплекса.

Для континентальной стадии характерна система глубинных разломов раздвиг — сдвиг — надвиг. Глубинные сдвиги на этой стадии развития, как выше уже отмечалось, играют очень большую роль в структурах многих регионов. Поперечные разломы шире развиты в мозаичных складчатых сооружениях (Казахстан, Алтае-Саянская область, некоторые регионы Альпийской области), продольные — в линейных.

А. Л. Книппер и С. В. Руженцев [1977] обращают внимание на то, что учение о глубинных разломах во многих трудах советских геологов до сих пор носит либо сугубо фиксистское, либо половинчатое понимание, что, по их мнению, связано в первую очередь с отсутствием четких критериев определения самого понятия глубинности разломов. Авторы считают, что «необходимо выделять два типа пространственно и генетически связанных структур — глубинные срывы и оперяющие их глубинные разломы. Глубинные срывы представляют собой глобальные (или близкие к ним) поверхности раздела дифференцированно смещаемых оболочек литосферы. Крупнейшими из них являются астеносфера, поверхности М и К, определяющие уровень заложения глубинных оперяющих разломов. Указанные срывы трансстадийны, поскольку они всегда (т. е. с момента создания оболочек литосферы) являются зонами повышенной тектонической активности. Характер и направление горизонтальных смещений вдоль них могут меняться, однако они постоянно существуют как поверхности раздела разноплотностных оболочек и вдоль них наиболее легко реализуются возникшие в литосфере напряжения. По-видимому, по крайней мере некоторые из этих зон являются местом генерации магматических очагов. Глубинные разломы представляют собой различные в морфологическом отношении и по длительности развития разрывы мантийного или корового заложения, по которым приведены в соприкосновение различающиеся по строению литосферные блоки или отдельные их части. Такие разломы, являясь поверхностным выражением тектонических процессов, которые реализуются вдоль глубинных срывов, контролируют особенности седиментации, рудогенеза и магматизма на территории отмеченных блоков» [Книппер, Руженцев, 1977, с. 18].

Приведенное здесь развернутое определение поверхностей глубинных срывов и глубинных разломов вполне совпадает с тем, что говорилось выше, когда мы рассматривали историю развития учения о глубинных разломах. По существу, такая мобилистическая концепция глубинных разломов стала складываться в Геологическом институте с начала 60-х годов, когда стала проявляться истинная роль офиолитовой ассоциации в структуре земной коры и когда стало ясно, что структурам, образовавшимся в результате горизонтальных перемещений, — глубинным шарьяжам, глубинным сдвигам, сбросам и раздвигам — принадлежит ведущая роль в складчатых сооружениях.

Геологические и геофизические данные позволяют утверждать, что литосферные плиты в реологическом отношении крайне неоднородны, и их физические свойства меняются на тех или иных уровнях как в пространстве, так и во времени. При крупных тектонических фазах тектонические движения охватывают по глубине всю литосферу, т. е. и верхнюю мантию — по крайней мере до астеносферы, а не только земную кору, как обычно полагают, по латерали они распространяются, по-видимому, на всю Землю, включая океаны. Во время этих движений происходят дифференциальное перемещение тектонических пластин и их дисгармоничное скупивание в одном месте, растяжение и растрескивание — в другом. В этом и состоит сущность деформаций в литосфере. При этом разница в величинах перемещения или, лучше сказать, тектонического течения горных масс в мантийных и коровых пластинах за единицу времени может достигать значительных величин, о чем можно судить, например, сравнивая амплитуды перемещения по разломам в континентальной и океанической коре.

Концепция тектоники плит, в отличие от наших представлений, исходит из предпосылки о жесткости, твердости и большой реологической однородности гигантских литосферных плит, что сильно ограничивает, по нашему мнению, возможности понимания структур земной коры, явлений магматизма и рудогенеза.

Рассмотрим проблему зон срыва более подробно.

Наиболее распространенным типом нарушений, подтверждающих концепцию тектонической расслоенности литосферы, являются сорванные покровы, установленные сейчас практически во всех складчатых сооружениях мира. Срыв при этом может происходить в литосфере на любом уровне в зависимости от физических свойств геологического разреза литосферы.

Лучше всего изучены обширные аллохтонные пластины, сложенные в основном осадочными породами. Это чехольные сорванные покровы, которые формируются в результате срыва чехла с фундамента и расслоения шарьрируемой толщи на дифференцированно смещающиеся элементы. Для них характерны дисгармоничные дислокации, возникающие при послонном течении вещества. Чехольные аллохтоны описаны во всех складчатых сооружениях Альпийского пояса, во многих частях Тихоокеанского кольца, в Аппалачско-Скандинавском складчатом поясе, на Урале и Тянь-Шане, а также в некоторых других регионах. Амплитуда сорванных чехольных покровов невелика. Она обычно не превышает несколько десятков километров.

Анализ структуры некоторых хорошо вскрытых складчатых сооружений показывает, что покровы чехла являются поверхностным отражением глубинных деформаций. Этот вопрос специально изучался С. В. Руженцевым [1971] на Центральном Памире. Основной вывод, к которому он пришел, заключается в том, что вся осадочная толща от докембрия до палеогена включительно в процессе альпийского тектогенеза расслоена на четыре структурных элемента, интенсивность альпийских дислокаций в которых быстро нарастает вниз по разрезу. Более значительное сжатие глубинного, сложенного докембрийскими породами элемента предопределило не только срыв чехла и его расслоение, но и в значительной степени сам процесс шарьрирования. Активное смещение глубинных масс, по С. В. Руженцеву, приводило к смещению поверхностных. Вследствие вертикальной неоднородности разреза в поверхностных массах возникла система срывов, приуроченных к поверхностям несогласий, и наиболее резкого изменения состава деформируемых толщ. Местами, главным образом в зонах резких латеральных неоднородностей, происходили захват поверх-

ностных пластин глубинными массами, их затаскивание и проволакивание под одновозрастные или более древние толщи, вследствие чего и возникали, по С. В. Руженцеву, тектонические покровы.

Поверхности срыва наблюдаются не только в структурах чехла, но и в структурах фундамента, где наряду с мелкими тектоническими формами развиваются глубинные шарьяжи, амплитуда которых достигает грандиозных размеров.

Появление в пределах складчатых областей гигантских офиолитовых и гранито-гнейсовых (включая эклогиты и гранулиты) аллохтонов указывает на значительное смещение коровых масс относительно мантийных. Последние, в свою очередь, испытывают значительное расслоение на пластины, состоящие или преимущественно из дунит-гарцбургитов или из верлит-лерцолитов и др. Все мантийные тектонические пластины испытывают сильнейшие деформации в различных условиях температур и давлений.

В хорошо изученных и глубоко вскрытых складчатых сооружениях, таких, как Альпы, Памир, Кавказ, Гималаи и другие, наряду с покровами чехла присутствуют аллохтонные массы, сложенные породами гранито-гнейсового и ультрабазито-габбрового комплексов. Это коровые и мантийные покровы. Примерами коровых покровов могут быть покровы Восточных Альп, Мармарошский и Гетский покровы в Карпатах, Пелагонийский в Динаридах, Битлисский и Аланья в Тавре, покровы Высоких Гималаев и др.

Коровые шарьяжные пластины нередко тектонически залегают одна на другой, иногда тектонически переслаиваются сильно смятым чехлом или тектонитами чехла и мантии. Иногда эти казалось бы монолитные коровые глыбы сами оказываются тектонически расслоенными, что видно хотя бы на примере Кольской сверхглубокой скважины.

Глубинные шарьяжи, в которых участвует океаническая кора, мы называем мантийными. Офиолитовые аллохтоны, которые несомненно относятся к океанической коре, хорошо изучены на островных дугах Тихого и Атлантического океанов и в молодых складчатых сооружениях, обрамляющих эти океаны (Корякия, Камчатка, Сахалин, Япония, Филиппины, Новая Каледония, Новая Гвинея, Куба и ряд других мест).

Вместе с основанием в шарьяжах участвует и чехол океанической коры. Например, на острове Малаита в группе Соломоновых островов над океаническими базальтами, которые перекрывают породы офиолитового фундамента, лежит чехол пелагических осадочных пород, ничем не отличающихся от разреза гломаровских скв. 288, 289 и 64, расположенных далеко в океане к северу от Соломоновых островов.

Но гораздо лучше изучены офиолитовые аллохтоны на континентах. Они детально описаны сотрудниками Геологического института на Урале (С. В. Руженцев, А. С. Перфильев, С. Г. Самыгин, А. А. Савельев, Г. Н. Савельева и др.), Кавказе (А. Л. Книппер, С. Д. Соколов и др.), Тянь-Шане (В. С. Буртман, Г. И. Макарычев), Памире (С. В. Руженцев), в Корякии (Н. А. Богданов, М. С. Марков, С. В. Руженцев), на Кубе (А. Л. Книппер).

Большинство наших ученых, изучающих офиолиты, провели маршрутные исследования в офиолитовых поясах Альп, в Апенниннах, Карпатах, Тавре, Загросе, Центральном Иране, Калифорнии, Аппалачах, Монголии и в ряде других складчатых сооружений. Нашими и зарубежными геологами за последние 10 лет были заново описаны почти все офиолитовые пояса континентов. Геологи, изучавшие эти образования и доказавшие их аллохтонное залегание в земной коре, единодушно признают в этих породах океаническую кору гео-

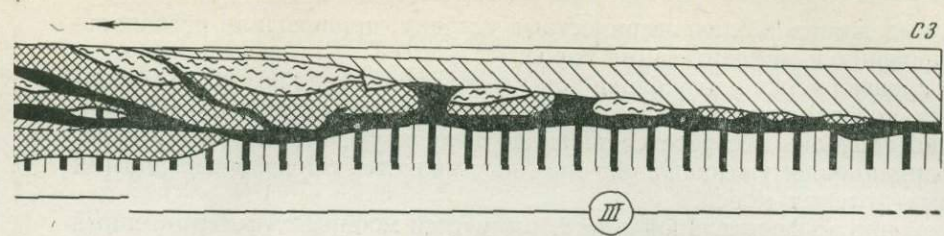
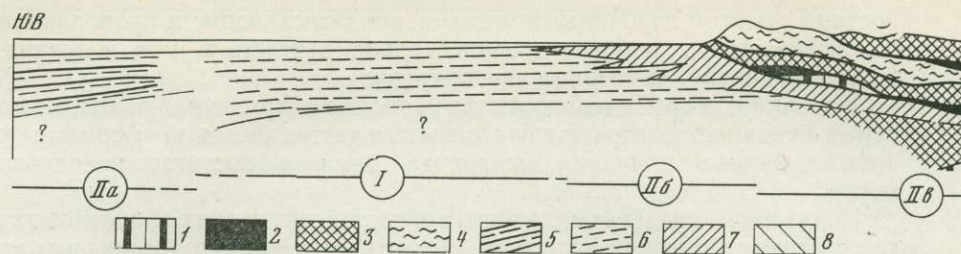


Рис. 7
Палинспастический профиль Корякского хребта (конец кампана — начало маастрихта) [Руженцев, 1979]

- | | |
|--|--|
| I — IIa — фронтальный прогиб; | 2 — серпентиниты; |
| I — туфо-терригенная серия Алякватваамского автохтона ($J_3 - K_2$); | 3 — полосчатый комплекс, габбро, дайковый комплекс, плагиограниты; |
| IIa — туфо-терригенная с базальтами и яшмами серия Яранайского автохтона (K_2); | 4 — вулканогенно-кремнистая толща ($C_1 - P_2$); |
| IIb — туфо-терригенная с олистостромой серия Накыпыйякского покрова ($J_3 - K_2$); | 5 — туфо-терригенный с базальтами и яшмами комплекс (K_2 sr); |
| III — офиолитовый аллохтон (Эконайский, Островной и Ионайский покровы); | 6 — туфо-терригенный комплекс ($J_3 - K_2$ sr); |
| III — тыловой раздвиг (Майницкая зона). | 7 — туфо-терригенный с олистостромой комплекс ($J_3 - K_2$ sr); |
| I — дуниты, гарцбургиты, лерцолиты; | 8 — граувакки чирынайской серии ($J_3 - K_2$); |

логического прошлого, потому что разрезы ее и по составу, и по тектонике, и по стратиграфии весьма сходны с разрезами коры современных океанов.

Глубинные зоны срыва происходили в верхней мантии на разных уровнях и близ поверхности Мохоровичича и глубже в основании дунит-гарцбургитового комплекса и на любой другой глубине. В случае срыва близ поверхности Мохоровичича разрез аллохтона начинается обычно с полосчатого комплекса, а нижний элемент (гарцбургиты) отсутствует.

Особый интерес для изучения глубинных зон срыва и кинематики шарьяжей представляют офиолиты Корякии, не только потому, что они там чрезвычайно широко развиты, хорошо обнажены, но главным образом потому, что участвуют в сложении еще не зрелой континентальной коры вдоль края Тихого океана с отсутствием в ее чрезвычайно сложной шарьяженной структуре гранитизированных коровых пластин и нормальных гранитных интрузий.

Здесь совместными работами Геологического института АН СССР и Северо-Восточного комплексного института ДВНЦ получены чрезвычайно интересные результаты. Для выяснения интересующей нас проблемы глубинных срывов я воспользуюсь работами С. В. Руженцева и М. С. Маркова.

С. В. Руженцев и С. Д. Соколов [1980] на примере двух тектонических зон Корякского хребта — Эконайской и Майницкой — устанавливают синхронное развитие тылового раздвигания океанической коры, островной дуги и фронтального прогиба. В ходе этого процесса образуются серпентинитовый меланж и тектоническая брекчия океанической коры, которая иногда достигает колоссального развития. Это брекчирование перемещающегося аллохтона является необходимой предпосылкой для формирования мощных олистостром во фронтальном прогибе (рис. 7) [Руженцев, Соколов, 1980].

Офиолитовые серии Эконайской и Майницкой зон сходны по набору пород, но они существенно отличаются по относительному распространению пород отдельных частей офиолитового разреза. Эти различия, по С. В. Руженцеву,

сводятся к следующему. В Эконайской зоне широко представлены образования «полосчатого комплекса», габброиды, габбро-диабазы, плагиограниты и особенно вулканогенно-осадочная толща ($C_1 - P_2$). Гарцбургиты, дуниты, лерцолиты и верлиты обычно слагают либо небольшие клинья и чешуи в основании Эконайского покрова, либо маломощные серпентинитовые пласты на контакте отдельных аллохтонных элементов. Наоборот, в Майницкой зоне ультрабазиты слагают подавляющую часть офиолитовой пластины.

Существуют и структурные различия этих зон. Эконайский покров тектонически расслоен на более мелкие покровные элементы и характеризуется очень широким развитием процессов катаклаза. Дробление офиолитового разреза в Эконайской зоне достигает огромных масштабов, охватывая большие площади. Характерны пласты цеолитизированных брекчий мощностью в многие сотни метров, степень раздробленности и относительного смещения обломков различна. Чаще встречаются сравнительно рыхлые катаклазиты, где первичные связи между обломками уже утеряны. Характерны пласты милонитов, представляющие собой тонкообломочный продукт разрушения, главным образом габбро и базальтов, испытавших интенсивную цеолитизацию и пренитизацию.

Шарьярование, расслоение и катаклаз Эконайской зоны, как предполагает С. В. Руженцев, являются взаимосвязанными процессами, возникшими в результате срыва приблизительно по поверхности Мохоровичича океанической коры верхнепалеозойского времени со своего основания. Срыв, по-видимому, имел импульсный характер и проявлялся начиная с поздней юры до кампана, о чем свидетельствуют глыбы брекчий и монолитные блоки габбро, плагиогранитов, базальтов и кремней в юрско-меловой олистостrome.

Для Майницкой зоны характерны нормальные или опрокинутые разорванные складки. В ядрах антиклиналей залегают ультрабазиты, выходящие на поверхность из-под верхнеюрско-меловых граувакк Чирынайской серии тылового прогиба. Обильная галька серпентинизированных ультрабазитов присутствует в базальных конгломератах Чирынайской серии.

На основании выполненных С. В. Руженцевым палинспастических реконструкций предполагается следующая схема развития рассматриваемых структур Корякского хребта. В среднем и позднем палеозое на ультрабазит-габбровом основании формируется вулканогенно-кремнистая толща. В раннем мезозое в доверхнеюрское время кора океанического типа испытала поднятие и, по-видимому, складчатость.

Уже в раннем мезозое здесь закладывается система глубинных сбросов, маркируемых сериями даек. Начиная с поздней юры обособившиеся блоки коры начинают раздвигаться, вскрывая породы офиолитового комплекса. В современной структуре это офиолиты Майницкой зоны. Главный срыв совпадал с «полосчатым» комплексом и проявлялся как глубинный шарьяж. В более позднее время, когда глубинные массы при надвигании Эконайского сорванного

аллохтона выводились в близповерхностные условия, происходили региональное брекчирование и милонитизация пород.

В тылу смещавшегося к югу блока коры переходного типа возникла обширная впадина, которая начиная с верхней юры заполнялась мощной толщей преимущественно граувакк пестрого состава. По типу коры, структурному положению и формационному выполнению она сопоставляется с новообразованными котловинами краевых морей.

Одновременно во фронтальной зоне формируется мощный туфотерригенный комплекс, ограниченный на севере островодужным поднятием, сложенным преимущественно габброидами, плагиогранитами и комплексом палеозойских пород. Островодужная кордильера служила главным источником обломочного материала. В ее пределах располагались вулканы, поставлявшие в прогиб значительное количество кислой и средней пирокластик.

С. В. Руженцев приходит к заключению, что становление тектонической структуры Корякского хребта было связано с перестройкой позднепалеозойского структурного плана и развитием системы тыловой раздвиг — фронтальный надвиг. Отличительными чертами такой системы являются скомпенсированный ее характер, синхронность развития и подкоровый уровень срыва блоков, совпадающий с поверхностью М.

Смещение коровых плит относительно мантии существует во многих протоокеанических (офиолитовых) поясах, что подтверждается повсеместным развитием в них глубинных офиолитовых аллохтонов. Но мы предполагаем, что существует срыв и удаление коровых масс вдоль поверхности М или К также и в плитах с континентальной корой. В этом случае новообразованные прогибы океанического типа формируются на древнем меланократовом фундаменте, возраст которого много древнее океанического чехла. Именно такой случай описали М. С. Марков и Г. Е. Некрасов [1980] в северной части хр. Пекульней, где он имеет торцовое сочленение с континентальными блоками Чукотки.

Миогеосинклинальные образования чукотских мезозойд лежат на древней континентальной коре. Возраст пород по К-Аг методу датируется от 1676 до 975 млн. лет. Метаморфический комплекс хр. Пекульней сложен основными кристаллическими сланцами, тонкополосчатыми гранатсодержащими габбро-норитами, габбро-анортозитами, меланократовыми оливин-пироксеновыми габбро, грубополосчатыми амфиболовыми габбро. Выше лежат карбонатно-терригенно-углистые породы верхнего палеозоя и, возможно, нижнего триаса. Эти породы, как и породы метаморфического меланократового комплекса, пересекаются дайками базальтов, диабазов, долеритов, кварцевых диоритпорфири-тов и фельзитов.

Резко несогласно на всех этих образованиях залегают преимущественно терригенные толщи берриаса и валанжина, основание которых сложено специфическими осадочными брекчиями, состоящими из остроугольных глыб (до 0,5 м) и обломков габбро, диоритов, пород дайкового комплекса.

В южной части Пекульнейского хребта в аллохтонном залегании развит серпентинитовый меланж, в составе которого имеются зеленые сланцы, габбро-амфиболиты, гранат-андалузитовые сланцы, а в северной в меланже встречены шпинелевые лерцолиты, клинопироксениты, дуниты, верлиты и блоки вулканогенно-кремнистых пород, а также серпентинитовые песчаники и гравелиты. Вышележащая толща имеет сходство с упоминавшейся выше чиранайской серией Корякского хребта.

М. С. Марков и Г. Е. Некрасов дают следующую схему (рис. 8) развития хребта Пекульней. Северная его часть ранее, по-видимому, принадлежала

к зоне чукотских миогеосинклинальных мезозоид, в основании которых залегал древний метаморфический фундамент. Южнее в Корякском хребте в конце юры — начале мела, как мы видели, произошло значительное растяжение коры с образованием обширного краевого моря. В это же время на севере Пекульнейского хребта происходило раскалывание континентальной коры. В результате этого рифтогенеза был вскрыт мантийный субстрат (шпинелевые лерцолиты, гранатовые клинопироксениты), прямо на котором и отлагались вулканогенно-кремнистые образования поздней зоны — раннего мела. Следовательно, здесь древний кристаллический фундамент был сорван с подстилающих ультрабазитов.

Таким образом, рассмотренный здесь материал по Корякии свидетельствует о том, что формирование структур с корой океанического типа происходит в результате срывов на границе коры и мантии, т. е. на более высоких уровнях, чем астеносфера.

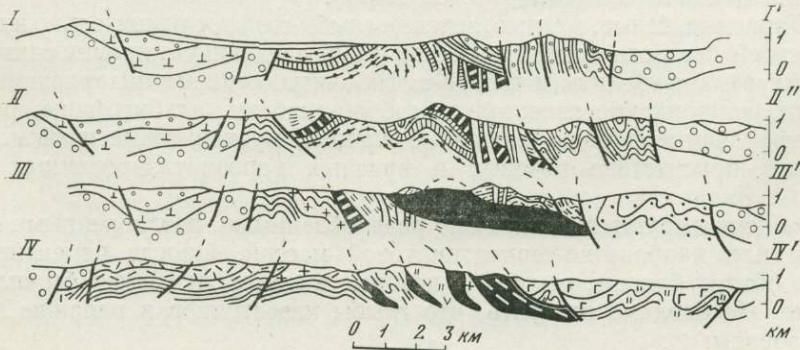
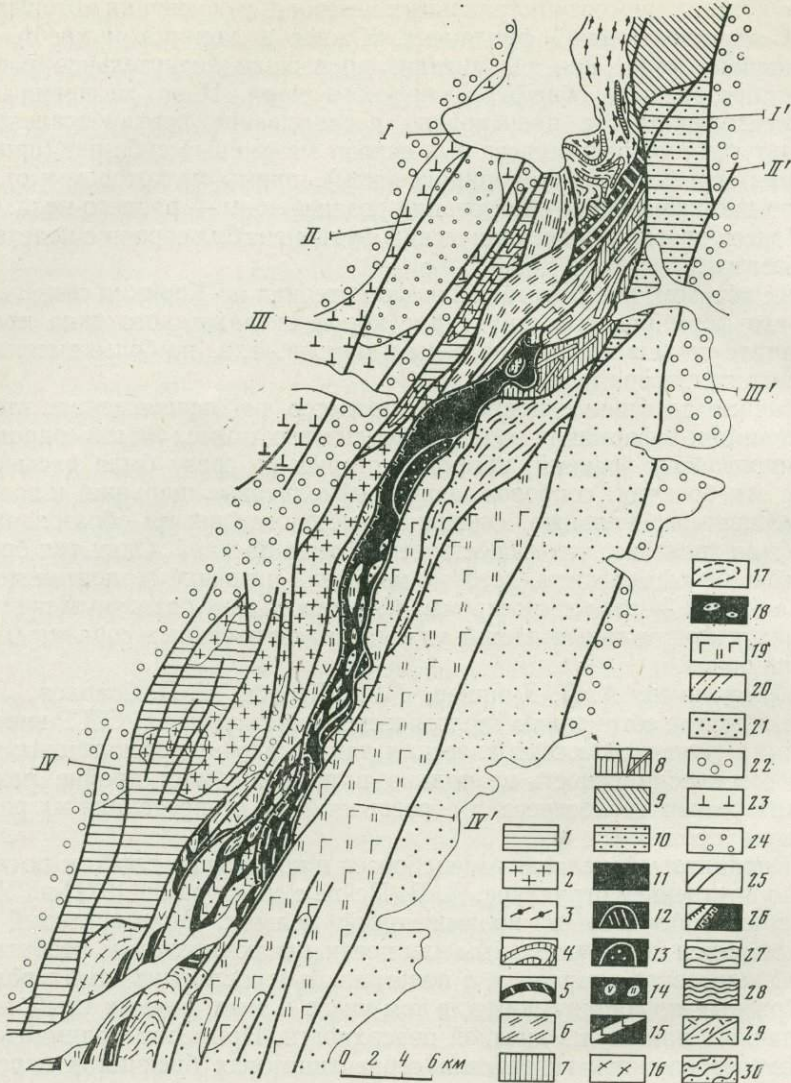
Сорванные глубинные покровы в процессе их перемещения, вторичного расслаивания и деформации во всех офиолитовых поясах Земли сопровождаются формированием брекчий, природа которых не сразу была расшифрована. Вначале эти брекчии, сопровождающие офиолитовые шарьяжи и получившие название цветного меланжа, считались чисто осадочными образованиями, но вскоре было доказано, что существует два типа брекчий. Один тип брекчий — это настоящие катаклазиты, которые получили название серпентинитового меланжа, а второй — это олистостромы, сформированные осадочным путем из размывавшихся фронтальных частей уже катаклазированных сорванных офиолитовых покровов.

С. В. Руженцев, А. Л. Книппер, М. Г. Леонов, С. Д. Соколов, Г. И. Макарычев и другие сотрудники Геологического института АН СССР внесли большой вклад в изучение как тектонических, так и осадочных офиолитовых брекчий, и их работы внесли ясность не только в природу этих крайне разнообразных и интересных геологических образований, но и определили их роль в тектоническом процессе.

Серпентинитовый меланж разнообразен и по составу глыб, и по их размерам, и по внутренней структуре. А. В. Пейве с соавторами [1971] на Урале выделяют мономиктовый и полимиктовый меланж. Мономиктовый меланж характеризуется исключительным или почти исключительным развитием глыб пород офиолитового комплекса, а полимиктовый состоит из глыб гораздо более разнообразных по составу пород, в том числе и экзотических глыб, не известных в данном районе на дневной поверхности. Примером полимиктового меланжа может служить гигантская серпентинитовая брекчия в окрестностях горы Кувандык (среднее течение р. Сакмары).

Здесь красные, белые, желтые, зеленые глыбы создают удивительно живописную по своей пестроте картину. Состав глыб следующий: кремни сакмарской свиты (силур), амфиболиты и габбро-амфиболиты, серпентинизированные ультрабазиты, кембрийские известняки, габбро-диабазы, альбитофиры, разнообразные эффузивные породы, слюдяные сланцы, мусковитовые гнейсы. Очень характерно присутствие розовых и красных карбонатизированных гипербазитов.

Глыбы цементируются интенсивно раздробленными, раздавленными серпентинитами или карбонатно-серпентинитовой массой. Иногда цементирующей массы по объему больше, чем глыб, которые в таком случае как бы «плавают» в цементе. Необходимо отметить, что глыбы известняков в меланже заметно мраморизованы.



В полях развития серпентинитового меланжа в каждом офиолитовом поясе отмечаются явления диапиризма в виде серпентинитовых протрузий, протрузивных куполов и брахивидных складок.

Если для кувандыкских полимиктовых тектонических брекчий мы можем лишь предполагать связь с глубинной зоной срыва, где тектонически перемещены обломки меланократового основания с породами сдернутого со своего основания аллохтона, то в более детально изученных офиолитовых разрезах некоторых районов Альпийского пояса об этом можно говорить более определенно. Детально описаны тектонические и осадочные офиолитовые брекчии в Апенниннах.

А. Л. Книппер [1978], ознакомившийся в поле с этими брекчиями, сделал недавно обзор имеющихся по этому вопросу новейших данных.

Непосредственно в кровле меланократового фундамента залегает брекчия мощностью до 50 м типа офикальцитов, которая представляет собой брекчированную серпентинизированную породу, пронизанную сетью карбонатных прожилков. Система трещины и кальцитовых прожилков резко обрывается на контакте с покрывающими их вулканогенно-осадочными образованиями; это говорит о том, что образование офикальцитов предшествовало излиянию лав и осаждению яшм.

В других районах имеются такие же по типу брекчии, но обломки в них состоят из габбро, в которых четко проявлены сланцеватость, метаморфическая полосчатость и милонит-бластомилонитовые структуры. Они сцементированы мелкозернистым габброидным материалом, пропитанным гидроокислами железа и карбонатным материалом.

Между офикальцитами и яшмами имеются брекчии диабазовых даек, внедрение которых происходило, по А. Л. Книпперу, параллельно с образованием

Р и с. 8

Схема геологического строения и геологические разрезы хребта Пекульней.

Составлена с использованием материалов В. А. Захарова, В. И. Шкурского и А. А. Мануйлова

- | | |
|---|---|
| 1 — вулканогенно-терригенные породы берриаса — низов готерива; | 16 — диафторитовые гранат-андалузитовые кристаллические сланцы и габбро-амфиболиты; |
| 2 — раннемеловые гранитоиды; | 17 — зеленые сланцы; |
| 3 — докембрийские амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы и эндрбиты; | 18 — серпентинитовые песчаники и конгломераты; |
| 4 — гранатсодержащие габбро-нориты; | 19 — вулканогенно-кремнистая толща поздней юры — эфриты (ткульнейская свита); |
| 5 — оливин-пироксеновые габбро, габбро-анортозиты и анортозиты; | 20 — зеленосланцевая толща, возникшая за счет вулканогенно-кремнистых пород предположительно пекульнейвеемской свиты; |
| 6 — амфиболовые габбро, тоналиты и плагиограниты; | 21 — апт-альб; |
| 7 — терригенно-карбонатно-углистая толща позднего палеозоя — раннего мезозоя (?); | 22 — поздний мел; |
| 8 — комплекс параллельных даек; | 23 — палеоген; |
| 9 — умеренно кислые вулканиты и терригенные породы берриаса-валанжина; | 24 — неоген; |
| 10 — дикий флиш готерива; | 25 — разломы; |
| 11 — серпентиниты; | 26 — надвиги; |
| 12 — шпинелевые лерцолиты, гранатовые пироксениты и эклогиты; | 27 — 30 — дополнительные знаки на профилях: |
| 13 — дуниты и верлиты; | 27 — карбонатно-терригенно-углистая толща позднего палеозоя — раннего мезозоя (?); |
| 14 — вулканогенно-кремнистые породы поздней юры — валанжина в меланже (?); | 28 — песчано-сланцевые породы и вулканиты берриаса — валанжина, |
| 15 — терригенно-карбонатные породы и основные вулканиты берриаса и готерива; | 29 — кислые вулканиты верхней части валанжина — низов готерива, |
| | 30 — дикий флиш готерива |

брекчий. Внутри вулканогенно-осадочной части разреза офиолитового комплекса развиты осадочные брекчии типа офиолитовых олистостром. Офиолитовый комплекс Лигурии пережил четыре этапа метаморфизма. Обращает на себя внимание, что метаморфизм брекчий в кровле меланократового фундамента проходил в условиях низов зеленосланцевой — верхов амфиболитовой фации.

Сходные по типу брекчии в кровле серпентинитов и габбро описаны М. С. Марковым [1975] на Камчатке, а А. Л. Книппером и С. Д. Соколовым [1974; Соколов, 1977] на Кавказе.

А. Л. Книппер подчеркивает, что итальянские геологи, изучавшие эти брекчии, приписывают им тектоническое происхождение. Одни связывают их с древними трансформными разломами, другие (и в числе их А. Л. Книппер) — с зоной срыва коры приблизительно по поверхности Мохоровичича. Важно подчеркнуть, что брекчия возникла в условиях метаморфизма низов амфиболитовой фации, а срыв происходил до образования вулканогенно-осадочной толщи.

Как известно, офиолиты занимают ключевое положение в гипотезе новой глобальной тектоники, одним из узловых моментов которой является предположение об огромных горизонтальных перемещениях литосферных плит по астеносфере. Однако изложенный выше материал по глубинным тектоническим срывам указывает на возможность крупных горизонтальных перемещений и по другим, менее глубинным поверхностям внутри литосферы.

Геология свидетельствует о большой текучести материала литосферы, о ее реологической неоднородности, что противоречит одной из главных предпосылок концепции тектоники плит о жесткости и твердости огромных литосферных плит. По этим представлениям, кора и мантия Земли, так же как океаническая и континентальная кора, имеют прочные механические связи между собою и континенты как бы «впаяны» в мантию. Вместе с тем геологические, а также геофизические данные позволяют утверждать, что литосферные плиты сами по себе в реологическом отношении крайне неоднородны и их физические свойства меняются на тех или иных уровнях, как в пространстве, так и во времени. В процессе геологического развития литосферные плиты тектонически распадаются на множество разных по величине и мощности более мелких дочерних тектонических пластин. Во время крупных тектонических фаз тектонические движения одновременно охватывают по глубине всю литосферу, а не только земную кору. Во время этих движений происходят дифференциальное перемещение пластин и их скучивание в одном месте, растяжение и растекание — в другом. В этом и состоит сущность деформаций в литосфере. Пространственная и временная взаимосвязь геологических процессов, развивающихся в разных литосферных плитах и на разной их глубине, осуществляется единой системой глобальных глубинных зон срыва или глубинных разломов.

Хотя автор данного обзора раньше в своих работах уже неоднократно касался этой проблемы, в рамках задач этой статьи представляется необходимым хотя бы кратко рассмотреть глобальную систему главнейших глубинных зон разломов, которую следует учитывать при построении любой глобальной тектонической модели.

Существуют три главных типа глубинных разломов, образующих единую глобальную систему: 1) глубинные разломы вдоль «пассивных» окраин континентальных плит, морфологически выраженные в виде антитегических сбросов, расчленяющих земную кору, по-видимому, до поверхности М; 2) глубинные разломы вдоль «активных» окраин, отождествляющиеся обычно с зонами Бенъофа (в последнее время получены данные, указывающие на возможность относительного надвигания или поддвигания плит в этих зонах и по пологим повер-

ностям, — подкорвая, а не мантийная субдукция); 3) глубинные разломы, формирующие срединно-океанические хребты, морфологически выраженные в виде раздвигов.

Модель пространственной и временной взаимосвязи этих глобальных систем глубинных разломов можно построить на широтном профиле от Срединно-Атлантического хребта до Калифорнии.

Вдоль американской стороны Атлантического океана начиная с верхней юры до настоящего времени формируется широкий асимметричный прогиб, заполняющийся морскими карбонатно-терригенными отложениями миогеосинклинального типа мощностью свыше 10 км. Здесь за все время не было складчатости, за исключением небольших деформаций юрско-неокомских отложений в австрийскую тектоническую фазу 110—115 млн. лет назад, но происходило интенсивное сбросообразование, сопровождающееся растяжением фундамента с одновременным его утонением. Этот же процесс утонения коры продолжался и в дальнейшем, но особенно сильно проявился в ларамийскую тектоническую фазу (60—65 млн. лет), во время которой начался спрединг в Северной Атлантике, севернее разлома Чарли-Гиббс, а южнее этого разлома ларамийская фаза движений зафиксирована скважинами на большой площади Атлантического океана предэоценовым перерывом в осадконакоплении. В третичное и четвертичное время рассматриваемый прогиб испытывал не только расширение, но и дальнейшее углубление, развиваясь на океанической коре в виде обширной, не компенсированной осадконакоплением Северо-Американской глубоководной котловины. Формирование этой структуры мы предположительно связываем с тектоническим оттоком во время тектонических фаз раздробленного серпентинизированного материала верхней мантии или частично метаморфизованных пород ранней мезозойской океанической коры [Пейве, 1975] в сторону Срединно-Атлантического хребта. Антитетическую природу сбросо-раздвигов по краю американской континентальной плиты мы предполагаем на основании того, что здесь нет проявлений магматизма, за исключением раннемезозойских диабазовых даек, которые сформировались в самом начале спрединга в зарождающемся срединном хребте. Все послеюрские разломы, очевидно, не проникали глубже основания коры, где не было условий для образования магмы. Эти разломы наклонены в сторону океана, т. е. навстречу падению поверхности мантии, которая маркирует зону предполагаемого срыва, поэтому они могут рассматриваться как антитетические сбросо-раздвижки, приводящие к деструкции «пассивных» окраин континентальных плит.

Мы предполагаем, что одновременно в зону рифта тектонически подтекал разуплотненный подкорвовый материал из-под краев раздвигающихся континентальных плит, за счет которого собственно и формировался хребет и «аномальное тело» под ним.

Модель происхождения, строения и истории Срединно-Атлантического хребта лучше всего можно изучить в Исландии, где автор этого обзора летом 1978 г. в течение месячного срока ознакомился в поле с наиболее интересными объектами и новейшими материалами исследователей Исландии.

Работами советских геофизиков [Исландия..., 1977] под срединным хребтом установлена большая мощность «аномального тела» линзовидной формы, нижняя часть которого погружается на глубину до 60 км. Это тело, судя по скоростям сейсмических волн, особенностям петрологии и геохимии базальтоидов и сопровождающих их дифференциатов (габбро, гранофиры), изотопному составу газов и составу ксенолитов в базальтах, сложено сильно разогретыми породами океанической коры — разнообразными габбро и в меньшей степени ультра-

базитами. Базальты второго слоя в Северной Атлантике формировались на суше. «Корень» аномального тела на глубине 50—60 км находится в зоне с температурой свыше 1200° С, где могут формироваться очаги базальтовой магмы.

Таким образом, мы предполагаем, что дисгармоничное тектоническое скупивание разуплотненного глубинного материала в хребте, рост хребта кверху и книзу, выплавление базальтов в «корне» хребта и растяжение коры над хребтом, т. е. спрединговый процесс, представляют собой взаимосвязанные явления, которые определяются в конечном счете дисгармоничным тектоническим перераспределением неоднородных по физическим свойствам масс. Очевидно, важным для понимания механизма спрединга и дрейфа является пульсационный характер развития хребта, магматической деятельности в нем и процессов гравитационного выравнивания глубинных неоднородностей. Сейчас хорошо известно, что ультрабазиты в океанах, в том числе в срединных хребтах, так же как и альпинотипные ультрабазиты складчатых зон на континентах, на разных стадиях их существования глубочайшим образом тектонически переработаны, подвергнуты динамометаморфизму, превращены в катаклазиты и милониты. В частности, в Срединно-Атлантическом хребте развиты различные катаклазиты и карбонатизированные брекчии, подобные описанным в Лигурии и Корякии и свидетельствующие, по мнению А. Л. Книппера и С. В. Руженцева, о тектоническом срыве там коровых масс. Возможно, что на разных этапах поднятия хребта подкоровые массы «текли» и деформировались при высоких температурах.

На Северо-Американском континенте в рассматриваемый период времени широко развит коровый гранитоидный магматизм, тесно связанный с дисгармоничными процессами и закономерностями деформации коры во время тех же мезозойских и кайнозойских тектонических фаз, что и в Атлантическом океане. И если в океане формирование базальтовой магмы мы связывали с зонами тектонического скупивания подкоровых ультраосновных и основных масс в срединном хребте, то на континенте формирование кислых магм логично связывать с зонами выплавления и флюидизации в основании континентальной коры, по которым происходит дисгармоничное ее перемещение и скупивание. Вряд ли можно объяснить формирование гигантского невадийского плутона иным способом. Именно так и объясняют его природу американские геологи.

На тихоокеанской окраине Северной Америки, так же как и на атлантической, начиная с юры на океанической коре развивался глубочайший прогиб. Он пережил те же тектонические фазы, но характеризуется совершенно иными формациями горных пород и иной тектоникой. Здесь среди осадочных отложений францисканской формации большое количество грубообломочных пород и олистостром и отторженцев с огромными олистоплаками океанической коры; широко развит серпентинитовый меланж из пород океанической коры, в том числе офиолитов, метаморфизованных в фации голубых сланцев. Все породы сильно дислоцированы, расчленены на ряд тектонических чешуй, падающих под невадийский плутон, который перекрыл затянутые под него корни францисканских покровов.

Здесь совершенно бесспорно имеют место большое надвигание континентальной коры на океаническую или подвигание океанической коры под континентальную. Ясно также, что главная зона тектонического срыва находилась в серпентинизированных ультрабазитах, катаклазированных и метаморфизованных (голубые сланцы, габбро и др.) глыбы которых находятся в олистолитах и олистоплаках по фронту глубинного корового срыва. Не исключено, что поверхность надвига была очень пологой и, по существу, континентальная

кора скользила по дну океана. Интересно, что фокальная зона мелких землетрясений в Береговых хребтах Калифорнии на большой площади залегает субгоризонтально на глубинах 8—12 км.

Таким образом, мы видим, что в мезозое (начиная с верхов юры) и в кайнозойе вдоль атлантического края Северо-Американского континента прогиб развивался в условиях растяжения, а вдоль тихоокеанского — в условиях сжатия. Главные тектономагматические явления на континенте и на его окраинах синхронны, а сами структурные элементы представляют собой единый взаимосвязанный в кинематическом отношении структурный ансамбль, входящий в общую систему глобальных глубинных разломов.

Предлагаемая нами концепция глобальной структурной расслоенности литосферы основана на признании большой роли разного типа физико-химических неоднородностей в литосфере, которые и определяют течение геологических процессов в ней и ее внутреннюю структуру. Особо важное значение мы придаем структурной дисгармонии между корой и мантией, приводящей к большому пространственному перераспределению материала литосферы. Это может по-новому объяснить многие явления магматической деятельности и металлогении.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 105—111.
- Архипов И. В., Швольман В. А. Тектонический план Памира.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1964, № 12, с. 3—13.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 193—207.
- Борисяк А. А. Происхождение континентов и океанов.— Природа, 1922, № 1/2, стб. 13—32.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 143 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 104).
- Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с.
- Глубинные разломы: Сб. статей. М.: Недра, 1964. 214 с.
- Исландия и срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1977. Т. 1. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. 194 с.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 208 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса.— Геотектоника, 1978, № 2, с. 50—66.
- Книппер А. Л., Руженцев С. В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 8—19.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Предверхне-сенонские тектонические покровы Малого Кавказа.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 75—80.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34—112. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 211 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 136).
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Марков М. С., Некрасов Г. Е. Уровень срывов при растяжении древней континентальной коры.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Оффман П. Е. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на средине Тимане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 95—122.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1.—

- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956а, № 1, с. 90—105.
- Пейве А. В.* Связь осадконакопления, складчатости магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956б, № 3, с. 57—71.
- Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—72.
- Пейве А. В.* Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36—54.
- Пейве А. В.* Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— Геотектоника, 1965, № 1, с. 30—37.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, с. 8—24.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
- Пейве А. В.* Глубинные разломы и мобилизм.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей: Сб. статей. М.: Наука, 1977, с. 5—9.
- Пейве А. В., Перфильев А. С.* Глубинные включения, кимберлиты и проблемы дрейфа континентов.— Сов. геол., 1976, № 5, с. 18—31.
- Пейве А. В., Синицын В. М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—53.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
- Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. 190 с.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР: Сб. статей. М.: Наука, 1977. 136 с.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры: Сб. статей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР: Сб. статей. М.: Наука, 1977. 143 с.
- Руженцев С. В.* Сдвиги Юго-Восточного Памира.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 113—127. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 136 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 223).
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С. В., Соколов С. Д.* Система фронтальный надвиг — тыловой раздвиг как показатель активного смещения поверхностных масс.— В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 93 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Суворов А. И.* Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 173—237. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 179).
- Суворов А. И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 214 с.
- Трифонов В. Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 326).
- Харасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 120 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 91).
- Шатский Н. С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., 1945. 131 с. (Материалы к познанию геологического строения СССР; Вып. 2/6).
- Шатский Н. С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 7—21.
- Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 37—56.
- Шатский Н. С.* О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 39—66.
- Шатский Н. С.* О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1955, т. 30, вып. 5, с. 5—27.
- Яншин А. Л.* Тектоника Каргалинских гор.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1932, т. 10, вып. 2, с. 308—345.

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ОКЕАНОВ

Общая направленность тектонических исследований в Геологическом институте АН СССР всегда была «континентальной». Объектами изучения являлись платформы и складчатые сооружения разного возраста и типа. Глубокий анализ этих структурных образований земной коры, связанный главным образом с их изучением на территории Советского Союза, повлек за собой применение сравнительно-тектонического метода, в чем коллектив института, вслед за своими учителями — А. Д. Архангельским и особенно Н. С. Шатским, достиг больших вершин. Все это породило благоприятные условия для выявления существенных тектонических закономерностей и в этом плане действительно было создано немало крупных обобщений. Они широко известны и используются во многих геологических науках современности. В то же время разработка многих общих проблем тектоники, таких, как происхождение структурного плана земного шара или синхронность и асинхронность тектонических эпох и фаз на Земле и т. п., нуждалась в привлечении данных о строении и геологическом развитии океанических пространств, занимающих свыше 70% поверхности планеты. Отсюда в Геологическом институте постоянно в той или иной мере проявлялся интерес к морской геологии.

В 1969 г. в ГИН была создана организационная ячейка — лаборатория тектоники приокеанических зон, призванная заниматься континентальными и морскими окраинами. По существу, этим было закреплено сложившееся за несколько предшествующих лет направление изучения тектоники Арктики, дальневосточных краевых морей, тихоокеанского обрамления в целом и Тихого океана. Созданная лаборатория существенно углубила все эти исследования, а также стала публиковать работы, касающиеся тектоники других океанов и Мирового океана в целом.

Большим стимулом в тектонических океанских исследованиях явилось составление коллективом института обзорных тектонических карт. Были составлены тектонические карты Арктики, Евразии, Тихоокеанского сегмента Земли и Мира. Особенно значительный вклад при этом был внесен в разработку проблемы типизации тектонических структур океанов и морей в связи с их изображением на тектонических картах.

В 1970—1971 гг. группа специалистов в области тектоники под руководством А. В. Пейве приняла участие в 49-м рейсе «Витязя» в южную часть Тихого океана. Это дало толчок к участию в других экспедициях как на «Витязе», так и на судне «Дмитрий Менделеев», а также на других судах в разные районы Тихого и Индийского океанов. При этом были собраны весьма обширные материалы, позволившие осуществить разработку ряда важных проблем тектоники океанической земной коры и в частности океанического офиолитового комплекса, а также строения и истории развития краевых морей и глубоководных желобов.

70-е годы — это годы, принесшие весьма много важных данных о геологии океанов и морей. Если предшествующие им 15 лет войдут в историю океанской геологии как период открытия срединных хребтов и огромных зон разломов, то 70-е годы — это период углубленного геолого-геофизического изучения структурных элементов дна Мирового океана, массового драгирования глубоких слоев океанической коры и, наконец, глубоководного бурения океанского дна. В результате к настоящему времени накопился большой и совершенно новый материал, который обеспечивает быстрый прогресс знаний в геологии океанов и морей.

В первой части данной работы освещены главнейшие идеи в области изучения тектоники океанов, развивавшиеся ранее и развиваемые сейчас в Геологическом институте АН СССР. Во второй части рассмотрены некоторые конкретные проблемы, такие, как строение земной коры под океанами, тектонические движения в океанах, тектоническое районирование океанского дна, проблема происхождения океанов. Все они весьма значительны и интенсивно разрабатываются в настоящее время в отечественной и мировой геологии. В этой части автор будет широко использовать различные литературные источники, в том числе зарубежные.

РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИДЕЙ О ТЕКТОНИКЕ ОКЕАНОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ

ОБОБЩЕНИЯ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО

Идеи А. Д. Архангельского о тектонике океанов и морей не часто цитируются в отечественной литературе, а что касается запада, то складывается впечатление, что там они не известны. Можно взять на себя смелость сказать, что сейчас у нас вообще наметилась тенденция не обращаться к тектоническим работам предшественников, в том числе и классическим. Такую тенденцию нельзя одобрить.

Между тем работы А. Д. Архангельского отражают особый период в развитии знаний о строении океанского и морского дна. Тогда еще очень мало было известно и о рельефе дна, и о его геологических и геофизических чертах. Но, несмотря на это, А. Д. Архангельский, блестяще знавший геологическое строение СССР и всех континентов, пропитанный, если можно так сказать, теорией развития, выдвинул в отношении океанской геологии ряд глубоких идей, представляющих большой интерес и для современной науки. Его пример безусловно показывает, что геолог, обладающий большим опытом работы на континенте и стоящий на прогрессивных методологических позициях, может дать наиболее значительные обобщения по геологии океанов. В своей книге А. Д. Архангельский [1941] охарактеризовал все океаны Земли, затронув также проблему тектоники окраинных морей. В отношении этой проблемы А. Д. Архангельский выступил как последовательный приверженец геосинклинальной теории. Он был первым, кто предложил рассматривать островные дуги как геоантиклинальные элементы, а глубоководные рвы (желоба) — как окраинные впадины современных геосинклинальных областей. Он считал, что «островные дуги Австралии представляют чрезвычайно типичный пример геосинклинальной области, находящейся в периоде погружения» [Архангельский, 1941, с. 292].

Карибский регион описан в его книге так же как типичная современная геосинклинальная область, поскольку по своему строению полностью отвечает тем представлениям, которые выработались на этот счет при изучении древних геосинклинальных областей. Там же подчеркивается, что этот регион должен привлечь особое внимание тех геологов, которые специально занимаются историей развития складчатых областей. Весьма актуальное для наших дней высказывание!

Такой точке зрения в отечественной тектонике суждено было развиваться весьма бурно, хотя и не всеми исследователями она воспринята. Однако ее сторонники в настоящее время считают, что суть дела не в «погружении», как писал А. Д. Архангельский, а в сложном и противоречиво идущем процессе созидания континентальной земной коры, и поэтому область, лежащая к востоку от Австралии, как и все другие подобные области, состоящие из краевых морей, островных дуг и глубоководных желобов, отражает стадию преобразования океанической земной коры в континентальную. В обычном понимании это и будет геосинклинальная область.

Далее обратим внимание на заключение, что на дне Тихого океана существуют структурные элементы, похожие на платформенные (равнинные участки) и сходные с геосинклинальными (вытянутые островные системы). Это суждение открывает широкий горизонт для развития представлений о тектонической динамичности океанского дна, но к этому геологи начали подходить лишь много лет спустя. Кстати укажем, что большим тормозом при этом было введение Р. Фэрбриджем понятия «талассократон», распространенного на всю площадь ложа океанов. На составленной А. Д. Архангельским тектонической схеме западной половины Тихого океана островные системы сгруппированы в несколько зон, обозначенных как «аналоги складчатых горных сооружений геосинклинального типа». Он писал, что это сооружения тектонические, что они имеют выдержанное простирание и прослеживаются на много тысяч километров. Среди них он различал валы и гряды и соглашался с их трактовкой как антиклиналей, образовавшихся под влиянием бокового давления. В некоторых работах 70-х годов эти островные системы понимаются как предшественники островных дуг [Муратов, 1971], представляющие структурные формы самой ранней стадии геосинклинального развития. Но по этому поводу есть и другие мнения. В частности, автор считает, что данные явления отражают процесс саморазвития океанической коры и что нынешний структурный план тихоокеанского ложа возник, разрушив предшествующий, и, в свою очередь, сам может быть разрушен новым океаническим структурообразованием. Однако главная идея А. Д. Архангельского, что ложе океана тектонически динамично, ныне глубоко и разносторонне обоснована во многих тектонических исследованиях ГИН.

Одна из крупных проблем океанской геологии, затронутая А. Д. Архангельским, это проблема происхождения Срединно-Атлантического хребта. Другие хребты тогда еще не были известны. И в данном случае А. Д. Архангельский, следуя Л. Коберу, а до него — Э. Огу, подошел с позиций геосинклинальной теории. Атлантический океан он считал новейшей по времени образования и развития геосинклинальной областью, «в средней части которой (т. е. в пределах Срединно-Атлантического хребта.— Ю. П.) уже имели место складчатость и поднятия» [Архангельский, 1941, с. 335]. Но он указывал, что Атлантическая геосинклинальная область весьма специфична и не похожа на геосинклинальную область континентов. Наоборот, в ней много признаков, сближающих ее с Тихим океаном, который не относится к геосинклинальным

образованиям, а представляет докембрийскую океаническую область. Из этого видно, что А. Д. Архангельский даже тогда, более 40 лет назад, не ставил знака равенства между Атлантикой и Тихим океаном; это потом не было усвоено, а теперь представляет, на наш взгляд, чрезвычайно важную историко-геологическую идею.

Интересно и обобщение о том, что Атлантический океан представляет сложное и гетерогенное образование, различные части которого до возникновения океанической впадины имели различную структуру и возникли в разное время. Таким образом, это вторичный океан. Механизм его образования он видел в расширении и углублении начальной океанической впадины в результате опускания, происходившего параллельно с раздроблением древних платформ на смежных материках (Африка, Южная Америка), излиянием базальтов на них и передвижением образовавшихся глыб. Однако гипотезу Вегенера он не принимал.

Что Атлантический океан — образование геосинклинального типа, некоторые геологи допускают и в наши дни [Пейве, 1975], хотя более обычно иное толкование (вторичная океаническая область). А взгляд, что Срединно-Атлантический хребет есть крупная складка, но только в океанической коре [Пейве, 1975; Пушаровский, 1976а], получает все большее обоснование.

Раздробление древнего платформенного массива и крупные дифференцированные опускания по разломам его отдельных частей А. Д. Архангельский предполагал также для северо-западной области Индийского океана. Такой вывод он подкреплял, в частности, тем, что Мадагаскарский и Сейшельско-Маскаренский хребет — части древней Африканской платформы. Следовательно, это также вторично-океаническая область. Известно, что Мадагаскарский и Сейшельский блоки мы в настоящее время рассматриваем как микроконтиненты и образование их связываем со сложными процессами отторжения от материковых массивов, описывая эти процессы как явления тектонической деструкции.

Подводя итоги, необходимо подчеркнуть, что представления и обобщения А. Д. Архангельского о тектонике океанов были для своего времени весьма прогрессивными и ориентировали во многом на самые перспективные направления работ в этой области в будущем. Владея обширнейшим фактическим материалом по континентальной геологии, А. Д. Архангельский прочно опирался в своих исследованиях на теорию геосинклиналей и платформ, что позволило ему сделать ряд важнейших выводов по истории тектонического развития земной коры территории СССР и континентов в целом. Однако он, не признавая дрейфа континентов, без достаточных данных, в основном в силу логики, распространил эту теорию на океанические пространства, отыскивая в них либо аналоги, либо фрагменты платформ и складчатых областей, оказавшихся на океанском дне вследствие опусканий. Но главное все же не в этом, а в подчеркивании им тектонической подвижности океанского дна в ходе его структурной эволюции. Здесь А. Д. Архангельский смотрел глубоко в корень вещей. Это тем более так, что распад Гондваны и погружение ее крупных частей он связывал с эпохами растяжения земной коры, при этом Гондвана представлялась не как сплошной докембрийский платформенный массив, а как сложная структура, в пределах которой, начиная по крайней мере с карбона, существовали морские бассейны, частично являющиеся геосинклиналями.

В период Великой Отечественной войны и многие годы после нее работ, посвященных океанской тектонике, в Геологическом институте не публиковалось. Но в 60-х годах их уже вышло достаточно большое количество.

РАБОТЫ 60-х ГОДОВ

Конец 50-х и 60-е годы оказались поворотными для Геологического института в отношении исследований по тектонике океанов, причем к 50-м годам относится лишь одна работа М. В. Муратова [1957] о происхождении океанических впадин. Проанализировав существовавшие в этот период данные: отсутствие гранитной земной коры под Тихим океаном, развитие близко к поверхности дна пород основного состава, — М. В. Муратов считал ошибочной гипотезу о погружении на океанское дно материковых массивов (пацифид) и поддержал взгляды А. Вегенера, Р. Штауба, Ф. Коссмата, Д. Г. Чабба, А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова и Г. Штилле о соответствии структуры дна Тихого океана ранней стадии развития земной коры и, следовательно, о древности и, вероятно, первичности этого древнейшего океана Земли. Островные дуги отражают самую первую стадию утолщения земной коры, они развиваются постепенно в более мощные и протяженные участки с сиалической корой. Это типичный элемент начальной стадии развития геосинклинальных областей. Острова Полинезии, лежащие за пределами «андезитовой линии», понимались как самая начальная стадия геосинклинального развития — они характеризуются вулканическими излияниями лишь основного состава. М. В. Муратов заключал, что на примере дна Тихого океана и его обрамления можно отчетливо проследить «последовательный ряд стадий развития земной коры от догеосинклинальной океанической плиты через геосинклинальные стадии островных дуг, а затем больших островов и горных цепей к почти платформенному поясу мезозойской складчатости Дальнего Востока и Северной Америки» [1957, с. 59].

Как видно, все эти выводы гармонируют с многими представлениями А. Д. Архангельского и в последующем нашлось много авторов, развивавших сходные идеи. Наиболее выразительной в этом смысле явилась работа М. С. Маркова, И. А. Соловьевой и В. Д. Чеховича [1967], содержащая графическую схему развития геосинклинальной системы островных дуг. На ней показано, как на океанической коре возникает глубоководный желоб, сопряженный с наклоненным в сторону материка разломом, и как затем висячем боку разлома утолщается «базальтовый» слой, появляются вулканогенно-осадочные породы и, наконец, возникает «гранитный» слой. Различия в строении островных дуг объясняются тем, что они находятся на разных стадиях развития.

Существенно иным развитием характеризуются другие океаны. Они образовались на месте погружившихся платформенных массивов, с полным уничтожением последних вследствие расплавления материала континентальной коры. Таким образом, это вторичные новообразованные океаны. Делалось общее заключение, что в развитии структуры земной коры существуют два основных процесса: а) созидание сиалической коры, б) разрушение массивов континентальной коры с образованием океанов.

К 60-м годам, как уже говорилось, относится большая серия работ. Внимание было обращено на строение Северного Ледовитого океана, Тихого океана и его краевых морей и на общие проблемы океанской тектоники. Строения Северного Ледовитого океана касался Н. С. Шатский [1935]. Его вывод был таков, что здесь произошло крупное опускание континентальных структурных зон, простиравшихся из арктических областей суши, и поэтому современные глубоководные впадины Полярного бассейна имеют вторичное происхождение. Такой исследователем, как Э. Ог, полагал, что Северный Ледовитый океан — это первичная океаническая впадина, а А. Вегенер объяснял его происхождение с позиций дрейфа континентов.

В 60-х годах в Геологическом институте был выполнен новый синтез тектоники Арктики [Пушчаровский, 1960; Тектоническая карта Арктики, 1963]. Основу работы составила впервые созданная тектоническая карта Арктики в циркумполярной проекции, на которой глубоководные впадины Северного Ледовитого океана (и Северной Атлантики) показаны как области крупных наложенных опусканий. При этом глубоководная впадина Бофорта приурочена к древней Гилберборейской платформе¹, а глубины Центральной Арктики лежат в пределах полосы складчатых структур, простирающихся из Азии в Северную Америку. На европейском шельфе океана выделена Баренцевоморская древняя платформа. Приводилась разносторонняя аргументация в пользу происхождения впадин во вторую половину мезозоя и сделан вывод, что незначительная мощность сиалического слоя может возникнуть в процессе тектонического преобразования материковых областей, разнообразных по первоначальному строению, и что образование впадин в Северном Ледовитом океане сопряжено с разломами земной коры. Допускалось, что к возникновению глубоководных впадин Арктики привело сочетание разнообразных глубинных геодинамических процессов.

Многие положения этой работы были развиты в 1976 г., когда снова была проанализирована тектоника Северного Ледовитого океана с позиций роста и разрушения континентальной земной коры [Пушчаровский, 1976в]. Показано, что западная часть океана пространственно и генетически тесно связана с Северной Атлантикой. Восточная часть, начиная от хребта Ломоносова, иллюстрирует сложное сочетание участков континентальной, субконтинентальной и субокеанической коры. Такая картина возникла в результате мезозойских процессов тектонической деструкции в области раздела Азиатского и Северо-Американского континентальных блоков. Деструкция происходила в условиях растяжения тектоносферы, и определяющую роль в ее механизме играли горизонтальные движения.

Теперь коснемся серии работ, посвященных строению, структурному развитию и тектоническому районированию зоны краевых морей, островных дуг и глубоководных желобов запада Тихого океана. За непродолжительное время была описана тектоника Алеутско-Аляскинской зоны [Пушчаровский, 1963], Охотского региона [Марков, Аверьянова и др., 1967], Японии и Японского моря [Кропоткин, Шахварстова, 1965], Индонезийской области [Архипов, 1964], Новогвинейско-Новозеландской области [Пушчаровский, Афремова, 1965] и ряда др. В совокупности тектонические районы западной окраины Тихого океана были охарактеризованы в монографии «Тектоника Евразии» [1966] и изображены графически на Тектонической карте Евразии [1966].

На основе этих работ был сделан однозначный вывод, что сложные структурные комплексы островных дуг есть не что иное, как современные геосинклинальные системы и области, находящиеся на различных по степени зрелости стадиях развития. Подчеркивалось, что ведущим тектоническим процессом на периферии Тихого океана является процесс ее геосинклинального преобразования, характеризующийся общим оттеснением и частичным продвижением геосинклинального режима в сторону внутренней океанической области. В ходе этого процесса могут возникать разнообразные структурные элементы, в том числе глубоководные впадины краевых морей, что отражает большую сложность и противоречивость структурного развития на собственно геосинкли-

¹ Выделена Н. С. Шатским [1935].

нальной стадии. Предлагалось активные, непосредственно приокеанические зоны называть фронтальными, а более удаленные от океана, затронутые кайнозойской складчатостью — тыловыми Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца [Пушаровский, 1964а; и др.]. Из всех этих выводов можно видеть в конце концов идейную преемственность взглядов А. Д. Архангельского, охарактеризованных вкратце выше.

Наибольшую сложность представлял (впрочем, как и ныне) вопрос о происхождении глубоководных впадин окраинных морей. Выдающееся значение в этом смысле имела работа П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой [1965], где было показано, что глубоководная впадина Японского моря возникла в результате растяжения земной коры в связи с отодвиганием от Азии блока Японских островов. Это была первая в нашей стране работа, рассмотревшая подобный механизм. Среди других механизмов в современной геодинамике приокеанских зон он занимает важное место.

Совокупность выполненных исследований углубила конкретное содержание геосинклинальной теории, повлекла за собой значительно более сложное представление о ходе геосинклинального процесса в зоне раздела материков и Тихого океана, вообще позволила в дальнейшем более определенно подойти к проблеме преобразования океанической земной коры в континентальную, а также обратить внимание на широкое проявление в ходе развития земной коры деструктивных процессов.

Поскольку кайнозойские складчатые и геосинклинальные элементы в Тихоокеанском кольце (тыловая и фронтальная его зоны) рассматривались как два звена единого процесса, было предложено автором [Пушаровский, 1964в] отказаться в данном случае от предложения к естественным тектоническим районам терминов «складчатая область» или «складчатая система» (так же, как от термина «эпоха складчатости») и заменить их терминами «тектоническая область» и «тектоническая система». Этим подчеркивалась незавершенность геосинклинального развития на западе Тихого океана, что подкреплялось отсутствием здесь краевых прогибов, а также лишь местами проявленной начальной стадией развития орогенных впадин. В настоящее время эта структурная зона в целом понимается как область незавершенного формирования континентальной земной коры [Пейве и др., 1976].

В изучении тектоники Тихого океана в 60-е годы в институте имелось два направления. Одно из них основывалось на мобилистическом геодинамическом подходе [Кропоткин и др., 1964], другое — на изучении типов тектонических структур и тектоническом районировании океанского дна (А. Л. Яншин и Г. Б. Удинцев [Тектоника Евразии, 1966]; Ю. М. Пушаровский [1967]). Впрочем первое направление конкретное выражение нашло лишь в отношении периферических областей Тихого океана, фактически не затронув океанского ложа, что объясняется отсутствием данных по этому поводу.

На тектонической карте Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса, приложенной к работе П. Н. Кропоткина и его соавторов, показаны большое надвижение на ложе океана Южной и Центральной Америки, а также надвиги островных дуг на глубоководные желоба в западной части Тихого океана. Кроме того, графически отражена идея, что все впадины краевых морей представляют собой обширные зоны растяжения. Происхождение зон растяжения объяснялось быстрым стягиванием земной коры к оси орогенов (в том числе островных дуг), при этом складчатость в орогене рассматривалась как результат неравномерного стяжения коры над расходящимися ветвями подкоровных течений, т. е. в духе мобилистических идей того периода. Фокальные зоны зем-

летрясений понимались как глубинные разломы, по которым происходит общее движение масс к центру Тихоокеанской области. В структуре обрамления подчеркивалась большая роль крупных сдвигов.

Собственно ложе Тихого океана интерпретировалось как его наиболее древняя часть, возникшая, возможно, в позднем протерозое, и противопоставлялось Атлантическому и Индийскому океанам, образовавшимся в мезозое и кайнозое. Расчленение ложа было очень простым: а) котловины глубиной более 4—5 км с базальтовой корой небольшой мощности (3—10 км); б) океанические хребты и валы с базальтовой корой повышенной мощности (7—20 км) — всего два подразделения.

Это была первая работа в Советском Союзе, где к тектонике тихоокеанского обрамления прикладывались мобилистские идеи.

Другое направление, типологическое, распространило на океан методы изучения типов тектонических структур на суше, хотя структурные элементы океанского дна, как отмечалось (в отличие от представлений А. Д. Архангельского), не имеют аналогов на континентах.

А. Л. Яншин и Г. Б. Удинцев ложе Тихого океана описывали как океаническую платформу, подчеркивая условность термина «платформа» из-за несходства с материковыми платформами. Существование Тихого океана предполагается с докембрия; при этом отмечалось, что в течение последнего мегасхрона геосинклиналей здесь не было. Океанические платформы предлагалось разделить на океанические плиты и поднятия различных типов. Плиты отвечают днищам котловин и представляют собой «монолитные, нераздробленные структурные элементы», с относительно маломощным осадочным чехлом, пассивные по своей природе, обособившиеся лишь благодаря развившимся на дне поднятиям. Позитивные формы были подразделены на две крупные тектонические категории: а) срединно-океанические хребты (сейсмически активные поднятия) и б) асейсмичные (почти все остальные) поднятия, расклассифицированные на ряд типов — сводовые поднятия «базальтовой» коры, краевые валы, глыбовые поднятия. Указывалось на широкое развитие на океанском дне вулканических сооружений, одиночных гор, массивов, хребтов и гряд. Основу классификации составляют различия в морфологии и строении земной коры. В пределах Тихого океана в качестве океанических плит были описаны Северо-Восточная, Северо-Западная и Западно-Каролинская, в той или иной мере попавшие в рамку «Тектонической карты Евразии» [1966]. Среди сводовых поднятий ложа Тихого океана были охарактеризованы «валы» Шатского, Гавайский, Каролинский и Эаурипик. К краевым валам отнесены Алеутский, Зенкевича, Идзу-Бонинский, Минданао, Новогвинейский и Зондский. Поднятий глыбовой структуры, предусмотренных классификацией, не отмечено, так как они лежат восточнее рамки карты. То же относится и к Восточно-Тихоокеанскому поднятию.

Методическое значение такого подхода очень велико, поскольку благодаря типизации структурных форм ложа Тихого океана перестало изображаться слишком упрощенно (как в предшествующих работах) и в его пределах стало возможным выделять крупные естественные тектонические провинции.

Структурные комплексы глубоководных желобов — островных дуг — краевых морей А. Л. Яншин и Г. Б. Удинцев охарактеризовали как современные геосинклинальные зоны земной коры. В специальной работе, посвященной основным чертам строения Тихоокеанского тектонического пояса, автор этих строк [Пущаровский, 1965а] подчеркивал, что комплексы кайнозойских тектонических структур в целом занимают четыре пятых всей его площади

и что пояс в целом на протяжении последнего мегахрона характеризовался высокой степенью подвижности, как никакая другая область на Земле. Отмечалось, что именно в этой области земного шара локализовался позднекайнозойский и современный геосинклинальный процесс, с переработкой древних структур, структурным новообразованием и захватом океанического ложа. Подвижность земной коры в Тихоокеанском поясе в течение столь длительного времени геодинамически не была объяснена, но указывалось, что путь к этому лежит в разработке теории диссимметрии в строении земной коры В. И. Вернадского и Н. С. Шатского. Но об этом будет речь ниже.

Вернемся к тектоническому районированию ложа Тихого океана. В первоначальном виде для всего океана оно было произведено в середине 60-х годов [Пущаровский, 1967]. Выделялись три основные тектонические области: Северная и Южная океанические платформы¹ и разделяющее их Восточно-Тихоокеанское поднятие. Отмечалось, что от других поднятий дна Тихого океана Восточно-Тихоокеанское поднятие отличается сейсмичностью и высокими значениями теплового потока, развитием (местами) структурных форм типа рифтов, развитостью поперечными разломами на отдельные блоки, смещенные один относительно другого в поперечном направлении. Говорилось и о структурной специфике Восточно-Тихоокеанского поднятия, в частности, по сравнению со Срединно-Атлантическим хребтом.

Северная океаническая платформа по характеру и сочетанию типов тектонических структур разделена на три части. Одна из них лежит на северо-западе и ограничивается линией, идущей от северного окончания Императорских гор к Гавайям, затем к островной группе Туамоту и далее — к островам Самоа. Другая простирается непосредственно восточнее вплоть до материковых склонов Северной и отчасти Южной Америки. Третья часть лежит в юго-западном районе океана, примыкая к желобам Тонга и Кермадек. Южная океаническая платформа Западно-Чилийским поднятием разделяется на две части.

На основе проведенного районирования сделан вывод, что структурно ложе Тихого океана сильно отличается от ложа других океанов, поскольку строение его очень неоднородно; было сделано заключение о разной истории развития крупных частей океана. Наиболее сложным строением обладает Северо-Западная область, соседствующая с главной областью развития островных дуг. Ее возникновение связывалось с возможным влиянием вращения Земли. Приводились аргументы в пользу значительных тектонических преобразований земной коры в ходе структурной эволюции ложа Тихого океана.

Далее перейдем к обобщающим работам по океанской тектонике, относящимся к этому периоду. Первая сводка такого рода, опубликованная в трудах ГИН, — книга Н. П. Хераскова «Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры» [1963]. Она вышла в такое время, когда представления о громадных горизонтальных перемещениях после их относительно кратковременной популярности (слова Н. П. Хераскова) поддерживались лишь ограниченным кругом геологов. Не разделял их и автор книги. Свое тектоническое мировоззрение он формулировал следующим образом: «Большинство геологов и геофизиков... считают, что в ходе геосинклинального процесса кора океанического строения может превратиться в кору с континентальным строением. Эти взгляды представляются весьма вероятными и могут быть использованы при анализе структуры земной коры» (там же, с. 72).

¹ Впоследствии автор отказался от применения понятия «океаническая платформа».

При этом он ссылается, в частности, на работу Р. Г. Гарецкого и А. Л. Яншина [1960], доказавших присутствие в составе геосинклинальных серий типичных глубоководных отложений. В то же время Н. П. Херасков принимал, что значительные океанические площади (но не все) возникли в результате опускания (океанизации) континентальных площадей. В предложенной им общей классификации структур океанической коры выделялись три типа: 1) стабильные области; 2) новообразованные мобильные пояса (полинезийского типа), возникшие в результате орогенеза в пределах стабильных областей; 3) реликтовые мобильные пояса (индийского типа) — орогенные образования, возникшие на погружившихся байкальской, каледонской, герцинской и мезозойской складчатостях и унаследовавшие их структурные направления. Если первая часть из приведенных положений, касающаяся превращения океанической коры в континентальную через геосинклинальный процесс, впоследствии получила бурное развитие, то вторая их часть, относящаяся к океанизации и соответствующей этому типизации структур, сторонников в тектонической школе Геологического института не нашла. Она оказалась слишком умозрительной, лишенной фактической основы.

В этом смысле выделяется уже цитированная выше работа А. Л. Яншина и Г. Б. Удинцева [Тектоника Евразии, 1966], в которой дана весьма рациональная классификация структурных форм океанической коры. В той или иной мере ими были охарактеризованы тектонические черты всех океанов Земли, и если возраст Тихого океана определялся как докембрийский, то другие океаны рассматривались как молодые. Аналогично Н. П. Хераскову, они считали, что все океаны образовались в результате погружения материковых структур. Что касается Атлантики, Северного Ледовитого океана и запада Индийского океана, то их образование связывалось главным образом с концом мезозоя; восточная часть Индийского океана рассматривалась как палеозойская. Я привожу эти заключения, чтобы систематически осветить развитие в ГИН представлений относительно возраста и происхождения океанов. Ниже будет показано, что единых взглядов по этому поводу не сформировалось до сих пор.

Конец 60-х годов отмечен появлением публикаций, глубоко разрабатывающих вопрос о развитии геосинклиналей на океаническом субстрате. Конкретные результаты этих исследований оказались столь значительными, что, по существу, от них начинается развитие нового направления в учении о геосинклиналях. Н. А. Богданов [1969] опубликовал работу о талассогеосинклиналях, распространенных по периферии Тихого океана и представляющих собой геосинклинальные прогибы, образовавшиеся на симатической коре и сходные с современными океаническими желобами. Они сложены кремнисто-граувакковыми толщами, включающими тела ультрабазитов. Четко выраженный «гранитный» слой в них отсутствует. В поздние этапы развития кремнисто-граувакковые толщи сменяются флишевыми. Талассогеосинклинали формировались в палеозое и мезозое. Существенными для таких заключений были предшествующие работы Н. А. Богданова [1965, 1966].

Основной фундаментальной работой в этом направлении явилась статья А. В. Пейве [1969]. Изучив структуры, офиолиты и меланж многих зон Альпийско-Гималайского пояса и тихоокеанского обрамления, А. В. Пейве разработал стратиграфическую схему офиолитовых разрезов. В их основании залегают перидотиты, преимущественно гарцбургиты с телами дунитов и хромитов. Породы могут быть серпентинизированы. Выше следуют габброиды, которые сменяются диабазами и спилитами. Затем обычно лежат порфириты с яшмами,

а далее — глубоководные отложения — радиоляриты, кремнисто-глинистые туфогенные сланцы, плитчатые известняки и другие породы. Такой разрез был сопоставлен с разрезом коры современных океанов, что выявило их тождество. Поскольку речь шла о примерах мезозойских эвгеосинклиналей, был сделан вывод, что последние палеогеографически и тектонически представляли собой части Мирового океана. Коль скоро офиолиты участвуют в строении покровно-складчатых горных сооружений, А. В. Пейве отмечал, что только мобилизм в состоянии дать этому явлению естественное объяснение. «Процесс очень большого латерального тектонического течения океанической коры в мезозое, — писал он, — приводящий к наращиванию континентальной коры, нам представляется хорошо доказанным» [Пейве, 1969, с. 21].

Таким образом, строение океанической земной коры оказалось возможным представить на основе изучения соответствующих разрезов в горных странах. С тех пор были проведены значительные исследования в океанах и они дали дополнительные аргументы в пользу предложенной схемы.

Весьма важный тезис заключался в том, что неоднородности глубоких частей океанической коры («фундамента») могут быть связаны либо с зонами разновозрастной складчатости в этой коре, либо с зонами разной степени метаморфизма древних океанических базальтоидов, либо, наконец, с зонами тектонического сгущивания пород вследствие действия горизонтальных сил. Все это открывает путь к углубленному изучению тектонических движений в океанической коре, ибо «трудно себе представить, что докембрийские и палеозойские диастрофизмы охватывали только континентальную кору и не распространялись на древние океаны» (там же, с. 21).

Наконец, нужно упомянуть представление А. В. Пейве, что в глубоких частях коры океанов могут присутствовать маломощные метаморфизованные океанические докембрийские и палеозойские осадочные образования.

Вокруг этих идей в ГИН сформировалась новая научная школа, которая развернула широкие исследования по изучению океанической коры геологического прошлого. К этой школе вскоре примкнул ряд геологов из других научных и производственно-геологических учреждений страны. Все это по времени совпало с бурным развитием гипотезы тектоники плит, прежде всего в США, а также и в других странах. В данном случае хотелось бы подчеркнуть традиционную самостоятельность развития отечественной тектоники, ищущей в историческом методе и вещественно-структурном подходе путь к пониманию сложнейших процессов тектогенеза.

К этому времени относится и публикация М. С. Маркова [1970], в которой, как и более ранней [Марков, Соловьева, Чехович, 1967], развито представление, что островные дуги возникают на коре океанического типа и имеют в основании симатический фундамент, сложенный амфиболитами, меланократовыми гнейсами, габброидами и ультрабазитами. Этот фундамент и перекрывающие его океанические осадки отвечают догеосинклинальной стадии развития земной коры, а комплексы островных дуг и глубоководных желобов — геосинклинальной. М. С. Марков сделал заключение, что процесс развития островных дуг приводит к образованию «гранитного» слоя земной коры. Тем самым было поддержано общее теоретическое положение, что геосинклинальный процесс есть механизм преобразования океанической коры в континентальную, на что в 1968 г. специальное внимание обращал Н. А. Штрейс.

Сложнейшая проблема возраста и происхождения океанов обсуждалась в 1969 г. на специальном широком научном совещании, созванном Московским обществом испытателей природы, где ряд докладов был прочитан учеными

ГИН [История Мирового океана, 1971]. М. В. Муратов [1957], как прежде, поддерживал представление о двух типах океанических впадин — тихоокеанском и атлантическом, различающихся по характеру рельефа, особенностям тектоники и времени образования. Тихий океан — древний, а океаны атлантического типа — молодые, «наложенные». В идейном отношении автор выступал как приверженец фиксизма. Новая мысль была внесена им в понимание материкового склона, который определялся как зона выклинивания «гранитного» слоя или резкого уменьшения его толщины «с полным выклиниванием иногда сразу за контуром материкового уступа и в пределах дна океанов» [Муратов, 1957, с. 11].

Происхождение океанов с позиций мобилизма разобрал П. Н. Кропоткин [1971]. Он заключил, что Атлантический и Индийский океаны, а также западная часть Северного Ледовитого образовались в течение мезозоя и кайнозоя в связи с разрывом и раздвижением различных частей палеозойских материков Лавразии и Гондваны. Гипотезу океанизации, или базификации, П. Н. Кропоткин отвергал как не соответствующую принципам изостазии и физико-химическим условиям фазовых превращений силикатов. В отношении Тихого океана делался вывод (в согласии с представлениями тектоники плит), что кора в нем разновозрастная. Наиболее молодая кора присуща Восточно-Тихоокеанскому поднятию, являющемуся областью растяжения. В центральной и северо-западных частях океана кора более древняя, вероятно палеозойская. Вообще океаны понимались П. Н. Кропоткиным как глобальные структуры растяжения в противовес материкам — глобальным структурам сжатия. Механизм тектогенеза Земли представлялся следующим образом: раздвижение материков и формирование новой базальтовой коры в областях молодых океанов компенсировалось сокращением площади Альпийского и Тихоокеанского складчатых поясов и надвиганием островных дуг и материков на дно Тихого океана и мезозойского океана Тетиса. Такого рода механизм в дальнейшем был воспринят некоторыми геологами [Руженцев, 1976].

Наконец, на том же совещании рассматривалась проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления [Пушаровский, 1971]. Анализ структурной зональности на периферии Тихого океана привел к заключению о большой его древности. Вообще существование океана может быть обусловлено изначально неоднородным строением верхних оболочек Земли, отвечающих по крайней мере тектоносфере, о чем автор писал раньше [Пушаровский, 1967]. Кроме этой идеи, обосновывался тезис об отсутствии единого механизма образования вторичных впадин краевых морей, что получило поддержку в ряде новых работ.

Сопоставление приводимых здесь точек зрения о происхождении океанов показало их большое различие, что вполне соответствует тому положению, которое было и, в сущности, сохраняется поныне в мировой тектонике по этой сложной проблеме.

РАБОТЫ 70-х ГОДОВ

Работы последнего десятилетия освещаются кратко, поскольку они будут цитироваться в последующих разделах. В целом они имеют преемственный характер от исследований предыдущего десятилетия.

В отношении изучения типов тектонических структур океанского ложа и его структурного районирования было опубликовано несколько работ. Их ряд

начинается с Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000 [1970]. Она охватывает почти половину земного шара и дает четкое разделение структур океанского ложа, современного геосинклинального пояса, состоящего из большого комплекса структурных образований краевых морей, лежащих в них островов, островных дуг и глубоководных желобов, а также структурных зон континентальных окраин. В пределах каждой из этих основных областей отражены главные особенности их структуры и истории развития, поскольку достаточно крупный масштаб карты создал для этого благоприятные возможности. Карта получила широкую известность и до сих пор продолжает оставаться единственной работой такого рода в мире. Ее составление позволило рассмотреть принципы тектонического районирования океанов вообще [Пушаровский, 1971, 1972б]. Подчеркивалось, что по возрасту различны не только океаны, но и их части. Главными структурными областями океанского ложа являются океанические подвижные пояса (системы срединно-океанических хребтов) и области, лежащие за их пределами с достаточно сложным и разнообразным строением. Эти области названы талассогенами. В последних имеются многочисленные признаки вертикальных и горизонтальных движений участков океанического дна, и в связи с этим, а также учитывая их структурный план и форму, было предложено отказаться от термина «талассократон», чтобы не было аналогии с материковыми кратонами, ничего общего с ними не имеющими и не отвечающими сущности термина.

Что касается подвижных океанических поясов, то они по строению так же неоднородны, как и талассогены. Они включают не только поднятия разных типов, но и окраинные рифты (Аденский залив и т. п.) и расселины на океанском дне типа плато Альбатрос. Таким образом, структурно-морфологический подход к тектоническому районированию океанов утверждается как важнейший в данное время.

Результаты тектонических исследований в Тихоокеанской области были обобщены в специальной монографии [Пушаровский, 1972а], где подробно развивалась идея о тектонической асимметрии Земли и об отражении впадиной Тихого океана ее первичной неоднородности.

Выполнено было также исследование по тектонике восточной половины Индийского океана [Пушаровский, Безруков, 1973]. На основе анализа данных глубоководного бурения и результатов геолого-геофизического изучения, проведенного во время 54-го рейса «Витязя», установлена значительная тектоническая подвижность океанского дна. В позднем мезозое и кайнозое здесь воздымались, опускались и кололись крупные линейные горстовидные поднятия, формировались в условиях растяжения земной коры глубоководные впадины, образовывались отторженцы континентальной коры, возникали глубокие приразломные щелевидные прогибы и гребневидные поднятия. Принципиальное значение для понимания тектонических движений в пределах океанского ложа имеет вывод о двух разных тектонических планах развития структур океанского дна с их сменой в позднем кайнозое.

Необходимо остановиться также на классификации океанических окраин. В дополнение к классификации Э. Зюсса, обособившего атлантический и тихоокеанский типы окраин, было предложено [Пушаровский, 1972в] выделять три основные их разновидности: а) обрыв материковым склоном древних платформ (южное полушарие); б) материковый склон в общем параллелен прибрежным складчатым сооружениям (Северная Атлантика, запад Северной и Южной Америки); в) зоны распространения островных дуг (преимущественно Азия). Такая классификация позволяет более дифференцированно подойти к текто-

нической истории разных частей океанского ложа, а также открывает новые горизонты для геодинамических исследований.

В 1975 г. М. В. Муратов опубликовал свое третье обобщение по тектонике океанов. В книге значительно полнее, чем прежде, охарактеризованы типы тектонических структур океанского дна и приведено описание основных черт тектоники всех океанов. Особая глава посвящена происхождению впадин океанов. В этом вопросе взгляды автора несколько изменились. Он писал: «Подмеченное Вегенером сходство береговых линий по сторонам Атлантического океана не только подтвердилось, но и уточнилось» [Муратов, 1975, с. 161]; «в какой-то части» для объяснения образования вторичных океанических впадин он принял гипотезу спрединга.

Большое внимание в последние годы уделялось углубленным исследованиям строения океанической коры, ее второго и третьего слоев. Они проводились по офиолитовой проблематике в рамках Международной программы геологической корреляции. Самой характерной чертой этих исследований явился геологический подход к изучению геофизических слоев земной коры. Сравнение офиолитовых серий континентов и океанов позволило с большой определенностью и полнотой представить строение коры под океанами, что имеет важнейшее значение для исследования происходящих в ней тектонических процессов. Удалось значительно конкретизировать сущность океанической стадии развития земной коры, выделить переходную стадию в этом процессе, отвечающую обычно длительному периоду развития структурных комплексов островных дуг, и, наконец, раскрыть новые черты в собственно континентальной стадии развития коры. Сюда относятся работы А. В. Пейве и его же с соавторами [Пейве, 1975; Пейве, Штрейс и др., 1971, 1976], монография М. С. Маркова [1975] и ряд других работ. Следствием этих исследований явилось рождение нового принципа составления тектонических карт, согласно которому тектоническое районирование земной поверхности производится в соответствии с временем формирования континентальной земной коры. На основе этого принципа в Геологическом институте составлена Тектоническая карта Северной Евразии в масштабе 1 : 5 000 000 [Пейве и др., 1976], а также (совместно с Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР) Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей в масштабе 1 : 2 500 000 [Марков и др., 1979]. На обеих картах в новом свете дана трактовка тектоники соответствующих акваторий.

Изучение строения океанической коры с использованием геофизических данных и особенно материалов глубоководного бурения позволило специально и разносторонне подойти к проблеме тектонических движений в океанах. А. В. Пейве обратил внимание на деформации и региональный метаморфизм пород «базальтового» (третьего) слоя земной коры в океанах, которые он понимает как результат тангенциального сжатия. В конце концов он выдвинул представление о больших горизонтальных срывах и перемещениях масс на разных уровнях океанической коры и мантии с разнонаправленными относительными движениями — концепция последовательной мобилистская, но резко отличная от концепции тектоники плит, согласно которой движение происходит исключительно по астеносфере. В том же направлении выполнил исследование Н. А. Богданов [1979].

Главным образом на основе обнаружения глубоководным бурением мелководных отложений на больших глубинах в океанах развито представление о сложных деструктивных процессах в океанической коре [Пушаровский, 1978б].

Оригинальные взгляды, касающиеся неоднородностей земной коры Тихого океана и природы разломов его северо-восточной части, опубликовала И. А. Соловьева [1976а, б].

Традиционно развиваются исследования по тектонике приокеанических зон. Их результаты вошли в публикации общего характера, но главным образом они освещались в региональных работах. Н. А. Богданов [1975] описал палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана; это позволило ему заключить, что возникновение геосинклинальных поясов, протягивающихся по периферии океана в южном полушарии, произошло 1350—1200 млн. лет назад, а в северном — 1000—800 млн. лет назад. Он нашел ту же вертикальную последовательность эвгеосинклинальных комплексов, какую А. В. Пейве [1969] отмечал для мезозойских эвгеосинклиналей.

Существенное внимание привлекла тектоника краевых дальневосточных морей. Изучение строения Берингова [Шмидт, 1974, 1978], Охотского [Разницын, 1975] и Японского [Меланхолина, Ковылин, 1976] морей показало, что они имеют разное происхождение. Глубоководные котловины Берингова моря сформировались в результате отделения Алеутской островной дугой части океана с последующим прогибанием днища котловин. Южно-Охотская котловина представляет собой тыловой прогиб, сопряженный с островной дугой. Глубоководная котловина Японского моря является новообразованной, возникшей в конце палеогена вследствие деструкции зрелой континентальной коры [Пушаровский и др., 1977]. Все это вместе взятое дает представление о конкретных сложностях развития крупного сектора геосинклинального пояса, которое в конце концов может привести к приращению континентального блока. Особые черты развития свойственны Филиппинскому морю, в изучение тектоники которого большой вклад внесла международная экспедиция 17-го рейса «Дмитрия Менделеева», проведенная под руководством А. В. Пейве. Обосновано представление о присутствии здесь механизма спрединга. Охарактеризована также тектоника Карибского моря [Пушаровский, 1979], на примере которого показано, что динамика межматериковых морей имеет существенные особенности и определяется тектоническим взаимодействием участка океанической коры и двух движущихся континентов.

Все упомянутые данные подтверждают представление [Пушаровский, Яншин, 1974] о том, что геосинклинальный процесс протекает сложным путем, с постоянным перемещением тектоносферных масс в различных направлениях, а следовательно, и со сложными изменениями в структуре земной коры. При этом создание континентальной коры может прерываться крупными деструктивными явлениями.

В связи с тем, что приокеанические зоны представляют исключительно важные области с точки зрения нефтегазоносности, тектонические исследования этого направления также привлекают к себе внимание [Пушаровский, 1964в, 1965б, 1975, 1976б]. Сравнительное изучение шельфовых, островных и прибрежных зон всех секторов Тихоокеанского кольца позволило с новых позиций подойти к оценке нефтегазоносности дальневосточных окраин СССР: Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья. В отношении Сахалина предложена принципиально новая схема его строения с обоснованием необходимости поисков месторождений в Татарском проливе и на островном шельфе. Выяснено, что особое значение в Тихоокеанском кольце в смысле нефти и газа принадлежит глубоким многогеосинклинальным прогибам, выполненным в верхах разреза мощными толщами неогеновых отложений. Такие прогибы выявлены во всех секторах кольца и, в частности, в регионах Берингова и Охотского морей

[Меланхолина, 1973]. Обращено внимание на важность проведения в них, как на суше, так и под водой, поисковых работ.

В более широком плане установлено, что в соответствии с тремя главными тектоническими типами разграничения континентов и океанов: а) зоны, представленные структурным комплексом островных дуг; б) зоны конформных складчатых поясов; в) зоны соприкосновения древних платформ и океанического ложа — условия нефтегазоносности в разных частях приокеанических зон существенно различны. В группе «а» залежи нефти и газа могут быть приурочены к глубоководным котловинам и желобам, прогибам, осложняющим структуру островных гряд, а также к внутренним массивам, обычно лежащим почти целиком ниже уровня моря. Как оказалось, нефть и газ сопутствуют довольно ранним стадиям геосинклиального процесса. В группах «б» и «в» нефтегазоносные бассейны шельфа связаны с продолжающимися сюда структурами соответственно складчатых поясов и платформ.

Итоги изучения, с одной стороны, и многие новые научные идеи в отношении тектоники океанов и морей — с другой, обусловили необходимость пересмотра устоявшихся представлений о шельфах и материковых склонах. Это было выполнено на примере шельфовых зон восточноарктических и дальневосточных морей [Марков и др., 1978]. Среди шельфовых областей необходимо различать две главные группы: а) пассивные шельфы, обладающие плитной структурой, основание которой представлено сформированной (зрелой) континентальной корой, и б) подвижные шельфы, находящиеся в зонах с формирующейся в настоящее время корой континентального типа, обладающие контрастными структурными формами. В качестве примеров пассивных шельфов описаны восточноарктические; к категории подвижных относится значительная часть дальневосточных шельфов. Вообще шельфами следует называть окраины океанического или морского дна, ограниченные с внешней стороны материковыми склонами или бортами глубоководных впадин морей. Обе группы шельфов различаются не только по структурным свойствам, но и по формациям: в одном случае они сходны с формациями платформенных чехлов, в другом — с геосинклинальными (граувакковые, флишевые, турбидитные и др.). Отсюда и подход к прогнозу в них полезных ископаемых должен быть дифференцированным. Шельфы разнятся также по характеру строения и мощности земной коры.

Термином «материковый склон», строго говоря, следует обозначать лишь уступ, отделяющий материк от океана. Борты глубоководных впадин окраинных или внутренних морей, с тектонической точки зрения (да и с геоморфологической), не принадлежат материковым склонам. Однако и в том, и в другом случае в зоне уступа происходит утонение и выклинивание или обрыв гранитно-метаморфического слоя материковой коры.

Можно видеть, что за последние два десятилетия тектонические исследования океанов в Геологическом институте стали занимать значительное место. В настоящее время работы ведутся по целому ряду важных направлений в этой области. В поле зрения находятся такие проблемы, как строение океанической земной коры, тектонические движения в океанах, структурно-морфологическое районирование океанского дна, происхождение и развитие сложных структурных комплексов островных дуг, тектоника приокеанических зон вообще и, наконец, строение, происхождение и развитие шельфов. Начинаются исследования по изучению тектоники осадочного слоя в океанах и морях.

Выполненные исследования в сочетании с тектоническим изучением континентальных областей безусловно существенно подняли общий уровень теоретических и региональных тектонических работ в институте. В свете новых идей, рожденных таким сочетанием, процесс формирования континентальной земной коры стал пониматься в ином виде, чем прежде, что повлекло за собой необходимость пересмотра представлений о структуре и истории развития, по существу, всех складчатых областей СССР. Естественно, что это повлияет и на прогноз полезных ископаемых. Как это обычно бывает, новые разработки и теоретические взгляды выдвигают новые проблемы, притом часто еще более сложные, на пути к познанию механизма тектогенеза Земли. Совершенно ясно, что ни одна из моделей, предложенных до настоящего времени, в этом смысле не может считаться универсальной.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ОКЕАНАМИ

В последний период в связи с глубоководным бурением, драгированием пород океанского дна и изучением офиолитов представления о строении океанической коры стали существенно полнее, чем это было раньше. Значительность этой проблемы для тектоники чрезвычайно велика, поскольку строение коры (и верхов мантии) проясняет геологическую историю океанов, а также природу тектонических деформаций океанского дна.

ДАННЫЕ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Осадочный слой. Глубоководным бурением с корабля «Гломар Челленджер» во многих местах Мирового океана пройдены отложения первого геофизического слоя океанической коры. С тектонической точки зрения, очень важный результат бурения состоит в обнаружении в целом ряде районов ниже глубоководных толщ мелководных известняков, доломитов и обломочных пород, субаэральных вулканитов и даже лигнитов. Иногда мелководные отложения находятся внутри глубоководного разреза. Новейшие исследования [Боголюбова, Тимофеев, 1978] убедительно показали, что такого рода отложениями являются, в частности, толщи так называемых черных сланцев, вскрытые во многих скважинах в Атлантике. В ряде мест Мирового океана установлены обширные районы, где разрез осадочного слоя океанической коры на разных уровнях содержит под глубоководными отложениями заведомо менее глубоководные. К числу последних относятся, например, соли, присутствующие в ряде разрезов Атлантического океана (если эти соли вообще можно считать относительно глубоководными). В Индийском океане район развития мелководных отложений ниже глубоководных занимает его восточную часть [Пущаровский, Безруков, 1973; Крашенинников, 1977]. Такие факты позволяют судить о тектонических движениях в океанах. Но они заслуживают специального внимания также с точки зрения изучения осадочных океанических формаций. Поскольку выяснено, что выше второго слоя океанической коры могут лежать отнюдь не глубоководные, а местами даже мелководные отложения, то можно думать, что такие соотношения будут обнаружены и в офиолитовых сериях складчатых областей континентов.

Глубоководное бурение показало, что осадочные океанические формации, как глубоководные, так и все прочие, характеризуются малыми мощностями. В разрезах много перерывов, притом часто очень значительных, измеряемых

десятками миллионов лет. Наиболее правдоподобное объяснение таких явлений — разрушительное действие глубоководных течений, изменение направления которых в большой степени обусловлено тектоническим фактором. Суммарная мощность даже наиболее полных разрезов осадочного слоя океанов, охватывающих меловые и кайнозойские отложения, редко превышает 1000—1200 м. Этот факт резко подчеркивает специфику океанических формаций и вообще океанической стадии развития земной коры. Там, где кончается эта специфика, начинается эвгеосинклинальное развитие, его ранняя стадия, которой свойственны параокеанические формации в отличие от ортоокеанических, свойственных открытому океану [Марков и др., 1979]. Например, по данным глубоководного бурения кремнистые пачки в океанском разрезе по мощности не превышают десятков метров. В то же время в приокеанических эвгеосинклинальных зонах, образованных на океанической коре (мезозой, отчасти палеозой Кокшаровской зоны Южного Сихотэ-Алиня [Мазарович, 1978]; ватинская свита (верхний мел) Олюторской зоны Корякского нагорья (устное сообщение Н. А. Богданова), мощность кремнистых толщ много сотен метров.

Необходимо согласиться с Н. А. Штрейсом, который еще в 60-х годах писал, что наряду с платформенными, орогенными и геосинклинальными классами геологических формаций необходимо выделять еще один класс слоистых формаций — океанический. Систематику и классификацию океанических формаций «следует разрабатывать на современных океанических отложениях и океанических бассейнов прошлого. При этом исключительный интерес представляет изучение соотношений между океаническими формациями и формациями начальных стадий геосинклинального развития. Решение этого, заведомо сложного вопроса даст ключ к пониманию возникновения геосинклиналей и во многом по-новому раскроет закономерности строения и развития структуры земной коры» [Штрейс, 1967, с. 8].

Представляется, что выделение ортоокеанических и параокеанических формационных групп — определенный шаг в решении этого вопроса.

Очень важные данные принесло глубоководное бурение в отношении датирования возраста базальных горизонтов осадочного слоя океанской коры. В разных местах Мирового океана этот возраст оказался неодинаковым. Определенно установлено, что в зонах срединно-океанических хребтов базальные горизонты осадочного слоя наиболее молодые, позднекайнозойские. Это означает, что срединные хребты представляют собой зоны развития наиболее молодого вулканизма в океанах, поскольку под осадками лежат базальты. За пределами срединных хребтов, в талассогенах возраст базальных слоев, как правило, древнее. На больших площадях океанского дна, в глубоких котловинах — это различные ярусы мела, иногда самые верхние горизонты юры, как, вероятно, в районе поднятия Шатского в Тихом океане. Однако на крупных вулканических, сводово- или глыбово-вулканических поднятиях этот возраст нередко палеогеновый. Если говорить о Тихом океане, то в первом приближении можно считать, что группа поднятий, простирающихся от Императорского хребта к островам Туамоту, имеет палеогеновый базальтовый доколь, а более западные островные группы (Маршалловы, Восточно-Каролинские острова), как и поднятие Маркус, — позднемеловой—палеогеновый. Неогеновый и четвертичный возраст встречается как исключение (юг Гавайского хребта, район Канарских островов и некоторые другие районы).

В Индийском океане позднемеловой—палеогеновый и палеоценовый возраст (57 млн. лет) имеют базальные слои соответственно на глыбово-вулканических хребтах Восточно-Индоканском и Чагос-Лаккадивском.

Крупные котловины разбурены еще недостаточно, но имеющиеся данные показывают, что нижние части их разреза обычно древнее нижних слоев поднятий.

Широко известны геологические схемы дна Тихого и Индийского океанов, опубликованные Б. Хизеном и М. Гарп, на которых показано закономерное удревание пород первого слоя в стороны от срединных хребтов. Но пока еще мы не можем сказать, что такие представления повсюду подтверждаются данными глубоководного бурения. Наоборот, из того, что известно, видна значительно более сложная картина. В отношении Индийского океана на это было обращено внимание еще несколько лет тому назад [Пушаровский, Безруков, 1973].

Второй слой океанической коры. Базальты, подстилающие осадочный слой земной коры в океанах и являющиеся кровлей акустического фундамента, были вскрыты большим числом глубоководных скважин, однако мощность пройденных разрезов невелика. В Тихом океане максимальная их мощность 387,5 м (скв. 433 на подводной горе Суйко в Императорском хребте); в Индийском океане (скв. 238 на Аравийско-Индийском хребте) — 80,5 м; в Атлантике (скв. 395 к югу от Азорских островов) — 553 и (скв. 417 в районе южного окончания Бермудского поднятия) 365,5 м. В разрезах установлены подушечные лавы, потоки шаровых лав и тела типа силлов.

Бурение к югу от Бермудского поднятия [Русинов, 1978] проводилось на глубинах океана 5468 и 5482 м. В скв. 417А базальты залегают под глубоководными глинами верхнего мела, а в скв. 417D ниже этих глин лежат черные глины, богатые сульфидами и органическим веществом, с прослойкой известковистых илов нижнемелового возраста; базальты залегают под ними. Таким образом, это достаточно древние вулканические образования. Ряд признаков указывает, что ранее вулканические породы находились в мелководных условиях. Разрез образован шаровыми лавами, силами долеритов, лавобрекчиями; все породы сильно изменены, особенно в верхних частях разреза. Подчеркивается, что изменения произошли в уже затвердевшей породе, после формирования вулканической толщи.

Н. Н. Перцев [1978] отмечает, что пробуренная часть второго слоя представлена типичными океаническими базальтами (оливиновыми толеитами). Сложное строение вулканитов он объясняет влиянием трех причин: неровностями палеорельефа, наличием большого числа вулканических очагов и тектоническими процессами. Весьма интересно заключение (палеомагнитные данные), что почти 400-метровая толща океанических базальтов образовалась меньше, чем за 250 тыс. лет, причем возраст магнитной аномалии оценивается в 109 млн. лет.

В Аравийско-Индийском хребте второй слой также представлен толеитами, сильно измененными и обычно стекловатыми, образующими потоки. Они перекрываются океаническими отложениями олигоцена («Geotimes», 1972, № 9).

Бурение на Императорском хребте, представляющем сводово-вулканическое поднятие, выявило в разрезе 90 отдельных лавовых потоков («Geotimes», 1978, № 2). Состав базальтов изменяется (сверху вниз) от щелочных к толеитовым, слагающим основную часть разреза. В нижней части скважины обнаружен прослой брекчии, состоящей из песчаников. Над базальтами залегают отложения первого слоя мощностью 163 м, причем в нижних слоях (палеоцен) имеются признаки мелководности. Современная глубина дна 1874 м. В других буровых скважинах мощность пройденных базальтов в Тихом океане в несколько раз меньше. Обычно выделяются лавовые потоки мощностью 1,5—2 м; часто встречаются сильно измененные базальты.

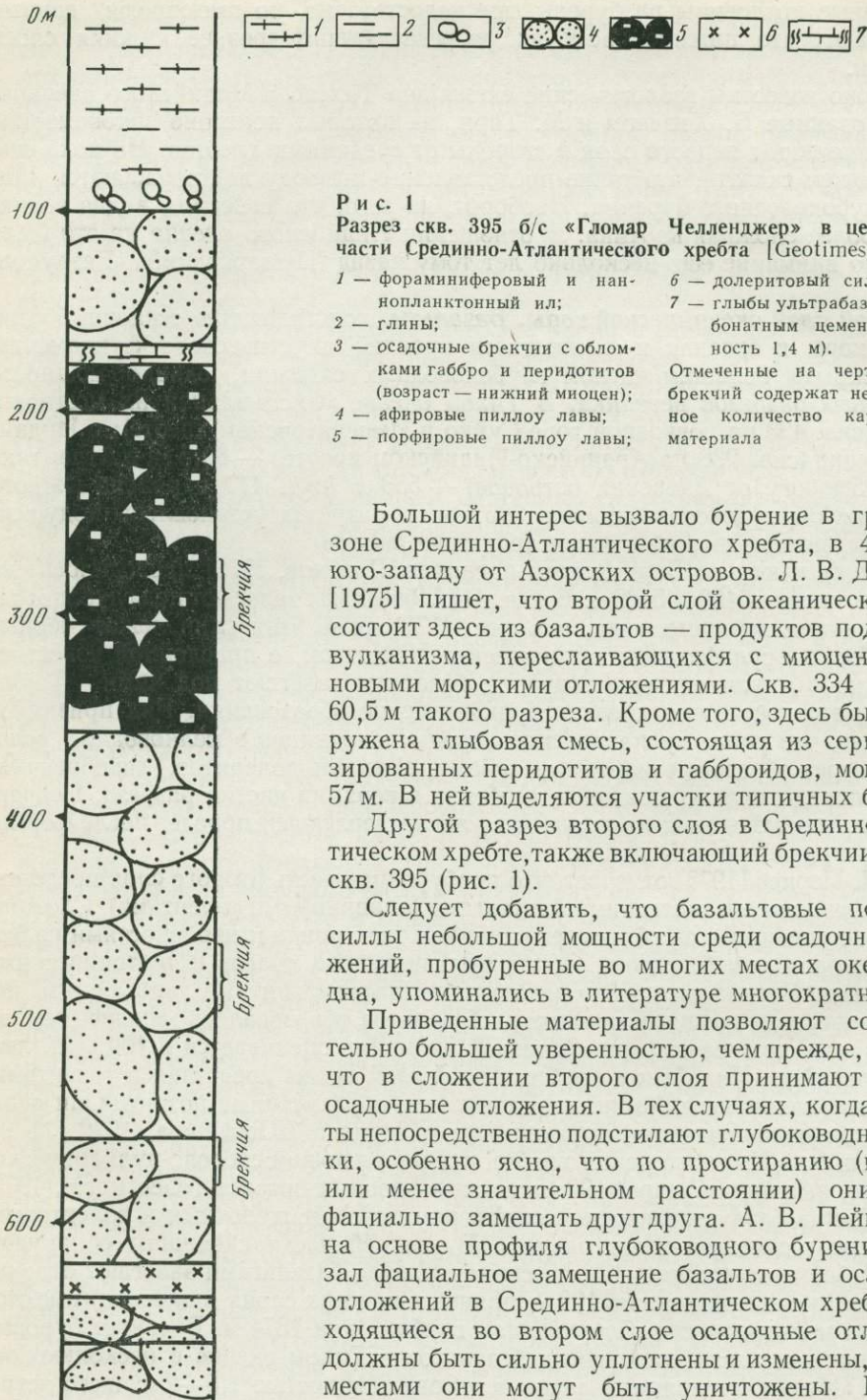


Рис. 1
 Разрез скв. 395 б/с «Гломар Челленджер» в центральной части Срединно-Атлантического хребта [Geotimes, 1976]

- | | |
|---|--|
| 1 — фораминиферовый и нанопланктонный ил; | 6 — долеритовый силл; |
| 2 — глины; | 7 — глыбы ультрабазитов с карбонатным цементом (мощность 1,4 м). |
| 3 — осадочные брекчии с обломками габбро и перидотитов (возраст — нижний миоцен); | Отмеченные на чертеже зоны брекчий содержат незначительное количество карбонатного материала |
| 4 — афировые пиллоу лавы; | |
| 5 — порфиновые пиллоу лавы; | |

Большой интерес вызвало бурение в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта, в 400 км к юго-западу от Азорских островов. Л. В. Дмитриев [1975] пишет, что второй слой океанической коры состоит здесь из базальтов — продуктов подводного вулканизма, переслаивающихся с миоцен-плиоценовыми морскими отложениями. Скв. 334 вскрыла 60,5 м такого разреза. Кроме того, здесь была обнаружена глыбовая смесь, состоящая из серпентинизированных перидотитов и габброидов, мощностью 57 м. В ней выделяются участки типичных брекчий.

Другой разрез второго слоя в Срединно-Атлантическом хребте, также включающий брекчии, вскрыт скв. 395 (рис. 1).

Следует добавить, что базальтовые потоки и силлы небольшой мощности среди осадочных отложений, пробуренные во многих местах океанского дна, упоминались в литературе многократно.

Приведенные материалы позволяют со значительно большей уверенностью, чем прежде, считать, что в сложении второго слоя принимают участие осадочные отложения. В тех случаях, когда базальты непосредственно подстилают глубоководные осадки, особенно ясно, что по простирацию (на более или менее значительном расстоянии) они будут фациально замещать друг друга. А. В. Пейве [1975] на основе профиля глубоководного бурения показал фациальное замещение базальтов и осадочных отложений в Срединно-Атлантическом хребте. Находящиеся во втором слое осадочные отложения должны быть сильно уплотнены и изменены, причем местами они могут быть уничтожены. Бурение

показывает, что скорости накопления осадков очень малы — несколько миллиметров в 1000 лет, но скорости формирования базальтовых толщ (если верны приведенные выше данные) исключительно велики, на три порядка выше. Отсюда естественно, что базальты — главная составная часть второго слоя. Открытым остается огромной важности вопрос: каков возраст самых древних частей второго слоя? Исходя из общих предпосылок, в Тихом океане он должен быть наиболее древним. Новые открытия в этом плане повлекут и новые представления о механизме образования и преобразования океанической коры.

Очень важно обнаружение глубоководным бурением брекчий (и глыбовых брекчий) в океанической коре, образование которых часто вызвано тектоническими движениями.

ДАННЫЕ ДРАГИРОВАНИЯ

Особенный интерес представляют драгированные породы, которые характеризуют третий («базальтовый») слой океанической коры, или верхнюю мантию. Как известно, других способов получить соответствующие породы из современных океанов пока нет.

Очень важные материалы дало драгирование желобов Яп и Марианского, разломной зоны Элтанг, пересекающей Восточно-Тихоокеанское поднятие в его южной части, разломных структур, лежащих к востоку от Восточно-Индоканского поднятия (Хребет 90°), и, наконец, целого ряда разломных зон, секущих Срединно-Атлантической хребет.

Вкратце приведем основные данные.

В результате успешно проведенных 22 драгировок в желобах Яп и Марианском 17-й экспедицией нис «Дмитрий Менделеев» [Богданов, 1977; Dietrich et al., 1978] с глубин свыше 600 м было получено большое количество обломков пород океанической коры. Драгирование на северном продолжении желоба Яп установило, что в основании разреза земной коры здесь залегают тектонизированные лерцолиты и серпентиниты, выше которых лежат неизменные габброиды, диабазы и толеитовые базальты. В самом желобе, на широте о. Яп, среди ультраосновных (также тектонизированных) пород преобладают серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты и дуниты. Здесь же встречены амфиболиты, а выше них — габбро и диабазы.

Интересно сопоставление с породами, слагающими о. Яп. Породы здесь необычные для островных дуг. В основном они представлены метаморфическими образованиями в фации зеленых сланцев, а также амфиболитовой, причем первично это были ультраосновные породы [Hawkins, Batiza, 1977]. Все авторы считают, что это пластина океанической коры и верхней мантии, выдвинутая вследствие обдукции со стороны краевого моря в позднем кайнозое. Надвиг доказывается присутствием тектонических брекчий, включающих основные, ультраосновные и другие породы, в том числе осадочные, а также пачек, сходных с меланжем францисканской формации. Кроме того, в восточном направлении увеличивается степень метаморфизма пород. Выше метаморфического комплекса на о. Яп лежат тектониты и миоценовые осадочные породы (конгломераты и переслаивающиеся песчаники и алевролиты), а затем — агломераты, состоящие преимущественно из известково-щелочных пород и включающие обломки метаморфитов. Поэтому образование аллохтона произошло здесь до начала формирования островной дуги, т. е. еще в океаническую стадию [Ofioliti..., 1977]. Однако об этом будет идти речь в следующем разделе.

Драгирование в Марианском желобе также вскрыло глубинные породы океанической коры и верхней мантии. С глубины 8400—8100 м были подняты серпентинизированные и частично милонитизированные перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты, деформированные серпентиниты), троктолиты, габбро, брекчированные и милонитизированные габбро, базальты и флишеподобные породы [Богданов, 1977; Dietrich et al., 1978]. Интересно, что эти породы были подняты с приостровного склона желоба. Другая драгировка произведена выше по склону (глубина дна 5500—5400 м). Здесь ультраосновные породы отсутствуют; были подняты пиллоу-базальты и слабо метаморфизованные актинолит-хлорит-альбитовые долериты.

Как и в случае желоба Яп, в разрезе представлены породы третьего и второго слоев океанической коры. В отношении тектонического положения нижнего комплекса допускается два решения [Dietrich et al., 1978]. Одно из них — это породы основания Марианской островной дуги; другое — это чешуя тихоокеанской литосферы. Н. А. Богданов [1977] подчеркнул, что разрез вскрытого третьего слоя типичен для офиолитовой ассоциации; он считает, что мощная зона тектонитов, находящаяся в нижней части разреза, возникла в результате тектонического скучивания океанической коры под островной дугой.

Драгировка океанического склона Марианского желоба (глубина дна 5600—5400 м) принесла породы, слагающие нижнюю часть крупного гайота, которые оказались петрохимически сходными с толеитовыми и щелочными базальтами островов Вознесения, Галапагосских и некоторых др. В южном пересечении желоба подняты подушечные толеитовые базальты, диабазы и габбро-нориты. Можно сравнить эти породы с теми, которые были подняты при драгировании океанического склона Курило-Камчатского глубоководного желоба и краевого вала Зенкевича [Васильев и др., 1978]. Под пелагическими отложениями здесь обнаружены крупные глыбы базальтов с шаровой отдельностью, сильно трещиноватых, брекчированных и часто существенно измененных. Преобладают палеотипные афировые разности с трахидолеритовой структурой. Породы принадлежат к щелочному оливин-базальтовому типу. В небольшом количестве были подняты туфы и туфопесчаники, состоящие из обломков базальтоидов (прослой среди базальтов). Найдены габброиды и обломки целого ряда экзотических пород (ледовый разнос). Описанные базальты принадлежат второму слою, мощность которого здесь достигает, может быть, 4 км.

Известно, что породы второго и третьего слоев были драгированы в желобах Тонга [Fisher, Engel, 1969], Пуэрто-Рико [Bowin et al., 1966] и в некоторых др.

Принципиально иные структурные условия драгирования были в разломной зоне Элтанин, на южном окончании Восточно-Тихоокеанского поднятия. Однако разрез океанической коры здесь оказался похожим [Непрочнов, 1978; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978]. Нужно заметить, что это также уникальная по своему значению работа. Конкретно драгировался разлом Хизена. С глубин 4050—3900 м подняты обломки перидотитов и немного других пород, в том числе гранулитов. Преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, встречаются обломки лерцолитов. С глубин 3600—2300 м извлечены обломки габбро. Верхнюю часть разреза (1000—662 м) представляют долериты и базальты, сменяющиеся известняками.

Особенность этого драгирования заключается в том, что ниже перидотитов, на глубинах 5640—5040 м обнаружены метаморфические сланцы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Они образовались, вероятно (как думают ци-

тируемые авторы), при региональном метаморфизме туфогенно-осадочных пород и залегают в «фундаменте» всей серии.

Как уже отмечалось, очень интересный материал дало драгирование в восточной части Индийского океана, выполненное в 54-м и 58-м рейсах «Витязя». В районе Западно-Австралийской котловины, прилегающей к Восточно-Индоканскому хребту, в разломных структурах были собраны обломки ультраосновных, основных и метаморфических пород.

За пределами срединно-океанических хребтов и глубоководных желобов подобный набор пород встречается чрезвычайно редко. Драгирование выполнялось на глубинах 4500—6700 м. Г. Л. Кашинцев [1973] описал гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты, оливиновые пироксениты, амфиболиты, габброиды, диориты, а также долериты, толеитовые базальты и небольшое количество андезитов. На основании этих данных он считает, что дифференциация мантийского вещества происходит не только в рифтовых зонах, но и под океаническими плитами. В свете современных взглядов упомянутые породы представляют третий и второй слои океанической коры.

Базальтоиды Восточно-Индоканского хребта имеют специфический характер, переходный между океаническими толеитами и щелочными базальтами островов, причем петрохимические особенности их, как и долеритов, свидетельствуют о субаральной обстановке их излияния [Кашинцев, Рудник, 1975].

Более поздние работы [Кашинцев, Рудник, 1977] выявили в разломных зонах той же области тектонические брекчи и меланж. В обломках обнаружены гранатовые и шпинелевые перидотиты, габбронориты, metabазальты, гранулиты, а в другом месте — ультрабазиты, кварцевые диориты и андезиты. Существенно, что серпентиниты, габброиды и пироксениты были обнаружены во внутриокеаническом желобе Диамантина [Некинпиев, 1970].

Многочисленны драгировки в срединных хребтах Индийского океана. Значительная их часть охарактеризована Р. Л. Фишером и С. Дж. Энгелем [1970]. Большинство базальтовых покровов, по их данным, сложено в основном оливиновыми базальтами с низким содержанием калия (океанические толеиты). Кроме покровов подушечных лав, присутствуют силлы и дайки. В зонах поперечных разломов из «окоп нижней части океанической коры или даже верхней мантии» подняты габбро, лерцолиты и анортозиты. Упомянутые авторы пишут, что «лерцолиты близки к шпинелевым перидотитам», обнажающимся на о. Св. Павла в Атлантике. Драгирование основных и ультраосновных пород проводилось на глубинах 3600—4900 м. Один из основных выводов — что большая часть Центрально-Индийского хребта сверху сложена покровами стекловатых и порфирированных толеитовых базальтов, а в глубоких частях — габбро и анортозитами, подстилаемыми перидотитами (лерцолитами) мантии.

Аналогичная последовательность пород Срединно-Индоканского хребта дана в книге «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана» [1972—1974, т. 1], где сведены данные драгирования 39-го и более ранних рейсов «Витязя». Обращено внимание, что в рифтовых зонах Срединно-Индоканского хребта и в других аналогичных зонах океаническую кору подстилают ультрабазиты, представленные гарцбургитами с подчиненным развитием дунитов и лерцолитов. Более поздние работы дали сходные результаты [Исследования..., 1972—1974, т. 2].

Вряд ли необходимо подробно излагать результаты драгирования в Атлантическом океане, так как в нашей литературе они неоднократно освещались (например, в книгах «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана» [1973]; «Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового

океана» [1972—1974, т. 3]). Одна из последних работ опубликована А. В. Пейве [1975].

Огромное большинство драгировок выполнено в зоне Срединно-Атлантического хребта. Структурные условия драгирования разные. Это поперечные (субширотные) глубокие впадины, поперечные высоко поднятые хребты, наконец, склоны центральной рифтовой долины. Если в первых двух случаях подвергавшиеся драгированию структуры связаны с разломами, то третий случай особый, не имеющий отношения к поперечным разломам. Было поднято большое число образцов гипербазитов, габброидов, базальтов, а также метаморфических пород. Гипербазиты находятся в нижней части разрезов впадин, но в то же время ими обычно сложены горстовидные поднятия, сопровождающие поперечные разломные зоны и возникшие в результате вертикальных тектонических движений (зоны Вима, Сан-Паулу, Романш, Асеншен, Атлантис и др.) [Bonatti, 1978]. Породы часто тектонизированы. Габброиды занимают более высокое положение в разрезе. Верхнюю часть слагают базальты (потоки, силлы, дайки). Максимальная степень изменения в метаморфических породах соответствует амфиболитовой фации. Метаморфические породы (метагаббро, metabазальты) также встречаются не только в зонах разломов, но и в центральной рифтовой долине, причем уровни их развития могут быть разными.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В свете данных глубоководного бурения и драгирования вырисовываются существенные черты строения океанической земной коры.

Первый слой земной коры океанов характеризуется распространением ортоокеанических формаций, противопоставляемых параокеаническим, начинающим формационный ряд эвгеосинклиналей [Марков и др., 1979]. Ортоокеанические осадочные формации могут быть как глубоководными, так и мелководными. И те, и другие относительно маломощные и отличаются по литологическому составу, в зависимости от роли терригенного, хемогенного и биогенного факторов в их образовании. Мелководные формации встречаются в двух тектонически резко различных обстановках: в нижних частях разрезов глубоководных котловин и на различного рода поднятиях (срединно-океанических и др.). Глубоководные формации также находятся в разных структурных условиях. Таким образом, можно говорить о тектоническом контроле в распределении формаций на океанском дне. Особенностью ортоокеанических формаций является то, что их конкретные разновидности могут включать отложения, разделенные стратиграфическими перерывами, иногда очень крупными (десятки миллионов лет).

Из весьма немногих работ, специально посвященных геологическим формациям океанов, упомянем две: П. Л. Безрукова, И. О. Мурдмаа [1971] и Ю. А. Богданова, М. А. Левитана, А. П. Лисицина [1978]. Дальнейшее изучение ортоокеанических формаций, прежде всего на основе данных глубоководного бурения, раскроет чрезвычайно существенные черты в мезозойско-кайнозойской геологической истории тектонических движений в океанах.

Второй слой океанической коры сложен главным образом базальтами. Но в его разрезе присутствуют и тонкие слои осадочных пород. Пачки базальтовых потоков образуются, как правило, очень быстро, а глубоководные осадочные слои, наоборот, чрезвычайно медленно. При формировании разреза тонкие слои осадков могут быть не только изменены, но и уничтожены. Поэтому

действительную историю формирования второго слоя узнать сложно. Однако развитие работ по глубоководному бурению в будущем несомненно принесет важные сведения для решения этого вопроса.

Имеется большое число петрологических и геохимических исследований базальтов второго слоя. С тектонической точки зрения особенный интерес представляет проблема изменения их характера в зависимости от тектонической ситуации. Такое изменение позволяет глубже понять сущность тектономагматических процессов, с одной стороны, и судить о крупных неоднородностях в глубинном строении тектоносферы под океанами — с другой. Есть указания, что базальты глубоких частей срединно-океанических хребтов по своему составу существенно отличны от базальтов вулканических островов и континентов [Engel et al., 1965]. Вообще подчеркивалась специфичность химического состава базальтов глубоководных районов океанского дна. Дж. Канн [1973] писал, что для них «в особенности характерны пониженные содержания K_2O , TiO_2 и P_2O_5 , относительно высокие содержания Al_2O_3 , высокие CaO и резко повышенная величина отношения Na/K » (с. 101). Он отмечал также, что состав базальтов океанского дна изменяется от явно толеитового до щелочного. Геохимические исследования базальтов привели Г. Д. Николлса и М. Р. Ислама [1973] к заключению, что в мантийном веществе, являвшемся источником базальтов, существуют региональные геохимические различия и поэтому в океане должны существовать геохимические провинции, подобно тому, как это имеет место на континентах.

Г. Л. Кашинцев и Г. Б. Рудник [1975] на основе сравнения средних составов толеитовых базальтов различных структурных образований океанов отметили некоторую разницу в содержании главных петрохимических компонентов. В частности, базальты Восточно-Индоеокеанского поднятия (Хребет 90°) отличны от аналогичных базальтов Срединно-Индийского и Восточно-Тихоокеанского поднятий, а также Гавайских островов.

Прямую задачу — выяснить закономерности изменения химизма океанических базальтов в зависимости от их тектонической позиции — поставил перед собой Б. П. Золотарев [1979]. Он произвел систематизацию петрохимических данных по вулканическим сериям Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского поднятий, Галапагосского архипелага, о. Кокос и Гавайских островов и показал, что особенности вулканических серий и степень дифференцированности базальтоидов в общем коррелируют с типом земной коры в районе проявления вулканизма. Устанавливается петрохимическое различие базальтоидов срединно-океанических хребтов, глыбовых и сводовых поднятий в океанах и островных дуг.

Однако подобные исследования находятся еще на достаточно ранней стадии. Тектоническое районирование океанского дна, уже основательно разработанное, создает благоприятные условия для расширения петрологических работ. Вероятно, в пределах талассогенов будут найдены петрохимические провинции, соответствующие более или менее крупным тектоническим районам. Пока что такие исследования не проводились. Попытка Б. П. Золотарева относится к конкретным типам тектонических структур, но не к крупным тектоническим районам талассогенов. Если придерживаться точки зрения о различном возрасте происхождения океанов (автор — приверженец именно такого взгляда), то нельзя не высказать предположение, что петрохимия и геохимия базальтоидов Атлантического и Тихого океанов должны различаться. Статьи подобного направления начали появляться, но они пока единичны [Bonatti, 1971].

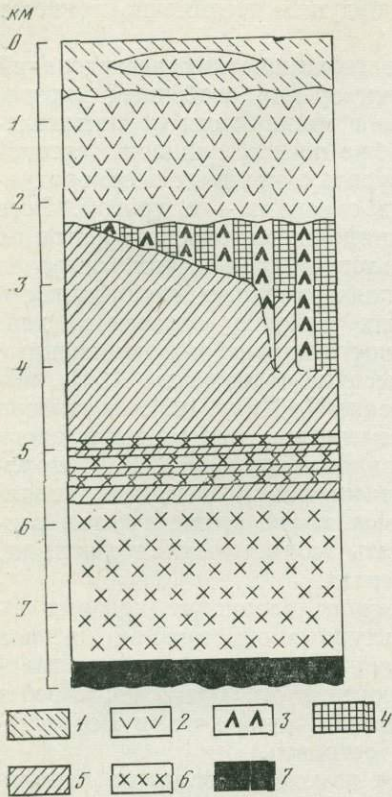


Рис. 2
Схематический разрез океанической коры [Пейве, 1977]

- 1 — глубоководные осадки;
- 2 — щелочные базальты;
- 3 — толеитовые базальты;
- 4 — диабазы;
- 5 — габброиды;
- 6 — гарцбургиты, пироксениты, дуниты;
- 7 — лерцолиты

сейчас мы подходим к различиям в строении коры и даже мантии океанов (или их частей), то эта идея должна распространиться и на офиолиты.

В заключение приведем типовой геологический разрез офиолитовой ассоциации, характеризующий строение коры современных океанов и фрагментов океанической коры на континентах [Пейве, 1972]. Разрез нагляден, но следует помнить, что он чрезвычайно обобщенный (рис. 2).

По существу, то же самое относится и к изучению третьего слоя, которое представляет еще большие трудности, поскольку бурению он пока не доступен. Все же достаточно обильные драгировки позволяют представить набор слагающих этот слой пород. Это, как уже говорилось, габброиды, ультрабазиты, метаморфические породы. Среди ультрабазитов чаще встречаются гарцбургиты и лерцолиты. Метаморфические породы образовались как за счет ультрабазитов и габброидов, так и за счет базальтов. Некоторые метаморфические породы первично, вероятно, представляли собой туфогенно-осадочные серии. Вряд ли, однако, этот набор полон, и очень возможно, что среди глубинных метаморфитов будут найдены (хотя и не всюду) первично осадочные океанические отложения. Само собой ясно, какое огромное значение это будет иметь для расшифровки геологической истории океанов. В данном случае автор возражает против представления, что повсюду третий слой океанической коры имеет магматическую природу. Ниже третьего слоя находится «геофизическая мантия» — понятие, с геологической точки зрения чрезвычайно неясное.

Современная теоретическая геология признает тождество в строении земной коры океанов и офиолитовых серий континентов, что позволяет делать важные мобилистические построения. Такое тождество трудно не видеть. Во многих районах мира более или менее полно описаны офиолитовые серии, и здесь нет необходимости приводить их характеристику. Однако нужно отметить, что и офиолитовые серии представлены в общем фрагментарно, причем некоторые их черты геологической историей несомненно стертые. Поэтому исследования коры современных океанов и офиолитов дополняют друг друга. И если

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ
В ОКЕАНАХ

Обсуждаемая проблема и нова, и сложна. Вряд ли ее можно в настоящее время изложить в виде исчерпывающих решений, хотя бы частично. Автор ставит перед собой задачу охарактеризовать главные из ее современных аспектов, опираясь при этом в первую очередь на структурно-морфологический анализ, данные о строении океанической коры и специфические признаки тектонических деформаций в горных породах.

Поскольку земная кора под океанами коренным образом отличается по строению от континентальной коры, естественно, что и тектонические движения здесь будут проявляться иначе. В настоящее время такое представление можно хорошо аргументировать.

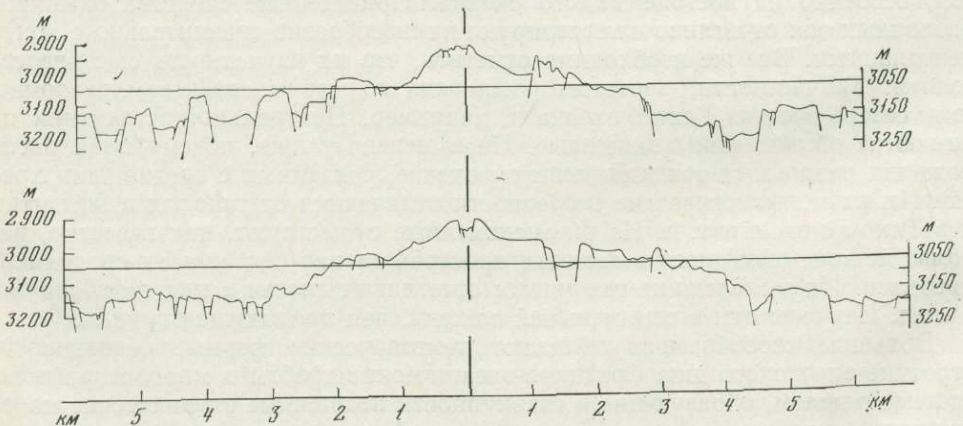
Система разломов океанической коры чрезвычайно специфична. Если на континентах крупные разломы обычно перекрещиваются и образуют сетки, то на океанском дне это однонаправленные линейные системы (см. рис. 7). Часто длина океанских разломов составляет тысячи километров, причем отдалены они друг от друга обычно на небольшие расстояния. Подобных систем на континентах нет. Внутреннее строение таких разломов сложное, поэтому лучше называть их разломными зонами. Вдоль них могут располагаться протяженные горстовидные хребты, образовавшиеся в связи с мощными вертикальными движениями и как следствие этого сложенные породами глубоких частей океанической коры [Bonatti, 1978; Исследования..., 1972—1974, т. 2]. Хорошо известно, что часто они сопровождаются линейными грабенообразными очень крупными впадинами. Хребты возникают в условиях сжатия, впадины — в условиях растяжения (в направлении, поперечном к простиранию разломных зон). Амплитуды движений могут составлять километры. Конкретные разрывы в пределах разломных зон нередко кулисообразно подставляют друг друга. Есть данные в пользу больших сдвиговых смещений вдоль ряда разломных зон, особенно на востоке Тихого океана. Приведенные свойства океанских разломных зон отчетливо иллюстрируют их своеобразие сравнительно с континентальными. Все же необходимо отметить, что их изученность еще недостаточная. В частности, заведомо различные по своим свойствам разломные зоны северо-востока Тихого океана и, например, Центральной Атлантики понимаются обычно как однотипные. Не выяснено также, почему план расположения разломных зон в Индийском океане, связанных с срединными хребтами, и их морфологические особенности отличаются от таковых в Атлантике и в Тихом океане и т. д. На океанском ложе существуют, как известно, разломы, не вписывающиеся в системы, пространственно связанные с срединными хребтами. Их выявлено не так много; отчетливых систем в них не обнаруживается. Изучены они в еще меньшей степени, чем предыдущая группа.

Большим своеобразием обладают тектонические формы, осложняющие строение океанского дна. Срединно-океанические хребты и мировая рифтовая система в целом, образующие в совокупности подвижные океанические пояса, не имеют аналогов на континентах. Их морфологические, геофизические, а в последнее время и геологические свойства неоднократно описывались в литературе, и здесь нет необходимости их перечислять. Эта планетарная тектоническая система действительно резко отличается от всех других структурных образований Земли. Но нужно отметить, что подвижные океанические пояса по своему строению на разных отрезках разные, причем так называемые сре-

динные хребты, как это было отмечено В. Ф. Канаевым с соавторами [1975] ясно делятся на два типа: атлантический, к которому принадлежат также западные срединные хребты в Индийском океане, и тихоокеанский, охватывающий и восточные индоокеанские хребты. Такое деление основано на морфологических отличиях, но оно не может не быть связанным с условиями образования. Наилучшим образом изучен Срединно-Атлантический хребет [Ballard, Van Andel, 1977; Ramberg, Gray, 1977; Macdonald, Luyendyk, 1977; и многие другие работы]. Но в последнее время появились существенные данные, касающиеся характеристики гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия [Rosendahl et al., 1976; Lonsdale, 1977a, b]. Привлекает внимание серия поперечных профилей (рис. 3), где детальными исследованиями выявлены продольные горсты и грабены, указывающие на большую сложность геодинамических процессов в этой гребневой зоне.

Структурные формы талассогенов также весьма специфичны. Позитивные структуры отличаются, как правило, исключительно крупными размерами, составляющими тысячи километров. В Тихом океане многие из них несут на себе гигантские цепи вулканов, главным образом кайнозойских. Для Индийского океана характерны линейные разбитые горстовидные структуры, для Атлантики — блоки неправильной, иногда изометричной формы. Но дело не только в размерах, а во всем облике тектонических форм талассогенов: их пологих очертаниях, расплывчатых контурах, большой ширине и относительно небольшой вертикальной амплитуде. Краевые валы, сопровождающие глубоководные желоба, имеют амплитуду в сотни метров, а система их вдоль западного края ложа Тихого океана прослеживается примерно на 10 000 км. Все позитивные формы океанского ложа возникли не ранее позднего мезозоя, а иногда в кайнозое. Что было на их месте раньше — вопрос особый, который должен решаться отдельно для Атлантическо-Индийского сегмента и Тихоокеанского.

Тот факт, что структурные формы талассогенов, а также подвижные океанические пояса резко специфичны, чрезвычайно обогащает учение о типах тек-



Р и с. 3

Горсты и грабены в поперечных разрезах через гребневую зону Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе 3° ю. ш. [Lonsdale, 1977b]

Прерывистой линией показана ось гребневой зоны. Вертикальное искажение 1 : 5

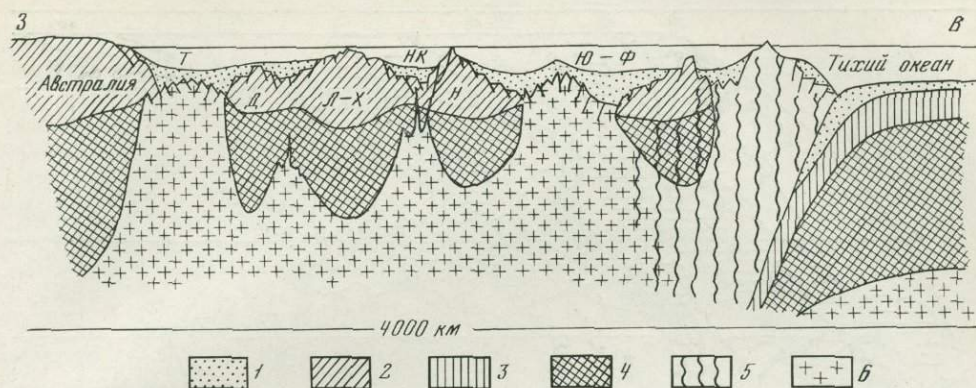


Рис. 4
 Поперечный разрез через Меланезийскую область тектонической деструкции [Van der Linden, 1977]

- | | |
|---------------------------|-------------------------------|
| 1 — осадочные отложения; | Т — впадина Тасманова моря; |
| 2 — континентальная кора; | Д — поднятие Демпир; |
| 3 — океаническая кора; | Л-Х — поднятие Лорд-Хау; |
| 4 — верхняя мантия; | НК — Новокаледонская впадина; |
| 5 — андезиты; | Н — поднятие Норфолк; |
| 6 — астеносфера. | Ю-Ф — Южно-Фиджийская впадина |

тонических структур и показывает определяющую роль в их происхождении строения и характера земной коры.

Океанское дно испытывает дифференцированные блоковые движения. Такие индикаторы подобных движений, как гайоты и коралловые острова, хорошо известны. Следует упомянуть лишь две новые работы по этой теме. И. К. Туезов и его соавторы [1977], основываясь на площадном изучении осадочного слоя, пришли к убедительному выводу, что возвышенность Маркус с ее многочисленными гайотами представляет собой самостоятельный блок земной коры, опускающийся на последнем этапе своей истории значительно интенсивнее, чем дно прилегающих глубоководных котловин. В другой работе [McNutt, Menard, 1978] доказывается, что атоллы островных групп Туамоту, Кука, Маркизских и некоторых других являются результатом тектонических поднятий. Эти поднятия произошли вследствие образования флексуры в литосфере, возникшей благодаря эффекту нагрузки вулканических гор. Вулканы находятся у основания флексуры и давят на это основание, а атоллы на поднятом крыле. Некоторые атоллы подняты над уровнем океана на 70 м.

Много данных принесли также глубоководные скважины. В десятках мест Мирового океана на больших глубинах обнаружены мелководные отложения. Анализ этих материалов приводит к заключению, что движения тектонических блоков в океанах носят сложный характер. Блоки могут не только опускаться, подниматься или наклоняться, но также двигаться по горизонтали. Все это выражает процесс тектонического саморазвития океанической коры, ее геодинамики.

Особую форму проявления тектонических движений в океанах представляют области тектонической деструкции. Под деструкцией автор понимает все явления, приводящие к разрушению сложившихся соотношений слоев земной коры — деградации коры. Характерная черта областей тектонической дест-

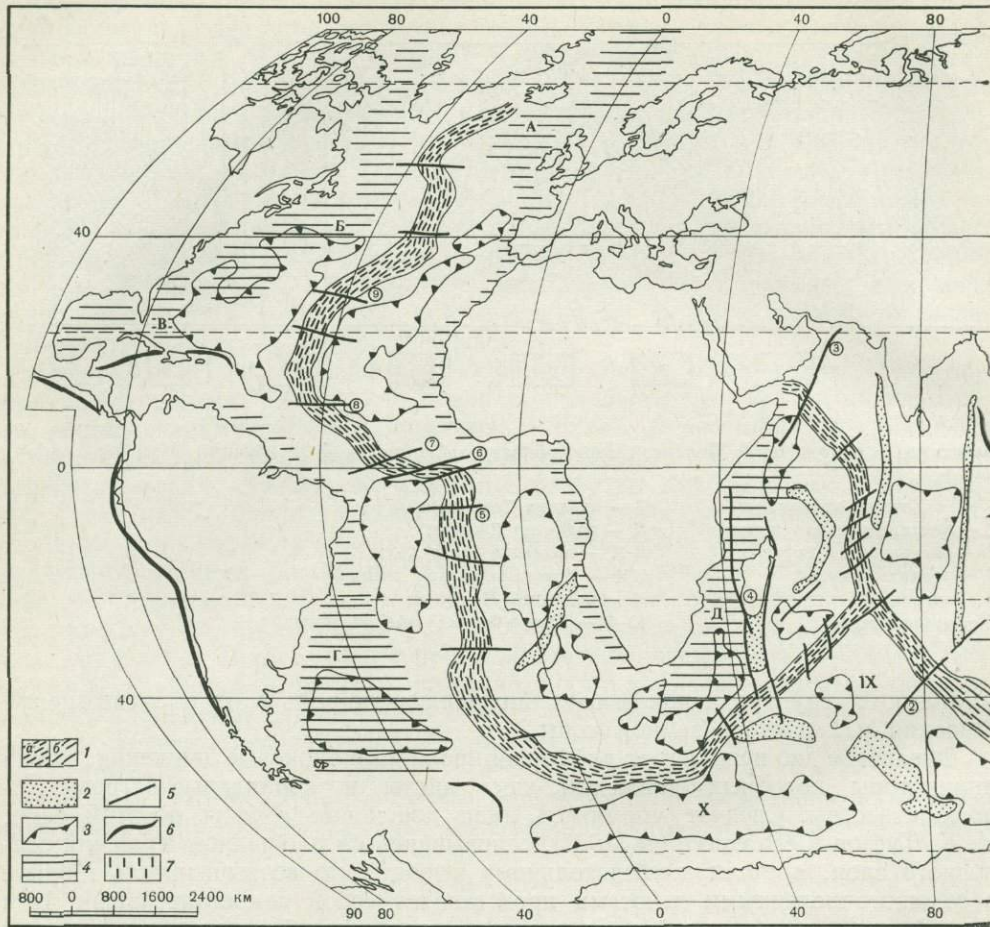
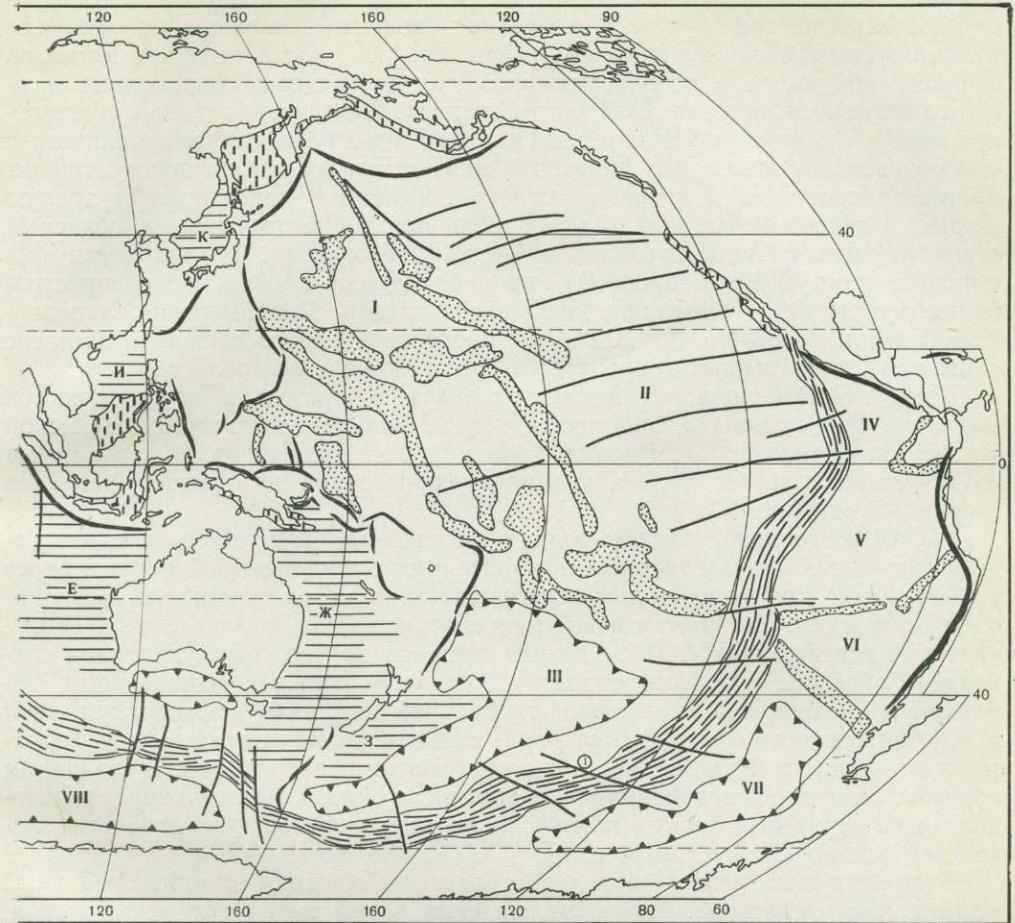


Рис. 5
Главные структурно-морфологические области дна океанов.
 Схема составлена с использованием Батиметрической карты Мирового океана [1977]

- | | |
|---|--|
| 1 — подвижные океанические пояса:
а — атлантического типа,
б — тихоокеанского типа; | IV — VII — океанические плиты Южного Тихоокеанского талассогена:
IV — Гватемальская,
V — Наска,
VI — Чилийская,
VII — Беллингсаузена; |
| 2 — поднятия разных типов; | VIII — X — то же, Южного Индоокеанского талассогена:
VIII — Австрало-Антарктическая,
IX — Крозе,
X — Африканско-Антарктическая. |
| 3 — контуры глубоких частей абиссальных плит; | Области тектонической деструкции:
А — Северо-Атлантическая,
Б — Ньюфаундлендская-Бермудская,
В — Багамско-Мексиканская,
Г — Сан-Пауло-Фолклендская,
Д — Мадагаскарско-Мозамбикская. |
| 4 — околomатериковые области тектонической деструкции земной коры; | |
| 5 — разломы; | |
| 6 — глубоководные желоба; | |
| 7 — подвижные шельфы. | |
- Некоторые структурные области и единицы:
 I—III — основные структурные области Северного Тихоокеанского талассогена:
 I — Северо-Западная,
 II — Северо-Восточная,
 III — Южная;



- | | | |
|---|---|--|
| Е — Восточно-Индоеокеанская,
Ж — Меланезийско-Тасманская,
З — Новозеландская,
И — Юго-Восточной Азии,
К — Япономорская. | Некоторые разломные зоны:
1 — Элтанин,
2 — Амстердам,
3 — Оуэн,
4 — Дави, | 5 — Асеншен,
6 — Романш,
7 — Сан-Паулу,
8 — Вима,
9 — Атлантик |
|---|---|--|

рукции в океанах — вовлечение в массивы океанической коры фрагментов континентальной коры, которые обычно превращаются здесь в субконтинентальные образования. Процессы деструкции связаны прежде всего с растяжением земной коры и раздвигами.

Огромные области тектонической деструкции лежат к востоку от Северной и Южной Америки, на севере Атлантики, восточнее Африки, к западу и востоку от Австралии (рис. 4, 5). Они протягиваются на 2—3 тыс. км при ширине более 1 тыс. км. Как было показано [Пушаровский, 1978б], в них происходило новообразование впадин с океаническим или субокеаническим типом земной коры, а также дробление, разъединение, погружение континентальных частей, изменение их пространственной ориентировки. Деструктивные области наиболее широко распространены в Атлантическо-Индийском сегменте. Их

сравнительное изучение показывает, что деструктивные процессы могут быть подразделены на три группы. Одна из них охватывает явления, относящиеся к ранним этапам образования вторичных океанов, когда крупных массивов океанической коры еще не существовало. Если иметь в виду современные океаны, то это относится к западной части Северного Ледовитого океана и в известной мере к Северной Атлантике, хотя и в том, и в другом случае океаническое новообразование зашло уже достаточно далеко. Другая группа деструктивных процессов относится к краевым областям океанов и характеризует зрелую стадию океанского развития. Таково большинство деструктивных областей, существующих в Атлантическом и Индийском океанах. Третью группу составляют деструктивные процессы, проявляющиеся в областях распространения островных дуг, в таких, как Меланезийская, Японская, Западно-Карибская и некоторые др. Здесь эти процессы входят в сложный комплекс движений, свойственных современным геосинклинальным областям.

Деструктивные процессы в океанах идут избирательно и проявляются поэтапно. Они сложны и, как многие другие конкретные явления океанской тектоники, не находят объяснения с позиций тектоники плит. В то же время их изучение помогает понять механизм образования и характер развития вторичных океанов.

Океанская геология дает все больше и больше материалов, свидетельствующих о крупных горизонтальных перемещениях пластин земной коры и более глубоких зон друг относительно друга, связанных с региональным тангенциальным сжатием. Это совсем новое направление мысли, развиваемое в Геологическом институте АН СССР. Главная идея его кратко сформулирована следующим образом: «Процессы сжатия и зоны скучивания океанской коры современных океанов в моделях новой глобальной тектоники исключаются, хотя в действительности океаническая кора, как и кора континентальная, формируется в процессе чередования эпох и зон сжатия и растяжения, и что, таким образом, разнотипные деформации, в том числе складчатые, должны происходить и внутри океанических плит, если последние существуют довольно длительное время» [Пейве, 1975, с. 3].

В предыдущем разделе при характеристике строения океанической коры упоминались некоторые случаи нахождения в ней метаморфических пород, тектонических брекчий и серпентинитового меланжа. Значительное число подобных фактов, а также находок олистостром в Атлантическом океане привел в своей работе А. В. Пейве [1975]. Он подчеркнул распространенность метаморфических пород по всему Срединно-Атлантическому хребту и сделал вывод о региональном метаморфизме. Было установлено также, что породы, отвечающие третьему слою океанической коры в Срединном хребте Атлантики, всегда деформируются (дробление, катаклаз, сланцеватость, милонитизация, зеркала скольжения, пластические деформации и т. д.). Все это деформации сжатия. Следовательно, в геологической истории Срединно-Атлантического хребта были этапы сжатия и скучивания горных пород, существовавшие до образования верхних слоев океанической коры. Такие этапы подчеркиваются различием в возрасте метаморфизма пород, который может меняться в очень больших пределах. Основанием хребта служит ультрабазит-серпентинитовая оболочка, характеризующаяся большой пластичностью. Эта оболочка должна способствовать развитию гигантских шарьяжей и срыву коры. Таким образом, Срединно-Атлантический хребет — это своеобразное и сложное складчатое сооружение, возникшее в океанической коре, на которое наложился процесс позднекайнозойской блоковой тектоники.

Мы углубились в проблему происхождения срединного хребта, поскольку на этом примере видна роль тангенциального сжатия в развитии крупных структур океанского ложа, в данном случае Срединно-Атлантического хребта. Метаморфизованные и тектонически деформированные породы подняты при драгировании дна всех трех основных океанов, причем не только в зонах срединных хребтов.

Напомним также известные геофизические данные о неодинаковой мощности слоев земной коры в разных районах океанского дна, изменении от места к месту ее толщины в целом и меняющихся по простиранию скоростях сейсмических волн. Отклонения от средних мощностей в сторону увеличения могут быть в два и даже в три раза, при этом тип коры, насколько можно судить, продолжает оставаться океаническим. По данным ГСЗ, на возвышенности Маркус мощность осадочного слоя 800—1600 м (сейсмические скорости 1,96—2,15 км/с), а второго — 3000—5000 м (скорости 3,60—6,00 км/с) [Гуезов и др., 1977], что сильно превышает среднюю мощность второго слоя океанической коры.

Интересные данные имеются относительно краевого океанического вала Зенкевича. Второй сверху комплекс, сложенный преимущественно базальтами, «представлен сильно передробленной толщей, в которой отражающие сейсмические границы отсутствуют. Кровля его имеет «клавишное» строение с шириной отдельных блоков 1—3 км и относительным превышением их друг над другом от 0,2 до 1 км. На холмах этот комплекс выходит на поверхность дна. Если считать этот комплекс вторым («надбазальтовым») слоем океанической коры, пластовая скорость в котором в среднем равна 4,5 км/с, то мощность его превышает 4 км. Как известно, такие мощности для второго слоя не характерны. Если же отождествлять его с третьим («базальтовым») слоем, характеризующимся скоростью 6,6 км/с, то мощность его превышает 6—7 км» [Васильев и др., 1978].

Общая мощность земной коры более 10 км отмечена в Тихом океане в районах атолла Энветок и Маршалловых островов, в хребте Гавайских островов (15,5 км), в Гавайском желобе [Геофизика..., 1974]. В 37-м рейсе «Витязя» было обнаружено, что к северу от разлома Меррей мощность «базальтового» слоя (скорости 6,4—6,6 км/с) 6—7 км, а к югу (расстояние между профилями 180 миль) — 4,0—4,5 км. В книге «Исландия и срединно-океанический хребет» [1977] отмечено, что кровля «нормальной» верхней мантии со скоростями порядка 8,1—8,3 км/с под срединными хребтами опускается до глубин 30 км и более, а под Исландией она лежит на глубинах 30—60 км. Число примеров можно увеличить.

Если принять, что значительные области океанского дна могут испытывать тектоническое сжатие, сопровождающееся горизонтальными срывами, то изменения в строении коры можно объяснить явлениями механического сучивания тектонических пластин, происходящими на разных уровнях. Известное подкрепление эта идея получает в виде данных о строении офиолитовых серий континентов. На большом числе примеров показано, что габбро-гипербазитовые породы офиолитов залегают в виде аллохтонных пластин, внутри которых они сильно перематы, тектонически деформированы. Наиболее крупные тектонические срывы [Пейве, 1974] обычно происходят по серпентинизированному мантийным ультрамафитам (Урал, Средиземноморский пояс, Тянь-Шань, Северные Аппалачи и ряд других районов). Но они отмечаются и на других уровнях. Важным указанием на крупные горизонтальные перемещения офиолитовых покровов служит сопутствующий им серпентинитовый меланж, образующийся из пород офиолитовой ассоциации. В результате этих процессов

происходит тектоническое скучивание пород земной коры, которое в конце концов наряду с другими процессами приводит к формированию континентальной коры за счет океанической. Однако в современных океанах подобные явления происходят на какой-то более ранней стадии развития земной коры, поскольку, если не считать небольшого числа находок плагиогранитов [Christensen, 1977], признаков появления гранитно-метаморфического слоя нет.

Возникает вопрос, а участвует ли в надвигах каким-либо образом осадочный слой? Для некоторых случаев это необходимо допустить логически. Возможно, что брекчии, отмеченные в скв. 395 (см. рис. 1), можно понимать как зоны тектонического отслаивания пластин второго слоя. Похожие базальтовые брекчии с карбонатным цементом иногда вскрывались и другими скважинами.

Проблему о тектоническом скучивании океанической земной коры недавно специально рассмотрел Н. А. Богданов [1979]. Он, так же, как и А. В. Пейве, тесно связал ее с проблемой офиолитов вообще. Отметив, что офиолиты повсюду слагают тектонические покровы, Н. А. Богданов считает, что наиболее мощная зона дробления прослеживается в основании ультрабазитов. Внутри разреза офиолитового комплекса также есть тектонические поверхности срыва: между ультрабазитами и породами полосчатого комплекса, между габброидами и породами дайковой серии. Они формировались еще в период образования офиолитов, тогда как срыв в основании ультрабазитов возникает, как правило, позже. Используя данные драгировок (обломки серпентинитового меланжа, тектонических брекчий, рассланцованных пород и т. д.), Н. А. Богданов приходит к заключению, что тектонические срывы в разрезах офиолитов и коры океанов расположены на одних и тех же уровнях. Следовательно, они возникли именно в условиях океанической коры. Образование серпентинитов в коре океанов связывается главным образом с горизонтальными перемещениями тектонических пластин и в конце концов с процессами их скучивания; при этом отмечается, что эти процессы так же сложны, как и процессы шарьирования в складчатых зонах континентов.

Рассматриваемое новое направление тектонического изучения океанов А. В. Пейве выразил в концепции тектонической расслоенности литосферы, изложенной им на научной сессии Секции наук о Земле АН СССР весной 1978 г. Истоки ее восходят к 1967 г., когда он писал о движениях земной коры, понимаемых как тектоническое течение горных масс.

Однако я коснусь только тех аспектов новой концепции, которые относятся к океанам. А. В. Пейве подчеркнул, что сложнейшие шарьяжные структуры с участием в них офиолитов существуют в областях незрелой континентальной коры, как, например, в Корякском нагорье, где нет ни гранитизированных пластин, ни гранитных тел, характерных для зрелых континентальных областей. Горизонтальные перемещения пластин имеют место и в чисто океанической коре и литосфере. Все это предопределяется общим положением, что (как показывают геологические и геофизические данные) земная кора и литосфера в целом по своим свойствам чрезвычайно неоднородны как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях и расслаиваются на множество различных по площади и толщине плит и пластин, которые по-разному участвуют в тектонических движениях. Отсюда при латеральном перемещении плит и пластин в одних местах происходит их тектоническое скучивание, а в других — образуются зоны растяжения и растекания материала.

Тектоническую расслоенность океанической коры и верхней мантии можно непосредственно видеть и изучать на островах Тихого океана, где развиты

аллохтонные пластины, сложенные офиолитовыми комплексами (Филиппины, Новая Каледония, Новая Гвинея, Соломоновы острова и многие др.). О ней свидетельствуют многие породы, поднятые со дна океана.

А. В. Пейве считает, что наиболее крупная зона тектонических срывов находится в основании земной коры и что вообще латеральное тектоническое перетекание материала в глубинных зонах происходит, по-видимому, с большей скоростью, чем в более высокорасположенных. Концепция тектонической расслоенности литосферы позволяет предполагать существование в зонах тектонического скупивания океанической коры метаморфизованных меланократовых пород древней океанической коры.

Из всего изложенного виден многообразный характер проявления тектонических движений в океанах, где существуют крупные блоковые и сводовые воздымания и опускания, обусловленные вертикальными движениями в талассогенах. По сумме геодинамических особенностей от них четко отделяются подвижные океанические пояса, главной составной частью которых являются срединные океанические хребты. Они характеризуются сложным комплексом тектонических движений. В образовании и развитии вторичных (молодых) океанов первостепенную роль играют явления тектонической деструкции, определяющее значение в которых принадлежит процессам раздробления, растяжения и раздвигания. Описаны гигантские разломные зоны с крупными сдвигами. Наконец, океанической литосфере свойственна тектоническая расслоенность: движение всевозможных блоков, пластин и чешуй по субгоризонтальным поверхностям на разных уровнях и с неодинаковой скоростью. В совокупности все эти процессы порождают весьма специфические структурные формы, характерные для океанической коры. Однако, по мнению автора, строение литосфер под океанами неодинаково (об этом будет идти речь ниже¹), и поэтому не следует уравнивать между собой протекающие в них тектонические процессы. Но разницу в этих процессах показать обстоятельно пока нет возможности; это дело будущих исследований. Все же некоторые данные по этому поводу выше приводились.

Весь упомянутый сложнейший комплекс тектонических движений в океанах почти не охватывается гипотезой тектоники литосферных плит и не может быть объяснен с ее позиций, поскольку гигантских цельных жестких и однородных плит, таких, например, как Западно-Тихоокеанская плита, не существует.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОКЕАНОВ И ПРОБЛЕМА ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В результате проявления разных по времени и характеру тектонических движений в океанах сформировались пояса и области, обладающие определенными структурными чертами. В целом наблюдается картина, аналогичная той, которая установлена для континентов. Структурное расчленение континентов, в чем до появления концепции тектоники плит геотектоника достигла большого совершенства, позволило широко использовать сравнительный метод в тектонических исследованиях земной коры и глубоко развить учение о типах образующих ее структур, их происхождении и связи с ними полезных ископаемых. Структурное районирование дает также возможность выявлять весь

¹ Имеются в виду различия между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами.

ма важные пространственные и хронологические закономерности проявления тектонических процессов на планете, поскольку акцентирует внимание на особенностях геологической истории естественных тектонических зон. Тектонические карты материков и их крупных частей, созданные в разных странах мира, — прекрасная иллюстрация к сказанному. Хорошо известно, что основная идеологическая роль в этой большой работе принадлежит тектонической школе Геологического института АН СССР.

Если столь существенно значение тектонического районирования для геологического изучения континентов, то в той же мере оно значимо и для океанов. Но в этой области сделано много меньше и успехи здесь несравненно скромнее. Вообще к тектоническому расчленению океанов оказалось возможным подойти лишь недавно, поскольку всего 20—25 лет назад не было для этого необходимых фактических данных. Однако последовавший затем «взрыв» таких данных совпал с развитием и очень быстрым распространением в мире идей «новой глобальной тектоники», направленных на поиск механизма движения так называемых литосферных плит. Согласно этим идеям, дно океанов расчленяется на однородные и одинаковые по строению литосферные плиты, движущиеся вместе с континентами или без них по астеносфере в том или ином направлении. Тектоническое районирование океанов оказалось, по сути дела, ненужным для новой концепции. Поэтому работы такого типа встречаются сейчас редко [McKenzie, Sclater, 1971; Hilde et al., 1977]. Но несомненно, что это явление временное и интерес к тектоническому районированию океанского дна возрастет в недалеком будущем. Исследований в этом направлении требуют многие широкие проблемы геологии океанов, в том числе петрологические и геохимические, а если говорить о тектонических, то можно упомянуть хотя бы проблему корреляции тектонических процессов в океанах и на континентах, без чего трудно вынести сколь-либо определенные заключения насчет глобальности или региональности фаз тектогенеза и ряда других не менее важных явлений.

Как известно, существует несколько подходов к тектоническому районированию земной поверхности. Для океанского дна в настоящее время наиболее разработан структурно-морфологический принцип районирования с учетом геофизических особенностей строения земной коры [Пушаровский, 1972б; Боголепов, Чиков, 1976; Красный, 1978а, б]. Основой для этого служит то обстоятельство, что формы рельефа дна, как правило, адекватны тектоническим формам. С другой стороны, часто наблюдается корреляция между рельефом дна и геофизическими характеристиками. В частности, недавно было показано, что в северо-западной части Тихого океана между топографией дна и гравитационными аномалиями в свободном воздухе существует прямое соответствие — поднятия океанического дна отвечают положительные аномалии [Watts et al., 1976].

Поразительный факт тектоники океанов состоит в том, что позитивные структуры, осложняющие ныне океанскую кору, возникли либо в мезозое, либо в кайнозое. Поэтому, подходя к структурному районированию океанского дна, следует отдавать себе ясный отчет, что речь идет о мезозойско-кайнозойской тектонике. Объяснение указанного факта — сложнейшая тектоническая проблема, аналогичная по своему масштабу проблеме мезозойско-кайнозойского базальтового магматизма в океанах.

Необходимо отметить также, что основные тектонические районы океанского дна по сравнению с материковыми занимают огромные площади. Выше уже была речь о том, что и частные структурные формы здесь много крупнее.

ОКРАИННЫЕ ЧАСТИ ОКЕАНОВ

Здесь выделяются три типа структурно-морфологических областей: а) шельфы, б) континентальные склоны и в) комплексы островных дуг, глубоководных впадин краевых морей и глубоководных желобов.

Шельфы простираются до континентальных склонов или бортов глубоководных впадин. Они имеют двухъярусное строение — сверху лежит осадочный чехол, который перекрывает относительно более древние структуры нижнего яруса (условно — фундамента). В нижнем ярусе могут находиться совершенно различные и разновозрастные тектонические комплексы: от древнейших кристаллических образований до таких структурных зон, где зрелая континентальная кора еще не сформировалась. Все области с корой материкового типа зрелой стадии представляют собой пассивные шельфы. В их пределах дробное тектоническое районирование производится аналогично тому, как это делается на суше, причем многие структурные комплексы пассивных шельфов являются прямым продолжением комплексов суши. Огромное большинство шельфов принадлежит именно к этому типу.

Другие области, характеризующиеся незавершенным развитием коры континентального типа, относятся к подвижным шельфам. Они распространены в некоторых районах периферии Тихого океана (см. рис. 4). Два главных типа шельфов различаются по их геодинамическим свойствам и соответственно по структурам и формациям. Если пассивные шельфы входят в категорию платформенных структурных образований, то подвижные шельфы представляют периферические части Тихоокеанского пояса современных геосинклиналей. Предложенный способ тектонического районирования шельфов может служить основой для углубления знаний о связи полезных ископаемых с типами структурных форм на шельфах и, в частности, для нефтегеологического районирования.

Континентальные склоны в современном понимании — это зоны утонения и выклинивания или обрыва гранитно-метаморфического слоя. В этом состоит их основная геологическая характеристика. Из нее следует, что структурно-морфологические свойства континентальных склонов неодинаковы. Склоны могут быть пологими, расплывчатыми, что отражает постепенное утонение «гранитного» слоя. Есть склоны крутые; тогда происходит быстрое утонение и выклинивание, а при наличии разлома — и обрыв континентальной коры. Анализ такого рода структурно-морфологических неоднородностей на континентальном склоне — мощное средство для познания истинных тектонических соотношений материков и океанов. Особенно сложны случаи постепенного выклинивания. Вероятнее всего, они отражают вторичное растяжение континентальных окраин, вызванное деструктивными процессами. Обрывистый характер склонов — свидетельство отрыва того или иного континентального блока. Еще не проведена работа по изучению времени образования всех склонов континентов. Естественно, она обещает дать очень большой и свежий материал для геодинамики.

Континентальными склонами следует называть вовсе не все зоны раздела материковой и океанической коры, а только те из них, где материки соприкасаются с океанами. От них нужно отличать борта глубоководных впадин внутренних и краевых морей, где в силу тех или иных причин также происходит исчезновение гранитно-метаморфического слоя. Это явление намного менее значительное, чем в случае океанических склонов. В конце концов можно условиться называть борта глубоководных морских впадин, например, морски-

ми уступами¹. Изучение их морфологических свойств структурного положения, времени и условий образования — особая тектоническая задача. Если иметь в виду краевые моря, то решение этой задачи — необходимое условие для понимания очень важных закономерностей геосинклинального развития приокеанических областей, поскольку все эти моря лежат в современном геосинклинальном поясе. Относительно внутренних морей дело обстоит иначе. По имеющимся сейчас данным [Яншин и др., 1977, 1978; и многие другие работы] по крайней мере Черное и Средиземное моря — молодые внутриконтинентальные образования², противоположные по своему существу неотектоническому вторичному горообразованию на континентах. Для них предложен специальный термин — «пелагогенные структуры». Ставить их в один ряд с краевыми морями, как это иногда делается [Vgomap, 1978], неверно, так как краевые моря представляют собой структурные формы геосинклинального типа, хотя и различного происхождения [Пушаровский и др., 1977]; они не имеют отношения к внутриматериковым тектоническим процессам.

Относительно собственно континентальных склонов следует отметить, что их структурная роль различна. В Атлантическом океане они часто являются продолжением внешних бортов, глубоких прогибов, вытянутых в океане вдоль материкового подножья. Однако пространственное сопряжение этих двух структурно-морфологических зон не нашло пока удовлетворительного объяснения. На западе Южной Америки континентальный склон продолжает борт Перуанско-Чилийского глубоководного желоба. Это тоже тектонически не объяснено. Континентальные склоны Австралии и Индии обычно резкие и, в отличие от двух предыдущих случаев, тектонически дискордантны со структурным планом океанского ложа. Хотя генетическая сущность всех этих явлений не раскрыта, различный характер структурных соотношений между океанами и континентами несомненен. Очевидно, и тектонические механизмы, вызвавшие разные соотношения континентальных склонов и океанических областей, неодинаковы.

Таким образом, речь идет о более сложной тектонической ситуации, чем деление континентальных окраин на пассивные и активные. Несколько ниже мы еще к этому вернемся.

Комплексы островных дуг, глубоководных впадин краевых морей и глубоководных желобов отвечают современным геосинклинальным приокеаническим зонам. Их структурно-морфологические особенности очень характерны и четко выделяются на тектонических картах. Помимо названных структурных форм, соответствующие зоны включают междугловые прогибы, а также поднятые блоки — фрагменты океанических или неокееанических структур. По особенностям пространственных сочетаний типов структур может быть выделено 12 естественных тектонических районов: Алеутский, Курильский, Японский, Филиппинский, Восточно-Индонезийский, Западно-Индонезийский, Меланезийский, Южно-Сандвичев, Предандийский, Галапагосский, Карибский и Центрально-Американский, принадлежащих в целом Тихоокеанскому сегменту Земли. В планетарном Тихоокеанском поясе кайнозойских структур перечисленные

¹ Термин «материковый уступ» здесь не пригоден, так как бортами впадин краевых морей часто служат склоны островов, причем острова эти иногда характеризуются незрелой континентальной корой (Индонезия, Филиппины, Курильская гряда и др.).

² Хотя Средиземное море и разделяет континенты, оно по сути своей является внутренним морем, а не океаном. Существовавший до него Тетис — океаническая область. Совершенно очевидно, что к Средиземному морю не приложимо понятие «краевое море».

районы занимают обычно фронтальное по отношению к океану положение, подчеркивая тем самым общую направленность хода геосинклинального процесса на окраинах материков. Наиболее крупные и сложные по строению Филиппинский, Восточно-Индонезийский, Меланезийский и Карибский районы. Последний лежит в межматериковой области и особенности его (кстати сказать, как и района моря Скотия) связаны с геодинамическим взаимодействием океанической коры с двумя движущимися континентами. Если смотреть достаточно широко, то и Восточно-Индонезийский район можно понимать аналогичным образом. Но в целом Филиппинский, Восточно-Индонезийский и Меланезийский районы лежат в области малого распространения блоков континентальной коры, что, как можно думать, и способствовало особенно мощному развитию структурных комплексов островных дуг.

С точки зрения современных представлений, эти комплексы выражают переходную стадию развития земной коры от океанического типа к континентальному. Их глубокое изучение, базирующееся на структурно-морфологическом, историко-геологическом и формационном подходе, представляет поэтому исключительный интерес. Сейчас можно сказать, что тектонически это весьма динамичные области. Сейсмические и вулканические процессы в них, а также аномалии теплового потока и изостатические — известны. Коснемся некоторых тектонических особенностей.

Признаком интенсивных тектонических движений являются офиолитовые аллохтоны, существующие в ряде мест по периферии Тихого океана. Среди молодых структур на Дальнем Востоке они выявлены на Сахалине, и, по-видимому, на Малой Курильской гряде. В этой связи можно назвать также Соломоновы острова, юго-восток о. Новая Гвинея, многие острова Индонезии, о. Яп, Филиппины, Большие Антилы и другие районы. Обычно существует связь в образовании таких аллохтонов и сопряженных с ними глубоководных впадин растяжения. Р. Колман [Coleman, 1971] этот тектонический процесс назвал обдукцией.

Имеется много данных, устанавливающих значительные тектонические поднятия островных дуг. Например, в Алеутской дуге, еще не испытавшей существенной складчатости, в ряде мест, в том числе на Командорских островах, на поверхности выходят глубоководные отложения (нижняя часть командорской серии палеогенового возраста). Опускания также могут иметь место. Глубоководным бурением доказано (скв. 448), что островная гряда Кюсю-Палау с конца палеогена в некоторых местах опустилась на 3—4 км. Многочисленные геологические и геоморфологические данные о движениях островных гряд автором приводились ранее [Пущаровский, 1972а]. Их амплитуды могут измеряться километрами. Поразительно, что некоторые острова (т. е. более или менее значительные отрезки островных дуг) испытывали очень сложные движения. Это относится, например, к о. Сайпан, входящему в южную группу Марианских островов. Слагающие его отложения до верхнего эоцена включительно [Cloud et al., 1956] и представляющие собой комплекс дацитов, андезитов, обломочных пород и известняков образовались в субаэральных условиях. Олигоценовые породы (переслаивание андезитов и туфов), как показывают мелкие фораминиферы, образовались в условиях относительно глубокого тропического моря. Опускание продолжалось и в течение всего миоцена (кораллово-водорослевые известняки). Затем в плиоцен-четвертичное время началось поднятие (блоковые движения по разломам). По мощностям толщ можно подсчитать, что размах движений составляет несколько километров.

В ряде дуг (Курильская, Алеутская и др.) имеются продольные разломы, а также поперечные сдвиги. Однако в дугах, выдвинутых в океан, значительных складчатых деформаций не отмечается. Все это по сути своей геосинклинальные элементы в современных геосинклинальных системах.

Упомянутые особенности тектоники могут быть объяснены лишь с позиций сложных взаимоперемещений глубинных масс в тектонически весьма подвижной приокеанической зоне. Нет возможности признать во всех этих случаях в качестве ведущего процесса субдукцию, хотя в масштабах, сопоставимых с обдукцией, явление поддвигания океанических пластин безусловно может иметь место. Субдукция как универсальный ведущий тектонический механизм ставится под сомнение и данными глубоководного бурения в Японском и Марианском желобах, не обнаружившего в них океанических осадков, содранных в результате предполагаемого погружения так называемой Западно-Тихоокеанской литосферной плиты.

Для характеристики тектонической динамичности современных геосинклинальных зон очень важно коснуться новообразования глубоководных впадин в краевых морях. Во многих случаях (Японский, Филиппинский, Восточно-Индонезийский, Меланезийский районы) отчетливо проявлен обрыв кайнозойских структур островных шельфов бортами глубоководных впадин, что свидетельствует о недавнем образовании последних. Механизм этого процесса следует связывать прежде всего с растяжением коры, обуславливающим горизонтальные разнонаправленные движения блоков и пластин земной коры. Это растяжение отражает сложнейший процесс перераспределения глубинных масс в окраинных частях океана, приводящий в конце концов к крупной перестройке тектонического плана геосинклинальной области. Поэтому геосинклинальное развитие в приокеанических поясах нельзя понимать как однонаправленное, поступательное, а следует рассматривать как протекающее противоречиво, прерывающееся мощными деструктивными явлениями.

Если типизировать глубоководные впадины современных геосинклинальных зон по структурно-морфологическим признакам, то их можно разделить на впадины с глубиной дна больше 4 км и меньше 4 км. В первом случае мощность осадков оказывается обычно сравнительно небольшой; во втором случае она, как правило, составляет несколько километров. Другая типизация может иметь генетическую основу: а) образовавшиеся в результате деструкции континентальных блоков; б) возникшие вследствие того же процесса, но в поясе незрелой континентальной коры; в) возникшие на базе океанической коры. Примеры первых двух групп впадин есть в Охотском, Японском, некоторых индонезийских и западномеланезийских морях, а также на северо-западе Карибского моря. Пример третьей группы имеется в Беринговом и Филиппинском морях, в центральной и восточной частях Карибского моря и т. п.

Аналогично впадинам на те же три группы могут быть разделены и поднятые блоки, представляющие собой фрагменты океанических или неокееанических структур. Это Фиджи, Ансон, Наньша, Бородино (Дайто), Ямато и ряд др. Разгадка их природы проливает свет на важные вопросы геодинамики в приокеанических зонах.

Типизация структур современных геосинклинальных зон требует обособления прогибов, расположенных между параллельными островными дугами (грядами), — междуговых прогибов. Они есть в Курильской системе, в зонах Рюкю, Марианских и Соломоновых островов, Новых Гебрид, островов Тонга, Малых Антиль (северная половина) и в ряде других мест. Их форма и форма-

ционное выполнение специфичны по сравнению с окраинными морями. Но как это часто бывает, можно найти и промежуточные структуры. Ими являются прогиб между грядями Тонга-Кермадек и Колвил Лау и Северо-Фиджийская впадина, в которую он структурно переходит. Последняя отделена от океана Меланезийским поднятием, осложненным вулканами, и далее желобом Витязя.

После анализа строения шельфов, континентальных склонов и современных геосинклинальных приокеанических зон необходимо коснуться общей классификации континентальных окраин. С тектонической точки зрения представляется существенным разделение их на три основные категории: а) структурные комплексы островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов; б) окраинно-материковые фанерозойские складчатые комплексы, в целом параллельные континентальным склонам; в) структуры докембрийских платформ, обрываемые континентальными склонами. Отсюда можно перейти к анализу соотношений материков и океанов в глобальном масштабе. Но полнота этого анализа может быть достигнута лишь в том случае, если принять во внимание также данные о соотношении тектонических планов континентальных склонов и океанского ложа. Выше вкратце об этом уже была речь.

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ ОКЕАНОВ

В основе тектонического районирования центральных частей океанов, или океанского ложа, лежит разделение их на две главнейшие категории структурно-морфологических областей: подвижные океанические пояса и талассогены. Первая из них объединяет все структурные образования океанов, входящие в Мировую рифтовую систему. Вторая включает остальные области океанского ложа. От подвижных поясов талассогены простираются до окраинных частей океанов.

Некоторые данные о тектонических, морфологических и геофизических особенностях подвижных океанических поясов приводились выше. Их самая яркая морфологическая черта — выраженность в рельефе дна в виде непрерывной системы очень крупных линейных поднятий, протягивающихся от хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане через Срединно-Атлантический и индоокеанские хребты на Восточно-Тихоокеанское поднятие (см. рис. 5).

На батиметрических картах обычно хорошо выражены гребневая (сводовая) зона и крылья поднятий. Последние очень широкие (сотни километров) и очень пологие, плавно переходящие в структуры океанических котловин. Гребневые зоны обладают расчлененным рельефом. Поднятия рассечены чрезвычайно протяженными поперечными разломными зонами, которые выходят далеко за их пределы (рис. 6). Поэтому в настоящее время скорее можно говорить о парагенетической связи поднятий и разломных зон, чем генетической. Иногда по таким разломным зонам происходили огромные сдвиговые смещения (например, к югу от Тасмании). Поднятиям атлантического типа часто свойственны глубокие продольные рифтовые долины; для поднятий тихоокеанского типа они не характерны. Тем не менее гребневые части как в том, так и в другом случае являются, с тектонической точки зрения, наиболее динамичными зонами поднятий. С ними же связаны и самые поздние магматические процессы. Наконец, в их пределах аномально меняется толщина коры.

Если все эти особенности рассматривать во взаимосвязи, то следует сделать вывод, что образование планетарной зоны проницаемости в коре океанов (Мировая рифтовая система) и развитие волнообразных тектонических

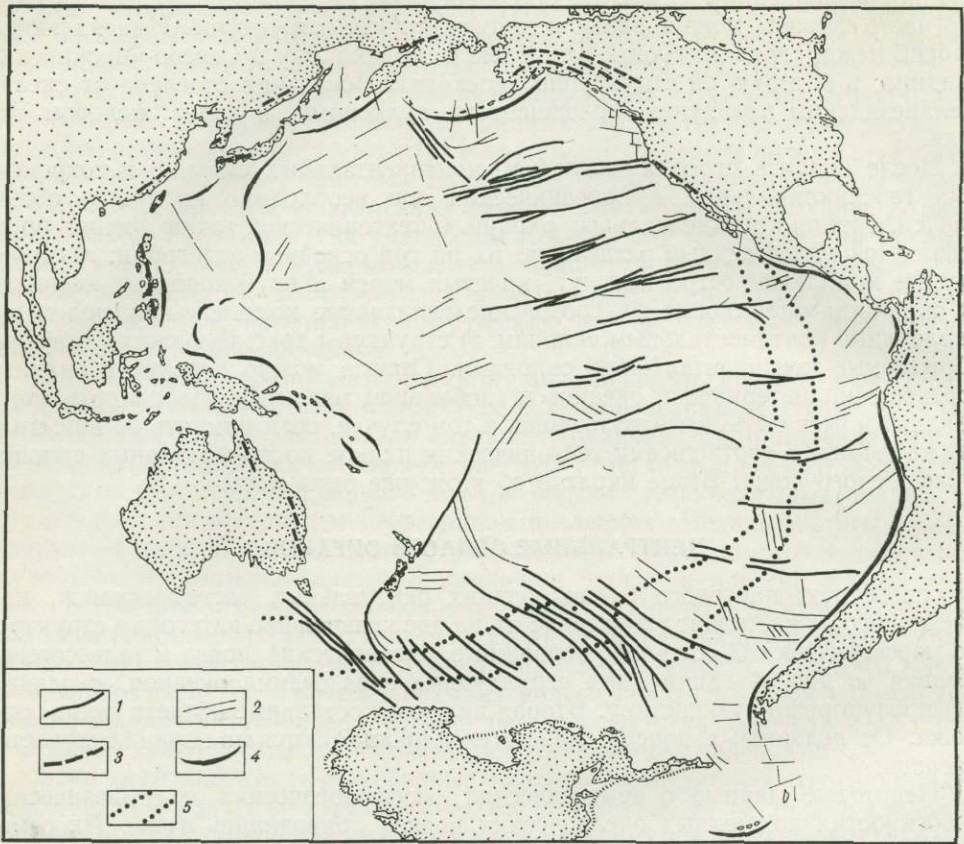


Рис. 6
Разломные зоны в Тихом океане

1 — наиболее крупные разломы; 2 — разломы; 3 — разломы на суше; 4 — глубоководные желоба; 5 — контуры Восточно-Тихоокеанского поднятия

поднятий с осложненной структурно гребневой частью — процессы сопряженные. Корни зоны проницаемости должны находиться на больших глубинах и возникновение ее нужно связывать с каким-то импульсом в развитии Земли как планеты. Появление зоны проницаемости способствовало мобилизации вдоль нее глубинного магматического материала, что происходило в сложном поле тектонических напряжений. Отсюда можно перейти и к явлениям регионального метаморфизма, и к образованию на каком-то этапе крупноволновых форм в океанической коре, и к динамичности гребневых частей поднятий. Динамичность эта проявляется также в настоящее время, выражаясь в концентрации здесь очагов землетрясений, увеличенных значениях теплового потока, рифтообразовании и тектонических подвижках. Есть районы, однако, где зона проницаемости не сопровождается морфологически выраженным волновым поднятием. Это плато Альбатрос, откуда зона простирается в Калифорнийский залив; Аденский залив, из которого ветвь зоны продолжается в Красное море; Лабрадорское море и некоторые другие районы. Подобных районов

немного, но они имеют принципиальное значение для понимания геодинамических процессов на ранних этапах эволюции зон проницаемости.

Обратим внимание, что в западной части Арктики и в Атлантике зоны проницаемости и соответствующие океанические хребты занимают примерно меридианное положение на океанском дне. В Индийском океане картина более сложная. В его центральной части сходятся три хребта: Западно-Индийский (продолжение Срединно-Атлантического), Аравийско-Индийский и Центрально-Индийский, восточнее которого лежит Австрало-Арктическое поднятие, переходящее в Южно-Тихоокеанское. Район их схождения изучен плохо, но можно предполагать, что он представляет собой вулканическое плато с утолщенной корой и более или менее сложным рельефом, похожее на Исландию. Восточно-Тихоокеанское поднятие резко асимметрично по своему положению в Тихом океане.

Если взять зону проницаемости в целом, то устанавливается, что разные ее отрезки возникали в разное время (поздний мезозой — кайнозой). Южно- и Восточно-Тихоокеанские отрезки, а также Арктический — наиболее молодые.

По мере развития геологии океанов тектоническое развитие талассогенов представляется все более сложным, при этом каждый океан обладает особым структурным планом. Особенно большое различие имеется между строением дна Тихого океана (с тяготеющей к нему Австрало-Арктической областью) и другими океанами.

Северный Тихоокеанский талассоген, занимающий огромное пространство, по структурно-морфологическим признакам отчетливо делится на три области. Одна из них — Северо-Западная. Здесь распространены огромные по протяженности сводово-вулканические поднятия позднемиоценового, палеогенового и неогенового возраста. Современный вулканизм есть лишь на Гавайях. В этой области сосредоточено подавляющее большинство гайотов, имеющих в Мировом океане. Здесь же выявлены крупные поднятия с утолщенной корой. Между поднятиями, разными по типу и возрасту, расположены впадины с наиболее древними базальными горизонтами первого океанического слоя (титон и нижние горизонты мела). По типам структур, характеру их сочетаний и занимаемой площади данная область не имеет аналогов. Ей противопоставит Северо-Восточная область. Ее главное свойство — распространение гигантских субширотных зон разломов. В большинстве случаев они имеют сложное строение, которое, однако, слабо описано. Разломы разбивают океанское дно на множество вытянутых блоков, глубоко опущенных. Разломные зоны имеют торцовое сочленение с континентами. Область занимает такую же большую площадь, как Северо-Западная, и также уникальна по своему строению. Третья область лежит на юге талассогена. По площади она несколько меньше предыдущих. По существу, это единый крупный океанический блок, нарушенный местами разломами и осложненный подводными горами.

Южный Тихоокеанский талассоген пересекающими его поднятиями разделяется на четыре океанические плиты: Гватемальскую (Кокос), Наска, Чилийскую и Беллинггаузена. Каждое из поднятий (Галапагосская система, хребет Наска, Западно-Чилийское) и все упомянутые плиты весьма своеобразны по строению. Их геологическая история еще не выяснена. В настоящее время ее обычно рассматривают с позиции тектоники литосферных плит [Живаго, Буданова, 1976; Vanpey, Johnson, 1976; и др.], что оставляет большое число вопросов. В целом тектоника Южного Тихоокеанского талассогена не сходна ни с одной из трех основных областей Северного талассогена, хотя в морфологии и, несомненно, истории развития его Южной области и плиты Беллинггау-

зена много общего. Симметричное положение этих двух обширных областей тектонического опускания относительно Восточно-Тихоокеанского поднятия (включая в него и Южно-Тихоокеанский хребет) — очень важный факт, позволяющий заключить о существовании в этой части дна Тихого океана крупноволновой структуры земной коры. Тем самым Восточно-Тихоокеанское поднятие представляется как обширное тектоническое воздымание океанической коры, а сопредельные плиты — как участки ее прогибания.

О плите Беллингсгаузена можно сказать, что она имеет форму очень широкой уплощенной синклинали. На западе эта плита сменяется Австрало-Антарктической океанической плитой, похожей на нее структурно-морфологическими особенностями. Последняя принадлежит уже Южному талассогену Индийского океана. Ее северным обрамлением служит срединное Австрало-Антарктическое поднятие, очень сильно разбитое поперечными разломами. Вряд ли образование этих разломов непосредственно связано с разобщением Австралии и Антарктиды, поскольку аналогичные «поля» разломных зон существуют и в других местах, например, на юге Восточно-Тихоокеанского поднятия, где движение упомянутых материков заведомо не могло быть причиной их образования. Однако гигантская горизонтальная флексура в срединном поднятии, расположенная к югу от Тасмании, естественно вписывается в геодинамическое поле двух континентов и разделяющей их океанической области. Эта флексура указывает на сложный характер действия тектонических сил и движения блоков земной коры в этом районе.

Районирование Южного Индоокеанского талассогена простое из-за слабой расчлененности океанского дна. Австрало-Антарктическая плита простирается до разломной зоны Амстердам, на северо-западе от которой лежит плита Крозе. Западную часть талассогена образует Африкано-Антарктическая плита, похожая морфологически на Австрало-Антарктическую и отделенная от нее простирающимся на 2000 км поднятием Кергелен [Houtz et al., 1977]. Тектоническая природа этого поднятия не ясна. Одно мнение — что это микроконтинент; другое — вулканическое поднятие. Имеется и третье — что на севере поднятие имеет материковую природу, а на юге — вулканическую. Если придерживаться первой точки зрения, то окажется, что это наиболее крупный микроконтинент в Индийском океане и единственный в Южном талассогене. Наиболее вероятной представляется третья точка зрения. Крупные морфологические элементы подобного смешанного характера в Индийском океане существуют. Это Маскаренское и Чагос-Лаккадивское поднятия. Следовательно, не во всех случаях морфологические элементы отвечают тектоническим. По вопросу образования такого рода морфологических единиц публикаций нет. Можно заметить, что практически все микроконтиненты в Индийском океане сопряжены с разломами. Наиболее крупные из них могут, очевидно одновременно, контролировать и расположение микроконтинентов, и образование вулкано-тектонических поднятий. Нельзя исключать, что и подводный Мадагаскарский хребет, лежащий к югу от острова того же названия, может быть также вулканическим поднятием. Разломная зона Дави [Scrutton, 1978] отделяет подводный Мадагаскарский хребет от южного островного склона Мадагаскара. Поднятие Кергелен отличается от сопредельных океанических плит утолщенной корой, которая, по гравиметрическим данным, составляет 22—23 км [Houtz et al., 1977]. Однако, в какой мере эти данные распространяются на поднятие в целом, остается не ясным.

Восточно-Индоокеанский талассоген характеризуется большой структурной расчлененностью. Двумя гигантскими субмеридиональными поднятиями —

Восточно-Индийским (Хребет 90°) и Чагос-Лаккадивским (Мальдивским) — он пересекается на три отличающиеся по строению области. На востоке лежит область, где небольшие и значительные океанические плиты и впадины¹ (абиссальные равнины) разделяются различными по форме и величине поднятиями, как вулканическими, так и микроконтинентами, и пересекаются разломами. С последними могут быть связаны глубокие тектонические рвы. К этой области приурочен обширный район развития деструктивных тектонических процессов, указывающих на сложное структурное развитие океанической коры в позднем мезозое и кайнозое. Выясняется наложение кайнозойского структурного плана на более ранний.

Восточно-Индийское поднятие имеет вулкано-тектоническую природу и в целом горстовую форму. Обнаружение на нем при глубоководном бурении палеоценовых лигнитов (скв. 214) на глубинах более 2000 м придало большую остроту проблеме тектонических движений в Индийском океане. После этого экспедицией «Витязя» (54-й рейс) было открыто Кокосовое поднятие, разбитое на блоки, иногда поднятые над уровнем моря (о. Рождества, Кокосовые острова), иногда глубоко опущенные (около 3 км ниже уровня моря). Кокосовое поднятие отделяет Кокосовую плиту от Западно-Австралийской.

Срединную область талассогена занимает единая Центральная плита, осложненная вулканическими поднятиями Ланка и Афанасия Никитина. Ее северная часть представляет глубочайший тектонический прогиб, где мощность осадков, принесенных Гангом, 10—12 км. Представляется, что эта структурная форма принадлежит к типу краевого моря, а не материкового подножия, как иногда думают, поскольку она лежит на простирации крупнейшей системы краевых прогибов, окаймляющих с севера докембрийскую Индийскую платформу. Аналогичный прогиб, но меньшего порядка, имеется и против дельты Инда, в западной области. Последняя представлена сравнительно небольшой океанической плитой (Аравийской), простирающейся до мощной разломной зоны Оуэн, за которой лежат уже рифтовые структуры Аденского и Оманского заливов.

Западный талассоген так же сложно построен, как и Восточный. Несколько блоков — фрагментов континентальной коры (Мадагаскарский, Сейшельский, Мозамбикский, Агульяс и др.) — разделяют пониженные участки океанского дна — плиты и глубоководные впадины. Выделяются также несколько вулканических и вулкано-тектонических поднятий. Среди последних наиболее крупным является Маскаренский хребет (за исключением Сейшельского блока и, возможно, такого же блока в средней части хребта). Структуру дна осложняет ряд крупных разломов. Как западнее Австралии, так и восточнее Африки широко проявились мезозойско-кайнозойские деструктивные процессы с откалыванием материковых блоков, их движением, преобразованием структурного плана ложа океана и т. п.

Приведенные данные показывают сложную картину строения дна Индийского океана и выявляют существенные особенности мезозойско-кайнозойской истории его крупных областей.

Тектонический план Атлантики наиболее симметричен. Срединный хребет здесь занимает центральное положение, разделяя Западный и Восточный талассогены. В экваториальной зоне океанское дно пересекается серией мощных разломов, структурно обособляющих Северную и Южную Атлантику. Другой

¹ Здесь и ниже имеются в виду относительно небольшие, обычно котловинообразные формы.

поперечный раздел лежит в Скандинавско-Гренландском районе, разделяющем Субарктическую и Арктическую Атлантику. Южная часть океана — наиболее ранняя по времени образования (поздняя юра — ранний мел); субарктическая — наиболее поздняя (ранний кайнозой); средняя — занимает промежуточное положение.

Для Атлантического океана, как уже отмечалось, характерно развитие обширных площадей тектонической деструкции. С севера на юг это следующие области: Северо-Атлантическая, Ньюфаундлендско-Бермудская, Багамско-Мексиканская, Сан-Пауло-Фолклендская. На востоке океана таких крупных областей нет, хотя континентальный склон Африки, конечно, также имеет деструктивную природу. Следовательно, геодинамический режим западной и восточной окраин океана различен. Вероятно, в этом сказывается влияние ротационного фактора. Западная и восточная части океана различаются и по мощности литосферы. На востоке она больше на 10—20 км [Гайнанов, 1978].

Все три поперечные части Атлантики специфичны по своим структурно-морфологическим особенностям. Южная часть, наибольшая по площади, характеризуется макорасчлененностью; она распадается на несколько крупных океанических плит, разделенных обширными поднятиями. Поперечные разломы распространены здесь не слишком часто. Можно полагать, что такие особенности отражают процесс раздвига Южно-Американской и Африканской частей ранее единой древней платформы, процесс, обладающий собственными геодинамическими особенностями.

Для Северной Атлантики характерны значительная структурная расчлененность дна, большое число поперечных разломов, развитие боковых раздвиговых форм (Лабрадорское море, Бискайский залив), распространение у подножия континентальных склонов глубочайших прогибов, заполненных осадками (continental rise). Здесь океан возник в условиях разрушения палеозойской складчатой области сложного строения, образовавшейся (в целом) на месте пра-Атлантики, как об этом свидетельствует характер нижнепалеозойских океанических толщ в Аппалачах и на Ньюфаундленде. Этой разницей в геологической истории Южной и Северной Атлантики можно объяснить уменьшение мощности литосферы к северу от Азорских островов на 20—30 км, что отмечено А. Г. Гайнановым [1978].

Субарктическая и Арктическая часть Атлантического океана имеет сложно-мозаичную структуру, с еще не вполне оформившимся срединным хребтом. Это связано с относительно ранней стадией развития здесь океанической впадины, размеры которой еще невелики.

Далее на север лежит уже Евразийская система Северного Ледовитого океана, состоящая из срединного хребта (Гаккеля) и двух симметричных субокеанических впадин (Амундсена и Нансена). Восточная область Северного Ледовитого океана, начинающаяся от хребта Ломоносова и простирающаяся до берегов Канады и Аляски, представляет собой совсем особую область. Ее развитие (впадина Бофорта) началось в поздней юре и раннем мелу в связи со становлением мезозойда на Северо-Востоке СССР и в Северной Америке. Расширение процесса в последующем в эпоху позднего мела привело к возникновению глубоководных впадин в полосе Северного полюса (Толля, Макарова и др.).

Тектоническое районирование океанского дна, основанное на структурно-морфологическом подходе, позволяет выявлять и объяснять целый ряд важных черт тектоники океанов, без чего едва ли возможна расшифровка действительных условий их образования и развития.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОКЕАНОВ

Проблема происхождения океанов чрезвычайно широка, она охватывает наиболее общие представления о тектонике Земли. Отсюда большая сложность в ее решении, и хотя соответствующих попыток было немало, никакой определенности пока достигнуть не удалось. Нужны новые и притом масштабные факты и свежие подходы, чтобы можно было рассчитывать на прогресс в данной области¹. Представляется, что целесообразно обратиться на недавно обнаруженное явление тектонической асимметрии не только Земли, но также Луны и планет земной группы.

По геологическим, морфологическим, геофизическим и, по-видимому, геохимическим особенностям Земля распадается на два сегмента: Тихоокеанский и Индо-Атлантический. Первый из них условно можно назвать океаническим, а второй — материковым, хотя в него и входят все океаны Земли, кроме Тихого. Самую основную геологическую особенность Тихоокеанского сегмента составляет отсутствие в нем на громадном пространстве гранитно-метаморфического слоя. Нет также признаков, которые указывали бы на существование здесь такого слоя в геологическом прошлом. Колоссальная область распространения океанической коры окружена Тихоокеанским тектоническим поясом, в котором, как в западной его половине, так и в восточной, известны позднедокембрийские, палеозойские, мезозойские, кайнозойские и современные геосинклинали, возникшие на океанической коре в результате геодинамических процессов в краевых зонах океана. Тихоокеанский пояс в тыловой части ограничен древними платформами: Сибирской, Северо-Китайской, Южно-Китайской, Австралийской, Антарктической, Южно-Американской и Северо-Американской, а от ложа Тихого океана отделен глубоководными желобами. Соответственно ширина его различна — от нескольких тысяч километров на западе до сотен километров на востоке.

Тектоническое развитие всех фрагментов Тихоокеанского пояса чрезвычайно сложное — процесс роста континентальной земной коры здесь постоянно прерывался деструктивными явлениями, существенно изменявшими структурный план геосинклинальных зон. Многие видят в качестве главных структур этих приокеанических геосинклиналей краевое море, островную дугу и глубоководный желоб. Магматизм и металлогения Тихоокеанского пояса основательно изучены лишь для мезозоя и кайнозоя. Как известно, они исключительно специфичны и резко обособляют этот пояс от всех других тектонических поясов Земли. В свете идей о структурной асимметрии планеты Тихоокеанский тектонический пояс следует рассматривать как структурное выражение сложных процессов глубинного взаимодействия тектоносфер двух главных ее сегментов.

Индо-Атлантический сегмент включает подавляющую часть материковых областей. Изучение южных континентов дает практически неоспоримые доказательства единства в прошлом Африки и Южной Америки, а также Австралии и Антарктиды. Соответственно характернейшую особенность Индо-Атлантического сегмента составляет образование вторичных океанических областей. Сегмент отличается широким развитием в периферических областях океанов деструктивных процессов, которые выражаются здесь в разрушении континен-

¹ Автор полагает, что теоретики тектоники литосферных плит, направленной прежде всего на объяснение происхождения океанов, не решают многих соответствующих вопросов.

тальной коры, разобщении ее фрагментов (микроконтинентов) и формировании новообразованных океанических структур. Это совершенно другой характер соотношения океанических и материковых структур, чем в областях развития островных дуг. Нет здесь ничего похожего и в отношении магматических процессов и соответственно металлогенеза.

По данным А. П. Милашина [1978], средние мощности второго и особенно третьего слоев земной коры в области Тихого океана больше, чем в Атлантике, а соответствующие слои коры Индийского океана занимают промежуточное положение. Им же отмечается, что среднее значение скорости для границы Мох в Тихом океане несколько повышено по сравнению с Атлантическим. Необходимо отметить, что наблюдения за траекториями полетов искусственных спутников Земли привели к заключению [Гайнанов и др., 1974], что вокруг Тихого океана присутствует ясно выраженное кольцо положительных аномалий силы тяжести. Все это подчеркивает главную тектоническую асимметрию Земли. Кстати заметим, что спутниковые данные выявили также различие в простирации аномалий силы тяжести, отражающих глубинные структуры, западной и восточной частей Тихого океана. В западной части они имеют северо-западную ориентировку, в восточной — картина пестрая. Эти части океанического дна различаются также по ориентировке изопахит земной коры. В первом случае их простираение субмеридиональное, во втором — субширотное [Милашин, 1977]. Как то, так и другое в общих чертах подкрепляет приведенное в данной работе тектоническое районирование Тихого океана и указывает на большие различия в тектонической истории ее крупнейших областей.

Если геологическая история Тихоокеанского сегмента прослеживается на 1—1,5 млрд. лет, то Индо-Атлантического (материкового) сегмента — на весь геологический период развития планеты. Образование континентов и все их геологические судьбы связаны именно с этим сегментом. И океаны прошлого, поскольку они выявляются при палеогеологических реконструкциях, относятся к этой области. Если все это принять, то необходимо признать, что область Тихого океана столь же древняя и, следовательно, каждый из сегментов отражает первичную неоднородность в строении Земли.

Современный Атлантический океан — сложное мезозойско-кайнозойское образование. То же можно сказать и о периферийных частях Индийского океана. Но значительные по площади его центральные районы, вероятнее всего, более древние, палеозойские. Главный механизм в образовании вторичных океанов — горизонтальные движения.

Очень существенные данные в пользу вероятности древнейшего образования Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов дают сравнительно-планетологические материалы. В 1965 г. при облете Луны была установлена ее тектоническая асимметрия, заключающаяся, как ныне широко известно, в распространении морей на видимой стороне земного спутника. Эндогенное происхождение этой асимметрии доказано. Поэтому с полной определенностью можно говорить о дифференцированном строении и развитии соответствующих лунных сегментов. Это чрезвычайно важный факт, так как он прямо подтверждает большую древность тектонической асимметрии Земли, которая находилась на лунной стадии развития более 4 млрд. лет назад.

В общем на той же стадии развития находится и Меркурий. На нем установлена гигантская впадина Калорис, занимающая почти треть его поверхности, которая и придает планете структурную асимметрию.

На более высокой стадии геологической эволюции находится планета Марс. Ее развитие, возможно, дошло до формирования на отдельных участках «гра-

нитного» слоя. Тектоническая асимметрия выражена здесь очень четко: моря сосредоточены в северном полушарии планеты.

Венера еще более «высокоразвитая» планета. Изучена она пока недостаточно, хотя установлено ее сходство с Землей как по плотности, размерам, массе, так и по строению коры. Вероятно присутствие на Венере не только базальтов, но и гранитоидов, т. е. имеет место далеко зашедшая дифференциация материала ее недр. Установлены вулканические горы, огромные, округлые, вероятно лавовые, поля, крупнейшие грабеноподобные тектонические формы. Вполне можно полагать, что и здесь мы встретимся с планетарной структурной асимметрией.

Таким образом, тектоническая асимметрия Земли, Луны и планет земной группы представляет важнейшую закономерность в их строении. Поскольку все эти тела находятся на разных стадиях развития, начиная от очень ранней — лунной и кончая земной, нужно считать, что тектоническая асимметрия отражает первичную неоднородность планет. Отсюда следует, что возраст Тихоокеанской впадины действительно древнейший.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. 3-е изд. М.; Л.: Гостехиздат, 1941. Т. 1.
- Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964, с. 88—136. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 113).
- Батиметрическая карта Мирового океана. М-б 1 : 40 000 000. М.: ГУГК, 1977.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 107—127.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 51—63.
- Богданов Н. А. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1966, № 2, с. 43—56.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 3—16.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 269).
- Богданов Н. А. Офиолиты континентов и дна океанов.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 126—128.
- Богданов Н. А. О тектоническом скупивании в океанах.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 133—146.
- Богданов Ю. А., Левитан М. А., Лисицин А. П. Осадочные формации ложа океанов.— В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 33—34.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М.: Наука, 1976.
- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 3—17.
- Васильев Б. И., Соловьев С. Л., Суворов А. А. О геологическом строении внешнего склона Курило-Камчатского желоба и вала Зенкевича.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 1173—1176.
- Гайнанов А. Г. Глубинное строение литосферы океанов по геофизическим данным.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 4, с. 10—19.
- Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федынский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 5, с. 5—19.
- Гарецкий Р. Г., Янишин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 1, с. 115—333.
- Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974.
- Дмитриев Л. В. Глубоководное бурение в фундаменте океанской коры.— Природа, 1975, № 5, с. 49—54.
- Живаго А. В., Буданова Л. Я. Морфоструктурные типы дна по маршруту 8-го рейса нис «Дмитрий Менделеев».— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 139—181.

- Золотарев Б. П.** Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.
- Исландия и срединно-океанический хребет:** Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977.
- Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана.** М.: Наука, 1972—1974. Т. 1—3.
- История Мирового океана.** М.: Наука, 1971.
- Канаев В. Ф., Нейман В. Г., Парин Н. В.** Индийский океан. М.: Мысль, 1975.
- Канн Дж. Р.** Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 91—102.
- Кашинцев Г. Л.** Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана. — Океанология, 1973, т. 13, № 5, с. 848—851.
- Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б.** Новые данные о базальтах Восточно-Индийского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 5—12.
- Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б.** Магматические породы восточной части Индийского океана (по материалам 58-го рейса «Витязя»). — Океанология, 1977, т. 17, № 4, с. 653—657.
- Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И.** Строение океанской коры в зоне разломов Элтанни (Тихий океан) по петрографическим данным. — Океанология, 1978, т. 18, № 1, с. 64—69.
- Красный Л. И.** О великом Тихоокеанском георазделе. — Докл. АН СССР, 1978а, т. 242, № 5, с. 1148—1151.
- Красный Л. И.** Тектоника. — В кн.: Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978б, т. 2, с. 177—241.
- Крашенинников В. А.** Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя. — Вopr. микропалеонтол., 1977, вып. 19, с. 124—227.
- Кропоткин П. Н.** О возрасте и происхождении океанов. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 46—50.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.** Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А.** Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 229—250. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 11).
- Марков М. С.** Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 93—111.
- Марков М. С.** Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С.** Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 168).
- Марков М. С., Пушчаровский Ю. М., Тильман С. М.** Тектоника шельфовых зон восточноарктических и дальневосточных морей. — Сов. геол., 1978, № 1, с. 17—26.
- Марков М. С., Пушчаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А.** Тектоника Северо-Востока Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д.** Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры. — Геотектоника, 1967, № 1, с. 57—76.
- Меланхолина Е. Н.** Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 244).
- Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М.** Тектоническое строение Японского моря. — Геотектоника, 1976, № 4, с. 72—87.
- Милашин А. П.** Новые данные о строении земной коры в Тихом океане. — Сов. геол., 1977, № 1, с. 148—149.
- Милашин А. П.** О средних значениях мощностей и скоростей продольных волн в слоях земной коры океанов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1430—1432.
- Муратов М. В.** Проблема происхождения океанических впадин. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 5, с. 55—70.
- Муратов М. В.** Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 11—30.
- Муратов М. В.** Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Непрочнов Ю. П.** 24-й рейс нис «Академик Курчатов». — Океанология, 1978, т. 18, № 1, с. 160—163.
- Николлс Г. Д., Ислам М. Р.** Геохимические исследования базальтов и ассоциирующих с ними пород дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 75—90.
- Пейве А. В.** Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
- Пейве А. В.** Океаническая кора геологиче-

- ского прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В. Офиолиты и земная кора.— Природа, 1974, № 2, с. 18—25.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
- Пейве А. В. Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с. 21—31.
- Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6, с. 3—7.
- Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. «Базальтовый» слой земной коры в западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 6, с. 1433—1436.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Москаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Перцев Н. Н. 52-й и 53-й рейсы «Гломара Челленджера».— Природа, 1978, № 4, с. 142—144.
- Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Пуцаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9, с. 15—28.
- Пуцаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны.— В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 28—54. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 89).
- Пуцаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез. М.: Недра, 1964а, с. 251—267. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Probl. 11).
- Пуцаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964б, № 12, с. 42—61.
- Пуцаровский Ю. М. Пути тектонического районирования кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964в, с. 161—169.
- Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965а, № 6, с. 19—34.
- Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники и нефтегазонасности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— Геотектоника, 1965б, № 1, с. 74—92.
- Пуцаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 90—102.
- Пуцаровский Ю. М. Тектонические карты: обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 215—226.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972а. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пуцаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов.— Геотектоника, 1972б, № 6, с. 18—28.
- Пуцаровский Ю. М. Тектоника континентальных окраин Тихого океана.— В кн.: Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. М.: Наука, 1972в, с. 8—15. (МГК. 24-я сес. Докл. сов. геол. Probl. 8).
- Пуцаровский Ю. М. О тектонике и нефтегазонасности приокеанских зон.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 3—12.
- Пуцаровский Ю. М. О происхождении Восточно-Тихоокеанского поднятия.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976а, с. 265—269.
- Пуцаровский Ю. М. Структурное положение нефтегазонасных районов в Тихоокеанском поясе.— В кн.: Тектоника и структурная геология. М.: Наука, 1976б, с. 32—38.
- Пуцаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976в, № 2, с. 3—14.
- Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии.— Докл. АН СССР, 1978а, т. 241, № 4, с. 903—905.
- Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978б, № 1, с. 3—18.
- Пуцаровский Ю. М. О тектонике и геодинамике Карибского региона.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 124—132.
- Пуцаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1965, с. 85—127. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 139).
- Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 3, с. 3—19.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А. Сравни

- тельная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— *Геотектоника*, 1977, № 5, с. 83—94.
- Пушаровский Ю. М., Янишин А. Л.* Тихоокеанский тектонический пояс.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 12—21.
- Разницын Ю. Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— *Геотектоника*, 1975, № 2, с. 68—84.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Русинов В. А.* 51-й рейс «Гломара Челленджера».— *Природа*, 1978, № 3, с. 135—137.
- Соловьева И. А.* О природе разломов северо-восточной части Тихого океана.— *Геол. и геофиз.*, 1976а, № 11, с. 73—85.
- Соловьева И. А.* Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана.— *Геотектоника*, 1976б, № 3, с. 6—25.
- Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1966.
- Тектоническая карта Арктики. М-б 1 : 10 000 000. Сост. Ю. М. Пушаровский. М.: ГУГК; 1963.
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М.: ГУГК, 1966.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1 : 10 000 000. М.: ГУГК, 1970.
- Тузев И. К., Ильев А. Я., Алексеев Б. В., Еремин Г. Д., Михайлов В. И., Хьюстон М.* Геологическое строение подводной возвышенности Маркус.— *Докл. АН СССР*, 1977, т. 234, № 5, с. 1167—1170.
- Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
- Фишер Р. Л., Энгель С. Дж.* Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного хребта.— *Геохимия*, 1970, № 6, с. 661—677.
- Хаин В. Е.* От тектоники плит — к более общей теории глобального тектогенеза.— *Геотектоника*, 1978, № 3, с. 3—25.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Наука, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 91).
- Шатский Н. С.* О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935, с. 149—168.
- Шмидт О. А.* Проблемы тектонического развития Командорских островов.— *Геотектоника*, 1974, № 6, с. 105—117.
- Шмидт О. А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 320).
- Штрейс Н. А.* Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях.— В кн.: *Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 3—11.
- Штрейс Н. А.* Проблема связи магматизма со структурами геосинклиналильных систем.— В кн.: *Вулканизм и тектогенез*. М.: Наука, 1968, с. 5—10. (МГК. 23-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 2).
- Янишин А. Л., Есина Л. А., Казаков О. В., Пустильников М. Р., Шлезингер А. Е.* Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря.— *Докл. АН СССР*, 1978, т. 239, № 4, с. 941—944.
- Янишин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Николаева Е. Я., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е.* Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.
- Ballard R. D., Van Andel T. H.* Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 30°50' N on the Mid-Atlantic Ridge.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 5, p. 507—530.
- Bonatti E.* Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 17, p. 369—379.
- Bonatti E.* Vertical tectonism in oceanic fracture zones.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 37, N 3, p. 369—379.
- Bowin C. O., Nalwalk A. J., Hersey J. B.* Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico trench.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 77, N 3, p. 257—270.
- Christensen N. I.* The Geophysical significance of oceanic plagiogranite.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, N 2, p. 297—300.
- Cloud P., Schmidt P., Burke U.* Geology of Saipan Mariana Islands. *J. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1956, N 280-A.
- Coleman R. C.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 5, p. 1212—1222.
- Dietrich V., Emmermann R., Oberhänsli R., Puchelt H.* Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana basin and the Mariana trench.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 39, N 1, p. 127—144.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Celeste G., Havens R. G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.—

- Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 7, p. 719—734.
- Fisher R. L., Engel C. G.* Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 7, p. 1373—1378.
- Geotimes*, 1976, vol. 21, N 4.
- Hawkins J., Batiza R.* Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 37, N 2, p. 216—229.
- Hekinien R.* Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core in the Indian Ocean.— Mar. Geol., 1970, vol. 9, N 4, p. 287—294.
- Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin.— Tectonophysics, 1977, vol. 38, N 1/2, p. 145—165.
- Houtz R. E., Hayes D. E., Marki R. G.* Kerguelen plato bathymetry, sediment distribution and crustal structure.— Mar. Geol., 1977, vol. 25, N 1, p. 95—130.
- Lonsdale P.* Regional shape and tectonics of the Equatorial East Pacific Rise.— Mar. Geophys. Res., 1977a, vol. 3, N 3, p. 295—315.
- Lonsdale P.* Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest: the East Pacific Rise near 3°25'S.— Mar. Geophys. Res., 1977b, vol. 3, N 3, p. 251—293.
- Macdonald K. C., Luyendyk B. P.* Deep-low studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge crest near lat. 37° N.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 5, p. 584—592.
- McKenzie D. M., Sclater J. C.* The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, vol. 25, p. 437—528.
- Mc Nutt M., Menard H. W.* Lithospheric flexure and uplifted atolls.— J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B3, p. 1206—1212.
- Ofioliti Boll. Gruppo Lavoro sull ofioliti Mediterranee*, 1977, vol. 2, N 1.
- Ramberg I. B., Cray D. F.* Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge lat. 35°50' to 37°20'N.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 5, p. 609—620.
- Rosendahl B. R., Raitt R. W., Dorman L. M., Bibce L. D., Hussong D. M., Sutton G. H.* Evolution of oceanic crust. I. A physical model of the East Pacific rise crest derived from seismic refraction data.— J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 29, p. 5294—5304.
- Scrutton R. A.* Davie fracture zone and the movement of Madagascar.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 39, N 1, p. 84—88.
- Van der Linden W. J.* How much continent under ocean?— Mar. Geophys. Res., 1977, vol. 3, N 2, p. 209—224.
- Vanney J. R., Johnson G. L.* The Bellingshausen—Amundsen basins (South Eastern Pacific): major sea-floor units and problems.— Mar. Geol. 1976, vol. 22, p. 71—101.
- Vroman A. J.* On the origin of the Mediterranean and other marginal seas.— Tectonophysics, 1978, vol. 46, N 3/4, p. 219—225.
- Watts A. B., Talwani M., Cochran J. R.* Gravity field of the North-West Pacific ocean basin and its margin.— In.: Geophysics Pacific ocean basin and margin. Washington: D. C., 1976, p. 17—34.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

РАЗВИТИЕ ГЕОДИНАМИКИ В 1930—1978 гг.

Если в структурной геологии и региональной геотектонике описывается существующая статическая картина — складчатые структуры и разломы, сформированные к настоящему времени, и определяется время возникновения их в процессе тектонических деформаций, то геодинамика имеет целью изучение самих движений земной коры под действием приложенных к ней сил. В этом смысле она аналогична тому разделу механики, который называется динамикой и в противоположность статике посвящен изучению движений материальных тел под действием сил, приложенных к ним.

Центральным вопросом геодинамики, который в середине XX в. разделял геологов и геофизиков на две группы — на сторонников фиксизма и преобладающей роли вертикальных движений в формировании структур земной коры (Л. Кобер, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, В. В. Белоусов, Г. Джеффрис и многие др.) и сторонников мобилизма, допускавших большие масштабы взаимных перемещений глыб земной коры (Э. Краус, Б. Гутенберг и др.), был вопрос о роли горизонтальных движений в формировании тектонических структур. Наряду с крайними взаимоисключающими концепциями были также попытки развивать идеи «гибкого фиксизма», допуская не слишком большие (примерно до 500 км) горизонтальные перемещения и приписывая формирование складчатых структур интенсивному тангенциальному сжатию при сближении блоков земной коры и крупных надвигах или поддвигах, захватывающих верхнюю мантию (Г. Штилле [Земная кора, 1957]; А. Н. Заварицкий [1946]). У нас к этому направлению примыкали А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев и многие другие геологи. Так же как и мобилисты (М. Люжон, Э. Арган, Р. Штауб), представители этого компромиссного направления при анализе тектоники придавали большое значение формированию таких структур, в которых важнейшую роль играют горизонтальные перемещения масс, а именно: шарьяжам (тектоническим покровам), надвигам и сдвигам. Роль покровных структур хорошо аргументировал М. М. Тетяев [1934].

Однако предположения о тектонических перекрытиях с амплитудой в сотни километров, которые развивали М. М. Тетяев (для территории Забайкалья) и Г. Н. Фредерикс (относительно западного склона Урала), были настолько слабо обоснованы, что привели к обратному результату. Они были раскритикованы В. А. Обручевым, А. Д. Архангельским и другими и в конечном счете скомпрометировали в глазах советских геологов не только теорию шарьяжей, но и вообще идею о большой роли и больших масштабах горизонтального перемещения масс в тектонических процессах.

Для пересмотра традиционных представлений, сложившихся в геотектонике в 1940—1955 гг., потребовался длительный период накопления новых данных в области геофизики (палеомагнитные исследования, определение напряжений

в очагах землетрясений, анализ изостатических аномалий силы тяжести), геодезии (выявление горизонтальных смещений по сдвигам в Калифорнии, надвигу в Таджикистане и пр.), изучения океанов (обнаружение глобальной системы рифтов на срединно-океанических хребтах и связанной с ними системы полосовых магнитных аномалий, возникающих благодаря спредингу, т. е. разрастанию океанического дна), исследования рифтовых структур (оз. Байкал, Исландия). Только после этого взгляды, сформировавшиеся в духе концепции фиксизма и господствовавшие в СССР, США и Западной Европе в 1940—1955 гг., стали постепенно уступать свое место идеям «неомобилизма» и «новой глобальной тектоники» (тектоники литосферных плит).

Все же сейчас в концепции мобилизма остается ряд нерешенных проблем. Выяснены главным образом кинематика движений различных блоков земной коры и общая картина связанных с ними тектонических напряжений. В то же время вопрос о силах, о первопричине тектонических движений и деформаций остается не вполне ясным. Предлагаются теории тепловой конвекции вещества в мантии Земли (в первоначальной форме сформулированные еще в 1925—1933 гг. О. Амферером, В. Ватершутван-дер Грахтом, А. Холмсом и др.), гравитационной дифференциации, т. е. всплывания легких дериватов и опускания более тяжелых масс в мантии Земли (Э. Краус, С. Ранкорн, Е. В. Артюшков), попеременного расширения и сжатия Земли (пульсационная геотектоническая теория В. Бэчера и В. А. Обручева), общего расширения Земли в связи с предполагаемым ослаблением гравитации (Б. Хейзен, П. Иордан, Ю. В. Чудинов) и др. Вполне вероятно, что фактически в развитии структуры Земли играют роль не один, а несколько из перечисленных факторов. Обоснованность различных геотектонических гипотез мы рассмотрим в конце предлагаемого обзора.

Общая эволюция идей в области геодинамики и геотектоники, очерченная выше, отразилась и в работах ученых Геологического института. В конце 20-х и начале 30-х годов большое внимание уделялось изучению надвиговых структур. Н. С. Шатский подробно описал надвиги Черных Гор на северном склоне Кавказа, между реками Терек и Сулак. Он пришел к выводу, что надвиги очень широко распространены на северном склоне восточного Кавказа. Рассматривая характер залегания одного из второстепенных надвигов, «можно совершенно точно определить, что видимое перемещение этого покрова по нижележащим чешуеобразным надвигам измеряется в 3,5—4 км. Действительная величина горизонтального перемещения этого надвига значительно превосходит указанную выше цифру. Перемещение же всего третичного массива должно, несомненно, быть еще более значительным и, я думаю, оно должно измеряться многими километрами» [Шатский, 1925, с. 337]. Южнее этих надвигов Н. С. Шатский проследил еще более значительный «главный надвиг». Особенность описанных надвигов состоит в том, что более молодые (третичные) отложения надвинуты здесь на более древние (мезозойские). Н. С. Шатский приводит несколько примеров аналогичных соотношений в покровных структурах Аппалач.

Вскоре А. Д. Архангельский [1932] и А. А. Блохин [1932] на основании геологических съемок, выполненных на западном склоне Южного Урала в годы первой пятилетки, высказали мнение о покровном строении этой складчатой области. Через несколько лет, суммируя данные о тектонике Урала, А. Д. Архангельский подчеркнул, что в этой области «за последние годы начинает все более выясняться, что наряду со сбросами очень важную роль играют также надвиги и целые надвиговые покровы... Все известные пока факты указывают

на то, что движение масс в покровах происходило с востока на запад» [1941, с. 149, 154].

Несколько позже шарьяжи на Полярном Урале были изучены К. Г. Войновским-Кригером. Н. П. Херасков [1932] описал молодые, послеэрозионные пологие надвиги, осложняющие складки Таджикской депрессии; Н. Б. Вассоевич и В. Е. Хаин в 1940 г. описали крупный Баскальский покров близ г. Шемахи на южном склоне Кавказа. Существенное значение не только надвигов, но и сдвиговых дислокаций (с амплитудой смещения до 80 км) в структуре Урала подчеркивали Е. А. Кузнецов [1941] и Е. Е. Захаров [Кузнецов, Захаров, 1926]. Таким образом, вплоть до конца 30-х годов советские тектонисты достаточно большое значение придавали изучению шарьяжей, надвигов и сдвигов в складчатых поясах, формирование которых связывалось со сжатием геосинклиналей между сближавшимися блоками земной коры.

Вполне в духе современных представлений А. Д. Архангельский связывал образование геосинклинальных прогибов с растяжением, складчатость — со сжатием земной коры. «Образование геосинклинальных прогибов,— писал он,— зависит от растяжения земной коры. Следствием этого растяжения являются в первой фазе процесса лишь образование сравнительно неглубоких трещин, разрыхление материала и оседания, которые влекут за собой образования впадин, где могут накапливаться более или менее мощные толщи осадочных пород... Состояние растяжения, приводящее к образованию геосинклинальных прогибов, не является для земной коры постоянным и через большие или меньшие промежутки времени сменяется более или менее интенсивным сжатием; история развития земной коры показывает нам, что эпохи растяжения и сжатия чередуются друг с другом.

В эпохи сжатия краевые массивы геосинклинальных впадин сближаются, и породы, заполняющие эти впадины, сминаются в складки, выдавливаются вверх и в бока, надвигаясь в последнем случае на несмятые участки впадин и на плиты в виде складчатых покровов, метаморфизуются; магматические массы, насытившие в предыдущем нижние части геосинклинального материала, под влиянием давления приобретают подвижность и внедряются в виде интрузий в более высокие части коры». Таким образом, происходит «сокращение площади геосинклиналей, складчатость и связанное с этим образование горных хребтов» [Архангельский, Федьинский, 1936, с. 19, 20]

В коллективной работе А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Меннера, Е. В. Павловского, Н. П. Хераскова и других [1937] «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР», опубликованной к сессии Международного геологического конгресса, происходившей в Москве, были суммированы результаты, достигнутые советской геотектоникой к середине 30-х годов. Роль горизонтальных движений в формировании складчатых структур с образованием надвигов и шарьяжей на Урале, Кавказе и в других районах была отнечена в ней достаточно четко.

Однако в 40-х и 50-х годах этот правильный подход сменился огульным отрицанием ведущей роли горизонтальных движений земной коры в формировании тектонических структур. Образование прогибов, синеклиз и других тектонических депрессий многие геологи стали трактовать как результат простого вертикального погружения земной коры за счет уплотнения подкоровых слоев, не обращая внимания на то, что подобная трактовка противоречит гравиметрическим данным и требованиям теории изостазии. Видные тектонисты, как, например, В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин и другие, пытались свести все разнообразие тектонических структур к дифференциальным вертикальным дви-

жениям. Тектонические покровы рассматривались как результат гравитационного оползания масс на склонах растущих возвышенностей или отрицались вообще [Богданов, Высоцкий, Пущаровский, 1954; Высоцкий, 1955]. Даже в тех районах, где шарьяжи уже были доказаны бурением и детальными исследованиями зарубежных геологов (В. Улига и М. Лимановского на Карпатах, японских геологов — в Пхеньянском угольном бассейне в Северной Корее), при картировании, выполнявшемся нашими специалистами, прежняя правильная трактовка структуры искусственно заменялась изображением мозаики горстов и т. п.

Как мы уже упоминали, такой «нигилизм» в отношении шарьяжей и сдвигов был в значительной степени реакцией на чрезмерное увлечение «наппизмом» в работах М. М. Тетяева и Г. Н. Фредерикса. К тому же в это время выяснилось, что в работах А. Д. Архангельского [1932] и А. А. Блохина [1932], обосновывавших представление о покровном строении Урала, была принята неправильная датировка возраста древних свит. Некоторые свиты оказались в действительности принадлежащими не среднему или нижнему палеозою, а рифею (верхнему протерозою). Поэтому через 13 лет после опубликования работ А. Д. Архангельского и А. А. Блохина Н. С. Шатский имел некоторые основания заявить, что «установление точной стратиграфии этого (рифейского. — П. К.) комплекса заставляет окончательно отказаться от гипотезы крупных шарьяжных перекрытий на западном склоне Урала; эта область на основании стратиграфических работ последних лет ясно вырисовывается как складчатая полоса, осложненная крутыми разломами, взбросами, надвигами» [1945, с. 61].

Все же основную вину в том, что советские геологи как бы «разучились» распознавать пологие надвиги, шарьяжи и сдвиги, а руководители съемочных работ территориальных геологических управлений подчас даже отказывались принимать те геологические отчеты, в которых на картах и профилях были изображены подобные тектонические структуры, следует отнести на счет неправильного построения программ обучения в вузах. Они везде строились по образцу программ и учебных пособий по геотектонике и структурной геологии, разработанных в МГУ [Белоусов, 1954, 1962, 1971, 1975; Богданов, Жуков и др., 1945, 1954].

Первой реакцией на чрезмерное увлечение «вертикализмом» и отрицание ведущей роли горизонтального (тангенциального) сжатия в формировании складчатых структур было выступление Г. Д. Ажгирея [1952, 1960], за которым последовали критические статьи других тектонистов [Пейве, 1960; Кропоткин, 1950, 1964а]. Так, А. В. Пейве подчеркнул, что «в образовании структуры геосинклинальных областей ведущее значение имеют тангенциальные, а не радиальные перемещения блоков земной коры... Раздвигам, а не прогибам коры с одновременным ее утонением, вероятно, обязаны своим образованием геосинклинальные борозды и приразломные рвы. Многие, а в геосинклинальных областях все глубинные разломы являются в своей основе сдвигами». Тангенциальным (горизонтальным) напряжениям и перемещениям обязаны своим возникновением «и поднятия типа так называемых интрагеоантиклиналей или горных кряжей подвижных поясов, с одновременным утолщением здесь земной коры. Таким образом, образование геосинклинальных борозд и геоантиклинальных гребней связано не с вертикальными движениями, идущими из неведомых глубин, а с более поверхностными горизонтальными перемещениями блоков коры, т. е. их раздвигами и надвигами по глубинным разломам» [Пейве, 1960, с. 68, 70—71].

Для правильного понимания роли сдвиговых дислокаций имела большое значение публикация книги «Разломы и горизонтальные движения земной коры» [1963], в которой приводились конкретные данные о сдвигах по хорошо изученным разломам Калифорнии и других районов. В дальнейшем были изучены и детально описаны на территории СССР крупные сдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии (В. Н. Огнев, Л. Б. Вонгаз, В. С. Буртман, А. И. Суворов), Туаркырским дислокациям (Г. И. Амурский) и многим разломам Центрального Казахстана, Урала и других районов. Установленные смещения по некоторым разломам достигают первых сотен километров [Суворов, 1968; Разломы и горизонтальные движения платформенных областей, 1977; Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР, 1977].

Одновременно бурение подтвердило существование шарьяжей в ряде складчатых областей за рубежом (каменноугольный бассейн Бельгии, хребет Риф в Марокко, динариды Югославии, восточные Альпы, южные Аппалачи, Скалистые горы Канады) и в Советском Союзе [Хаин, 1973б]. Тектонические покровы были пройдены скважинами на Карпатах и южном склоне Большого Кавказа (в горной Кахетии и в окрестностях г. Шемахи). Существование шарьяжей было доказано на всем протяжении склона, от Туапсе до Шемахи; причем величина горизонтального перемещения здесь 50—60 км [Гамкрелидзе П., Гамкрелидзе И., 1977].

Бурение в верхнепалеозойских отложениях на западном склоне Урала, главным образом в Башкирии, показало, что крутые надвиги, о которых упоминал Н. С. Шатский в приведенной выше цитате, с глубиной выполаживаются и нередко переходят в смещения типа шарьяжей. Типичным покровом оказались, например, структуры гор Крака, сложенные отложениями ордовика, силура и гипербазитами, которые залегают на верхнем девоне Зилаирского синклинория. Они были переброшены с восточного склона Урала на запад на расстояние до 60 км [Камалетдинов, 1974]. Одна из тектонических пластин подобного же строения — Нязепетровско-Бардымский шарьяж ($55^{\circ}50' - 56^{\circ}10'$ с. ш., $59^{\circ}35' - 59^{\circ}45'$ в. д.) — пересечена сейчас двумя рядами буровых скважин (по три скважины в каждом), подтвердившими ее покровное строение.

Многочисленные тектонические покровы были выявлены детальным картированием (и местами подтверждены бурением) на западном склоне Среднего и Северного Урала [Плюснин, 1969], на его восточном склоне [Руженцев, 1971], в пределах Тянь-Шаня [Буртман, 1973], на Сихотэ-Алине. Подтвердились сделанные нами еще в 1965 г. [Кропоткин, Шахварстова, 1965] предположения о покровной структуре Корякского нагорья [Пейве, 1969; Богданов, 1970]. Советские геологи внесли также заметный вклад в изучение шарьяжей Албании [Белостоцкий, 1978] и Гималаев [Ажгирей, 1977], равно как и в понимание механизма образования шарьяжей и сдвигов [Пейве, 1973; Буртман, 1973; Суворов, 1968; статьи С. В. Руженцева и М. Г. Леонова в кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР, 1977]. Было обращено внимание на связь тектонических покровов с процессами обдукции, которые приводят к выдергиванию, выдвиганию на поверхность материковых глыб крупных офиолитовых комплексов, рассматриваемых как блоки древней океанической коры геосинклинальных бассейнов [Пейве и др., 1977; Книппер, 1975]. Уже в 1969 г. А. В. Пейве, анализируя альпийскую структуру Европы и Азии, пришел к выводу, что «Родопский, Пелагонийский, Мармарошский и другие массивы на значительной площади лежат аллохтонно... Едва ли не главной особенностью строения южной части Альпийско-Гималайского пояса является

широкое развитие здесь офиолитов альпийского типа и сопровождающих их образований, получивших название «цветной смеси», или «меланжа» [1969, с. 6]. Он рассмотрел общую картину надвигания офиолитовых чешуй в процессе складчатости в этом поясе, которая привела к тому, что мезозойский океан Тетис был в значительной части «перекрыт континентальной корой».

Позже, рассматривая палеозойские складчатые системы, А. В. Пейве отметил, что вдоль древних границ, существовавших в палеозое между континентальными массивами и эвгеосинклинальными областями, которые имели базальтовую кору океанического типа, на Урале и в Аппалачах «произошло огромное надвигание (obduction) на запад океанической коры на континентальную. Неразмывые аллохтонные остатки океанической коры мы сейчас наблюдаем в виде «клиппов» в сходных условиях залегания в миогеосинклинальных зонах Урала и Аппалачей. К этому времени произошло наибольшее сокращение ширины морских бассейнов с океанической корой, т. е. эвгеосинклиналей, первичные размеры которых нам неизвестны» [1973, с. 12].

Одновременно, хотя и не столь интенсивно, продвигалось изучение структур, связанных с растяжением земной коры, раздвиганием ее отдельных блоков при образовании рифтов, грабенных впадин окраинных и внутренних глубоких морей. Касаясь структуры рифтов Восточной Африки и опускания земной коры в соседних частях Индийского океана, А. Д. Архангельский писал: «Описанные выше расколы и опускания большинство геологов, на наш взгляд, совершенно правильно, связывают с растяжением... Весьма возможно, однако, что на общем фоне растягивающих усилий по временам возникали усилия противоположного характера» [1941, с. 285].

Намеченная еще в работах В. А. Обручева [1927, 1935—1938] трактовка впадины оз. Байкал и связанных с нею депрессий — Тункинской, Баргузинской и других как крупных грабенных или рифтовых, возникших вследствие разрыва и растяжения земной коры на неотектоническом этапе, — получила развитие в работах Н. А. Флоренсова, В. П. Солоненко, Н. А. Логачева, С. И. Шермана, геофизиков Н. Н. Пузырева, Ю. А. Зорина, Л. А. Мишариной, А. М. Попова и др. [Байкальский рифт, 1968; Сейсмоструктурология..., 1968; Тектоника..., 1973; Основные проблемы..., 1977].

В работе Е. В. Павловского [1948] было обращено внимание на процессы неотектонического поднятия хребта Хамардабан и других возвышенностей, примыкающих к Байкалу, а генезис этого рифта рассматривался как результат тафрогенеза — оседания осевой части сводового поднятия, связанного с аркогенезом, т. е. короблением земной коры. В дальнейшем выяснилось, что по оси рифта в глубоких частях коры происходит подъем разуплотненных, нагретых пластичных масс мантийного происхождения. В итоге изучения авлакогенов, грабенных и рифтовых на территории СССР, Африки, Исландии и анализа мировых данных недавно опубликованы ценные обобщающие работы Е. Е. Милановского [1976] и А. Ф. Грачева [1977]. Эти структуры рассматриваются в них как результат преимущественно растяжения земной коры.

Изучение авлакогенов Восточно-Европейской платформы — Днепровско-Донецкой впадины, Рязано-Саратовского (Пачелмского) и Среднерусского в ее южной и центральной частях, Польско-Датского в западной части — привело к выводу о том, что подобно грабенам и рифтам они сформировались в обстановке растяжения земной коры. Об этом говорит наличие сбросов по краям таких прогибов и сокращение толщины как «гранитного», так и «базальтового» слоев земной коры, доказанное сейсмозондированием и анализом гравиметрических данных в Днепровско-Донецкой впадине [Чекунов, 1976; Валеев, 1978].

В результате сейсмондирования и разбуривания, вплоть до фундамента обширных пространств на Восточно-Европейской платформе и в Западной Сибири выяснилось, что в осевой части крупных синеклиз — пологих тектонических депрессий, развивающихся на докембрийских и эпипалеозойских платформах [Афанасьев, 1977], — наблюдаются системы структур растяжения — рифтов и грабенов. Эти факты позволяют отклонить прежние представления В. В. Белоусова и Н. С. Шатского о возникновении синеклиз в процессе простого вертикального опускания земной коры (при уплотнении подкоровых слоев) и обосновать представление о них как структурах, связанных с растяжением фундамента. Следует отметить, впрочем, что генезис авлакогенов, возникших на «входящих углах» платформ (прогибы Анадарко и Делавэр на Северо-Американской платформе, Днепровско-Донецкая впадина на Восточно-Европейской платформе), уже давно Н. С. Шатский [1947] связывал с раскалывающими и растягивающими усилиями (возникавшими во внутренних углах платформ благодаря распуру под действием тангенциального сжатия, распространявшегося от соседних геосинклиналей). Новые данные позволили нам сделать вывод, что «генезис таких синеклиз, как Московская на Европейской платформе, Виллюйская на Сибирской, синеклизы бассейнов рек Парана и Амазонка на Южно-Американской, по-видимому, тоже связан с длительной, но более равномерной деформацией растяжения. Об этом говорит прежде всего тот факт, что на оси описанных синеклиз в рельефе поверхности фундамента обнаруживаются типичные структуры растяжения — авлакогены. Это уже установлено для Московской синеклизы [Гордасников, Троицкий, 1966], Виллюйской синеклизы [Мокшанцев и др., 1968] и синеклизы бассейна р. Амазонки» [Кропоткин и др., 1971, с. 351].

Однако в работах М. В. Муратова, А. Л. Яншина, А. Е. Шлезингера, Е. В. Артюшкова и других поддерживается прежнее представление, что «главной причиной поднятий и опусканий земной коры при формировании платформенных впадин, в частности, являются процессы уплотнения и разуплотнения вещества, слагающего верхнюю мантию» [Муратов, 1975, с. 125; Яншин и др., 1977; Журавлев, 1972]. Вопреки ссылкам М. В. Муратова на работы С. И. Субботина геофизические данные не допускают такой трактовки процесса образования тектонических депрессий. Уплотнение подкорового вещества без оттока его в стороны привело бы по мере накопления осадочных толщ на фундаменте платформ к очень большим положительным аномалиям силы тяжести в изостатической редукции. В действительности же таких аномалий в этих платформенных депрессиях не имеется.

Выводы о необходимости привлечения механизма разрыва и растяжения земной коры или оттока глубинных масс для объяснения особенностей гравитационного поля крупных тектонических депрессий были обоснованы Е. Н. Люстихом в 1948—1955 гг. Относительно системы Восточно-Африканских грабенов он писал, что «явления растяжения обнаруживаются здесь настолько резко, что большинство геологов согласны признать их основной причиной формирования грабенов. В. А. Магницкий показал, что гравитационные аномалии грабенов... вполне согласуются с гипотезой об их образовании вследствие растяжения земной коры при общем поднятии всей области» [Люстих, 1955, с. 158]. Рассматривая генезис небольших глубоких морей, характеризующихся высокими (+200 — +400 мгл) гидротопографическими аномалиями Буге (Целебесское море и море Банда в Индонезии, Черное море), Е. Н. Люстих показал несостоятельность гипотезы о погружении этих депрессий вследствие сжатия (уплотнения) вещества в нижней части коры или под

корой и подчеркнул, что согласно гравиметрическим данным такие впадины либо сохранились с древних времен вместе с «океанической» структурой их дна, либо возникли вследствие растяжения. «Такие аномалии могли бы быть объяснены... если допустить, что эти моря произошли путем сильного растяжения и раздвигания отдельных блоков при одновременном поднятии глубинных масс» (там же, с. 156). Анализ гравитационного поля платформ привел его к выводу «о преобладающей роли явлений горизонтального смещения глубинного вещества в генезисе зональных поднятий и опусканий на платформах... Длительные вертикальные движения в основном (не менее чем на 80%) происходят за счет горизонтального смещения вещества в глубине... Изостатические силы, как правило, являются не причиной тектонических движений, а только их регулятором: они или лимитируют их амплитуду, или фиксируют уровень, на котором эти движения затухают» [Люстих, 1948, с. 117, 122].

Образование впадин с корой океанического типа в областях разрыва материковых массивов в процессе растяжения земной коры и спрединга (разрастания) морского дна рассматривалось на базе конкретных геологических и геофизических данных по районам Северного Ледовитого океана [Деменицкая, 1975] и Японского, Охотского и Берингова морей [Кропоткин, Шахварстова, 1965]. В западной части Северного Ледовитого океана, так называемом Евразийском бассейне, была обнаружена сейсмическая зона — подводный хребет Гаккеля, составляющая продолжение Срединно-Атлантического хребта. Котловины Нансена и Амундсена, расположенные по обе стороны от этого хребта, характеризуются значительной глубиной и океаническим строением (базальтовая кора) и типичными для океана полосовыми магнитными аномалиями. Это позволило А. М. Карасику определить изохроны раскрытия Евразийского бассейна, которое началось приблизительно 60—70 млн. лет назад; в зоне хребта Гаккеля возраст коры не более 15 млн. лет. В реконструкции, если сблизить контур материкового склона (северный край шельфа Евразии между 40 и 112° в. д.) с контуром, отделяющим котловину Амундсена от хребта Ломоносова (протягивающегося вдоль меридианов 50° з. д. и 145° в. д. через центральную часть Северного Ледовитого океана), обнаруживается высокое соответствие в линиях изобат и в особенностях магнитного поля. Это позволяет думать, что хребет Ломоносова имеет кору материкового типа и представляет собой узкий, протяженный микроконтинент, отторгнутый от Евразии и перемещенный на север в результате разрастания океанического дна в Евразийском бассейне [Грачев, Карасик, 1974].

Идея о том, что впадина Японского моря образовалась вследствие отделения Японской дуги и дрейфа ее в сторону Тихого океана, была впервые высказана Т. Кобаяси и С. Бубновым, а затем солидно обоснована на основании данных батиметрии, сейсмозондирования, магнитных съемок, драгирования дна Японского моря и сопоставления геологических разрезов и простираний складчатых поясов. По-видимому, отрыв и расширение впадины Японского моря с перемещением Японской дуги на расстояние до 400—430 км в средней ее части произошли в течение позднего мела и кайнозоя, одновременно с образованием складчатых структур самой Японской дуги и некоторых прибрежных районов Приморья. Палеомагнитные исследования Н. Каваи, И. Кинцле и других показали, что в ориентировке векторов остаточной намагниченности (совпадающей с ориентировкой меридианов соответствующего геологического периода) мезозойских и палеогеновых пород северной и южной Японии наблюдаются систематические различия. Они указывают на то, что превращение первоначально почти прямолинейного складчатого пояса Японии в изломанную дугу

сопровождалось поворотом северной части дуги на 50° против часовой стрелки по отношению к южной части дуги.

В реконструкции взаимного расположения геологических структур этого района в начале мезозоя [Кропоткин, 1964б, 1972] хорошо совпадают контуры материкового склона вблизи берегов Корейского полуострова и СССР между 130 и 135° в. д. и северного склона подводной возвышенности Ямато, расположенной в центре моря и имеющей материковое строение земной коры. При этом простирания верхнепалеозойских складок, срезанных почти вкрест простирания у края материка, находят себе продолжение в ориентировке магнитных аномалий Ямато и в простирании складок на о. Хонсю у залива Тояма, а продолжение докембрийской Китайской платформы прослеживается от Корейского полуострова до островов Оки, п-ова Ното и хребта Хида (на о. Хонсю). Докембрийские породы были обнаружены драгированием на микроконтинентах (около островов Уллындо и на подводной возвышенности Криштофовича) в промежутке между южной Японией и Кореей [Берсенев, 1972; Меланхолина, Ковылин, 1976].

Аналогичные реконструкции, в которых «закрыты» впадины Южно-Китайского и Охотского морей, образовавшиеся при отрыве от Азиатского материка и дрейфе на восток островных дуг (Филиппинских и Курильских островов), были предложены П. Н. Кропоткиным в связи с анализом строения Тихоокеанского подвижного пояса [Кропоткин, Шахварстова, 1965].

Таким образом, с начала 60-х годов в тектонических исследованиях, проведенных в Советском Союзе, на базе геологических и геофизических фактов было отчетливо аргументировано первостепенное значение горизонтальных движений в формировании структур сжатия (складчатых сооружений, надвигов, шарьяжей) и структур растяжения (рифтов, грабенов, авлакогенов, связанных с ними синеклиз и прогибов, новообразованных впадин с тонкой корой океанического типа), а также структур, связанных со сдвигами.

В конце 50-х годов по территории СССР и смежным областям под руководством Ю. А. Мещерякова и Н. И. Николаева (при участии С. С. Шульца, П. Н. Кропоткина и др.) было выполнено обобщение данных о новейших и современных движениях поверхностных слоев земной коры [Карта новейшей тектоники СССР, 1959]. В те же годы в Геологическом институте АН СССР было произведено первое в мировой литературе картографическое обобщение гравиметрических данных в редукции Буге по всем материкам и океанам [Кропоткин, 1956; Кропоткин и др., 1958] и их сопоставление с результатами сейсмозондирования, освещающими строение и толщину земной коры [Гурарий, Соловьева, 1963]. Е. Н. Люстих [1957] и М. Е. Артемьев [1966] обобщили и проинтерпретировали мировые гравиметрические данные в изостатической редукции.

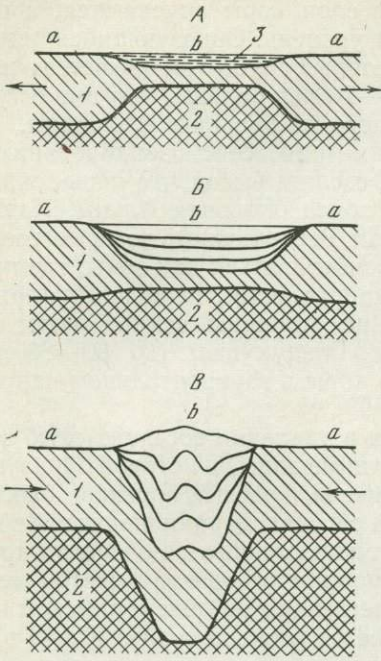
Сопоставление этих геофизических данных с неотектоникой позволило сделать некоторые выводы о природе тех геологических процессов, которые приводят к нарушению изостатического равновесия, изменению толщины земной коры и ее вертикальным движениям. Кстати, следует подчеркнуть, что термин «вертикальные движения земной коры» неточно отображает сущность процесса и характеризуется в действительности только перемещением ее верхних слоев, изображаемое изолиниями на картах неотектоники. Фактически же при росте так называемых корней гор («компенсационных выступов») под возвышенностями, так же как и при уменьшении толщины коры под образующимися впадинами, вертикальное перемещение нижних слоев коры и ее подошвы (так называемой поверхности Мохоровичича) имеет противоположный знак. Под

такими растущими возвышенностями нижние слои коры опускаются, а под впадинами — поднимаются на более высокий уровень. Образующийся таким образом рельеф поверхности Мохоровичича, который грубо отображается в изолиниях аномалий Буге, имеет амплитуду в 5—10 раз больше, чем амплитуда рельефа поверхности земной коры, осредненного по большим площадям.

Сопоставление мировых данных по гравиметрии, сейсмозондированию и новейшим движениям позволило уже в 1960 г. сделать вывод, что «юные складчатые зоны Средиземноморско-Гималайского пояса (включая Альпы, Карпаты, Кавказ) и Тихоокеанского пояса (включая Вест-Индию), которые соединяются друг с другом в Индонезии, могут рассматриваться как зоны, где происходило стяжение, сжатие земной коры в направлении, перпендикулярном к простираению складок. Резкое возрастание толщины земной коры под Альпами, Карпатами, Кавказом, Памиром и Гиндукушем (до 60—80 км) может быть связано со сдавливанием земной коры в горизонтальном направлении».

Горизонтальные движения, выражающиеся в удалении соседних глыб земной коры и растяжении расположенной между ними зоны, в которой образуются крупные понижения различных типов (грабены, краевые прогибы, бассейны), могут быть установлены по смещениям на сбросах, ограничивающих зоны растяжения, и по аномальному уменьшению толщины коры... Во многих краевых прогибах (например, Предальпийском) мощность коры за вычетом мезокайнозойских отложений, трансгрессивно залегающих на докембрийском или палеозойском складчатом фундаменте, оказывается уменьшенной в 1,2—2 раза по сравнению с нормальной толщиной коры. Это указывает на растяжение коры, одновременное с прогибанием в мезозое и кайнозое». Геоантиклинальные поднятия в современных геосинклинальных областях обычно «окаймлены в предгорьях зонами молодой складчатости, в которой участвуют третичные, а местами и четвертичные отложения. Складчатость, надвиги, шарьяжи и увеличение толщины коры в геоантиклинальных зонах позволяют рассматривать их как зоны значительного сжатия под действием горизонтально направленных сил. Наблюдаемое в них увеличение толщины коры отчасти связано с сокращением поперечных размеров, отчасти — с внедрением молодых гранитных интрузий, увеличивающих мощность гранитного слоя» [Кропоткин, 1960а, с. 81, 84].

М. Е. Артемьев, сопоставляя изостатические аномалии земного шара с неотектоникой, пришел к выводу, что наиболее крупные нарушения изостатического равновесия земной коры «характерны для альпийских геосинклинальных зон и океанических островных дуг. Исключительно близкое сходство гравитационной характеристики, так же как и сходство других проявлений тектонической активности, в районах островных дуг и в альпийских зонах на континентах свидетельствует о едином или очень сходном глубинном механизме, определяющем их развитие... Нарушения изостатического равновесия земной коры являются, как правило, результатом действия тектонических сил» [Артемьев, 1966, с. 127]. Современные движения земной коры, нарушающие гидростатическое равновесие (т. е. равенство давлений на некотором горизонтальном уровне, в астеносфере под корой), М. Е. Артемьев называет антиизостатическими движениями. «Наиболее широко развитые антиизостатические движения земной коры требуют для своего объяснения признания существенной роли перемещений корового или подкорового вещества со значительной горизонтальной составляющей движения... Горизонтальная составляющая перемещения масс внутри Земли, как правило, не меньше, чем горизонтальные



Р и с. 1

Образование геосинклинали и складчатого горного сооружения по схеме, соответствующей принципу изостазии в модели Эри [Люстих, 1957]

А — образование геосинклинали при растяжении земной коры;

Б — заполнение геосинклинальной впадины осадками;

В — возникновение складчатой горной системы при сжатии геосинклинали.

1 — кора;

2 — субстрат (подкоровые слои верхней мантии);

3 — вода;

а — платформы;

б — геосинклираль и возникающее в ней складчатое сооружение.

Стрелки указывают направление движения платформ.

Вертикальный масштаб значительно больше горизонтального

перемещения вещества на поверхности Земли, обусловленные экзогенными процессами» (там же, с. 128).

Результаты мировой сводки геофизических данных, выполненной в Геологическом институте АН СССР, привели к выводу, что «наблюдаемое разнообразие типов коры, их прерывистое распространение на земном шаре и смена различных структур во времени могут быть согласованы с теорией изостазии (по схеме Эри) только в том случае, если основываться на ведущей роли горизонтальных движений в земной коре» [предисловие П. Н. Кропоткина в кн.: Гурарий, Соловьева, 1963, с. 11, 12]. Там же цитировалась, по Е. Н. Люстиху, схема, которая согласуется с принципом изостазии, объясняя тектонический цикл как результат смены эпох растяжения и сжатия земной коры в пределах геосинклинальной области. «Согласно такой гипотезе, геосинклинали рассматриваются как более пластичные участки земной коры, которые в первой стадии своего развития подвергаются растяжению, а во второй — сжатию. При растяжении кора утоньшается, в результате чего сверху образуется впадина, а внизу — поднятие субстрата (т. е. подкорового слоя мантии. — П. К.), уравновешивающее эту впадину (рис. 1, А). Образовавшаяся впадина, конечно, тотчас же начинает заполняться осадками, но продолжающийся процесс растяжения все время возобновляет прогибание, так что в конце концов образуется очень мощная толща преимущественно мелководных осадков (см. рис. 1, Б). Во второй стадии растяжение сменяется сжатием: сближающиеся платформы сминают слои в складки, при этом верхняя часть коры в геосинклинали выжимается вверх, образуя горное поднятие, а нижняя часть вдавливается в субстрат в виде соответственного компенсационного выступа (см. рис. 1, В)» [Люстих, 1957, с. 31]. Эта схема, намеченная русским ученым и революционером И. Д. Лукашевичем еще в начале XX в., в основном совпадает с теми пред-

ставлениями об эволюции земной коры, которые развивали С. Н. Бубнов, Э. Краус, Б. Гутенберг [1963] и многие другие ученые, пытавшиеся осмыслить геологические факты в сочетании с гравиметрическими и сейсмологическими данными о толщине земной коры.

Цитируя эту схему, я считал необходимым отметить, что она нуждается в двух дополнениях: «Во-первых, растяжение, по-видимому, может достигать такой стадии, когда происходит разрыв материковой коры и образуется эвгеосинклинальный трог, или впадина океанического типа, в той или иной степени заполненная основными вулканогенными породами при поднятии магматических дериватов из подкорового субстрата. Во-вторых, сжатие, формирующее складки и надвиги в геосинклиналях, сначала происходит в центральных, осевых частях геосинклинальных систем и обязано, следовательно, не напору соседних платформ, а движению подкоровых масс к оси орогена. Платформы играют роль тисков только на заключительных стадиях замыкания геосинклиналей, например в той стадии, которую можно наблюдать сейчас на поднятии Гималаев и Гиндукуша, где толщина коры увеличена вдвое» [Предисловие П. Н. Кропоткина в кн.: Гурарий, Соловьева, 1963, с. 12].

Такие представления, известные под названием неомобилизма, подтвердились в результате обобщения мировых сейсмологических данных о напряжениях, действующих в очагах землетрясений, выполненного Л. М. Балакиной, А. В. Введенской и др. В очагах землетрясений Карпатской дуги, Кавказа, Средней Азии и Курило-Камчатской дуги доминирует сжатие, ориентированное приблизительно горизонтально и перпендикулярно к простиранию складчатых хребтов и островных дуг. В очагах землетрясений района оз. Байкал, как показали А. В. Введенская и Л. А. Мишарина, наоборот, преобладают растягивающие напряжения, ориентированные приблизительно горизонтально и перпендикулярно к простиранию рифтов. Аналогичные выводы сделаны в обобщающих работах М. Ичиавы, Дж. Ходжсона, А. Ритсемы, А. Шейдеггера и других сейсмологов. Они согласуются с заключениями, которые можно получить из анализа изостатических аномалий силы тяжести [Артемьев, 1966, 1975] и особенностей морфологии и тектоники островных дуг [Кропоткин, 1972].

Хотя роль горизонтальных движений и напряжений в земной коре как важнейшего фактора в образовании структур сжатия (складок, надвигов, взбросов) и растяжения (сбросов, грабенных, рифтов) признавалась в той или иной мере большинством советских геологов на протяжении всего рассматриваемого периода, идеи о значительных, на тысячи километров, горизонтальных перемещениях материков воспринимались очень медленно. В этом отношении наши геологи оказались на позициях, противоположных тем, которые занимали большинство исследователей южных материков (Д. Гимараэш, Р. Маак, Г. Герт, О. Леонардос, Г. Эберт, Г. Граберт в Южной Америке; А. дю Тойт, Л. Кинг, М. Робер, Ф. Уокер, А. Полдерваарт в Африке; С. Кэри и другие в Австралии; М. Кришнан, Ч. Фокс и другие в Индии) [Кришнан, 1954]. Эти ученые продолжали придерживаться реконструкции А. Вегенера или более поздней схемы А. дю Тойта [Du Toit, 1937] даже тогда, когда в Западной Европе, США и СССР теория мобилизма считалась ошибочной и отвергнутой.

Важной вехой в том возрождении интереса к мобилизму в мировой науке, которое началось с середины 50-х годов, были доклад К. Беурлена о палеогеографии Гондваны (палеозойского суперматерика, включавшего все южные континенты, о. Мадагаскар, Сирийско-Аравийскую глыбу и Индию), сделанный на Международном геологическом конгрессе [Beurlen, 1954], и статья

С. Кэри, в которой он, опровергая возражения Г. Джеффриса, показал отличное совпадение контуров материкового склона Африки и Южной Америки [Carey, 1955; Bullard et al., 1965].

Такая приверженность «гондванистов» к идеям мобилизма объясняется тем, что в поисках продолжения геологических структур, оборванных линией берега и материковым склоном, они каждый раз находили чрезвычайно близкие образования, с почти такими же стратиграфическим разрезом, флорой и прочим, по другую сторону Атлантического или Индийского океана. Поскольку в мобилистских реконструкциях удачно объединяются контуры разобщенных океанами материковых глыб, разновозрастные складчатые системы и палеоклиматические зоны, эти геологи охотно принимали такие тектонические построения, в которых южные материки сближены друг с другом.

Советские геологи, изучавшие строение Антарктиды (П. С. Воронов, М. Г. Равич), постепенно отходили от фиксистских представлений и также внесли свой вклад в обоснование реконструкций Гондваны [Равич, 1973; Воронов, Храмов, 1968].

В противоположность южным континентам территория СССР и Евразии в целом не обнаруживает явных доказательств больших горизонтальных перемещений. Вместо картины раздробления и центробежного движения докембрийских платформ — обломков грандиозного суперконтинента Гондваны — мы видим в Евразии противоположный процесс сближения докембрийских платформ. В результате байкальского, каледонского и герцинского орогенеза замкнулись геосинклинали, разделявшие сблизившиеся между собой Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы. К концу палеозоя обе платформы и складчатые пояса между ними образовали монолитное целое. Затем в начале мезозоя к этому матерiku причленилась Китайская платформа и, наконец, в кайнозойе — Сирийско-Аравийская и Индийская, ранее составлявшие части Гондваны.

История Евразии дает богатый материал для изучения аккреции, стяжения и скучивания материала земной коры в процессе складчатости, гранитизации и орогенеза, но не для изучения глобальных деструктивных процессов. О больших масштабах горизонтальных перемещений здесь можно судить лишь по косвенным геологическим данным. Например, если мысленно развернуть складки и привести в исходное положение все смещенные надвигами слои на профиле длиной в 1800—2000 км от западного склона Урала до р. Енисей, можно убедиться, что Восточно-Европейская и Сибирская платформы должны были находиться по крайней мере на 1000 км дальше друг от друга, чем сейчас. Другой путь к реконструкциям в области Евразии открывает палеомагнетизм. Сближение Восточно-Европейской и Сибирской платформ в течение палеозоя можно оценить по палеомагнитным данным в 1500—3000 км. Сокращение расстояния между Индийской платформой и Туранской плитой, сопровождавшееся замыканием геосинклинального океана Тетис, образованием системы поднятий и шарьяжей Гималаев, Гиндукуша и Памира [Ажгирей, 1977; Руженцев, 1971] и увеличением толщины коры в два раза (до 70—80 км), составило, по палеомагнитным данным, около 6000 км [Кропоткин, 1961б, 1969; Molnar, Tarponier, 1977].

Таким образом, недоверие советских геологов к идеям мобилизма и новой глобальной тектонике [Косыгин, 1974; статья Е. М. Рудича, М. Н. Шапиро в кн.: Дрейф континентов, 1976] имеет понятные корни. Они состоят в том, что наиболее знакомый нам фактический материал освещает лишь одну сторону тектонических процессов, связанную со складкообразованием. Поэтому он не дает

таких наглядных доказательств дрейфа, как те, которые видны при сравнении структур южных материков или структур Северной Америки и Западной Европы, расположенных вокруг грандиозных областей растяжения — впадин Атлантического и Индийского океанов. Кроме того, сыграло роль то, что после выхода в свет нескольких зарубежных работ мобилистского направления в 1925—1938 гг. [Вегенер, 1925; Арган, 1935; Штауб, 1938] и талантливой книги Б. Л. Личкова [1936] публикация переводных работ такого направления в СССР почти прекратилась вплоть до середины 60-х годов. Лишь после 30-летнего перерыва стали появляться переводы зарубежных работ по этой проблеме [Проблемы перемещения материков, 1963; Гутенберг, 1963; Дрейф континентов, 1966; Кинг, 1967; Проблемы палеоклиматологии, 1968]. Концепция тектоники плит, сформулированная в связном виде в 1961—1968 гг. Р. Дитцем, В. Морганом, Дж. Т. Уилсоном, Кс. Ле Пишоном, Б. Айзексом и другими, известна нашим читателям по недавно изданным переводам и обзорам [Новая глобальная тектоника, 1974; Ле Пишон и др., 1977; Проблемы глобальной тектоники, 1973; Хаин, 1970, 1972, 1973а; Пейве, 1977].

Лишь палеоботаники в отличие от геологов продолжали у нас в 1937—1957 гг. поддерживать идеи мобилизма. Так, А. Н. Криштофович [1937], рассматривая ботанико-географическую зональность верхнего палеозоя, дал схему флористических областей земного шара на основе концепции подвижности материков. В. Вульф считал, что все затруднения фито-палеогеографии верхнего палеозоя «легко разрешаются, если допустить, согласно теории Вегенера, существование в каменноугольном периоде единой суши, являвшейся совокупностью всех — позже разошедшихся — современных материков» [1944, с. 12—13]. В резюмирующей части своей работы он охарактеризовал идею А. Вегенера как гениальную. Это направление в интерпретации палеоботанических данных в дальнейшем поддержали, привлекая данные также и по мезозойским флорам, В. А. Вахрамеев [1971] и С. В. Мейен.

Сохраняя принцип фиксированного взаимного расположения континентов, Н. М. Страхов [1945, 1960] и Л. Б. Рухин [1962] пытались истолковать изменения палеоклиматов в предположении, что весь земной шар или вся верхняя оболочка (кора) как целое постепенно поворачивались по отношению к полюсам и оси вращения Земли. Северный полюс, по Н. М. Страхову и Л. Б. Рухину, находился в центральной части Тихого океана в нижнем палеозое и, таким образом, переместился в течение неогена (0,5 млрд. лет) на 70—80°. Эти построения, так же как и палеоклиматические карты Евразии Ю. М. Шейнманна [1954], хорошо согласуются с палеомагнитными данными по северной половине Евразии, которые показывают такое же перемещение полюса по отношению к ней начиная с кембрийского периода.

Однако, чтобы сохранить принцип фиксизма, Н. М. Страхов и Л. Б. Рухин в своих глобальных построениях были вынуждены проводить верхнепалеозойскую линию экватора через такие районы Индии и Австралии, в которых широко распространены ледниковые отложения карбона и перми. Известно, что при фиксированном положении материков получается парадоксальная картина — широкое распространение верхнепалеозойских ледниковых отложений на одном полушарии (в Бразилии, Южной Африке, Индии, Австралии, Антарктиде с центром — 40° ю. ш., 70° в. д.) и красноцветных отложений, эвапоритов, доломитов, указывающих на сухой и жаркий климат, — на другом. Эта нелепость была уже давно, вслед за В. Кепленом и А. Вегенером, подчеркнута М. Шварцбахом, Б. Л. Личковым, М. Жинью, К. Беурленом и С. Н. Бубновым, который писал, что именно «в области вопросов климата остается ряд

фактов, которые ничем не могут быть объяснены, кроме перемещения континентов». Места, где известно верхнепалеозойское оледенение, сейчас «отстоят друг от друга на 90° , так что если одно находилось возле полюса, то другое приходится вблизи экватора, т. е. в районе, где оледенение невозможно. Это один из фактов, не объяснимых с точки зрения фиксизма» [Бубнов, 1934, с. 176].

Следует оговориться, что в своих исследованиях палеоклимата Н. М. Страхов все же стремился найти компромиссное решение, частично учитывающее взаимное перемещение материков. Отмечая произошедшее при переходе от верхнего палеозоя к мезозойской эре смещение всех климатических зон, он обратил внимание на то, что эти изменения климата совпадают с окончанием герцинской складчатости. «В свете этого совпадения трудно удержаться от мысли, что складкообразование не только замкнуло некоторые геосинклинали и сблизило разделяющие их платформы, но могло привести и к дифференциальным движениям литосферы (или отдельных частей ее) относительно более глубоких оболочек. Не обязательно представлять себе эти перемещения в том плане, стиле и объеме, как это допускал Вегенер. Но наличие некоторого мобилизма литосферы, проявляющегося вслед за крупнейшими эпохами складчатости, дало бы, на наш взгляд, наилучшее и наиболее правдоподобное объяснение таким существенным и резким изменениям общей климатической обстановки, как та, которую мы наблюдаем в северо-западной Евразии на границе палеозоя и мезозоя» [Страхов, 1945, с. 14].

Однако в советской геологической литературе на протяжении 40 лет доминировали такие характеристики теории А. Вегенера, в которых она категорически отрицалась. Так, В. В. Белоусов считал, что «объективное рассмотрение этой гипотезы в свете современных как геологических, так и геофизических данных приводит все же к бесспорному выводу, что она фантастична и не может иметь ничего общего с реальной действительностью» [1962, с. 540]. «К фантастическим гипотезам относятся гипотезы, допускающие горизонтальные перемещения материков» [1954, с. 540]. Позже, он рекомендовал «этнесить отрицательно ко всей системе представлений новой глобальной тектоники. Эта система является преждевременным обобщением пока весьма недостаточных данных» [1975, с. 217].

Между тем многие возражения были основаны на неправильном истолковании геофизических данных. Так, в своем синтезе по исторической геологии Н. М. Страхов писал, что «ахиллесовой пятой теории Вегенера являются его неверные представления о строении земной коры... Дно Атлантического и Индийского океанов вовсе не образовано симической массой, как допускал Вегенер, но представляет собой погруженную синаль, связующую Африку, Южную Америку, Северную Америку, Европу, Австралию, Антарктиду в единое целое. Расхождению этих глыб не остается места, и вся вегенеровская схема просто устраняется, как не отвечающая геофизическим фактам» [1948, с. 382, 388—389]. Между тем Б. Гутенберг и другие геофизики еще в 1936—1940 гг. отказались от такой интерпретации геофизических данных и обосновали общепринятое сейчас представление об отсутствии синаль, т. е. характерного для материков гранитного слоя, на всей площади глубоких (с глубиной дна более 3—4 км) океанических впадин. При этом Б. Гутенберг [1963] видоизменил гипотезу А. Вегенера, используя представление о медленных подкоровых течениях в мантии, но полностью принял концепцию мобилизма.

Н. С. Шатский на основании данных о глубокофокусных землетрясениях, приуроченных к так называемым зонам Беньофа в современных геосинкли-

нальных областях, сделал вывод, что «глубинные землетрясения теснейшим образом связывают основные тектонические структуры земной коры со структурами и процессами глубинной тектоники мантии. Это решающий факт для гипотезы перемещения материков. В геотектонических концепциях нельзя отделять сиаль от симы, перемещать первую оболочку по второй... Если бы перемещалась сиалическая оболочка по симатическому слою, обладающему своим сейсмизмом, то картина современных эпицентров чрезвычайно резко отличалась бы от той, которая выяснена сейсмологами нашего времени. Глубокофокусные землетрясения и геологические обобщения о строении земной коры показывают абсурдность гипотезы А. Вегенера» [1946, с. 20, 21]. В основу аргументации Н. С. Шатского положен ничем не доказанный, произвольный постулат о фиксизме мантийного слоя (симы). Спрашивается, почему симатический слой не может участвовать в движении вместе с континентами или даже увлекать их при своем перемещении? Уже в 1959 г., опираясь именно на геофизические данные в области исследования глубокофокусных землетрясений, сейсмозондирования земной коры и изучения палеомагнетизма, Б. Гутенберг смог заявить: «Теперь представляется более вероятным, чем в то время, когда была сформулирована теория Вегенера, что в течение геологической истории континенты или их отдельные части значительно перемещались друг относительно друга и относительно земной оси» [1963, с. 255].

У нас в то время только А. Н. Заварицкий правильно понял тектоническое значение зон Беньофа как глубинных разломов, связанных с поддвижением, проскальзыванием под островные дуги больших масс мантийного материала, которые участвуют в подкоровых конвекционных течениях. «Мы имеем,— писал он,— не только прямые факты в наличии глубокофокусных землетрясений, свидетельствующие о движениях в глубоких частях литосферы, но имеем факты и о направлении движений... Схематически можно говорить или о надвигании материка на океанское дно, или о поддвигании дна океана под материк. Из соображений, высказанных Хоббсом, скорее можно принять последнее определение» [Заварицкий, 1946, с. 8, 9]. Таким образом, присоединяясь к гипотезе Д. Григгса о конвекционных течениях, охватывающих мантию вплоть до ядра Земли, А. Н. Заварицкий принимал схему пододвигания океанической литосферы под островные дуги и континенты, близкую к современной модели тектоники плит. Сейчас она аргументирована гораздо полнее на основании как прямых данных сейсмоакустического просвечивания, позволяющего проследить подвиг океанической коры под островные дуги Курильских и Антильских островов, так и определения возраста коры океанов по полосовым магнитным аномалиям.

Кроме того, советские тектонисты уделили много внимания вопросу о прежнем геологическом единстве материков, ныне разобращенных впадинами Атлантического и Индийского океана, по существу повторяя и дополняя ту аргументацию, которая используется в мобилистских реконструкциях. Однако стремясь сохранить предвзятые представления о фиксизме, они вынуждены были строить гипотезы о «базификации» или «океанизации» материковых глыб, якобы ранее существовавших на месте этих океанических впадин. В работах А. Д. Архангельского [1941] и Н. М. Страхова [1948] делались даже попытки выделить в пределах этих океанов продолжение докембрийских платформ и палеозойских складчатых поясов, а также аналоги молодых складчатых поясов (срединный Атлантический вал), известных на материках и островных дугах. А. Д. Архангельский считал, что «Индийский и южный Атлантический океаны возникли на месте континентального массива» [1941, с. 338].

М. В. Муратов [1957], Ю. М. Шейнманн [1958, 1959] и В. В. Белоусов [1954, 1955, 1967а, б], приняв во внимание уже имевшиеся к этому времени данные о резком различии в толщине и строении земной коры на материках и океанах, подчеркивали «наложенный» характер этих океанических впадин. Например, отмечалось, что «современные материка представляют собой обломки значительно больших древних материков и угловатые их границы больше соответствуют этой точке зрения» [Белоусов, 1955, с. 14]. «Почти на всем протяжении атлантической и индоокеанской окраин Экваториальной и Южной Африки простираются докембрийских толщ разного возраста подходят непосредственно к берегу или к узким молодым прибрежным равнинам под столь крутыми углами, что срезание этих структур прилегающими океаническими впадинами не подлежит сомнению. А если к этому прибавить срезание глубинами Индийского океана герцинской складчатой зоны Южной Африки и усечение с востока структуры Мадагаскара, весь Африканский материк предстанет перед нами в виде гигантского структурного обрубка. Такими же обрубками являются Индостан и Западная Австралия... Совершенно очевидно, что структуры, наблюдаемые в пределах указанных материков, распространялись ранее в разных направлениях далеко за современные пределы суши» [Белоусов, 1967а, с. 4, 12].

По М. В. Муратову, «наложенный характер имеют обрамления впадины Атлантического океана. Восточный край его обрезают каледониды Норвегии, Англии и Ирландии, затем герциниды Армориканского массива и западного берега Франции... Южнее край Атлантической впадины обрезают платформенные структуры Африки и Капских гор. Западный край впадины обрезают каледонские и докембрийские структуры Гренландии, затем каледониды Ньюфаундленда, внутренние массивы Аппалачей Соединенных Штатов Америки... Могут быть выдвинуты только два объяснения парадоксальному явлению резкого различия строения коры Атлантического океана и соседних материков: 1) или произошло смещение материковых глыб земной коры по подстилающей их оболочке, т. е. раздвижение материков в духе гипотезы А. Вегенера, 2) или погружившиеся участки земной коры материкового типа оказались растворенными, точнее, расплавленными почти без остатка при погружении на дно океанов» [1957, с. 60, 61]. М. В. Муратов принял второе из этих объяснений, близкое к гипотезе океанизации, по В. В. Белоусову.

Ю. М. Шейнманн особо подчеркнул наряду с наложенным характером контуров границ впадин Атлантического и Индийского океанов сходство геологического строения разобщенных ими материков. «Несомненно единая когда-то платформа Южной Америки и Африки в настоящее время разъединена океаном. Единство обеих этих платформ доказываются изумительным сходством истории обоих районов в течение палеозоя и начала мезозоя. Сходство разрезов силура-девона и группы Карру и ее аналогов в Южной Америке так велико, что лучше говорить о тождестве их. Отличия наблюдаются лишь в деталях» [1958, с. 780]. «Такую выдержанность формаций на протяжении 6—7 тыс. км нельзя представить себе иначе, как в условиях материка, единого не только географически, но и тектонически» [1961, с. 30].

Рассматривая мировые палеогеографические и тектонические схемы Н. М. Стрехова [1948], В. В. Белоусова [1954], М. В. Муратова [1957] и Ю. М. Шейнманна [1959], легко убедиться, что эти авторы интерполируют через Атлантический и Индийский океаны геологическую связь между теми же самыми структурами континентов, которые соединены вместе в известных мобилистских реконструкциях с учетом совпадения контуров материкового

склона. Достаточно, например, сблизить докембрийские платформы, следуя контурам, намеченным Ю. М. Шейнманном [1959, рис. 1] через океаны, чтобы получить реконструкцию, практически тождественную построениям А. Вегенера [1925], Э. Аргана [1935], Э. Крауса [Kraus, 1951], П. Н. Кропоткина [1968], Э. Булларда с соавторами [Bullard et al., 1965; Smith, Hallam, 1970].

Гипотеза океанизации (базификации материковой коры) была такой же данью заранее принятому на веру постулату фиксизма, как и вышеупомянутая гипотеза о горном характере верхнепалеозойского оледенения, предложенная ad hoc, чтобы согласовать с этим постулатом данные о палеоклиматах. Беспомощность гипотезы океанизации обнаруживается при элементарных вопросах о том, как же конкретно происходил этот процесс. Шла ли переработка коры от периферии нынешнего океана в сторону срединного Атлантического хребта и обе волны «океанизации» сомкнулись как раз к настоящему моменту посередине океана (как думает, например, А. Е. Святловский)? Или, наоборот, океанизация началась от середины новообразованного океана и сейчас этот процесс продолжает «обгрызать» соседние континенты? Последний вариант предполагал В. В. Белоусов [1967]. Но тогда непонятно, откуда же взялись довольно мощные глубоководные отложения мела и палеогена во впадинах у периферии океана и почему они отсутствуют на хребте?

Из работ сторонников базификации (А. А. Борисов, В. В. Белоусов, Г. Д. Афанасьев и др.) нельзя понять, распространяется ли этот гипотетический процесс преобразования коры сверху вниз или снизу вверх, т. е. от мантии через «базальтовый» слой к слою «гранитному», который собственно и требуется «уплотнить» до превращения в сейсмологический «базальт». В одной и той же книге В. В. Белоусов в одном месте говорит, что во впадине Красного моря «процесс находится на стадии внедрения основных пород снизу в земную кору и ее только небольшого утяжеления», а в другом дает понять, что процесс уничтожения гранитного слоя идет сверху вниз: «Очень молодая Северная Атлантика. Она опустилась в неогене. Глубины здесь еще невелики и кора, хотя уже и не имеет гранитного слоя, еще довольно толста» [Белоусов, 1962, с. 582, 585].

Как может уменьшение толщины коры начаться с исчезновения гранитного слоя — из текста неясно. При погружении материковой коры с ее гранитным слоем (складчатым фундаментом платформ) и базальтовых лав толщиной в несколько километров, которое предполагается при ее базификации, отнюдь не достигаются такие условия давления и температуры, которые необходимы для существенного уплотнения и изменения сейсмических свойств (скорости прохождения волн) пород фундамента. Известно, что докембрийские кристаллические щиты эродированы настолько, что в них обнажены граниты, гнейсы и кристаллические сланцы, долго находившиеся на глубине 10—20 км в условиях значительно более высокого давления. Но никаких следов такого уплотнения пород, требующего, например, образования минералов с более плотной кристаллической решеткой за счет кварца и полевых шпатов, нигде не было обнаружено.

Гипотеза океанизации была раскритикована В. А. Магницким, Е. Н. Люстихом и В. П. Нехорошевым с позиций геофизики и морфологии Земли. Предполагаемый В. В. Белоусовым процесс поглощения и растворения материковой коры несовместим с принципами изостазии и «представляется совершенно невозможным. Гипотеза погружения континентов и расширения за их счет океанов встречается с громадными принципиального характера трудностями, преодоление которых, по-видимому, вряд ли возможно» [Магницкий, 1958,

с. 25, 30, 31]. «В платформенных областях на суше кора имеет мощность 35 км; из них верхние 15 км сложены гранитом... Каким же образом добавление нового базальта к тридцати пяти километрам материковой коры превращает их в пять километров океанической коры? Это явно невозможно. Пока сохраняется гравитационное поле Земли и материал (мантийной.— П. К.) оболочки остается тяжелее силика, химические силы не могут сменить свое направление на обратное, так как кора не может начать растворяться в субстрате» [Люстих, 1959, с. 1542, 1543].

«При смелых манипуляциях с погружением огромных площадей континентов под океанические глубины совершенно сбрасывается со счета такой непреодолимый фактор, как баланс воды на поверхности Земли»,— подчеркивает В. П. Нехорошев [1963, с. 20]. Действительно, достаточно увеличения площади или средней глубины океанических впадин всего на 6%, чтобы осушились все шельфы и произошла всеобщая регрессия моря. Между тем мировые трансгрессии происходили в меловое время (сеноман) и в палеогене, как раз в тот период (мезозой—кайнозой), когда, по В. В. Белоусову [1967б], возникли не только Атлантический, Индийский, но и значительная часть Тихого океана вследствие «растворения материковой коры... в верхней мантии» (с. 29). Обстоятельный критический анализ гипотез океанизации, базификации, дебазальтификации (т. е. превращения базальтового слоя в гранитный, по А. А. Борисову [1967]), приводится в нескольких статьях автора [Кропоткин, 1964а, б, 1968; предисловие П. Н. Кропоткина в кн: Изостазия, 1964].

Стремление во чтобы то ни стало сохранить постулат фиксизма привело тех геологов и геофизиков, которые учитывали коренное различие в строении материков и океанических впадин и признавали невозможность «океанизации», к другой ошибке — неправильному определению возраста океанической коры. Было выдвинуто предположение, что базальтовая кора, характерная для океанов, представляет собой реликт, сохранившийся с тех древнейших доархейских времен, когда на земном шаре еще не возник гранитный слой, свойственный континентам. За рубежом такую гипотезу развивал Дж. Т. Уилсон, в СССР — В. А. Магницкий [1953, 1958], А. П. Виноградов [1962], Е. В. Павловский [1953], А. Н. Мазарович [1952], до 1957 г.— П. Н. Кропоткин [1948, 1953, 1956; Кропоткин и др., 1958]. Такая гипотеза противоречит вышеприведенным данным о срезании материковых складчатых структур границами океанических впадин и о «наложенном» характере контуров этих впадин. Постепенное расширение площади материковых массивов по мере нарастания складчатых поясов по периферии платформ, предполагаемое в этой гипотезе, привело бы к повсеместному параллелизму складчатых поясов и границ континентов. В действительности такой параллелизм наблюдается только на побережьях тихоокеанского типа. Строение берегов атлантического типа полностью противоречит этой гипотезе. В настоящее время она оказывается совершенно несостоятельной в свете результатов сейсмопрофилирования, изучения магнитных аномалий и бурения дна океанов. Бурение показало, что на большей части Атлантического, Индийского и Тихого океанов кора сравнительно молода и образовалась не раньше юрского периода, хотя, например, сама впадина в области Тихого океана и вода мирового океана имеют возраст более 1 млрд. лет.

Как аргумент, якобы опровергающий дрейф континентов, в некоторых работах [Шатский, 1946; Страхов, 1948; Белоусов, 1962] был использован тот факт, что современные геодезические измерения не подтвердили быстрого (несколько метров в год) удаления Гренландии от Европы, которое было вычис-

лено из сравнения определений долгот в 1922—1927 гг. с измерениями, сделанными в 1870—1873 гг., и использовано А. Вегенером [1925]. Между тем геодезия, наоборот, принесла несомненные доказательства современных горизонтальных перемещений блоков земной коры, но со скоростью, в сто раз меньшей (0,5—8 см/год). Эта скорость дрейфа согласуется со средней скоростью раздвижения материков, которую можно определить, разделив ширину Атлантического океана на продолжительность периода (мел и кайнозой), в течение которого происходило смещение. Смещение со скоростью того же порядка установлено по разлому Сан-Андреас. Здесь прибрежная полоса Калифорнии, которая составляет вместе с шельфом и Калифорнийским полуостровом глыбу размером до 300 км в ширину и 2000 км в длину, скользит со скоростью 0,5—5 см/год, перемещаясь на северо-запад по отношению к материку. Геодезические измерения показали, что хребет Петра I в Таджикистане перемещается на север со скоростью 2 см/год, надвигаясь на южный край долины р. Сурхоб, которая отделяет его от Гиссарского и Алайского хребтов. Сокращение расстояния между реперами, поставленными в Японии на западном и восточном берегах о. Хонсю, также составляет 1—5 см/год [Разломы..., 1963; Никонов, 1977; Буланже, Певнев, 1978].

Приводились и другие возражения против мобилизма. Авторы критических статей основывались на принципе унаследованности развития тектонических структур [Петрушевский, 1964], особой интерпретации карты магнитных аномалий Атлантики [Шейнманн, 1973, 1974], палеогеографии Гондваны [Рудич, 1977], кинематики плит [статья Е. М. Рудича, М. Н. Шапиро в кн.: Дрейф континентов, 1976; статья А. Мейерхоффа и Г. Мейерхоффа в кн.: Новая глобальная тектоника, 1974]. Все эти возражения, за исключением указания на недостаточную физическую обоснованность механизма глубинной конвекции [Люстих, 1965, 1975], могут быть устранены или уже опровергнуты [Пейве, 1965; Пучков, 1965; Ле Пишон и др., 1977]. Так, по результатам более детальных магнитных съемок в Северной Атлантике, проанализированных в работах А. М. Карасика, Е. Г. Мирлина и других, полностью отпадают возражения Ю. М. Шейнманна, основанные на старых съемках. Несостоятельны все палеоклиматические возражения, выдвинутые А. Мейерхоффом и другими [Проблемы палеоклиматологии, 1968]. Заявления Е. М. Рудича [1977] об отсутствии большого сходства в геологической истории и структуре Южной Америки и Африки и о несовпадении простираний их докембрийской складчатости в реконструкциях основаны на том, что он пользовался неточной тектонической картой докембрия (которая была составлена лицами, не работавшими на Гондванских материках, по устаревшим геологическим картам), и на поразительном пренебрежении к первоисточникам и выводам самих гондванистов. Его утверждения полностью противоречат уже цитированным заключениям Ю. М. Шейнманна [1958, 1959, 1961], Г. Герта [1959], Э. Крауса [Kraus, 1951, 1959], М. Жинью [1952].

Новейшие исследования по геологии и металлогении докембрия и палеозоя Африки и Южной Америки еще более укрепили уверенность в правильности вегенеровских реконструкций [Колотухина, 1977; Тарлинг Д., Тарлинг М., 1973; Le Pichon et al., 1977].

Таким образом, путь к признанию большой роли горизонтальных движений в формировании тектонических структур сопровождался разнообразными попытками сохранить принцип фиксизма, например, с помощью предположений о горноледниковом происхождении верхнепалеозойских тиллитов Гондваны, «об океанизации» докембрийских и эпипалеозойских платформенных матери-

ковых массивов, о реликтовом, доархейском происхождении земной коры в океанах.

Систематическое изложение мобилистских геодинамических концепций в советской геологической литературе началось с 1958 г. в связи с теми результатами, которые были получены при изучении остаточной намагниченности горных пород [Кропоткин, 1958, 1960б, 1961б, 1969]. Была предложена реконструкция расположения всех материков в конце палеозоя — начале мезозоя, построенная путем совмещения на глобусе изобат 2000 м и использования новейших геофизических и геологических данных [Кропоткин, 1964б; Проблемы глобальной тектоники, 1973]. Наша реконструкция вскоре была подтверждена более детальным совмещением изобат материкового склона всех континентов атлантического полушария в известной работе Э. Булларда с соавторами [Bullard et al., 1965] и Австралии с Антарктидой в статье Р. Дитца и В. Спролла, использовавших для этой цели компьютер [Dietz, Sproll, 1970].

С этих же геодинамических позиций были рассмотрены структуры океанов [Пейве, 1965, 1969; Кропоткин, 1968], островных дуг, хребтов и окраинных морей Тихоокеанского пояса (включая Карибский регион и Мексиканский залив) [Кропоткин, 1972; Кропоткин, Шахварстова, 1965], а также структуры древних платформ [Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР, 1977; Кропоткин и др., 1971] и эволюция геосинклиналей [Пейве, 1960, 1965, 1967, 1969; Разломы..., 1963; Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР, 1977].

Идеи мобилизма и тектоники литосферных плит положены в основу ряда работ В. Е. Хаина [1970, 1972, 1973а], Л. П. Зоненшайна с соавторами [1976; Городницкий и др., 1978], А. А. Моссаковского, С. А. Ушакова [Ушаков, Красс, 1972; Ушаков, Галушкин, 1976], О. Г. Сорохтина [1974], А. С. Мониной [1977]. Палеомагнитные данные о перемещении материков приведены в трудах А. Н. Храмова с соавторами [1974; Храмов, Шолпо, 1973; Дрейф континентов, 1976]. Интерпретация литологических данных, основанная на анализе современного осадконакопления и результатах бурения дна океана, дается в таком же плане в работах А. П. Лисицина и В. А. Крашенинникова. Связь между представлениями о блоковом строении земной коры (геоблоки) и тектоникой литосферных плит рассматривалась Л. И. Красным [1976]. «Немало было высказано разных гипотез, но геология сегодня — это господство идей мобилизма, основанных на охвате глобальных геолого-геофизических наблюдений, — указывает А. В. Пейве. — Наиболее распространенной и, на мой взгляд, наиболее совершенной концепцией в настоящее время является теория тектоники плит. В этой концепции... получают новое объяснение многие геологические явления, такие, как дрейф континентов и образование континентальной коры, вулканизм и землетрясения островных дуг и срединно-океанических хребтов, выявленные закономерности в геологическом строении осадочного слоя океанов, полосовые магнитные аномалии в океанической коре и, наконец, место и происхождение самих срединно-океанических хребтов, а также происхождение и развитие океанической коры в целом. ...Геология завтра на новой, но несомненно мобилистической основе должна будет объяснить некоторые новые факты, явно противоречащие теории тектоники плит, а также некоторые ранее известные факты и явления, не объясненные этой теорией» [Пейве, 1977, с. 4—6].

НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ К ИХ РЕШЕНИЮ

ГЕОДИНАМИКА И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

К сожалению, решенным вопросом в геодинамике можно считать только оценку масштабов и определяющей роли горизонтальных движений глыб земной коры и общую картину их кинематики на протяжении последних 200—300 млн. лет. Первые же результаты изучения остаточной намагниченности образцов горных пород палеозойского и мезозойского возраста, взятых на разных материках, позволили С. Ранкорну, Э. Ирвингу, А. Нэрну, К. Криру и другим еще в 1955—1958 гг. сделать вполне определенный вывод об удалении Северной Америки от Европы на тысячи километров и крупном перемещении на север Индостана и Австралии [Кропоткин, 1958, 19606, 19616; Петрова, Храмов, 1970; Храмов, Шолпо, 1973; Briden, 1970; Bullard, 1964]. За 20 лет с тех пор накопилось колоссальное количество новых определений палеомагнитной широты и ориентировки меридианов по всем периодам фанерозоя на всех материках, усовершенствовались методы выделения стабильной первичной компоненты намагниченности (чистка образцов нагреванием или в переменном магнитном поле, сравнение ориентировки векторов в слоях с нормальной и обратной намагниченностью) и техника измерений, значительно продвинулась разработка теории земного магнетизма и ферромагнетизма.

Если бы первоначальные выводы магнитологов, основанные на скудном материале, были ошибочны, они уже давно оказались бы опровергнуты в результате тысяч новых определений позиций виртуального полюса (причем каждая такая позиция вычисляется как среднее по десяткам или сотням образцов, ориентированных в месте взятия). Фактически же накопление данных все более укрепляло первоначальные выводы. При этом выявились даже такие детали, как совпадение небольших изгибов кривой движения виртуального полюса по отношению к Северной Америке и Европе, относящейся к тому домезозойскому отрезку времени, когда эти континенты были объединены в составе материка Лавразии (рис. 2) [McElhinny, 1973]¹. В комбинации с геологией и контурами изобат палеомагнитные данные легли в основу реконструкций, построенных для Гондваны [Embleton, Valencio, 1977] и по всему земному шару для периодов, охватывающих 375 млн. лет (т. е. до среднего девона включительно) [Irving, 1977] или даже весь фанерозой [Городницкий и др., 1978; Briden et al., 1974]². Наиболее надежные данные получены в реконструкциях, построенных для верхнего палеозоя и начала мезозоя, объединяющих Западную Европу с Северной Америкой, Африку с Южной Америкой, Австралию с Антарктидой [Laird et al., 1977], и палеогеографических построениях, которые показывают постепенное раскрытие Атлантического океана в течение мезозоя и кайнозоя с учетом ориентировки полос магнитных аномалий различного возраста и палеонтологических данных о возрасте отложений (по данным бурения и драгировок) [Sclater et al., 1977; Le Pichon et al., 1977].

¹ Для досилурийского времени (кембрий, ордовик), когда эти материк еще не соединились в монолитный суперконтинент Лавразии, и для мела, когда они уже разделились и двигались самостоятельно, кривые движения полюсов не должны совпадать в реконструкции. Эти расхождения кривых видны на рис. 2, b.

² Реконструкции А. Смита, Дж. Брайдена и Дж. Дрюри воспроизведены на рис. 54 в книге А. С. Монина [1977].

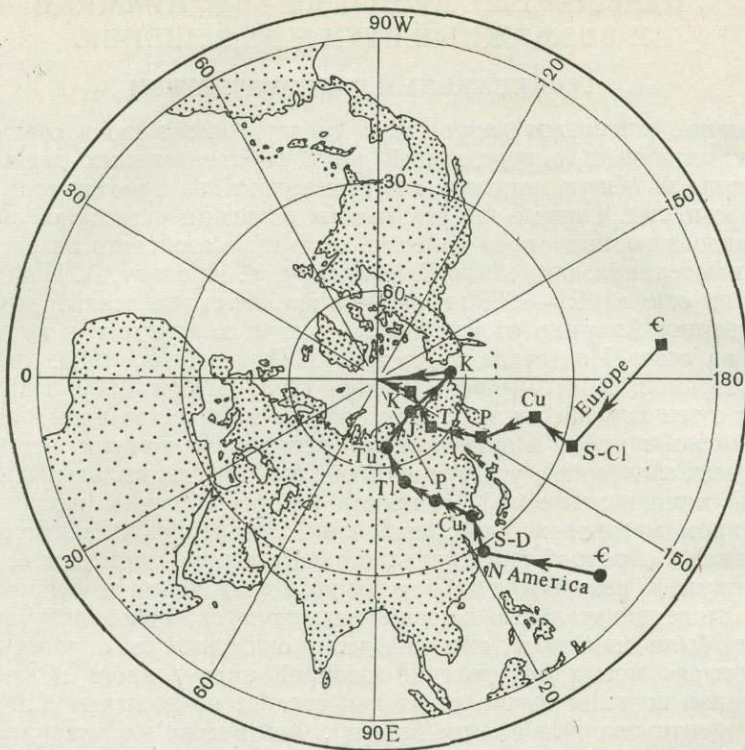
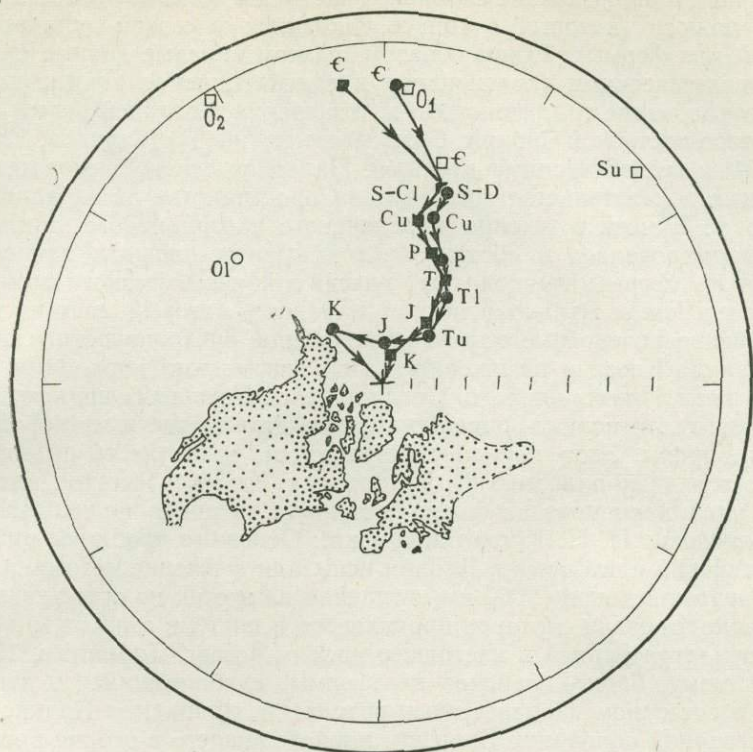


Рис. 2

Кривые движения Северного полюса, построенные по результатам исследования естественной остаточной намагниченности горных пород Северной Америки (кружки) и Европы (квадратики); показаны при современном расположении этих материков (а) и при таком их взаимном расположении (б), которое соответствует реконструкции Э. Булларда с соавторами [Bullard et al., 1965]

Эта реконструкция основана на совмещении контуров изобат континентального склона обоих материков. Видно, что для того периода (силур — юра), в течение которого оба материка были объединены в составе суперматерика Лавразии, кривые движения полюса совпадают. Полые квадратiki относятся к породам из областей каледонской складчатости. Отклонения в их позиции от среднего положения, определенного по платформенным породам (черные квадратiki), связаны с этими тектоническими деформациями, а расхождения в позиции средних кембрийских и меловых полюсов Северной Америки и Европы — с взаимным перемещением этих материков в раннем палеозое и в позднем мезозое и кайнозое [Mc Elhinny, 1973]. € — кембрий; CI — нижний карбон; Cu — верхний карбон; TI — нижний триас; Tl — верхний триас; J — юра; K — мел

Разногласия в реконструкциях Гондваны зависят от того, какая позиция приписывается Мадагаскару (северная — вблизи берегов Кении, по А. дю Тойту, Дж. Смиуту и А. Халламу, или южная — вблизи берегов Мозамбика, по А. Вегенеру, Э. Аргану, Дж. Флоресу) и как реализуется сочленение Индостана с Африкой и Австрало-Антарктическим блоком. В схемах, опирающихся главным образом на сходство геологического строения, северо-западный выступ Австралии причленяется к вогнутому контуру восточного побережья Индостана (Восточные Гаты) и принимается северное положение Индийской платформы [Кропоткин, 1964б; Ahmad, 1960, 1967; Hurley, Rand, 1969]. В схемах, основанных главным образом на палеомагнитных данных



этот же участок Индостана причленен к побережью Антарктиды между 20 и 90° в.д. [Башарин и др., 1973; Smith, Hallam, 1970]. В соответствии с двумя возможными комбинациями этих двух пар альтернативных решений обсуждаются четыре варианта реконструкций Гондваны. Несмотря на эти расхождения, общие контуры палеозойских материков Гондваны и Лавразии вырисовываются довольно определенно, и, таким образом, кинематика больших горизонтальных перемещений материков в течение последних 200 млн. лет устанавливается с несомненностью в главных своих чертах.

Независимо от палеогеографических построений, основанных на геологических данных, палеомагнетизм позволяет определить время замыкания обширных геосинклиналей, существовавших в палеозое между Восточно-Европейской и Сибирской платформами (Урало-Алтайский геосинклинальный океан) и в мезозое и кайнозое — между Индийской платформой и северной половиной Евразии (геосинклинальный океан Тетис). Позиции и кривые движения виртуального полюса, определенные по нижнепалеозойским породам Восточно-Европейской и Сибирской платформ, совершенно различны и указывают на то, что расстояние между платформами могло быть на 1500—3000 км больше, чем сейчас. Экватор в кембрии и ордовике пересекал обе эти платформы. В девоне обе кривые сближаются, а затем начиная с перми обе кривые сливаются и объединенная кривая приходит в район современного северного полюса в неогене и четвертичном периоде. Это значит, что начиная с верхней перми обе платформы, уже не перемещаясь больше друг относительно друга, испытывали общее движение по отношению к полюсам — поворот по часовой

стрелке и некоторое удаление сибирской части этого монокристаллического материкового блока от полюса (который в триасе находился у северо-восточных границ Сибирской платформы). Таким образом, палеомагнитные данные согласуются с палеоклиматическими (красноцветы и соленакопление в нижнем палеозое Сибири; образование тиллитоподобных отложений в верхней перми — нижнем триасе северо-восточной Сибири; бореальные фауны T_3) [Страхов, 1945; Шейнманн, 1954] и геологическими данными. Палеомагнетизм, следовательно, дает независимые доказательства того, что на пространстве от западного склона Урала до р. Енисей в течение каледонского и герцинского циклов складчатость формировалась в обстановке сокращения площади земной коры и спаяла обе платформы в монокристаллический массив в конце пермского периода.

А. Нэрн и Чжан Вэнь-ю отметили парадокс, который состоит в том, что нижнепермские угленосные отложения с флорой субтропического пояса в северо-восточном Китае и отложения с нижнепермскими кораллами в Японии и южной части Приморья и о. Сахалин расположены слишком близко от позиции пермского полюса, определенной по палеомагнетизму пород северной Сибири и Европы. Этот парадокс устраняется, если учесть палеомагнитные данные по верхнему палеозою (С, Р) и триасу Китая и Японии, которые, как правило, указывают гораздо более восточную позицию полюса [McElhinny, 1973; предисловие П. Н. Кропоткина в кн.: Основные проблемы рифтогенеза, 1977]. Китайская платформа и Япония испытали в течение мезозоя и кайнозоя большое (вероятно, около 2000 км) смещение на восток по отношению к северной половине Евразии, которое проявляется в системе сдвигов, вызывающих сильные землетрясения и в настоящее время [Molnar, Tarponier, 1977].

По-видимому, блок Китайской платформы, суживающийся к западу, был выдавлен в восточном направлении в результате сближения Индийской платформы с северной половиной Евразии, происходившего в это же время. Перемещение Индийской платформы с юга на север было очень значительно; район Бомбея находился, судя по палеомагнитным данным, на 50° ю.ш. в юре, $36-12^\circ$ ю.ш. в мелу, пересек экватор в миоцене и сейчас находится на 20° с. ш. Туранская плита за это время сместилась на север только на 15° . Таким образом, судя по разности палеомагнитных широт, происходило сближение этих платформ, составившее 6000—7500 км в течение мезозоя и палеогена. Это было время быстрого сокращения площади геосинклинального океана Тетис между ними. Ход кривых изменения палеомагнитных широт Индии и Туркмении показывает, что начиная с миоцена скорость сближения этих материковых глыб сократилась, а с плиоцена — стала равна почти нулю. Сблизившись «до упора», обе глыбы медленно дрейфуют к северу [Кропоткин, 1961б; Molnar, Tarponier, 1977]. Эти выводы, вытекающие из палеомагнитных измерений, отлично согласуются с данными исторической геологии и геоморфологии по Высокой Азии и с результатами геодезических измерений в Таджикистане [Буланже, Певнев, 1978].

Интересный пример согласованности, вплоть до деталей, геологических и палеомагнитных данных о смещениях плит дает изучение Средиземноморья. В реконструкциях для конца палеозоя и триаса, обоснованных сейчас с большей полнотой (вплоть до детального сопоставления фаций триаса о. Ньюфаундленд и побережья Марокко), доказывается единство североамериканских структур зоны Аппалач, северо-западной Африки и Западной Европы [Кропоткин, 1968; Slater et al., 1977; Le Pichon et al., 1977].

Расположенная к юго-востоку от Аппалач Флоридо-Багамская платформа, на которой нижнепалеозойские отложения (в скважинах штата Джорджия)

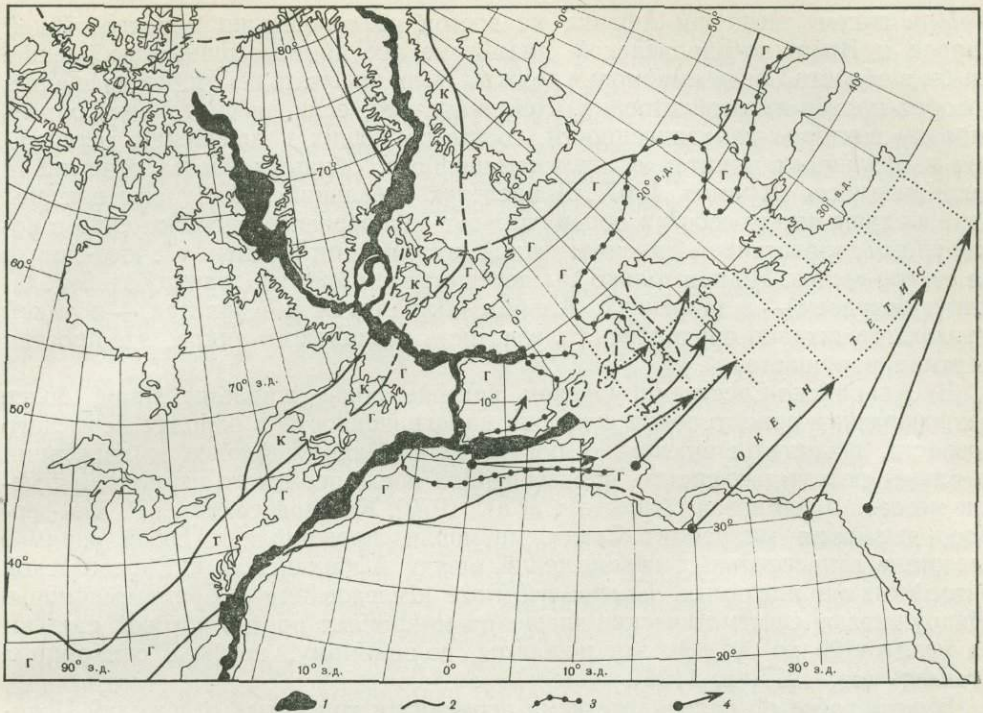


Рис. 3

Реконструкция взаимного расположения материков, основанная на совмещении контуров их континентального склона по изобате 910 м (500 морских саженей) в северной части Атлантического океана, по Э. Булларду с соавторами [Bullard et al., 1965], с дополнениями

1 — участки перекрытия изобат, или промежутков между ними (с глубинами 0,9 — 2 км);
 2 — границы докембрийских платформ и каледонских (К) и герцинских (Г) складчатых поясов;

3 — граница областей альпийской складчатости;
 4 — перемещение материальных точек с конца палеозоя до современной эпохи (по отношению к внеальпийской Европе)

залегают горизонтально, по-видимому, представляла собой в это время часть Африканской платформы [см. детальную реконструкцию на рис. 67 в кн.: Кропоткин, Шахварстова, 1965].

Для того, чтобы от этой реконструкции перейти к современному расположению материков, необходимо отодвинуть Африку на восток от Северной Америки значительно дальше, чем Европу. Иными словами, в зоне Средиземноморья между Африкой и палеозойской Европой должен был произойти левосторонний сдвиг амплитудой в 1000 км, но не сосредоточенный на одной линии, как на разломе Сан-Андреас, а распределенный в широком пространстве. Построив в системе географических координат, связанной с внеальпийской Европой, траектории перемещения материальных точек, находившихся в северной части Африканской платформы, можно наглядно представить это сдвиговое смещение, так же как и сближение северо-восточной Африки и Аравии с Европой, которое отчетливо проявилось в восточном Средиземноморье (рис. 3). Как мы видели, сближение Гондванских блоков с северной половиной Евразии достигает максимума еще восточнее, на меридиане Бомбея.

При таком смещении Африки на восток по отношению к палеозойской Европе и Восточно-Европейской платформе все промежуточные небольшие глыбы в области Средиземноморья должны были испытать некоторое вращение, поворот против часовой стрелки. Действительно, если рассматривать ориентировку векторов намагниченности, соответствующих направлению меридианов в различных пунктах в пермском периоде, обнаруживается отчетливая закономерность [Храмов, 1967]. В пределах внеальпийской Европы векторы параллельны между собой и обнаруживают однообразное расположение с постепенным возрастанием палеомагнитной широты при движении с юго-запада на северо-восток. Но как только мы перешагиваем южную границу этой области и вступаем — в Пиренеях, Альпах, Динаридах и Карпатах — в такой регион, где активно проявилась складчатость альпийского цикла, эта простая картина нарушается.

В Альпийско-Средиземноморском регионе обнаруживается иная, более разнообразная ориентировка векторов намагниченности в породах пермского возраста, свидетельствующая о поворотах отдельных блоков и изгибании (в плане) складчатых систем, произошедших после пермского периода, в течение мезозоя и кайнозоя [Zijderveld et al., 1970]. Как подчеркивает Р. Ван-дер-Воо, движения микроплит Средиземноморья представляют собой «прямое следствие относительных перемещений между Африканской и Евразийской литосферными плитами... Палеомагнитные исследования в Средиземноморье обнаруживают систематические вращения микроплит против часовой стрелки на угол от 25 до 60°. Но эти повороты, по-видимому, не были синхронны» [Vander Voo, 1977, с. 1126].

В ряде работ по палеомагнетизму пермских и триасовых отложений Испании показаны поворот Пиренейского полуострова на 35° против часовой стрелки и связанный с этим процесс раскрытия впадины Бискайского залива (имеющей океаническое строение земной коры). Он отразился в ориентировке полосовых магнитных аномалий, отличающейся от ориентировки, характерной для средней части Атлантического океана [статья М. Л. Баженова в кн: Дрейф континентов, 1976; Ries, 1978].

Различия в ориентировке векторов намагниченности палеогеновых пород в различных частях складчатой дуги, обрамляющей с севера Памир и обращенной выпуклостью на север, приводят к выводу о том, что эта структура в прошлом была почти прямолинейной и испытала изгиб в позднейшее время, в неогене и четвертичном периоде [Баженов и др., 1978]. Этот вывод аналогичен доказательствам изгиба или излома Японской дуги, о которых уже упоминалось [Дрейф континентов, 1976].

Таким образом, палеомагнитные исследования дают ценный, нередко незаменимый чисто геологическими наблюдениями материал для суждения о геодинамических процессах, приводящих к перемещениям и поворотам литосферных плит различного размера друг относительно друга, к изгибам (в плане) складчатых хребтов, образованию дугообразных структур и т. п.

Кинематика современных и новейших процессов распознается также по дислокациям типа сдвигов, смещающих русла и пр. Это бывает возможно выяснить, в частности, по снимкам, сделанным из космоса, и по аэроснимкам, например, в различных районах Азии [Trifonov, 1978; Molnar, Tarronier, 1977].

То обстоятельство, что интенсивная складчатость формируется в зонах сжатия, испытывающих значительное сокращение поверхности земной коры, а океаническая кора с ее базальтовым слоем — в зонах растяжения в период

наиболее значительного спрединга, т. е. разрастания поверхности земной коры в данном месте, позволяет положить в основу тектонического районирования **общий, универсальный принцип**. Этот принцип — районирование по времени главной деформации земной коры, сопровождавшейся наибольшим изменением ее площади: сокращением (при складчатости) или увеличением (при спрединге). Разделение территории материков и шельфов по возрасту главной складчатости, которая приводит к замыканию геосинклиналей, было положено в основу тектонического районирования в работах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского [1933; Архангельский, 1941; Архангельский и др., 1937]. Этот принцип использован в изданных позже тектонических картах СССР, Европы, Евразии [Яншин, 1965; Тектоническая карта Евразии, 1966] и составляемой в настоящее время Международной тектонической карте земного шара. Наложение позднейших, более слабых и, следовательно, не сопровождавшихся значительным сокращением поверхности коры складкообразовательных процессов и приразломных деформаций не учитывается при таком районировании — выделении областей докембрийской (архейской и нижнепротерозойской), байкальской, каледонской, герцинской и альпийской складчатости.

Для океанов районирование производят по возрасту базальтового комплекса океанической коры, игнорируя позднейшие сбросы или слабые складчатые деформации, которые приводят к несущественным изменениям площади. Так оно дано на карте, составленной В. Питманом, Р. Л. Ларсоном и Э. М. Херрон [Age..., 1974] (рис. 4). Хотя в нее следует внести исправления и дополнения по новым данным, эта карта и сейчас сохраняет свое значение. Нетрудно убедиться, что этот принцип означает районирование по времени главной фазы спрединга — увеличения поверхности коры в соответствующей зоне.

Поскольку как спрединг, так и главная складчатость связаны с горизонтальными перемещениями и изменением размеров поверхности земной коры в соответствующих зонах, для нас теперь раскрывается глубокий геодинамический смысл тех принципов тектонического районирования, которые были разработаны А. Д. Архангельским, С. Н. Бубновым, А. Борном, Г. Штилле и Н. С. Шатским для материков и упомянутыми американскими океанологами-геофизиками — для океанов.

В следующих разделах мы рассмотрим важнейшие проблемы геодинамики и остановимся как на еще не решенных вопросах, так и на тех фактах, которые позволяют наметить то или иное решение. Это 1) субдукция, обдукция, доказательства пододвигания одних тектонических блоков под другие; 2) вертикальные движения земной коры и их возможные геодинамические причины; 3) напряженное состояние земной коры; 4) тектонические закономерности магматизма и геодинамика коры; 5) глобальные неотектонические гипотезы.

СУБДУКЦИЯ, ОБДУКЦИЯ, ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПОДВИГАНИЯ ОДНИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВ ПОД ДРУГИЕ

В предыдущем изложении мы оперировали главным образом с горизонтальными перемещениями плит, дуг и других частей земной коры, пренебрегая, в первом приближении, вертикальной компонентой перемещений и деформациями коры или ограничиваясь той простейшей схемой утолщения коры при сжатии и утонения при растяжении, которая согласуется с теорией изостазии по гипотезе Эри.

Принимая на основании геологических, палеомагнитных и других данных как достаточно доказанный факт образование коры во впадинах Атлантического, Индийского и большей части Северного Ледовитого океанов и окраинных морей в течение юры, мела и кайнозоя, т. е. за 195 млн. лет при раздвижении материков, мы должны прежде всего объяснить, каким образом компенсировалось это увеличение площади земной коры, составляющее около 20% всей поверхности Земли. Сравнительная молодость базальтовой коры на большей части Тихого океана, а именно на площади, составляющей около 32% поверхности Земли, еще более усложняет эту проблему. По подсчетам Дж. Штейнера приращение поверхности дна океанов составляло в течение позднего кайнозоя (последние 5 млн. лет) около $3 \text{ км}^2/\text{год}$ [Steiner, 1977]. Компенсация осуществлялась частично за счет увеличения толщины коры в Гималаях, Альпах, Андах и других складчатых областях, но главным образом — путем субдукции, пододвигания океанической коры под материковую вдоль глубинных разломов, на наиболее сейсмоактивных границах тектонических плит.

Подсчеты, основанные на базирующихся на теории подкорковых конвекционных течений геодинамических предположениях о механизме субдукции, приводят к выводу, что ежегодно под кору «прячется» около 3 км^2 поверхности тех литосферных, главным образом океанических плит, которые погружаются под глубинный надвиг в зонах Беньофа [Toksöz, 1975]. Напомним, что если даже допустить, что за время, прошедшее с начала юры, радиус Земли увеличился на 7%, поверхность — на 14,5% и около 5% было скомпенсировано за счет увеличения толщины коры в молодых горных сооружениях, то эти два механизма — расширение Земли и складчатость — обеспечили бы компенсацию площади новообразованной коры только на площади около 90 млн. км^2 или $0,5 \text{ км}^2/\text{год}$. Следовательно, и при этих крайних допущениях образование новой коры на дне океанов (на площади около 260 млн. км^2) должно компенсироваться примерно на 65% за счет погружения избыточной части литосферных плит под материки в процессе субдукции.

Имеется ряд геологических и геофизических доказательств субдукции, т. е. погружения литосферных плит под островные дуги и молодые складчатые сооружения. Во-первых, прослеживая линии простираения и наклон поверхностей глубинных поддвигов-надвигов (рис. 5), можно убедиться, что погружение океанической плиты нередко сменяется по простираению поддвижением материковой платформы под континент с образованием на нем системы хорошо выраженных надвигов и шарьяжей. Так, например, на линии субдукции, ограничивающей с юга Альпийско-Гималайский складчатый пояс и его продолжение в Индонезии и Меланезии, мы видим погружение коры океанического типа под материковую в четырех районах: 1) у южного края Критской дуги, которая составляет продолжение эленид, и далее к востоку, южнее о. Кипр и западной части хребта Тавр у побережья Средиземного моря; 2) к югу от хребтов Мекран (в Южном Иране) и Машкай (в Белуджистане) у северного края Аравийского моря; 3) западнее Никобарских островов и на всем протяжении Зондской дуги (т. е. южнее островов Суматра и Ява); 4) в северной части Кораллового моря, где смещение происходит в необычном для Тихоокеанской области направлении — по зонам Беньофа, наклоненным от периферии к центру Тихого океана, т. е. под цепи островов Соломоновых и Новых Гебридских (см. рис. 5).

Между этими участками происходит поддвижение материковых платформенных глыб под материковые же складчатые сооружения: 1) Ионическо-Апу-

дийской плиты — под Аппенинско-Сицилийскую дугу, причем сейсмичный разлом типа зоны Беньофа погружается здесь под Тирренское море до глубины 490 км; 2) Сирийско-Аравийской глыбы — под восточный Тавр и хребет Загрос в Иране; 3) Индийской платформы — под Сулеймановы горы, Гиндукуш и Гималаи; 4) Австралийской платформы с ее продолжением на о. Новая Гвинея — под альпийские цепи этого острова, достигающие 5-километровой высоты.

Аналогичным образом зона субдукции, по которой кора Атлантического океана у желоба Пуэрто-Рико погружается под дугу Антильских островов, находит себе продолжение в поддвигах Южно-Американской (Бразильской) платформы под Кордильеры Венесуэлы, Перу и Боливии. Южнее эта линия субдукции снова уходит от края Анд к желобам, обрамляющим дугу островов (Южная Георгия и др.), которая окаймляет с востока море Скоша. Давно известны также и факты перехода по простиранию краевых прогибов, расположенных вблизи этих поддвигов на материках, в глубокие океанические желоба у периферии островных дуг, например, продолжение Предгималайского прогиба — в Яванский желоб [Белоусов, 1962; Тектоническая карта Евразии, 1966; Яншин, 1965].

Таким образом, для суждения о том, что происходит в зонах Беньофа вблизи островных дуг и периферии океанов, мы можем использовать не только сейсмологические данные, но и геологические наблюдения в зонах активных контактов платформ с молодыми складчатыми хребтами, где тот же процесс подвигания происходит на доступных нам глубинах.

Во-вторых, проследивая эти же активные контакты плит, мы можем убедиться, что кайнозойские подвижные пояса (включая, помимо молодых складчатых сооружений, также впадины большинства внутренних и окраинных морей и срединные массивы), как правило, ограничены с двух сторон вышеописанными поверхностями подвигания. Обычно подвиг с одной стороны выражен более резко, в виде сейсмоактивного глубинного разлома (зоны Беньофа), а с другой — значительно слабее, в форме обычных краевых надвиговых швов. Но это не изменяет нашего основного тезиса, что области молодой складчатости поджаты поддвигами с двух сторон. В их внутренней структуре также чувствуется движение глубоких частей коры к осевой зоне. Нередко в альпийских складчатых системах хорошо трассируются одна или две зоны тектонических швов или рубцов (*Narbe*). Вблизи таких зон происходит поглощение (*Verschluckung*), всасывание материала, который втягивается на глубину, как это описано О. Амферером, Э. Краусом и другими на ряде примеров [Kraus, 1951, 1959; Крпоткин, 1961a].

В-третьих, обратив внимание на фестончатые контуры чрезвычайно протяженных зон субдукции и подвигания, протянувшихся по южной границе Альпийско-Гималайско-Индонезийского пояса или к востоку от Скалистых гор, Антильской дуги и Анд, мы сразу можем заметить особенность, подчеркнутую Р. Штаубом [1938]. Она состоит в том, что перечисленные выше материковые массивы — шпора Ионическо-Апулийской плиты, Сирийско-Аравийская глыба, Индийская платформа, северный край Австралийской платформы, материки Северной и Южной Америки — значительно дальше продвинуты к оси поясов альпийской (частью — ларамийской) складчатости, нежели участки с океанической корой. Это отмечено на рис. 5 крупными двойными стрелками. Участки с океанической корой (море Левант вблизи Крита и Кипра, Аравийское море, восточная часть Индийского океана вблизи Зондской дуги, Коралловое море, Атлантический океан вблизи Антильской дуги и дуги островов,

обрамляющих море Скоша) как бы отставали, по сравнению с материковыми глыбами, в этом движении масс, перемещавшихся в северном и западном направлениях. Как результат такого различия в скорости движения возникли сдвиги по широтному разлому желоба Кайман (Бартлетт), сместившему о. Гаити на 300 км к востоку по отношению к о. Куба и по меридиональной линии, на которой лежит прямолинейный подводный Хребет 90° (Восточно-Индийский хребет) в Индийском океане. Это различие в скорости продвижения материковых и океанических блоков, увлекаемых вперед и вниз подкоровыми течениями, вполне понятно с механической точки зрения. Сравнительно легкая (благодаря наличию гранитно-метаморфического слоя) и толстая кора материков не может быть затянута очень далеко и на большую глубину под материк, в мантию, так как имеет значительно меньшую плотность, чем гипербазитовый материал подкоровых слоев. Это проверено надежными расчетами Е. В. Артюшкова [1979; Ле Пишон и др., 1977].

Реальная величина максимального продвижения материковой коры под зону плато материкового же строения с соответствующим удвоением толщины коры может быть определена на примере Гималаев и Гиндукуша. Гималайский хребет (высота до 8848 м) вырос сравнительно недавно на южной окраине Тибетского плоскогорья, уровень которого в плиоцене был невысок (не более 100—400 м над уровнем моря). Реки, как, например, Арун, меандрирующая на этом плато, Сатледж, Брахмапутра, врезались в Гималайский хребет по мере его поднятия. Подъем зоны хребта представлял собой, по существу, процесс вздергивания южного края Тибетской плиты. Хребты Гиндукуш и Гималайский поднялись до высоты 7—8 км в связи с поддвижением Индийской платформы и резким увеличением толщины коры, возросшей примерно в два раза. В то же время Тибетское плато поднялось только на 4 км по сравнению с прежним уровнем благодаря иному, более глубинному процессу формирования аномальной мантии II типа, охватившему всю Центральную Азию. Этот процесс мы рассмотрим в дальнейшем в связи с проблемой вертикальных движений земной коры.

Таким образом, судя по ширине Гималаев, которые представляют собой не единый водораздельный хребет, а ряд высокогорных массивов, разделенных узкими долинами упомянутых рек, можно оценить величину проталкивания материковой коры под материк в 200—400 км. Так же, как П. Молнар и П. Таппонье [Molnar, Tarponier, 1977], мы не можем принять предположение Дж. Дьюи, К. Барка, Ч. Поуэлла и других о том, что Индийская платформа была поддвинута под всю территорию Тибета, т. е. на 1000—1500 км.

В отличие от коры материков океаническая базальтовая кора (состоящая из базальтов, габбро, амфиболитов и ультраосновных пород) имеет небольшую толщину и мало отличается по своей плотности (2,8—3,1 г/см³) от подкорового субстрата, сложенного ультраосновными породами — перидотитами и др. (3,1—3,3 г/см³ при том же давлении). Поэтому она может испытывать значительное погружение в глубь мантии Земли при субдукции. Некоторое количество осадочных пород, накопившихся поверх базальтового слоя, соскабливается с погружающейся литосферной плиты в процессе субдукции, образуя складчатые комплексы геосинклинальных систем.

Имеется шесть независимых доказательств процесса субдукции, происходящего у периферии зон кайнозойской складчатости. Это, во-первых, сейсмологические данные о расположении очагов глубокофокусных землетрясений на фокальных поверхностях (зонах Беньофа), наклоненных под углом 20—70° к горизонту, которые прослеживаются до глубины 200—720 км. Непрерыв-

ность этих зон от поверхности до максимальных глубин доказывается сейчас благодаря технической возможности регистрировать слабые глубокофокусные землетрясения вполне отчетливо¹ [Капотогі, 1971].

Изучение ориентировки направлений в очагах землетрясений показывает, что в них доминирует сжатие, ориентированное приблизительно горизонтально, которое вызывает по зоне Беньофа смещение, соответствующее поддвигу океанической коры или надвигу островной дуги. Нередко такое смещение имеет, кроме того, и сдвиговую компоненту, т. е. происходит смещение приразломных блоков друг относительно друга в направлении простирания структур [Балакина и др., 1972].

Во-вторых, над погружающимися зонами Беньофа мы наблюдаем плиоцен-четвертичные и современные процессы складкообразования в Японии, Индонезии, Андах, Бетийской Кордильере (на юге Испании) и т. д. Помимо геологических наблюдений, геодезические измерения на о. Хонсю указывают на происходящую здесь деформацию сжатия [Кропоткин, 1972]. Как уже было упомянуто, в тех местах, где продолжение зон субдукции может быть прослежено по простиранию на континент, мы видим надвиги и шарьяжи, связанные с поддвижением платформенных массивов под молодые складчатые сооружения: Гималаи, Большой Кавказ, Карпаты, Бетийскую Кордильеру (см. рис. 5). Прежние представления о формировании пологих надвигов и шарьяжей в таких зонах под действием гравитационного тектогенеза, т. е. сползания [Белоусов, 1962], отпадают в свете современных, более детальных исследований. В основе образования шарьяжей лежит механический процесс поддвигания, субдукции, тогда как гравитационное соскальзывание играет дополнительную роль, облегчая скольжение [Буртман, 1973; Кропоткин, 1964а]. «Гравитационные дислокации играют весьма небольшую роль в явлениях образования шарьяжей и геосинклинальной складчатости. С другой стороны, поддвиговые движения пород, составляющих основание формирующихся шарьяжей, представляют единственную приемлемую альтернативу в этом процессе. Геосинклинальная складчатость и шарьяжи имеют в подавляющем большинстве случаев геологический возраст значительно более древний, чем горообразование» [Аджирей, 1977, с. 15, 111, 113]².

У подножия южного склона Большого Кавказа, по-видимому, происходит процесс субдукции. Наклонная сейсмофокальная зона, представляющая собой аналог зон Беньофа, погружается под Большой Кавказ и Каспийское море до глубины 100—150 км [Кропоткин, Ларионов, 1976]. Ведущим механизмом образования покровов здесь «представляется интенсивное боковое сдавливание

¹ Следует иметь в виду, что энергия землетрясения в действительности распространяется не из точки, а освобождается в большом объеме из напряженно-деформированных пород размером до 50—200 км в длину и 10—30 км в ширину в обе стороны от разлома. Однако, как показывает теория распространения волновых колебаний в сплошных средах, сейсмические волны распространяются из такого объема во все стороны точно так, как если бы они излучались из точки (гипоцентра, фокуса), находящейся приблизительно в центре деформированного объема.

² Интересно, что в 1948—1954 гг., критикуя гипотезу гравитационного тектогенеза, В. В. Белоусов писал, что складчатость в ней толкуется «в стиле гравитационного оплывания поверхностных слоев на склонах выпуклых волн земной коры... Гипотезы Хаармана и Беммелена построены на полном отрыве осадочной оболочки от более глубоких ее частей» [1954, с. 574, 576, 378]. Он отмечал, что установлена последовательность движений — «сначала смятие в складки, а потом поднятие... Если же принять именно эту последовательность, то идея гравитационного складкообразования рушится уже для всех без исключения случаев, так как она требует, чтобы поднятие предшествовало складчатости, а не наоборот» [1948, с. 552].

складчатой системы Большого Кавказа, обусловленное, главным образом, продвижением к северу и пододвиганием под нее жесткой Грузинской глыбы, что вызвало образование множества пологих наклоненных к северу поверхностей скольжения, по которым и перемещались пластины пород различной величины... Масштабы сжатия области и, следовательно, перемещения аллохтонных масс увеличивались с запада на восток... до 50—60 км в области Кавказского хребта» [Гамкрелидзе П., Гамкрелидзе И., 1977, с. 73, 75].

Поддвигание океанической коры под островные дуги у края глубоководных желобов видно на профилях, полученных по отраженным волнам в желобах Пуэрто-Рико и Курильском. В последнем случае видно, как в процессе субдукции происходит срезание тонких (толщиной в 1—2 км) пластин на океаническом склоне желоба. Там, где разрывы в основании пластин подходят к поверхности дна, видны характерные выступы рельефа, «kozyрьки», по которым эти пластины приподняты и надвинуты на пододвигающееся под них восточное крыло желоба [Гаркаленко, Ушаков, 1978].

Третий аргумент в подтверждение схемы субдукции дает анализ морфологии глубоководных желобов [рис. 3 в статье П. Н. Кропоткина, 1972; фиг. 18 в кн.: Кропоткин, Шахварстова, 1965; фиг. 75, А в кн.: Ле Пишон и др., 1977] и пологих валов в частях океана, примыкающих к желобам. Подножие островной дуги обычно составляет крутой склон желоба, который имеет резко выраженный в рельефе контакт с пологим внешним склоном. Крутизна внешнего склона возрастает в направлении к контакту так, как это должно быть при прогибании края погружающейся океанической литосферной плиты под нагрузкой, которую представляет собой вес блока островной дуги. С этой же деформацией упругого изгиба литосферной плиты связан ее пологий изгиб, обращенный выпуклостью вверх и представляющий собою характерный вал, который примыкает к желобу с внешней стороны, т. е. со стороны океана. Механизм такого изгиба плиты под действием бокового (горизонтального) сжатия при нагружении одного края плиты рассмотрен с позиций теории упругости в работах Л. И. Лобковского и других [Тектоника литосферных плит, 1976] и согласуется с данными сейсмологии о характере напряжений в очагах землетрясений.

Четвертый аргумент — это характерное распределение изостатических аномалий: положительных — в приподнятом надвинутом блоке и отрицательных — в подвинутом блоке, т. е. в желобе или передовом прогибе, который затянута тектоническими силами вниз, ниже положения равновесия. Во всех без исключения случаях, когда мы имеем пару резко выраженных параллельных аномалий силы тяжести противоположного знака в изостатической редукции, связанных со складчатым хребтом или островной дугой (т. е. надвинутым блоком) и желобом или предгорным прогибом, сейсмичный разлом (зона Беньофа) проходит между гравитационным максимумом и минимумом и имеет наклон от аномалии отрицательной в сторону аномалии положительной [Артемьев, 1966].

Такое расположение аномалий соответствует механизму глубинного поддвига (субдукции) и согласуется с распределением аномалий изобарии. Нарушения изобарии под корой на некоторой горизонтальной поверхности (например, расположенной на 40 км ниже уровня моря) можно определить по профилям сейсмозондирования, пересчитав значения скорости продольных волн в различных слоях коры и верхней мантии на соответствующие значения плотности [Ушаков, Красс, 1972; Исаев и др., 1972]. Вблизи наиболее активных в отношении сейсмичности зон Беньофа разность давлений между зонами

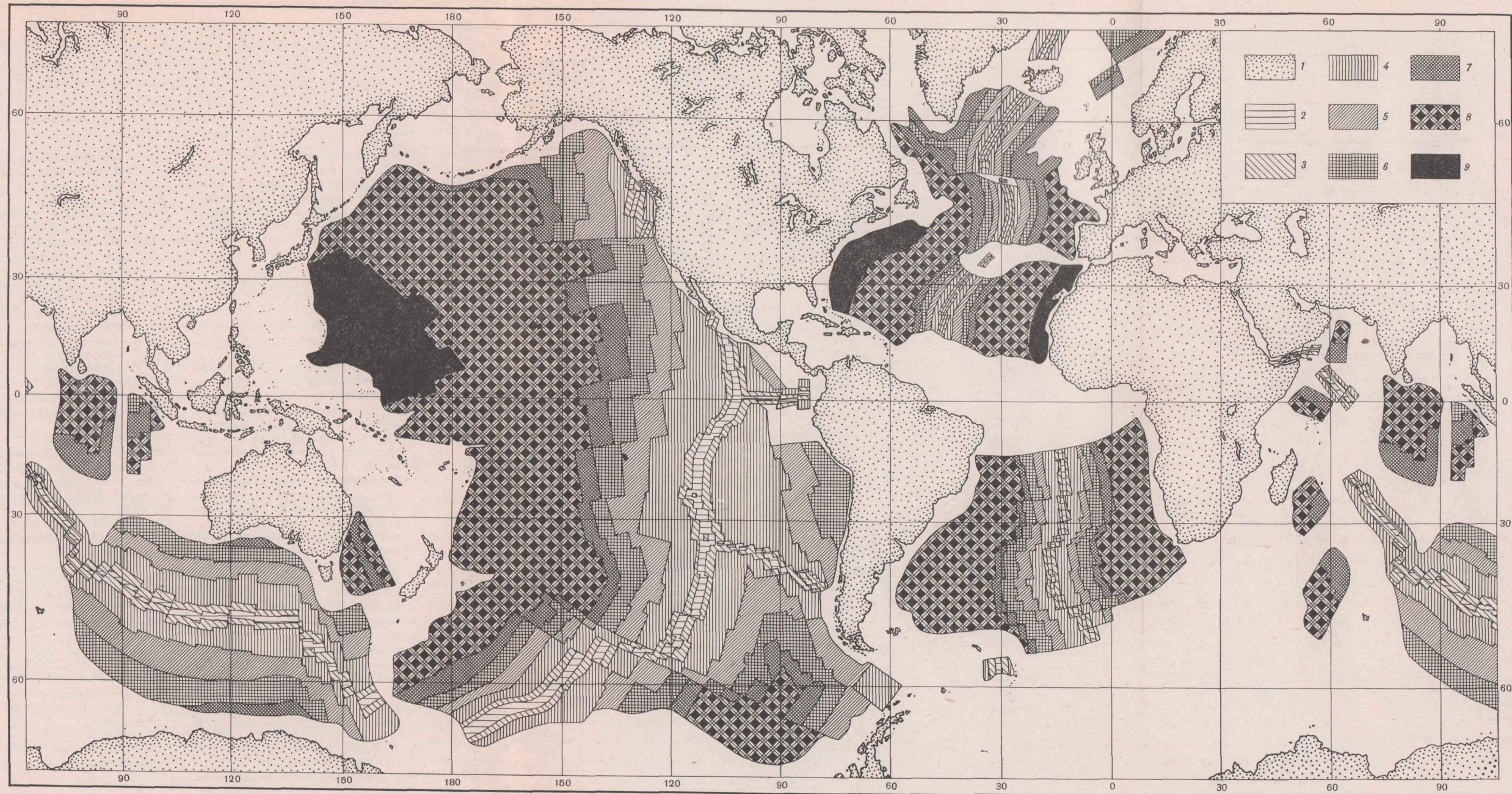
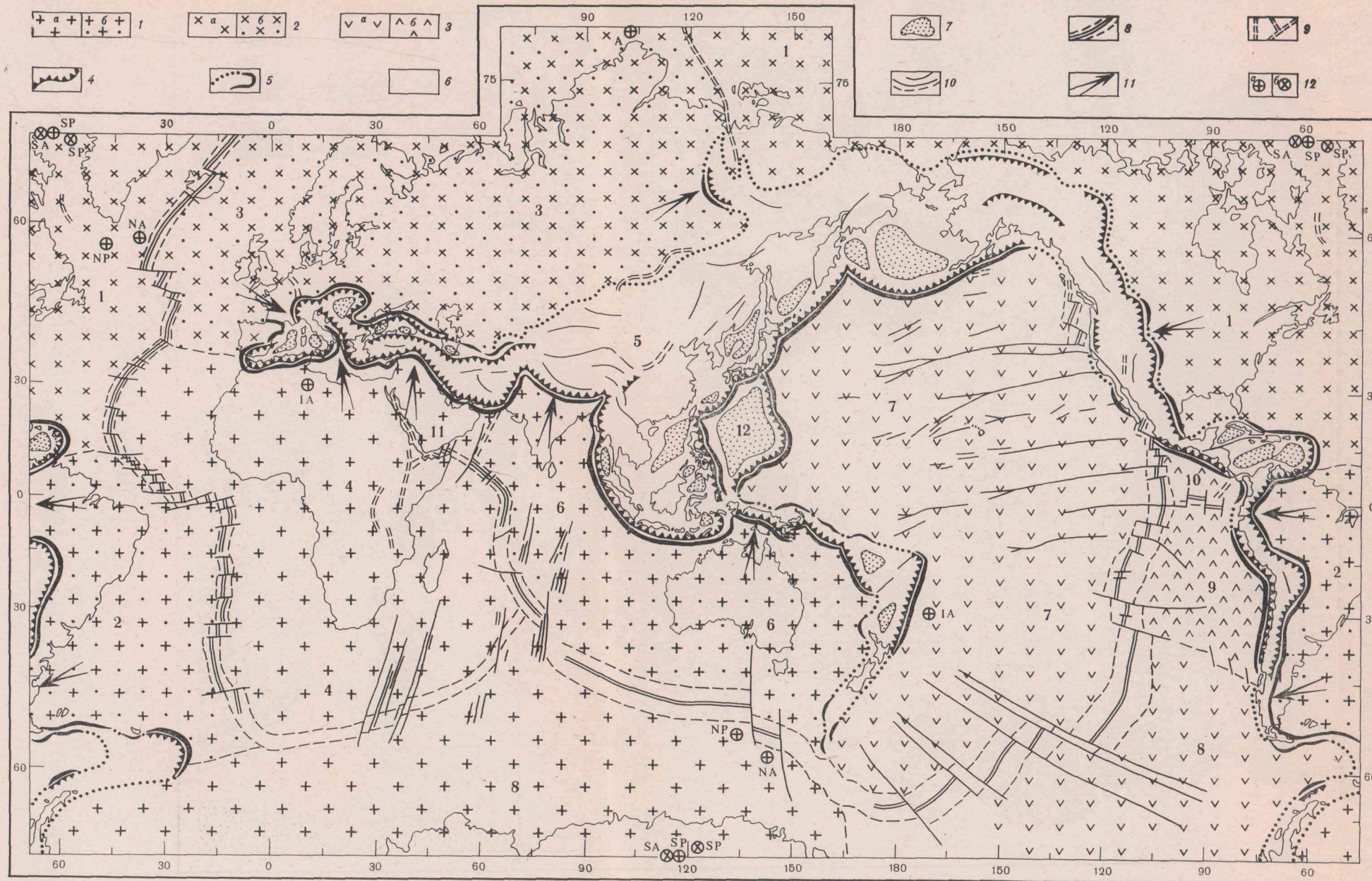


Рис. 4
 Возраст земной коры во впадинах океанов, по В. Питману, Р. Ларсону и Э. Херрон
 [The age of the ocean basins, 1974]

- | | | |
|--|--------------------------|---------------------------|
| 1 — суша; | 3 — плиоценовым (2—5), | 7 — палеоценовым (53—65), |
| 2 — 9 — области дна океанов с известным возрастом коры (в млн. лет): | 4 — миоценовым (5—23), | 8 — меловым (65—135), |
| 2 — четвертичным (0—2), | 5 — олигоценным (23—38), | 9 — юрским (135—190) |
| | 6 — эоценовым (38—53), | |



1 — 3 — области земной коры:
 1 — Гондванская:
 а — Африканская литосферная плита и часть Антарктической плиты,
 б — Южно-Американско-Атлантическая и Индо-Австралийская плиты,
 2 — Лавразийская:
 а — Северо-Американско-Атлантическая плита,
 б — плита северной Евразии и северо-восточной Атлантики,
 3 — Тихоокеанская:
 а — Тихоокеанская плита и часть Антарктической плиты,
 б — плиты Наска и Кокос;
 4 — главные поддвижки (штрихи — по наклону поверхности глубинных разломов и зон Бенъюфа);
 5 — глубокие желоба по периферии океанов и предгорные (краевые) прогибы (пунктиром на их продолжении указаны границы подвижных поясов);
 6 — 7 — подвижные пояса кайнозойской эры и позднемилового времени:
 6 — области складчатости альпийского цикла и тектонической активизации консолидированных структур (докембрийских и палеозойских платформ, областей мезозойской складчатости), деформации связаны главным образом со сжатием (контракцией) земной коры,
 7 — области растяжения и спрединга земной коры, выраженные как тектонические депрессии (на суше) и бассейны внутренних и окраинных морей;
 8 — рифты (оси спрединга — двойная линия) и центральные зоны срединных океанических хребтов в границах, приблизительно соответствующих изохроне 10 млн. лет (пунктир);
 9 — кайнозойские рифтовые зоны на материках и в Арктическом бассейне;

10 — трансформные и другие разломы (главным образом сдвиги), глубинные разломы на границах литосферных плит;
 11 — направление движения материковых платформ;
 12 — полюсы вращения литосферных плит, вычисленные Дж. Хейрцлером, Г. Диксоном и другими [Новая глобальная тектоника, 1974] по ориентировке трансформных разломов (а) и по скоростям спрединга (нарастания земной коры в океанах) на срединно-океанических хребтах (б):
 А — Северной Евразии и Северо-Восточной Атлантики,
 IA — Индо-Австралийской,
 NA — Северо-Американско-Атлантической,
 NP — Тихоокеанской,
 SA — Южно-Американско-Атлантической,
 SP — юга Тихого океана (Антарктической).
 Видно, что все они (за исключением IA) находятся близко друг от друга на 55—78° с. ш.
 Литосферные плиты:
 1 — Северо-Американско-Атлантическая,
 2 — Южно-Американско-Атлантическая,
 3 — Северной Евразии и Северо-Восточной Атлантики,
 4 — Африканская, включающая части Индийского и Атлантического океанов,
 5 — Восточной Азии,
 6 — Индо-Австралийская,
 7 — Тихоокеанская,
 8 — Антарктическая (включающая часть Тихого океана),
 9 — Наска,
 10 — Кокос,
 11 — Аравийская,
 12 — Филиппинская

Рис. 5
 Ансамбли литосферных плит (три области спрединга и «расползания» земной коры: Гондванская, Лавразийская и Тихоокеанская) и расположенные между ними подвижные пояса кайнозойской эры и позднемилового времени (Альпийско-Гималайский, Тихоокеанский и Восточно-Азиатский области тектонической активизации)

положительных и отрицательных аномалий изобарии составляет 1000—2000 кг/см². Это позволяет определить величину дополнительного горизонтального сжатия в земной коре и верхней мантии в 500—1500 кг/см². Оно добавляется к горизонтальной компоненте геостатического давления, которая возрастает на 200—300 кг/см² с каждым километром глубины [Ларионов, 1975; статья П. Н. Кропоткина, Л. В. Ларионова в кн.: Основные проблемы рифтогенеза, 1977]. Над вышеупомянутыми краевыми валами в океанах наблюдаются, как и следует ожидать в описываемом механизме, положительные аномалии силы тяжести в изостатической редукции.

Перечисленные четыре довода, а также соображения А. Лоусона о том, что дугообразная форма цепей островов и связанных с ними желобов возникает вследствие пересечения плоской (в первом приближении) наклонной поверхности глубинного разлома со сферической поверхностью земного шара [Островные дуги, 1952], привели Г. Штилле к представлению о надвигании островных дуг на океан. Глубокие впадины желобов, резкие нарушения изостази, современный вулканизм и глубокофокусные землетрясения связаны, по его мнению, с «основным процессом — надвигом на обширный блок Тихого океана окружающих континентальных блоков, в котором точным отражением наиболее молодых тектонических процессов служат изобаты крупной надвиговой поверхности. Краевые впадины представляют фронт надвига, линия вулканов — примерное положение изобаты 100 км. Линию, вдоль которой начинаются глубокофокусные землетрясения, отмечает изобата 300 км; там, где такие глубокофокусные прекращаются, проходит изобата 700 км... Новейшие тектонические силы сжатия Земли нашли свое величайшее выражение по периферии Тихого океана, включая Калифорнию» [Земная кора, 1957, с. 202].

Более близко к современным представлениям эти же факты были проинтерпретированы А. Хоббсом и А. Н. Заварицким. Он, как мы уже упоминали, считал, что, скорее, можно говорить о поддвигании дна океана под материк [Заварицкий, 1946].

К этим четырем аргументам теперь можно добавить еще два. Это, во-первых, результаты определения так называемого коэффициента анэластичности (обозначаемого обычно индексом I/Q) по поглощению энергии сейсмических волн различной частоты в разных участках литосферы, как над, так и под сейсмофокальной зоной Беньофа. Этот коэффициент показывает степень жесткости материала и позволяет выделить объемы мантии, сложенные пластичным нагретым веществом астеносферы, среди более жестких областей. По определениям Q вполне отчетливо устанавливается в ряде районов (Япония, Алеутская дуга, Андийский пояс и др.) наличие астеносферы на глубине 100—200 км в блоке, расположенном выше зоны Беньофа (в частности, под вулканическим поясом), а также в пределах Тихого океана под литосферой. Особенно важно, что по величине Q удается хорошо проследить непосредственно под разломом Беньофа сравнительно холодную и жесткую литосферную плиту толщиной до 150—200 км, погруженную на глубину в несколько сот километров [Subduction zones..., 1977]. Таким образом, оказалось возможно как бы прощупать и подтвердить, что действительно холодная плита литосферы, с океанической корой в своем верхнем слое, испытывает резкое погружение в желобе, уходит под островную дугу или под Анды на большую глубину и оказывается погруженной даже ниже, чем слой астеносферы, лежащей непосредственно под литосферой островной дуги.

Во-вторых, подтвердилось и другое предсказание, основанное на том, что в схеме субдукции поддвигаемая плита под тяжестью надвинутого блока резко изгибается или даже «ломается» и изменяет направление своего движения, начиная круто опускаться в мантию» [Сорохтин, 1974, с. 131]. «Это позволяет предполагать, что в теле подвигаемой плиты пластические деформации развиваются в узкой линейной зоне, сопряженной с сейсмофокальной зоной Беньофа, но наклоненной в противоположную сторону» [статья Л. И. Лобковского, О. П. Сорохтина в кн.: Тектоника литосферных плит, 1976, с. 25]. Сейсмофокальные зоны, наклоненные под углом 35—47° от оси Курильского и Японского желобов в сторону Тихого океана, были обнаружены Р. З. Таракановым и вырисовываются достаточно отчетливо по новейшим данным японских сейсмологов [Кропоткин, 1978].

Наряду с погружением океанической коры вместе с литосферной плитой под материковую кору островных дуг или складчатых хребтов имеют место менее типичные случаи подвигания океанической коры под океаническую же (базальты, андезиты), но несколько утолщенную кору. Это наблюдается в желобах, расположенных вблизи Марианской дуги у островов Яп, Ново-Гейбридских, Соломоновых, Макуори и др. Кроме того, известны еще два варианта субдукции. Это, во-первых, уже упомянутые процессы подвигания материковой коры под материковую, например, Индийской платформы — под Гималаи и Гиндукуш, Африканской плиты — под складки хребта Риф, небольших плит: Иберийской — под Бетийскую кордильеру (на юге Пиренейского полуострова), Закавказской — под Большой Кавказ. В некоторых подобных случаях, например, на севере Памира и Гиндукуша, удается проследить до глубины 240 км довольно хорошо выраженные круто наклоненные сейсмофокальные зоны [Billington et al., 1977]. Однако в большинстве случаев зоны глубинных поддвигов на таких контактах выражены не четко, а материковая кора, испытывающая субдукцию, погружена, вероятно, не более чем на 40—80 км. Во-вторых, в связи с изучением офиолитовых комплексов сейчас не вызывает сомнения и четвертый возможный вариант, а именно «обдукция» — подвигание материковой коры под чешуи, пластины или блоки, сложенные тектонически переработанной океанической корой. Этот процесс можно иллюстрировать на примере формирования офиолитовых комплексов Омана и Мекранских гор (на юге Ирана) [Ломизе, 1977; Farhoudi, Karig, 1977]. Перемещение Аравийской платформы на северо-северо-восток и ее подвигание под складчатые сооружения хребтов Загрос и Мекран вызвали образование характерных надвигов и шарьяжей с меланжем и офиолитами. Это же движение платформы привело к тому, что южнее, в области с океанической корой, составившей, вероятно, продолжение дна Оманского залива, была подсечена поверхностью разрыва и надвинута на Аравийскую платформу крупная чешуя протяженностью в 500 км, сложенная офиолитами [Glennie et al., 1973]. Скважина, пробуренная нефтяной компанией Шелл через эти офиолиты, вошла под ними в недеформированные неметаморфизованные породы осадочного чехла Аравийской платформы. Деформации (складки волочения) наблюдались в них только в верхних 15 м, у контакта с офиолитовым покровом.

Высказанные более полувека тому назад А. Лоусоном [Островные дуги, 1952] догадки о том, что дугообразная форма складчатых систем и островных дуг связана с существованием глубинных разломов типа надвигов, которые пересекают сферическую поверхность Земли, в большинстве случаев подтверждаются. Исключение составляет только сейсмофокальная зона под Андами между 20 и 40° ю. ш. Но это может быть связано с тем, что ее поверхность силь-

но отличается по своей форме от плоскости и имеет вид, похожий на широкое корыто, прогнутое вдоль субширотной оси.

Таким образом, имеется достаточно оснований, несмотря на некоторые трудности в объяснении механизма проталкивания погружающихся литосферных плит в глубь мантии [Люстих, 1975], для утверждения, что такой процесс реально происходит и вызывает наиболее интенсивные землетрясения. В них освобождается около 90% всей сейсмической энергии Земли [Гутенберг, 1963; Деменецкая, 1975; Ботт, 1974].

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ

Вертикальные движения земной коры отличаются от горизонтальных по своей скорости (которая, если сравнить средние величины за длительные периоды, охватывающие миллионы лет, на порядок меньше, чем скорость движений горизонтальных) и способности к сравнительно быстрой перемене знака движения.

Направление горизонтальных движений коры, по-видимому, устойчиво и не изменяется на обратное на протяжении десятков или сотен миллионов лет, а средняя скорость, определенная как по данным, охватывающим 150—200 млн. лет (палеомагнетизм, реконструкции), так и по геодезическим измерениям, сделанным на протяжении нескольких десятков лет, варьирует в одних и тех же пределах (0,1—10 см/год). Например, судя по реконструкциям, скорость раздвигания материков и расширения Атлантического океана за 150—200 млн. лет составляла 2—4 см/год. Скорость перемещения материков по отношению к полюсам, определяемая по палеомагнитным данным, обычно 0,1—2, максимум 6 см/год (перемещение Индостана на север с юрского периода до миоцена включительно). Палеомагнетизм позволяет выделить эпохи более быстрых взаимных перемещений материков (например, в конце пермского периода), но изменения в темпе их движения не очень велики [Храмов, Шолпо, 1973; Mc Elhinny, 1973].

Современные перемещения по отношению к полюсу, известные по астрономо-геодезическим наблюдениям в обсерваториях Международной Службы Широты, расположенных на 39° с. ш., составляют от 1 до 8 см/год. Движения на сейсмичных разломах неравномерны, с быстрыми смещениями при землетрясениях и медленным скольжением в промежутках между сейсмическими импульсами. Тем не менее за достаточно большие промежутки времени (50—200 лет) и эти перемещения по сдвигам характеризуются такими же средними скоростями, как и вышеуказанные (например, 1—5, в среднем 2,2 см/год по разлому Сан-Андреас в Калифорнии, 1—2 см/год по Северо-Анатолийскому разлому) [Разломы..., 1963; Никонов, 1977]. Плавное смещение массива хребта Петра I в Таджикистане (надвиг) также характеризуется скоростью около 2 см/год [Буланже, Певнев, 1978].

В отличие от горизонтальных вертикальные движения земной коры (точнее — движение материальных точек у ее поверхности) идут крайне неравномерно и обнаруживают различную среднюю скорость в зависимости от того, насколько продолжительный интервал времени мы используем для подсчета. В. А. Магницкий [1965] приводит таблицу, иллюстрирующую эту их особенность.

Этот парадокс наглядно иллюстрируется таким примером. Если бы современные скорости вертикальных движений, указанные на карте современных

Сравнение средней скорости вертикальных движений поверхностных слоев земной коры с продолжительностью интервала времени, для которого определялась средняя скорость

Интервал времени, для которого выведена средняя скорость	Средние скорости, мм/год	
	на платформах	в подвижных областях
10—10 ² лет	1	1—10
10 ³ лет	10 ⁻¹	1
10 ⁷ (=10 млн.) лет	10 ⁻³	10 ⁻²

вертикальных движений Восточной Европы [1973], сохранились без изменения знака и величины на продолжении времени, равного продолжительности четвертичного периода (2 млн. лет), то в области Украинского массива около Днепропетровска (0,8 см/год) должна была бы вырасти за это время возвышенность высотой в 16 км! Поскольку геология прошедших эпох показывает абсурдность подобной картины, необходимо заключить, что вертикальные движения неравномерны по скорости и, вероятно, меняют свой знак во времени. Это подтверждается при сравнении той же карты с геологическими и геоморфологическими данными, так как местами в областях неоген-четвертичного поднятия сейчас наблюдается опускание (Западные Карпаты, часть Урала), а в областях опускания — поднятие. Такая перемена знака, проявляющаяся также, например, в смене регрессий и трансгрессий эпиконтинентальных морей, оправдывает применение к вертикальным движениям термина «колебательные движения» [Архангельский, 1941; Белоусов, 1948, 1954].

Некоторые характерные особенности вертикальных движений выходят за рамки изложенной выше (см. рис. 1) простой схемы, основанной только на теории изостазии и представлении о горизонтальных перемещениях земной коры, которые приводят к утолщению коры и росту поднятий в зонах сжатия и сокращению толщины коры в прогибах. Такая простая схема соответствует наблюдаемой картине движений только в общих чертах и нуждается в существенных дополнениях.

Поднятия, которые можно, согласно изостатической схеме Эри, связать с утолщением коры (в 1,3—2 раза) вследствие горизонтального сжатия и сокращения поверхности за счет складчатости, надвигов и взбросов, находятся в пределах Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов. Напомним, что подобно тому, как льдины торчат из воды на величину, равную 1/10 их толщины, по принципу изостазии материковые глыбы (сиаль) с плотностью 2,8 г/см³ должны были бы возвышаться над «свободной» поверхностью подкорового субстрата (симы), имеющего плотность 3,2 г/см³, на величину $(3,2 - 2,8)/3,2 = 0,125 H$, если толщину коры обозначить H . На невысоких равнинах и мелководных шельфах толщина коры варьирует от 25 до 40 км, составляя в среднем 32 км. В горах Гиндукуша, Памира и Анд средний уровень поверхности 4—5 км над уровнем моря, толщина коры 60—70 км. Если обозначить h высоту местности над уровнем моря, то из этих средних данных, соответствующих $h = 0$ и $h = 4—5$ км, следует формула (в км) $h + 4 \simeq 0,125 H$, соответствующая указанному соотношению плотностей. Подставляя $H = 0$, находим, что «свободная»; т. е. не покрытая сиалическим слоем поверхность симы, должна была бы лежать на 4 км ниже уровня моря. Но под тяжестью воды она должна опуститься еще ниже. Так как слой морской воды толщиной 4000 м

соответствует по весу 1300 м подкорового слоя, то фактически эта поверхность должна была бы лежать немного ниже уровня 5,3 км. Примерно на такой глубине (немного меньшей, как и должно быть с учетом плотности базальтового и осадочного слоев) и располагается дно тех океанических абиссальных равнин, где толщина коры меньше всего (3—8 км). Таким образом, схема изостазии, предложенная Эри, оказывается достаточно хорошо применимой к молодым складчатым хребтам, невысоким материковым платформам и океанам.

Однако на всех материках имеются обширные области, где отсутствует кайнозойская складчатость и нет никаких оснований предполагать недавнее сокращение поверхности коры, а между тем ее уровень в результате неотектонических, главным образом плиоцен-четвертичных поднятий, произошедших в течение последних 6—8 млн. лет, возрос на 1000—4000 м. Поверхности выравнивания, выработанные на уровнях, не превышающих 200—500 м над уровнем моря, оказались здесь подняты до высоты 1500—4500 м, что соответствует средней скорости поднятия 0,2—0,8 мм/год. Такие области поднятия, образующие плоскогорья, плато и нагорья, можно разделить на две группы, различающиеся между собой по геотектонической позиции и по генезису, т. е. геодинамике процесса поднятия поверхностных слоев земной коры. Но, по-видимому, в обеих этих группах процесс поднятия поверхностных слоев не сопровождался опусканием вниз тех нижних слоев земной коры под возвышенностью, которые образуют так называемые корни гор при деформациях в зонах молодых складчатых хребтов, соответствующих изостатической схеме (изображенной на рис. 1).

Одну группу образуют плато и нагорья, возникшие в пределах подвижных поясов, испытавших сжатие в связи со сближением горизонтальных глыб, или в непосредственной близости от таких поясов, в соседних зонах активизации. Это — возвышенности центральной части Малой Азии и восточной Анатолии, Иранское нагорье, Тибет в пределах Альпийско-Гималайского подвижного пояса и вблизи него, нагорья Монголии, Северного Китая и Кореи, Юньнаньское плато в Азии, а в Тихоокеанском подвижном поясе и вблизи него — плоскогорья в Канаде между Маккензи и Юконом, в западной части США (плато Колорадо, Большой Бассейн и др.), Мексиканское нагорье, Андийское плоскогорье в Перу и Боливии.

Генезис поднятий этой группы, вероятно, связан с формированием под ними разуплотненной аномальной верхней мантии, которую в отличие от аномальной мантии срединных океанических хребтов (аномальной мантии I типа) следует назвать аномальной мантией II типа. Это снижение плотности верхней мантии, видимо, связано с ее разогревом и накоплением более кислых, менее плотных, чем нормальная литосфера, магматических дифференциатов в связи с движением подкоровых масс в зонах стока конвекционных течений, замыканием соседних геосинклинальных зон и сжатием земной коры (рис. 6).

Вторую группу молодых возвышенностей, не связанных с утолщением коры при складчатости, образуют плато и нагорья в областях, примыкающих к современным рифтам и грабенам или образующих края тех рифтов, из которых впоследствии, по мере расширения дна рифтовых впадин, образовались Атлантический и Индийский океаны. Так, к полосе Восточно-Африканских рифтов, которая продолжается в грабены Аденского залива, Красного моря и р. Иордан и к ограничениям рифтогенной депрессии Мозамбикского пролива, примыкает обширная область плоскогорий юго-западной Аравии (высотой до 3600 м), Восточной Африки (включая Эфиопское нагорье) и средней части о. Мадагас-

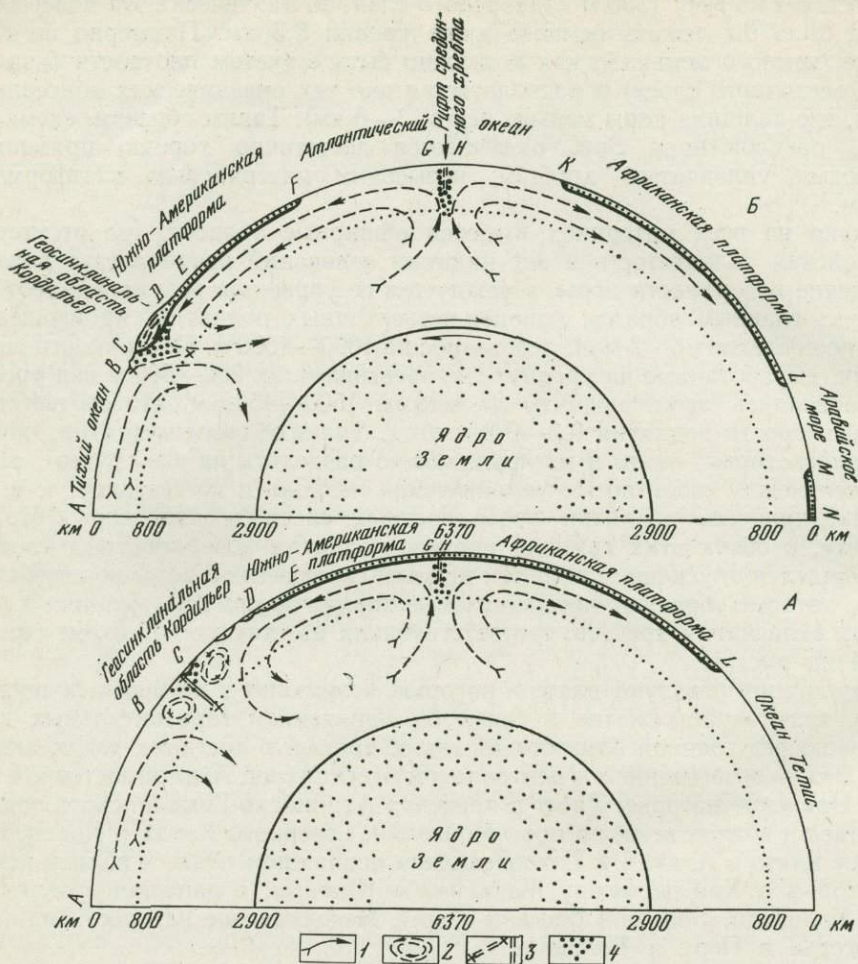


Рис. 6

Движение материков и образование складчатых хребтов и океанических впадин (профиль от Тихого океана через Южную Америку и Африку до Индийского океана; толщина земной коры показана с преувеличением вертикального масштаба в 3 раза; черное — так называемый базальтовый слой)

А — реконструкция взаимного расположения Южно-Американской (DF) и Африканской (KL) платформ в начале мелового периода;

Б — их современное положение;

AB — Тихий океан;

BСD — Андийская геосинклинальная система и возникшее в ней складчатое сооружение;

DE — Предандийский краевой прогиб;

GH — первоначальный рифт и современная система рифтов в осевой части Срединно-Атлантического хребта;

LM — мезозойский океан Тетис, Аравийское море.

- 1 — главные подкорковые течения (батиреон);
- 2 — неглубокие подкорковые течения (гипореон);
- 3 — глубинные разломы, связанные с областями стока (BC, в том числе зона Беньюфа на схеме Б) и подъема (GH) подкорковых течений;
- 4 — аномальная (перегретая и разуплотненная) мантия I типа (GH — место зарождения, обособления и подъема базальтовой магмы в обстановке понижения давления и температуры ультраосновного вещества верхней мантии) и II типа (BCD — деформационная призма, место зарождения, обособления

кар (высотой до 2880 м). К омоложенным новейшими движениями рифтовым зонам у западного и восточного (в зоне пролива Полк) берегов Индостана при-мыкают поднятия западных Гатов (до 2696 м), восточных Гатов и о. Цейлон (2524 м), к рифтогенной, сбросовой восточной границе Южно-Американской платформы — Бразильское нагорье (высотой до 2884 м), к такой же западной границе Австралии — плоскогорье с высотами до 1226 м. В некоторых случаях, как, например, в районе Красного моря [Белоусов, 1962], Рейнского грабена, ограниченного возвышенностями Вогез и Шварцвальда, и рифтов Байкальской системы, обрамленных возвышенностями [Павловский, 1948; Байкальский рифт, 1968], есть основание предполагать, что образованию и углублению рифта предшествовала стадия сводового поднятия. Современные поднятия рассматриваются как крылья такого свода, не подвергшиеся оседанию.

Приуроченность возвышенностей этой группы, возникших главным образом на докембрийских платформах, к областям, граничащим со сбросовыми структурами кайнозойского или мелового возраста, и принадлежность системы рифтов Восточной Африки и Аденского залива к мировой системе рифтов, состоящей главным образом из срединно-океанических хребтов, позволяють предполагать для них совершенно иной генезис, а именно связь с глобальными поясами растяжения земной коры. В таких поясах к поверхности поднимается из более глубоких и горячих слоев вещество мантии, которое имеет пониженную плотность до тех пор, пока оно не подвергнется охлаждению.

Общим для обеих групп молодых поднятий на таких площадях земной коры, которые не испытали в кайнозой сокращения своей поверхности, является то, что под ними, по-видимому, внедрились в подкорковый слой и распределились на большой площади массы сравнительно легкого вещества. Верхняя мантия пониженной плотности, называемая аномальной мантией, выявлена по таким характеристикам, как пониженная скорость распространения волн и сравнительно сильное поглощение энергии сейсмических волн (затухание колебаний), в западной части США, под Андами Южной Америки, под восточной границей СССР от Памира до Забайкалья [Артюшков, 1979], в Монголии [Артемьев, Гренштафт, 1978] и Тибете [Bird, Toksöz, 1977].

Естественно, что области распространения аномальной мантии проявляют себя на поверхности коры повышенным тепловым потоком и вулканизмом (излияния плато-базальтов и пр.).

Вероятно, генетически близки к поднятиям первой или второй групп менее обширные молодые поднятия, связанные с тектонической активизацией областей земной коры, консолидированных палеозойской складчатостью (Аппалачи, палеозойский массив Пиренейского полуострова, Норвежские горы, Шотландия, Урал, Алтай, Саяны, хребет Бырранга, возвышенности Восточной Австралии и о. Тасмании), Среднесибирское плоскогорье на Сибирской докембрийской платформе и др. Новейшие исследования Н. Мернера [Mögnér, 1977] показали, что современное поднятие Фенноскандии, которое достигает

подъема гранитной магмы, образующейся за счет дифференциации базальтового слоя литосферных плит в обстановке их погружения и повышения температуры и давления в них).

Области аномальной мантии I и II типа характеризуются поднятием земной коры, которое вызвано понижением плотности подкорковых слоев. Двойными стрелками на схеме Б показано современное движение оболочки по ядру Земли со скоростью 20 км/год. Это движение предполагают для объяснения наблюдаемого современного западного дрейфа геомагнитного поля (которое создается в ядре Земли); оно имеет расчетную скорость в 1 млн. раз больше, чем скорость дрейфа материков

скорости 8—10 мм/год в центральной части Балтийского щита, также связано тектоническим процессам. Это, по-видимому, такой же процесс, как и тот, который вызывает поднятие со скоростью 8 мм/год в центральной части Украинского щита.

Все эти поднятия изостатически уравновешены или характеризуются отрицательными аномалиями в изостатической редукции. Такие аномалии показывают, что для достижения равновесия они должны всплывать, поднимаясь до еще более высокого уровня. Обширные региональные отрицательные изостатические аномалии от —10 до —50 мгл были выявлены уже в 1949 г. на мировой карте, составленной Л. Танни [Люстих, 1957]. Они охватывают центральную часть Азии, Индостан (с ближайшей к западу частью Индийского океана), Восточную Африку, западную часть США и районы Аппалач и Мексиканского нагорья, запад Австралии, а также области послеледникового поднятия — Фенноскандию и п-ов Лабрадор.

Большинство областей поднятия отчетливо выражено на мировых гравиметрических картах в редукции Буге [Кропоткин, 1956; Гурарий, Соловьева, 1963]. С ними связаны обширные минимумы (от —50 до —500 мгл), причем изолиния — 100 мгл обычно совпадает приблизительно с изогипсой современного рельефа 1000 м. На принадлежащих к таким приподнятым областям территориях Южной Африки и запада США, по сейсмологическим данным, известно, что толщина коры имеет нормальную величину (35—40 км). Следовательно, интенсивные отрицательные аномалии Буге выражают здесь суммарный гравитационный эффект коры и разуплотненного слоя верхней мантии.

Таким образом, необходимость допустить разуплотнение мантии на тех участках, где значительное поднятие поверхности земной коры не сопровождалось сокращением ее площади и где, следовательно, неприменима простая схема изостатических соотношений, по Эри, вытекает не только из геологических данных об отсутствии молодой складчатости в пределах поднявшихся плоскогорий. Она достаточно определенно доказывается по гравиметрическим данным. В этом случае изостатическая компенсация может рассматриваться как соответствующая схеме Пратта.

Одним из первых на это указал А. Д. Архангельский, который неоднократно критиковал построения Ф. Коссмата и других, основанные только на схеме Эри. А. Д. Архангельский считал, что поднятие Балтийского щита имеет не гляциоизостатическую, а тектоническую природу. «Поднятие является вообще характерной чертой всей послезоозойской геологической истории Фенноскандии. По временам эти поднятия прерывались эпохами большего или меньшего опускания, что приводило к затоплению части щита или его современных подземных склонов морем... Трудно как-то особенно выделять его современное поднятие и предшествовавшее последнему опускание и объяснять их совершенно иными (ледниково-изостатическими.— П. К.) причинами, нежели предыдущие движения» [Архангельский, 1933, с. 73].

В той же работе приведена следующая цитата из статьи А. Борна, в которой содержится идея, позже получившая развитие в статьях А. Д. Архангельского и В. В. Федынского. А. Борн рассматривает кайнозойское поднятие плато Колорадо и отмечает, что до конца мезозоя область «находилась ниже уровня моря. С изостатической точки зрения можно было бы ожидать выполнения бассейна осадками и последующего состояния покоя. Вместо этого последовало поднятие страны на тысячи метров выше уровня моря. Можно было бы думать, что глыба пассивно была приподнята в эпоху великого западноамериканского

орогенеза вместе с окружающими ее складчатыми горными сооружениями. В гравиметрическом отношении следствием этого должен был бы быть избыток силы тяжести, но вместо этого в районе наблюдается полная компенсация. Случай этот имеет общее значение, так как дело идет об истолковании больших плато, которые, будучи расположены высоко над уровнем моря, обнаруживают состояние изостатической компенсации. Случай с плато Колорадо может сделаться понятным, если принять, что в эпоху поднятия в земной коре под плато имело место уменьшение плотности» [Архангельский, 1933, с. 72].

Громоздкую процедуру вычисления изостатических аномалий можно заменить, если не гнаться за большой точностью, упрощенным методом сопоставления величин полных аномалий (т. е. в редукции Фая или в свободном воздухе) или аномалий Буге по пунктам, расположенным на одинаковой высоте. А. Д. Архангельский и В. В. Федьнский воспользовались этим способом, сравнивая гравиметрические данные, полученные по Памиро-Алайской горной системе и южным дугам Тянь-Шаня, с тем, что было известно для Европы, где аномалия Буге на уровне моря обычно близка к нулю, а полная аномалия в пределах горных сооружений имеет положительный знак.

Оказалось, что даже Ферганская котловина, которая лежит немного выше уровня моря, характеризуется большими отрицательными аномалиями Буге (до—200 мгл). «При попытках найти объяснение отрицательным аномалиям, связанным с горными сооружениями нашей области, необходимо учитывать тот основной факт, что эти аномалии характеризуют район недавних и современных глыбовых поднятий... Всю совокупность указанных явлений можно было бы объяснить, допустив, что в глубоких частях земной коры по каким-то неизвестным нам причинам плотность залегающих там веществ уменьшилась. Это, должно, конечно, повлечь за собой расширение этих масс, а в верхних частях земной коры сказаться теми разрывами, раздроблением и глыбовыми поднятиями, которые мы наблюдаем в изучаемом нами районе, и, наконец, теми излияниями через образовавшиеся трещины магматических масс, которые имеются как восточнее, так и западнее нашей области» [Архангельский, Федьнский, 1936, с. 9, 28].

Таким образом, мы теперь знаем, что догадки А. Борна и А. Д. Архангельского были в основном правильны. Но уменьшение плотности происходило под растущими плато и нагорьями не в нижней части коры, как они думали, а в верхней мантии. Каким образом за геологически короткий срок (0,1—0,3% времени существования Земли и материковых массивов) могло произойти это значительное понижение плотности в верхней мантии под поднятиями в неоген-четвертичное время плоскогорьями? Нет причин, которые могли бы привести, например, к достаточно быстрому разогреву мантии на месте в пределах этих ограниченных областей. Менее плотный отдифференцированный (сравнительно кислый) или горячий материал должен был поступать из более глубоких слоев или же со стороны в процессе погружения подкорковых течений. Кроме того, некоторый вклад может давать фрикционное тепло, освобождающееся при трении, если горизонтальное перемещение подкорковых масс в зоне стока конвергентных течений происходит с различной скоростью на разных уровнях глубины.

Приуроченность очагов землетрясений в Памиро-Гиндукуш-Гималайском регионе к нескольким горизонтальным уровням, расположенным на глубинах от 20 до 250 км в пределах огромной деформационной призмы, недавно установленная И. С. Вольвовским, Б. Б. Таль-Вирским, И. Х. Хамрабаевым, Х. Нарайном и К. Кайла (Индия), делает такое предположение правдоподоб-

ным. Во всяком случае, ясно, что происходят значительные перемещения вещества в подкорковых слоях. Как более нагретый, так и более кислый и, следовательно, имеющий более низкую температуру размягчения и плавления материал, накапливаясь в верхней мантии, должен приводить к тому, что такая аномальная мантия под молодыми поднятиями приобретает меньшую вязкость, чем слои нормальной мантии за ее пределами, находящиеся на такой же глубине [Артюшков, 1979].

Под действием то усиливающегося, то ослабляющегося горизонтального сжатия или растяжения такие обширные более пластичные массы, оказавшиеся среди масс более жестких (земной коры, нормальной мантии), должны сравнительно легко подвергаться деформации и перемещению в горизонтальном и вертикальном направлениях. Этим облегчаются знакопеременные вертикальные перемещения поверхностных слоев земной коры, отчасти связанные также с попеременно усиливающейся или ослабляющейся упругой волнообразной деформацией земной коры. Таким механизмом по схеме «волнообразный изгиб упругой пластины, лежащей на пластичной подушке», которая также подвергается деформациям под действием горизонтальных сил, можно было бы объяснить с геодинамических позиций закономерный характер колебательных движений на платформах. Он проявляется не только в смене трансгрессий, но также в образовании слоистых толщ циклического строения [Хаин, 1973б].

Переходя к геодинамике нисходящих вертикальных движений, мы можем уверенно связывать их в большинстве случаев с растяжением и уменьшением толщины земной коры, используя вышеупомянутую схему изостазии, по Эри, в сочетании с достаточно большими горизонтальными перемещениями. Так образовались рифты, грабены, авлакогены, океанические впадины. Растяжения доказываются наличием сбросов по периферии таких впадин, уменьшением толщины гранитного и «базальтового» слоев (например, в Днепровско-Донецком авлакогене [Чекунов, 1976]), реконструкциями, основанными на палеомагнитных и геологических данных. Авлакогены и грабены, обнаруженные в осевых частях Московской синеклизы на Русской платформе, Виллюйской — на Сибирской платформе, Амазонской — на Южно-Американской платформе [Кропоткин и др., 1971], и система рифтов в складчатом фундаменте эпипалеозойской плиты Западной Сибири [Афанасьев, 1977] свидетельствуют о том, что обширные области прогибания на платформах также образуются в процессе растяжения земной коры.

Такой же генезис, по-видимому, следует приписывать впадинам глубоких внутренних и окраинных морей. Это аргументировано реконструкциями по районам Японского и Тасманова морей, Мексиканского залива [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кропоткин 1964б, 1972], впадин Средиземного моря [Hsiu, 1976] и анализом полосовых магнитных аномалий. Такой анализ позволил наметить оси спрединга в Японском и Тасмановом морях и в части Филиппинского бассейна. Во всех этих новообразованных впадинах отсутствует гранитно-метаморфический слой и кора имеет субокеаническое строение.

По мере заполнения мощными (до 10—20 км толщиной) осадочными толщами, как это имеет место в более древней по своему происхождению впадине Мексиканского залива и принадлежащих к северной ветви Тетиса впадинах Черного моря [Муратов, 1949], южной части Каспийского моря и Прикаспийской низменности, первоначальная форма бассейна маскируется более полными и более изометричными, например овальными в плане, формами структур осадочного комплекса. Все это затрудняет расшифровку первоначальных контуров таких депрессий, зародившихся в ответвлениях геосинклинали

океана Тетис в конце палеозоя или еще раньше, и дает повод к предположениям о базификации фундамента платформ [Беляевский, 1974; Журавлев, 1972; Яншин и др., 1977].

Однако такие предположения не могут быть приняты, так как они не предполагают никакого разумного объяснения факту отсутствия (исчезновения?) гранитного слоя. Процесс преобразования так называемого базальтового слоя в плотный эклогит и гранатовый гранулит [Артюшков, 1979] — породу, по сейсмологическим характеристикам не отличимую от «аномальной мантии» (со скоростями продольных волн 7,4—7,9 км/с), — авторы таких гипотез произвольно ограничивают только той площадью, на которой мы сейчас наблюдаем депрессию указанного типа. При этом остается совершенно непонятно, почему такой же эклогит или гранулит не образовался во многих других областях, где имели место такие же давления и температуры.

В качестве возможной причины раздвижения соседних блоков или полос земной коры, окружающих новообразованную впадину внутреннего или окраинного моря, и расширения дна такого бассейна указывалось выдавливание пластичных масс мантии (так называемых мантийных диапиров) при погружении литосферных плит, расположенных рядом [статья Д. Карига в кн.: Новая глобальная тектоника, 1974; Кропоткин, 1967]. В подтверждение такого механизма приводится тот факт, что в бассейнах этого типа наблюдаются крупные положительные аномалии силы тяжести в изостатической редукации. Они указывают на то, что тектонические силы выдавили вверх кору, приподняли дно таких депрессий на 0,5—1,5 км выше положения равновесия (впадины Тирренского моря, глубокой части Эгейского моря и др.). Депрессия Паннонской низменности, которая характеризуется такими же аномалиями, сокращенной толщиной коры и образованием сбросовых структур (в районе оз. Бадатон), представляет собой, возможно, начальный этап подобного растяжения коры в тылу складчатой дуги в связи с выдавливанием под кору этой депрессии пластичных астеносферных масс мантии Земли.

Из других процессов, которые приводят к опусканию поверхности земной коры, следует упомянуть еще два. Во-первых, затягивание вниз, в процессе субдукции, тех полос литосферы, которые примыкают к глубинным поддвигам. Так образуются глубокие желоба у периферии океанов и краевые (предгорные) прогибы. Они характеризуются резкими отрицательными аномалиями в изостатической редукации в полном соответствии с таким геодинамическим механизмом.

Во-вторых, медленное опускание поверхности — это процесс, типичный для новообразованной океанической коры на протяжении первой сотни миллионов лет после ее формирования в процессе спрединга океанического дна. Он хорошо документирован в разрезах скважин, пробуренных на дне океана, по смене сравнительно неглубоких или даже мелководных отложений глубоководными, нередко вплоть до таких, которые образовались в абиссальной зоне ниже уровня распространения карбонатных отложений [Пущаровский, 1978].

Этот процесс хорошо объясняется как результат постепенного охлаждения коры и верхней мантии, которая во время базальтовых излияний, формировавших новую кору в осевой части срединно-океанического хребта, еще представляла собой горячий материал, только что вынесенный вверх подкоровым течением. Благодаря тепловому расширению плотность его понижена, скорость продольных волн 7,3—7,5 км/с. В дальнейшем, по мере потери базальтовых выплавов и главным образом по мере охлаждения и соответствующего возрастания плотности, такой мантийный материал, отодвинутый вместе с корой

на сотни или тысячи километров от оси хребта в процессе горизонтального перемещения, приобретает нормальную плотность. Это доказывается тем, что скорости волн возрастают под более древней (палеоген, мел — см. рис. 4) корой океана до нормальной величины 8,0—8,2 км/с. Таким образом, при охлаждении верхний слой мантии, сохраняя тот же вес, сокращается в объеме и уровень поверхности коры соответственно понижается. Расчеты, в которых учтено изменение теплового потока, температуры, плотности верхней мантии и высоты рельефа океанического дна в зависимости от возраста, хорошо согласуются с такой моделью [Сорохтин, 1974; Ле Пишон и др., 1977; Монин, 1977].

Ю. М. Пушаровский [1978] недавно обобщил геологические данные, свидетельствующие о нисходящих вертикальных перемещениях дна на большей части площади океанов. Из сказанного видно, что имеется несколько геодинамических механизмов, которыми можно объяснить эти факты, не прибегая к гипотезе океанизации (базификации) материковых платформ.

Следует отметить, впрочем, что все же остается неясной проблема уменьшения толщины коры (как «базальтового», так и гранитно-метаморфического слоев) в ряде областей деструкции. Такова, например, сокращенная по мощности материковая кора большей части Охотского моря, Паннонской впадины и Прикаспийской низменности. Такое уменьшение толщины происходит, может быть, при сильном растяжении с развитием многочисленных пологих сбросов [Кропоткин, 1968, рис. 3].

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

О современной, сформировавшейся на неотектоническом этапе (неоген, антропоген) картине напряженного состояния земной коры мы можем судить по геологическим данным (сжатие вкрест простирания наиболее молодой складчатости, растяжение приблизительно вкрест простирания молодых сбросов, рифтов и грабенов), по ориентировке осей наиболее резких изостатических аномалий силы тяжести, ориентировке осей эллипсоида напряжений в очагах землетрясений, которая определяется по особенностям распространения сейсмических волн, и, наконец, по результатам непосредственных измерений напряженного состояния в массивах горных пород [Балакина и др., 1972; Кропоткин, 1971; Кропоткин, Фролов, 1974; Напряженное состояние..., 1973; Hast, 1973; Ranalli, Chandler, 1975].

Общая картина напряженного состояния коры и самых верхних слоев мантии в сейсмически активных поясах по результатам исследований Дж. Ходжсона, А. В. Введенской, Л. М. Балакиной, Х. Хонда, М. Ичикавы, А. Ритсеми, А. Шейдегера и других представляется в следующем виде. В Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском подвижном поясах, а также в Тянь-Шане и некоторых частях Монголо-Охотского пояса доминируют горизонтальные (или близкие к такой ориентировке) сжимающие напряжения, ориентированные приблизительно перпендикулярно, реже — под косым углом к простиранию кайнозойской складчатости, молодых хребтов и глубоководных желобов. Землетрясения связаны здесь со смещениями типа взбросов или надвигов (поддвигов), нередко со сдвиговой компонентой. Приблизительно вертикальное положение занимают здесь ось растяжения (или наименьшего сжатия) или средняя ось эллипсоида напряжений. Другой тип ориентации напряжений характерен для рифтовых зон (Байкал, Восточная Африка). Он наблюдается также на срединно-океанических хребтах и в ряде районов Средиземноморья. В сейсмических очагах этого типа происходят смещения типа сбросов и сбросо-

сдвигов, ось растяжения ориентирована приблизительно горизонтально и перпендикулярно к простиранию структур.

Имеется также третий тип ориентировки напряжений, при котором положение, близкое к горизонтальному, занимают оси наибольшего сжатия и растяжения, а средняя ось эллипсоида вертикальна. При такой ориентировке возникают смещения типа сдвигов (в Калифорнии, Северо-Восточной Сибири, Китае, на срединно-океанических хребтах). Теоретически области сжатия (с ориентировкой I типа) и растяжения (с ориентировкой осей, характерной для II типа) не могут в земной коре контактировать вплотную. Между ними в переходной зоне, которая может быть либо узкой (разлом Сан-Андреас), либо широкой (Центральный и Северный Китай — область между Гималайской зоной сжатия и теми поясами растяжения, к которым приурочены грабены Шаньси и рифты озер Байкал и Хубсугул), возникают области со сдвиговыми смещениями и с ориентацией напряжений III типа [Tarronprier, Molnar, 1976]. Сдвиги и раздвиги должны возникать также в тех местах, где при сохранении общего типа ориентировки напряжений географическое направление главных осей быстро изменяется от места к месту по простиранию структур. Таким путем происходит, по-видимому, разделение островных дуг на отдельные, сравнительно прямолинейные звенья.

Как сейсмологические данные, так и непосредственные измерения в массивах горных пород приводят к интересному выводу, что в целом в земной коре в настоящее время сжатие резко преобладает над растяжением. Первый тип ориентировки (соответствующий сжатию) характерен примерно для 85% всех сравнительно сильных землетрясений, тогда как второй (растяжение) составляет лишь несколько процентов. Еще резче выражена эта разница в количестве суммарной сейсмической энергии, освобождаемой в зонах сжатия и зонах растяжения.

Измерения напряженного состояния в массивах горных пород фундамента обычно показывают избыточное по сравнению с геостатическим (литостатическим) давлением сжатие пород под действием сил, ориентированных приблизительно горизонтально. Такое сжатие зафиксировано не только в поясах складчатости альпийского цикла, но и в пределах докембрийских платформ (в Швеции, Финляндии, на Кольском полуострове, в районе Курска, на севере Сибирской платформы, в Канаде, США, южной части Африки) и в областях палеозойской складчатости, как не затронутых неотектонической активизацией (Джезказган в Центральном Казахстане), так и затронутых ею (Западные Саяны, каледониды Норвегии и Ирландии, герциниды Донбасса, Урала, о. Тасмания и др.). Такое же сжатие, достигающее 57—177 кГ/см² на сравнительно небольшой глубине (13—17 м), было обнаружено Н. Хастом в Исландии, к западу и к востоку от ее центрального рифта [Напряженное состояние..., 1973]. По специфическим проявлениям горного давления известно, что в слюдяных рудниках р. Мамы, расположенных в Восточной Сибири всего лишь в 200 км к северу от Байкальской системы рифтов, также имеет место интенсивное горизонтальное сжатие.

Разница между напряжениями в молодых складчатых поясах и областях неотектонической активизации (Норвежские горы, Урал) и напряжениями на платформах состоит лишь в том, что в первом случае сжатие резко анизотропно: $\sigma_x = (2 \div 10) \sigma_y$, где σ_x — наибольшее сжатие в горизонтальном направлении, σ_y — наименьшее сжатие или относительное растяжение, тогда как во втором случае, в удалении от линейно-вытянутых молодых складчатых или неотектонических активизированных структур, горизонтальные сжимающие

напряжения σ_x и σ_y по двум взаимно перпендикулярным направлениям почти одинаковы: $\sigma_x = (1 \div 2) \sigma_y$. Эти два направления соответствуют осям того эллипса, который получается при рассечении эллипсоида напряжений горизонтальной плоскостью. Резкая анизотропия сжимающих напряжений обнаружена по измерениям, сделанным с помощью деформометров вблизи надвига, по которому смещается хребет Петра I в Таджикистане, приближаясь к Гиссарскому хребту. Сжатие в меридиональном направлении, перпендикулярном к простиранию этого надвига и молодой складчатости, оказалось приблизительно в 100 раз больше, чем в широтном направлении (т. е. по направлению хребта).

Немало сравнительно слабых землетрясений происходит не у границ литосферных плит, где пролегают сейсмические пояса, а внутри плит. Л. Сайкс и М. Сбар, изучая такие землетрясения Северной Америки, установили, что и внутри плит доминирует приблизительно горизонтальное сжатие.

Растягивающие субгоризонтальные напряжения в очагах землетрясений преобладают только в узкой (300—500 км) приосевой полосе Срединно-Атлантического хребта, ограниченной магнитными аномалиями № 5, которые по геохронологической шкале Дж. Хейцлера и других соответствуют возрасту коры 10 млн. лет. Дальше от оси хребта, в областях между изохронами 10 и 20 млн. лет, наблюдаются как растягивающие, так и сжимающие напряжения, а в литосфере, покрытой корой с возрастом более 20 млн. лет, преобладают сжимающие напряжения. На Восточно-Тихоокеанском поднятии сжатие наблюдается в литосфере с возрастом коры больше 10 млн. лет [Sykes, Sbar, 1973]. Таким образом, имеющиеся, хотя и немногочисленные данные показывают, что в настоящее время растяжение охватывает только сравнительно узкие (200—500 км шириной) зоны рифтовых систем: центральный рифт Исландии, в котором растяжение зафиксировано по геодезическим измерениям и внедрению даек, рифтовые системы Байкала и Восточной Африки (где также есть геодезические данные), приосевые зоны срединно-океанических хребтов. Площадь зон растяжения составляет, вероятно, около 25 млн. км² (70 000 × 350 км), т. е. примерно 5% поверхности Земли. На остальной площади доминирует сжатие и местами наблюдаются деформации III типа, вызывающие сдвиги¹.

Особый интерес представляют те участки поля напряжений земной коры, где пояса растяжения, рифтовые зоны пересекаются с поясами молодой складчатости и анизотропного сжатия коры. Так как три главные оси в эллипсоиде напряжений всегда взаимно перпендикулярны, можно ожидать, что пояса растяжения и складчатые пояса должны пересекаться приблизительно под прямым углом. Действительно, Рейнский грабен подходит под углом 67° к простиранию складок Юры и Альп; северное продолжение рифта залива Акаба, р. Иордан и Мертвого моря таким же образом упирается в складки Тавра. Простирание срединного хребта, переходящего из Индийского океана (Австрало-Антарктическое поднятие) в Тихий (Южно-Тихоокеанское поднятие), перпендикулярно к общему простиранию подводного хребта Макуори и складок Новой Зеландии. Область соединения Тихого океана с Калифорнийским заливом, куда продолжается ось Восточно-Тихоокеанского поднятия, ограничена сбросами, перпендикулярными к простиранию складок Калифорнийского полуострова и побережья Мексики и к общему простиранию желобов

¹ В зонах сжатия (Кавказ, горные области Средней Азии) слабые землетрясения, происходящие в районах депрессий, демонстрируют растяжение земной коры. Причины этих аномалий не выяснены.

(Центрально-Американского желоба и неглубокого узкого желоба, расположенного у западного берега Калифорнийского полуострова), которые связаны с глубинными поддвигами. Магнитные аномалии у входа в Калифорнийский залив параллельны указанным сбросам и свидетельствуют о том, что ось спрединга была здесь перпендикулярна к простираению складчатости у края материка.

Таким образом, общая картина современного напряженного состояния коры на земном шаре, в связи с ориентировкой молодых тектонических структур, выясняется довольно отчетливо (см. рис. 5).

В кристаллическом или консолидированном складчатом фундаменте, а иногда также и в компетентных породах осадочного чехла результаты измерений обычно приблизительно соответствуют эмпирической формуле Н. Хаста: $\sigma_x + \sigma_y = 0,98H + 180 \text{ кГ/см}^2$, где H — глубина от поверхности Земли, м. На глубинах до 100—200 м добавочные напряжения обычно ликвидированы вследствие образования трещин, выветривания, разгрузки напряжений в процессе течения более пластичных водонасыщенных слоев и т. п. В таких случаях, в том числе в осадочных породах до глубины 1000—2000 м, измеренное сжатие оказывается близким к величине литостатического давления p , т. е. $2p = \sigma_x + \sigma_y \approx 0,26 H \cdot 2 = 0,52 H \text{ кГ/см}^2$.

Добавочные сжимающие напряжения (примерно соответствующие, как легко убедиться из сравнения формул, значению $\Delta\sigma \approx 0,46H + 180 \text{ кГ/см}^2$) достигают значительной величины иногда уже на глубине в несколько десятков метров от поверхности и быстро возрастают с глубиной. Однако в астеносфере, характеризующейся более низкой вязкостью (10^{22} — 10^{23} пуаз), чем кора и литосфера в целом (10^{25} — 10^{27} пуаз), добавочные напряжения должны почти отсутствовать [Магницкий, 1965; Артюшков, 1979; Mörner, 1977]. Экстраполируя в глыб литосферы значения, соответствующие формуле Н. Хаста, мы должны вводить такие поправки, которые позволили бы перейти к гидростатическому (геостатическому) давлению в астеносфере на глубине 50—150 км. Отсюда следует, что наибольшие добавочные напряжения достигают максимальной величины на глубине 15—40 км: $(\sigma_x + \sigma_y)/2 - p \approx 2000 \div 3500 \text{ кГ/см}^2$. На этом же уровне выделяется более 60% суммарной энергии землетрясений на нашей планете.

Независимым путем подобные же оценки можно получить на основании изучения барических минеральных ассоциаций в метаморфических породах, образовавшихся на сравнительно небольшой глубине при высоком давлении (глаукофановые и жадеитовые сланцы, жедрититы, породы, в которых андалузит и силлиманит замещены кианитом), и по флюидо-газовым включениям [статья А. Миясиро в кн.: Новая глобальная тектоника, 1974]. По минеральным ассоциациям среднее давление $(\sigma_x + \sigma_y)/2$ определяется в 6000—8000 кГ/см² при температуре 150° С, а по флюидно-газовым включениям — 10 000 кГ/см² при 250° С. Такие температурные условия соответствуют глубине 8—15 км, где среднее сжимающее напряжение, с учетом формулы Н. Хаста, можно оценить как 2000—3500 кГ/см². Следовательно, во время образования многих комплексов динамометаморфических пород давление в коре было, вероятно, еще выше, чем сейчас.

Такую большую величину горизонтальных сжимающих напряжений и их глобальное распространение трудно объяснить, не прибегая к представлению о происходившем в недавнее время и продолжающемся сейчас сокращении радиуса Земли. Как показывают соответствующие подсчеты [Артюшков, 1979], модели подкорových течений, вызванных тепловой конвекцией или гра-

витационной дифференциацией в мантии, не дают добавочных горизонтальных сжимающих напряжений более 10—200 кГ/см². Напряжения, обусловленные гравитационным эффектом: весом возвышенностей и наличием так называемых компенсационных выступов (корней гор) — могут дать боковое сжатие до 1000—2000 кГ/см², но оно будет сосредоточено в коре в сравнительно узкой полосе у подножия горных хребтов и не распространится далеко на платформы. В пределах же самих возвышенностей в этом случае должно наблюдаться растяжение. В действительности в очагах неглубоких (10—25 км) землетрясений под Кавказом и другими хребтами имеет место интенсивное сжатие вкрест простираня структура.

Сокращение радиуса, т. е. контракция Земли, сопровождается освобождением огромного количества потенциальной энергии по мере приближения внешних слоев к центру планеты. Так, перемещение корового слоя, имеющего в среднем толщину $H = 20$ км и плотность $\rho = 2,9$ г/см³, всего лишь на 1 см к центру Земли освобождает энергию $U = 3 \cdot 10^{28}$ эрг. Подсчеты, сделанные еще в 1911 г. геофизиком М. П. Рудским и затем Е. Н. Люстихом [1951], показывают, что если бы вся эта энергия была израсходована на упругое сжатие корового слоя, то горизонтальные (тангенциальные) сжимающие напряжения составили бы 600 000—900 000 кГ/см²¹.

В действительности большая часть (до 90%) энергии в процессе контракции расходуется не на сжатие корового слоя, а на уплотнение вещества более глубоких слоев. Соотношения между потенциальной энергией, освобождающейся при сокращении радиуса Земли, энергией всестороннего (объемного) упругого сжатия всех слоев Земли и скрытой теплотой образования плотных физико-химических фаз определяют упруго-гравитационное равновесие Земли. В энергию тангенциального сжатия переходит лишь незначительная часть энергии U . Однако, даже 1% U достаточно для того, чтобы создать в коре добавочные сжимающие напряжения в 6000—9000 кГ/см².

Вопрос о возможных вариациях радиуса Земли, которые предполагаются согласно так называемой пульсационной геотектонической гипотезе, будет рассмотрен в конце нашего обзора. Сейчас мы ограничимся только соображениями о том, как могут возникнуть локальные зоны растяжения земной коры на фоне глобального сжатия. Самый простой механизм такого процесса аналогичен выдавливанию пасты из тубика. Он рассматривался в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Г. Клооса и А. А. Полканова в применении к механике внедрения магмы, которая под действием тектонического стресса перемещается в земной коре и образует интрузивные тела различной формы: лакколиты, лополиты, плутоны типа батолитов и пр. Такой же расклинивающий эффект подъема нагретых и поэтому более пластичных масс вещества верхней мантии по разломам может быть причиной возникновения рифтов и грабенов в локальных зонах на фоне общего сжатия земной коры [статья П. Н. Кропоткина, Л. В. Ларионова в кн.: Основные проблемы рифтогенеза, 1977].

Контракция Земли должна создавать дополнительное сжатие не только в пределах литосферы, но и в тех жестких (с вязкостью около 10^{25} пуаз) слоях мантии, которые залегают ниже астеносферы. Если в них или в литосфере

¹ Этот простой подсчет основан на приравнивании освобождающейся потенциальной энергии $U = S \cdot H \cdot \rho \cdot g \cdot h$ (где $S = 4 \pi R^2$ — поверхность Земли, R — ее радиус, H — толщина корового слоя, ρ — его плотность, g — ускорение силы тяжести, $h = 1$ см — величина перемещения) к величине энергии E упругого сжатия. $E = P \cdot \Delta V$, где изменение объема $\Delta V \approx 2 HS (h/R)$. Отсюда сжимающее напряжение $P = (E/\Delta V) \approx (g R \rho / 2) = 9 \cdot 10^{11}$ дин/см² (если $h \ll R$).

каким-то образом обособляются массы пониженной вязкости и плотности (например, обладающие более высокой температурой или более кислым химическим составом), то такие массы будут выжаты вверх. Это следует из элементарных энергетических подсчетов и из возрастания добавочных напряжений с глубиной, на которое указывает эмпирическая формула Н. Хаста.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИКА

Рассмотренные в предыдущих разделах вопросы геодинамики горизонтальных и вертикальных движений земной коры, ее строения и напряженного состояния подводят нас вплотную к проблеме закономерностей магматизма, связи магматических процессов с движениями земной коры и общей эволюцией Земли. Магматизм — это тектоника наиболее пластичных масс, отличающихся к тому же специфическим химическим составом и повышенной температурой. В основе магматических процессов лежит отделение из нашей ультраосновной по составу планеты наиболее легкоплавких эвтектоидных расплавов, близких к эвтектикам плагиоклаз-пироксеновой (основная, или базальтовая магма), кислой кварц-полевошпатовой (гранитная магма) и щелочного состава [Штейнберг, 1974; Шейнманн, 1968; Кропоткин, 1953; Геншафт, 1977; Менерт, 1963; Коржинский, 1952; Петров, 1972; Зоненшайн и др., 1976]. Как известно, формирование земной коры начинается с образования базальтового слоя по мере излияния основных лав и внедрения интрузий основного и ультраосновного состава на стадии прогибания и расширения (спрединга) геосинклинальных трогов или океанических впадин. Значительно позже, на стадии замыкания геосинклинали происходят связанное со складчатостью, внедрением кислых интрузий и общим метаморфизмом становление гранитно-метаморфического слоя и преобразование прежней коры в более толстую кору материкового типа [Пейве, 1961; Пейве и др., 1976; Kraus, 1959]. Основной магматизм начальных стадий развития геосинклиналей, когда формируется «базальтовая» кора, был уже давно выделен Г. Штиле [1964] под названием инициального магматизма. Щелочной интрузивный магматизм нередко приурочен к позднему этапу магматической деятельности на уже консолидированной платформе, но проявляется и на более ранних стадиях цикла.

Хотя эти последовательные стадии формирования коры общезвестны, не все отдают себе отчет в том, что типичная историко-геологическая эволюция зафиксирована в самом разделении материковой коры на два слоя — «базальтовый» и «гранитный». Нижний слой (с плотностью $2,8-3,1$ кг/см³, скоростью продольных волн $v_p = 6,5-7,0$, иногда до $7,3$ км/с), так называемый базальтовый, состоит, по-видимому, главным образом из метаморфических пород основного состава (амфиболитов, меланократовых гнейсов, эклогитов и пр.), образовавшихся за счет базальтов и других пород в той геосинклинали, которая позже подвергалась складчатости и гранитизации. Гранитный состав верхнего слоя (с $v_p = 5,5-6,5$ км/с) хорошо виден на тех глубоких (10—20 км) срезах материковой коры, которые обнажены на кристаллических щитах докембрийских платформ. Осадочный слой, возникший главным образом за счет размыва того же верхнего слоя, имеет, естественно, валовый состав, близкий к граниту, и в процессе глубокого метаморфизма или переплавления может вновь генерировать кислую магму.

Давно известен тектонический антагонизм кислого и основного магматизма [Штрейс, Макарычев, 1969; Umbgrove, 1947]. Как подчеркнул еще Д. Тиррел,

основной (базальтовый, в широком смысле) магматизм, в особенности в эффузивной форме, ассоциирует главным образом с процессами прогибания и растяжения земной коры. Излияние базальтов и внедрение интрузивных тел основного состава происходят в наибольшем масштабе в процессе спрединга океанического дна и при возникновении и прогибании геосинклинальных трогов, рифтов и грабен. Образование трапповых комплексов в синеклизах (Тунгусской в Сибири, Карру в Африке, р. Параны в Южной Америке) связано с формированием самих синеклиз, которое происходит, как мы видели, также при растяжении коры и образовании грабен в фундаменте платформ в центральных частях этих обширных прогибов.

Кислый магматизм, представленный в основном интрузиями гранитов, гранодиоритов и прочего, характерен, напротив, для тех областей, где поднятие и складчатость происходят в обстановке регионального сжатия земной коры. Эти закономерные связи с тектоникой, хотя и выраженные иногда лишь в статистическом смысле, по преобладанию валового количества кислого или основного магматического материала, используются явно или в скрытом виде при тектоническом районировании материков и океанов. На материках используется принцип районирования структур по возрасту главной складчатости [Архангельский, 1941] или, в развитие того же принципа, по времени формирования гранитного слоя [Пейве и др., 1976]. На океанах районирование проводится по времени формирования базальтового слоя коры (см. рис. 4).

Известно, что в формировании земной коры, развитии ее структур основную роль играют два генеральных процесса: большие горизонтальные перемещения, связанные с подкоровой конвекцией, и общее увеличение массы и объема коры за счет магматических дериватов мантии. Рост гранитного слоя сообщает определенную направленность эволюционному развитию коры во времени и связан с подкоровой дифференциацией [Кропоткин, 1953, 1956, 1964б]. Из соотношения в процентном содержании литофильных элементов (K, Al, Li, B, U, Th и др.) в гранитной коре и в ультраосновной, по составу близкой к метеоритам мантии Земли, известно, что при формировании коры мантия должна была подвергнуться почти полной очистке от некоторых из этих элементов до глубины 1000—1500 км, а если очистка была частичной, например на 50%, то — до ядра Земли (2900 км) [Виноградов, 1962]. Такие же соображения вытекают из сравнения величины того потока тепловой энергии, который идет из недр Земли, с расчетной величиной генерации радиогенного тепла в ультраосновном (перидотиты, дуниты) материале мантии. В кору, главным образом в ее гранитный слой, вынесено до 50% радиоактивных элементов (U, Th, K), генерирующих тепловую энергию внутри нашей планеты.

Такая высокая степень очистки материала мантии от литофильных элементов была возможна, по-видимому, только благодаря тому, что процесс дифференциации в мантии был органически связан с механическим круговоротом ее вещества в подкоровых конвекционных течениях, с многократной подачей все нового и нового материала мантии туда, где происходит активный процесс дифференциации. В этом круговороте материал мантии на восходящих ветвях конвекционных ячеек поднимался в зонах спрединга на такой уровень (15—200 км ниже поверхности земной коры), где в обстановке постепенно понижающегося давления легко отделяются наиболее легкоплавкие базальтовые дериваты, т. е. пироксен-плагиоклазовые эвтектоидные расплавы. Благодаря растяжению в земной коре и самых верхних подкоровых слоях здесь облегчаются проникновение магмы по трещинам и разрывам к поверхности Земли и образование базальтового слоя на дне океанов и в грабенах. Области верх-

ней мантии, где происходит эта выплавка базальтовых магм, являются районы распространения аномальной мантии I типа, разуплотненной и прогретой. Это области поднятия, приуроченные к срединно-океаническим хребтам и к краям крупных молодых грабенов и рифтов.

В рамках конвекционной модели (см. рис. 6) становится понятен и второй процесс — выплавление кислых, гранитных магм в тех областях верхней мантии, которые были охарактеризованы как аномальная мантия II типа. Это — области стока, погружения конвекционных течений, сжатия вещества коры и мантии в пределах огромных деформационных призм. С погружающихся здесь литосферных плит сдвигается базальтовый слой (вместе с накопившимися на нем осадочными породами, если они не были соскоблены раньше). По мере погружения температура и давление в этих плитах растут, и в таких более жестких условиях базальтовый материал идет в повторную переработку — из него отделяются кислые расплавы. Остаток, т. е. тяжелый рестит пироксенитового состава, увлекается вниз вместе с массами мантийного материала, а легкие подвижные кислые магмы выжимаются вверх под действием бокового сжатия. При подаче по конвекционному конвейеру огромных количеств базальтового материала из 5—10 объемов базальта выплавляется один объем гранитной магмы. По-видимому, этот процесс протекает по схемам, близким к моделям зонного плавления [Виноградов, Ярошевский, 1965; Магницкий, 1964, 1965], но с большим участием летучих компонентов и добавочных тектонических напряжений, чем предполагалось ранее. Такой процесс формирования пояса гранитных батолитов по мере поглощения в геосинклинальном поясе погружающейся под него базальтовой коры (в течение верхнего мела и палеогена) можно проследить по геологическим данным, например, на тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки от Калифорнии до Чили.

Таким образом, предлагаемая модель представляет собой дальнейшее развитие схем Э. Крауса [Кропоткин, 1961а; Kraus, 1959], А. Рингвуда и Д. Грина [Грин, 1975] и, по-видимому, дает решение «проклятого» вопроса петрологии — проблемы происхождения гранитов и становления коры материкового типа. Экспериментальные исследования показывают, что при том среднем количестве летучих компонентов, которое предполагается в мантии, расплавы кислого (риолитового, липаритового, гранитного) состава не могут образоваться непосредственно за счет ультраосновного мантийного вещества. Считается, что мантия способна породить главным образом магмы базальтовые и андезитовые — не кислее дацитов. Образование кислых магм пытаются свести только к ассимиляции корового материала андезитовым расплавом или переплавлению коры [Проблемы петрологии..., 1976; Маракушев, Яковлева, 1975]. Дело доходит до того, что выдвигаются даже фантастические гипотезы о возникновении сил за счет падения на Землю ее бывших спутников или пояса планетезималей (метеоритов), которые якобы состояли из кислых силикатов¹.

Без сомнения, первичный гранитный слой не упал с неба. Теории образования гранита из более древней гранитной коры напоминают сказку про белого бычка, если в них нет ответа на вопрос, как же первоначально образовалась такая кора на нашей ультраосновной, по валовому составу, планете. По-видимому, помимо вышеописанного механизма генерирования гранитной магмы за счет базальтового материала верхних слоев погружающихся литосферных плит (см. рис. 6), в истории Земли действовал на ранних стадиях еще один про-

¹ Такие гипотезы, предложенные В. Донном, В. Валентайном и [другими, были поддержаны Р. Ван Беммеленом [Bemmel, 1966].

цесс дифференциации, который мог порождать гранитную магму. В глубоком докембрии, по мере разогрева и уплотнения Земли, могла отделяться и мигрировать вверх наиболее плавкая пегматоидно-пневматолитовая смесь, разделяющаяся с приближением к поверхности Земли на первичную гранитную эвтектоидную магму, с одной стороны, и воду, формировавшую первичный океан, с другой. Эксперименты показывают, что при давлении выше 10 кбар вода и кремнекислота (или богатые SiO_2 силикаты) смешиваются в таких широких пределах, что при достаточно высокой температуре возникает своеобразная флюидная фаза, состоящая, например, на 1/4 по весу из воды и на 3/4 из кремнекислоты.

В процессе дегазации флюидно-газовая фаза устремляется благодаря разности давлений к выводящим каналам — глубинным разломам. Поэтому в проницаемых зонах концентрация воды и других летучих могла быть в десятки раз выше, чем их средняя концентрация в мантии Земли. Распад такой чрезвычайно подвижной пегматоидно-пневматолитовой флюидно-газовой фазы на две различные фазы — водный раствор и силикатный расплав — обязателен, как показывают эксперименты, при понижении давления и температуры.

Объем гранитного слоя (вместе с осадочными породами, возникшими за счет его разрушения) сейчас составляет около 3000 млн. км³, объем воды (включая ледники) — 1400 млн. км³. Если около 90% гранитного слоя и гидросферы образовалось в докембрии таким путем, то можно подсчитать, что поднимавшиеся смеси состояли по весу примерно на 1/6—1/5 из воды и на 4/5—5/6 из силикатных соединений, — пропорция, достаточно близкая к упомянутым результатам экспериментов Дж. Кеннеди и других [Петров, 1972].

Помимо ювенильных гранитов, рожденных тектоно-магматическими процессами в недрах мантии, несомненно имеются и палингенетические граниты, возникшие за счет переплавления или глубокой метаморфической переработки более древних гранитов и осадочных пород, валовый состав которых близок к составу гранита. Уже давно М. Люжон высказал идею, поддержанную В. И. Вернадским, что гранитные магмы образуются вследствие расплавления вещества земной коры по мере превращения тектонической (механической) энергии в эквивалентное количество теплоты. Так, на поверхностях сдвигов, надвигов и взбросов выделяется некоторое количество теплоты за счет трения. Упругая энергия, которая освобождается при землетрясениях, в значительной части поглощается на небольшом (до 100 км) расстоянии от очага, также переходя по мере затухания колебаний в теплоту. Термодинамические подсчеты показывают, что если, например, в кровле гранитной интрузии твердая фаза находится под добавочным боковым давлением (тектоническим стрессом), которое отсутствует в магматической камере, то температура плавления твердого вещества понижается. В этом случае энергия упругого сжатия твердой фазы переходит непосредственно в скрытую теплоту плавления и образования таким образом дополнительного количества магмы [статья П. Н. Кропоткина в кн.: Энергетика..., 1972].

Судя по оценкам, которые основаны на изучении минеральных ассоциаций метаморфических пород, во время интенсивной складчатости, метаморфизма и гранитизации в орогенических поясах температура в коре возрастает на 400—500° С [Шейнманн, 1968]. Во время горообразования, по А. Ритману, в земной коре образуются огромные массы риолитовой (гранитной), риодацитовой (гранодиоритовой) и дацитовой анатектической магмы. При этом «тепловой поток, выходящий на земную поверхность ... в стадию орогенеза удваивается и утраивается по сравнению со своим нормальным количеством» [Ритман, 1964,

с. 375]. Источником этого прогрева отчасти может быть внедрение ювенильной гранитной магмы. Очаги такой магмы затем разрастаются за счет ассимиляции вмещающих осадочных толщ и других пород земной коры. Ядра крупных батолитов обычно состоят из однородных гранитов, наиболее близких по составу к кварц-полевошпатовой эвтектике, не несут никаких следов ассимиляции вмещающих пород или анатексиса и палингенеза и могут рассматриваться как такие очаги ювенильной магмы.

Как в коре, где образуются палингенетические граниты, так и в глубине орогенов, где для зарождения ювенильной магмы необходим, кроме газов, и дополнительный источник тепла, хорошо видна «тектоническая природа» гранитов. «Магма,— указывает А. В. Пейве,— это не первичный, а каждый раз возникающий в том или ином месте расплав, на образование которого необходимо затратить большую дополнительную энергию. Главным источником этой энергии являются механические движения вещества земной коры и более глубоких слоев мантии» [1961, с. 50]. На тектонической карте Земли пояса гранитоидов различного возраста повторяют картину миграции орогенических процессов, протекавших при образовании складчатых поясов. «Внегеосинклинальные» граниты, например позднемезозойские на Китайской платформе и в других консолидированных областях Азии, возникали там, где сжатие и складчатоглыбовые деформации захватывали расположенные по соседству с геосинклиналями окраины платформ [Нагибина и др., 1975].

Тектоническая позиция гипербазитов, которые по своему химизму в ряду изверженных пород стоят на противоположном конце по сравнению с гранитами, была подмечена уже давно в связи с изучением офиолитов. Офиолитовые комплексы, как теперь установлено [Пейве и др., 1977], включают в себя массы ультраосновного состава, сформированные в океанических впадинах и вовлеченные значительно позже в твердом виде в покровно-складчатую структуру. Однако вместе с ними в тех же поясах встречаются и тела магматического происхождения. Такие интрузивные перидотиты, дуниты, пироксениты, во многих случаях превращенные в той или иной степени в серпентиниты, могли возникнуть в результате переплавления мантийного вещества в зонах глубоких разломов. Возникавший расплав несомненно облегчал скольжение шарьяжных пластин, играя роль смазки [Белостоцкий, 1978]. Явно магматическую природу имеют лавы ультраосновного состава — пикриты и некоторые разновидности базальтов, так же как и интрузии гипербазитов среди габбро-базальтовых комплексов нижнего слоя океанической коры. Эти интрузии связаны с растяжением, спредингом океанического дна.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Глобальные геотектонические гипотезы претендуют на решение главной задачи геодинамики — выяснение основных причин движений и деформаций земной коры, определение их механизма. Зарождение и перемещение магмы и процессы в мантии, вызывающие глубокофокусные землетрясения, также должны найти отражение в геодинамической модели Земли.

Заслуживающие внимания геотектонические гипотезы можно разделить на две группы. Первую группу составляют гипотезы, в которых тектонические процессы рассматриваются как результат изменения радиуса Земли. Это — контракционная гипотеза и гипотеза расширения Земли (экспансионная), высказанная в первоначальной форме еще в XIX в., а также пульсационная

гипотеза В. Бэчера, В. А. Обручева и М. А. Усова, сформулированная в 1933—1940 гг. [Bucher, 1933; Обручев, 1940].

Вторую группу образуют гипотезы, привлекающие в качестве главной причины тектогенеза гравитационную дифференциацию вещества в недрах Земли или конвекцию, вызванную радиоактивным разогревом и соответствующим тепловым расширением глубинных слоев мантии. Это — главным образом гипотезы подкорковых течений, которые получили развитие с середины 20-х годов и тесно связаны с концепцией мобилизма. Исключение составляет радиомиграционная и астенолитная гипотезы В. В. Белоусова, в которых сделана попытка сочитать идеи гравитационной дифференциации с принципом фиксизма.

Не вдаваясь в подробное изложение различных гипотез, которое можно найти в ряде обзорных работ [Внутреннее строение Земли, 1949; Гутенберг, 1963; Хаин, 1973б; Белоусов, 1948, 1954, 1975; Земная кора, 1957; Косыгин, 1974; Магницкий, 1953, 1965; Ботт, 1974; Kraus, 1959], мы остановимся на их обоснованности, т. е. соответствии тем фактам и закономерностям, которые известны к настоящему времени.

Контракционная теория указала механизм, который мог бы, как мы видели, объяснить возникновение в земной коре высоких (в несколько килобар) сжимающих напряжений, тангенциальных к поверхности Земли. Но еще в начале XX в., с открытием радиоактивности, стало ясно, что охлаждения Земли, с которым связывали контракцию, не происходит. Расчеты показывают [Любимова, 1968], что, напротив, произошли повышение температуры и небольшое увеличение радиуса Земли. Высказывались предположения о том, что сокращение объема Земли может быть связано с полиморфизмом — образованием более плотных железомagneзиальных силикатов за счет оливина в мантии (Б. Мэйсон) — или с переходом вещества нижней мантии в так называемое металлизированное более плотное состояние на границе с ядром в условиях очень высокого (около $1,4 \cdot 10^6$ бар) давления [Кропоткин, 1948; Lyttleton, 1965, 1976]. Контракционная теория сталкивается с рядом геофизических трудностей [Люстих, 1958]. Она не может объяснить генезис крупных структур растяжения: грабенов, авлакогенов, впадин Атлантического и Индийского океанов, образовавшихся при расколе палеозойских суперконтинентов. Однако, как мы видели выше, современное поле напряжений в земной коре, по-видимому, указывает на недавнее или происходящее в настоящее время сокращение радиуса. Точный подсчет тормозящего эффекта, который создает приливы в теле Земли и в океанах, показывает, что за вычетом этого эффекта наша планета обнаруживает вековое ускорение вращения. Оно, по-видимому, свидетельствует об уменьшении ее радиуса на 0,4 мм/год [Парийский и др., 1972]. Близкие оценки были получены еще в 1928—1955 гг. Б. Мейерманом и Н. Н. Парийским на основании данных о лунных и солнечных затмениях за 3000 лет [Кропоткин, 1970; Внутреннее строение Земли, 1949; Асланян, 1955, 1976].

Гипотеза о расширении Земли была высказана без серьезного физического обоснования еще в XIX в., а затем О. Хильгенбергом в 1933 г. В 60-х годах интерес к этой гипотезе возрос в связи с предположениями П. Дирака, П. Иордана и других физиков, занимавшихся вопросами космологии, что в процессе развития Вселенной происходит постепенное уменьшение величины гравитационной постоянной Ньютона. Одновременно выяснилось, что образование океанов связано с процессами растяжения земной коры, причем мировая сеть рифтов на срединных океанических хребтах наглядно демонстрирует современный процесс разрыва коры. Это побудило, например, известного океанолога Б. Хейзена примкнуть к гипотезе расширения.

Л. Эдье и другие [Чудинов, 1976; Carey, 1975] обратили внимание на то, что незначительное ослабление гравитации, предполагаемое Р. Дираком, может стимулировать гораздо более значительное расширение Земли в том случае, если ее ядро представляет собой плотный, жидкий по реологическим свойствам «металлизированный» силикат¹. В таких гипотезах расширение Земли объясняется главным образом тем, что эта более плотная фаза при понижении давления переходит обратно в нормальное состояние, увеличиваясь в объеме почти в два раза. Однако вопрос о том, является ли резкая граница мантии и ядра Земли на глубине 2900 км (где твердое состояние вещества сменяется жидким, а его плотность резко возрастает с 5,6 в мантии до 10,8 г/см³ во внешней части ядра) границей различных фазовых состояний вещества приблизительно одного и того же химического состава или же она разделяет материал, различный по химизму, — твердый силикат мантии и железо ядра, остается до сих пор не решенным. В «химическом» варианте принимается, что температура во внешней части ядра (4500—5500° С) достаточна для расплавления железа, тогда как во внутреннем ядре на глубине свыше 5000 км, т. е. на расстоянии до 1370 км от центра Земли, никелистое железо сохраняет твердое состояние.

Идея о том, что мантия Земли состоит из ультраосновных силикатов пород, а ядро — из железа, была высказана еще в XIX в. Э. Дана и Э. Вихертом на основании аналогии с каменными и железными метеоритами и сейсмологических данных. Уже в 1906 г. стало ясно, что ядро не пропускает поперечные волны сейсмических колебаний и, таким образом, в отличие от мантии обладает свойствами жидкости.

Предположение о том, что граница ядра связана с изменением фазового состояния, а не химического состава, было в общей форме высказано в 1939 г. В. Н. Лодочниковым, а затем более конкретно в 1949 г. В. Рамзеем и одновременно П. Н. Кропоткиным [1948]. Эксперименты, выполненные в 60-х годах при мгновенных давлениях до $5 \cdot 10^6$ бар (что значительно выше давления $1,35 \cdot 10^6$ бар на границе ядра), не подтвердили эту гипотезу, но новейшие эксперименты, в которых давление реализуется в стационарных условиях, опять делают ее правдоподобной. Не исключено, что из железа состоит только внутреннее твердое ядро, тогда как жидкое внешнее ядро представляет собой «металлизированный», разложенный на окислы гипербазитовый материал нижней мантии.

В последние годы различные геологические аргументы в пользу теории расширения Земли приводились М. В. Муратовым [1975], Ю. В. Чудиновым [1976], Е. Е. Милановским [1978], В. П. Колчановым, С. Кэри [Carey, 1975] и Х. Оуэном [Owen, 1976]. Однако остается фактом, что теория расширения не объясняет происхождение интенсивной складчатости и крупных надвигов и противоречит реальной картине напряженного состояния земной коры, которая известна из анализа смещений в очагах землетрясений и по непосредственным измерениям в массивах горных пород.

Палеомагнитные данные позволяют тремя различными методами определить размеры радиуса Земли в прежние геологические эпохи. Новейшие определения, выполненные по методу Ч. Уорда, показали, что с девона изменение величины радиуса Земли в ту или другую сторону составило не более 1% [McElhinny et al., 1978]. Однако по многочисленным данным, относящимся к пермскому периоду, у А. Н. Храмова [Храмов и др., 1974; Храмов, Шолпо,

¹ Предполагается, что металлизированная фаза возникает за счет частичного разрушения и перестройки электронной оболочки атомов под действием давления.

1973], Дж. Хосперса, С. Ван Андела [Hespers, Van Andel, 1969] и других получалось при использовании различных методов, что с верхнего палеозоя, т. е. за последние 300 млн. лет, Земля испытала расширение на 6—10%.

Геологические данные указывают на смену глобальных периодов относительного покоя (когда происходит расширение и прогибание геосинклинальных бассейнов) более кратковременными периодами усиления складчатости и горообразования, к которым относится и массовое внедрение гранитов. Эти планетарные ритмы были подробно описаны Г. Штилле [1964]. Он составил известную таблицу тектонических или орогенических фаз, которую с теми или иными модификациями подтвердили в своих работах В. В. Белоусов [1954, 1962], Дж. Умбгроуэ [Umbgrove, 1947], В. Е. Хаин [1973б], А. А. Пронин и др. (например, для Тихоокеанской области — П. Н. Кропоткин, К. А. Шахарстова [1965]).

Эта неравномерность тектонического развития, естественно, приводила к мысли о смене эпох сжатия и расширения Земли, вариациях ее размера. Такие идеи высказывались М. М. Тетяевым, М. А. Усовым и в более разработанном виде В. Бэчером [Bucher, 1933] и В. А. Обручевым [1940], который сформулировал пульсационную геотектоническую теорию. Эта теория не противоречит указанным оценкам изменения радиуса Земли, если предположить, как делает Е. Е. Милановский [1978], что в течение среднего и верхнего палеозоя происходило главным образом сжатие Земли (герцинский цикл складчатости, обширные регрессии на континентальных платформах в девоне и к концу перми), а затем в юре, мелу и палеогене преобладало расширение и в неогене и квартере — опять сжатие. Однако отклонения от средней величины радиуса Земли не превышали, судя по палеомагнитным данным, 2—5% R .

На происходящие в настоящее время неправильные вариации радиуса (на величину порядка $\Delta R = 10^{-8}R$ или меньше за несколько лет) указывают загадочные изменения продолжительности суток, т. е. скорости вращения Земли. Эти изменения обнаруживают корреляцию с амплитудой чэндлеровских колебаний полюса, с изменением скорости западного дрейфа земного магнитного поля и с количеством землетрясений на Земле [Press, Briggs, 1975]. Ускорение вращения и увеличение сейсмичности может быть результатом общего сжатия Земли, возбуждение чэндлеровских колебаний — следствием небольшой разницы в величине сокращения радиуса Земли по различным направлениям от центра, а дрейф магнитного поля — результатом проскальзывания оболочки по магнитному ядру Земли. Такое проскальзывание неизбежно (в силу сохранения моментов количества движения ядра и оболочки) в том случае, если благодаря различию в коэффициенте сжимаемости сжатие ядра происходит в иной пропорции, нежели сокращение Земли в целом. Все эти корреляции оживленно обсуждаются в зарубежной литературе, но их причины остаются не выясненными.

На современном уровне наших знаний можно указать следующие внутренние и внешние (космологические) причины вариаций радиуса Земли. Из внутренних причин к сжатию Земли ведут все процессы гравитационной дифференциации: опускание железа из мантии в ядро, поднятие менее плотных базальтовых, андезитовых и гранитных расплавов в верхние слои мантии и в кору и т. п. При всех таких процессах происходит некоторое перераспределение масс, эквивалентное приближению масс к центру Земли. Оно приводит к увеличению коэффициента A в формуле $P_c = A(3\gamma M^2/8\pi R^4)$, описывающей зависимость давления P_c в центре планеты от ее массы M , радиуса R и величины ньютоновой гравитационной постоянной γ . В однородной планете $A = 1$, в реальной Земле

сейчас $A = 1,95$. С увеличением P_c плотность центральных частей планеты возрастает, а это, в свою очередь, приводит к уменьшению R и возрастанию давления P_c .

К расширению Земли, естественно, ведет рост температуры за счет распада радиоактивных элементов, т. е. тепловое расширение. Расчеты, основанные на этом эффекте, приводили к выводу о небольшом расширении Земли на протяжении геологического времени [Любимова, 1968]. Однако в таких расчетах не учтены с необходимой точностью эффекты тех фазовых превращений, которые происходят под действием давления или температуры на глубине около 400 км (переход оливина в минерал с более плотной кристаллической решеткой типа шпинели), 700 км и, возможно, 2900 км (переход в «металлизованное», весьма плотное состояние в ядре). Если происходят эти переходы, в особенности последний, то должна иметь место некоторая упрягогравитационная неустойчивость Земли. В этом случае сравнительно небольшой эффект гравитационной дифференциации или разогревания Земли, приводящий соответственно к некоторому ее сжатию или расширению и, следовательно, к росту или уменьшению давления в центре (P_c), может вызвать значительно большее изменение размеров Земли в том же направлении за счет фазовых превращений.

Потенциальная гравитационная энергия Земли $U = -\alpha \gamma M^2/R = -2,48 \cdot 10^{39}$ эрг ($\alpha = 0,7$ — коэффициент, зависящий от распределения масс) изменяется при вариациях радиуса R . Поэтому поперечные изменения R должны были бы сопровождаться в основном превращением потенциальной гравитационной энергии Земли U в энергию (скрытую теплоту) образования плотных фаз E и обратно. Грубый подсчет показывает, что количественно энергия этих превращений, включая гипотетическую «металлизацию» вещества мантии на границе с ядром, соответствует такому предположению ($\Delta E \approx -\Delta U$).

Из внешних факторов, способных привести к изменению размеров Земли, следует указать вариации величины гравитационной постоянной γ , связанные, по П. Дираку и П. Иордану, с гипотетическим общим расширением Вселенной или возникающие, по гипотезе Р. Дике, при изменениях величины фонового (космологического) потенциала поля тяготения в ближайшей части Галактики. Гипотеза о монотонном уменьшении гравитационной постоянной в космологиях П. Дирака, П. Иордана и Ф. Хойла проверялась по экспериментальным данным. Оказалось, что допустимая величина ослабления гравитации очень мала — не более 10^{-11} γ /год. Это привело бы к постепенному очень слабому расширению Земли [Кропоткин, 1970].

Более привлекательной представляется идея американского физика Р. Дике о флуктуациях величины γ , которые, по его расчетам, должны заметно сказываться на частоте землетрясений и вызывать изменения радиуса и неравномерность вращения Земли [Гравитация и относительность, 1965].

Вопрос о возможных флуктуациях величины γ , вероятно, будет решен в ближайшем будущем на основании эксперимента. В Вирджинском университете (США) монтируется установка типа весов Кавендиша, которая, по расчетам конструкторов, позволит регистрировать изменения величины γ на уровне, соответствующем 10^{-11} γ /год.

Гипотезы гравитационной дифференциации и тепловой конвекции привлекаются для объяснения разнородных горизонтальных перемещений глыб земной коры, складчатости и растяжения под действием подкоровых течений, которые охватывают всю мантию до границы ядра или по крайней мере ее верхнюю часть [Сорохтин, 1974; Мониц, 1977; Проблемы перемещения материков, 1963; Kraus, 1959]. Основным здесь является то, что как гравитационная диф-

ференциация, так и разогрев глубоких слоев за счет радиогенного тепла способны вызвать инверсию плотностей, т. е. создать такое положение, когда в достаточно большом объеме мантии материал с меньшей плотностью (при данных условиях давления и температуры) оказывается расположенным ниже материала с большей плотностью, или же привести к тому, что на одном и том же уровне оказывается материал различной плотности.

Реальность гравитационной дифференциации доказывается фактом разделения первоначально однородной планеты на железное ядро (или субъядро) и силикатную мантию и обособления наиболее легкого базальтового и гранитного материала в самых верхних слоях Земли. По Е. В. Артюшкову и С. Ранкорну, инверсия плотностей создается в нижних слоях мантии по мере выделения и погружения металлического железа в ядро. Очищенный более легкий материал мантии всплывает, создавая дивергентный восходящий поток подкорковых течений [Артюшков, 1979]. По Э. Краусу, отделение дериватов кислого (граниты) и среднего состава из мантии происходит в подвижных поясах; массы мантийного материала, лишившиеся этих компонентов, становятся тяжелее и опускаются вниз, создавая конвергентный нисходящий поток подкорковых течений [Кропоткин, 1961а; Kraus, 1959].

Оценку количества потенциальной энергии, которая освобождается при разделении первоначально однородной Земли на мантию и ядро, производили Е. Н. Люстих, затем А. С. Монин [1977], В. П. Кеонджян и др. Она составляет около $1,6 \cdot 10^{38}$, т. е. в среднем $3,6 \cdot 10^{28}$ эрг/год за 4600 млн. лет. В варианте, предложенном Э. Краусом, «работает» разность средних плотностей вещества коры и мантии (около $0,25 \text{ г/см}^3$), что при объеме коры, в 16 раз меньшем, чем объем ядра, могло бы дать энергетический эффект в сотни раз меньший, чем в варианте, рассмотренном Е. Н. Люстихом и А. С. Мониним.

В случае тепловой конвекции также лишь незначительная часть всего тепла, генерируемого внутри Земли, приводит к тепловому расширению нижних слоев мантии и работает как движущая сила в механизме циркуляции. Подсчеты, основанные на этих данных и оценках величины теплового потока из недр Земли ($9 \cdot 10^{27}$ эрг/год) и волновой энергии, освобождающейся при землетрясениях (в среднем $4,5 \cdot 10^{24}$, в отдельные годы до 10^{26} эрг/год [Капатори, 1978]), показывают, что механизмы гравитационной дифференциации и тепловой конвекции по своей энергетической мощности, по-видимому, достаточны, чтобы обеспечить современную тектоническую активность Земли.

Но величина горизонтальных сжимающих напряжений, определяемая по измерениям в массивах горных пород, а также на основании изучения высокобарических минеральных ассоциаций в динамометаморфизованных породах и флюидно-газовых включений, оценивается, как мы видели, в $2000\text{—}10\,000 \text{ кГ/см}^2$ (на глубине 5—15 км). Такие большие напряжения вряд ли могут быть получены в этих механизмах. Сжатие, создаваемое подкорковыми течениями в зонах их стока, не может быть больше, чем разность давлений на одной и той же уровневой поверхности (скажем, на глубине 100 км ниже уровня моря) в мантии, вызванная той разностью плотностей, которая стимулирует циркуляцию в мантии. В моделях тепловой конвекции напряжения в океанической литосфере (толщиной 50—70 км) около континентов могут составить только $20\text{—}30 \text{ кГ/см}^2$ [Артюшков, 1979] — в 100 раз меньше величины, фактически наблюдаемой вблизи островных дуг.

Поэтому нельзя сбрасывать со счетов возможную роль изменений радиуса Земли, которые могут вызываться внутренними или внешними факторами. При сжатии Земли должно происходить перераспределение мантийного материала

не только по плотности (как в случае гравитационной дифференциации и тепловой конвекции), но также и по пластичности. Более пластичные массы, в которых вязкость менее значительна и поэтому давление приблизительно подчиняется закону Паскаля (т. е. добавочное боковое сжатие не может быть значительным), будут выдавливаться вверх, как паста из тюбика. Так как более пластичными являются наиболее нагретые массы мантии (поскольку вязкость быстро падает с приближением к температуре плавления), различные силикатные выплавки и вещества, находящиеся во флюидно-газовой фазе, то при сокращении R должен происходить, как и при тепловой конвекции, подъем кверху более нагретых мантийных масс и магмы. Но это будет вынужденная конвекция.

При расширении Земли наибольшему растяжению будут подвергаться те области, где в пределах верхней мантии (скажем, до глубины 400—700 км) вязкость меньше, чем в среднем, т. е. главным образом молодые океанические впадины и зоны срединных океанических хребтов.

Таким образом, глобальная картина геодинамики, вероятно, должна учитывать все три рассмотренных механизма: изменения радиуса Земли (предполагаемые согласно пульсационной геотектонической гипотезе), гравитационную дифференциацию и тепловую конвекцию, возбуждающую подкоровые течения, т. е. циркуляцию мантийного вещества. Относительную роль этих различных механизмов еще трудно определить. Крупномасштабная циркуляция вещества мантии Земли доказывается, как мы видели, четырьмя независимыми путями: 1) по данным палеомагнетизма, 2) по геологически обоснованным мобилистским реконструкциям, 3) из того факта, что мантия в высокой степени очищена от таких элементов, как Al, K, Li, U, Th и другие литофильные элементы, 4) из геотермических данных, показывающих, что радиогенные элементы (U, Th, K), генерирующие тепло Земли, вынесены в ее верхние слои, главным образом в гранитную кору¹.

Такая высокая степень геохимической сепарации не была, как мы знаем, результатом сплошного плавления. Геотермическая история Земли достаточно изучена и в ней нет места сплошному плавлению. Достигнуть фактической картины — накопления постаршегского гранитного слоя в материковых массах — можно только одним способом — «прокручивая» в циркуляционных ячейках большие объемы мантийного вещества и подвергая отделяющийся при этом базальт повторной переработке — переплавлению, которое приводит к отделению гранитной магмы (см. рис. 6).

В такой схеме учтены новейшие данные С. Александера, Т. Джордана, Я. Б. Смирнова и других о больших различиях в температуре и реологических свойствах верхней мантии под океанами, с одной стороны, и под докембрийскими платформами (кратонами) — с другой. Сейсмологические данные показывают, что под кратонами нет астеносферного слоя такой мощности и такой пониженной вязкости, как под океанами или в подвижных поясах Земли. Мантия под кратонами на глубине 80—300 км на 300—800° холоднее, чем на той же глубине под океаном, и, судя по коэффициенту поглощения сейсмических волн и вариациям их скорости, обладает вязкостью примерно в 100—

¹ По подсчетам А. Матсуды, количество радиогенного тепла (в эрг), выделяющегося на 1 г/год, в различных слоях (от поверхности до ядра Земли) составляет на глубине от 0 до 37 км — 50, от 37 до 103 км — 7, от 103 до 500 км — 0,8, от 500 до 1700 км — 0,3, от 1700 до 2900 км — 0,2, т. е. в 250 раз меньше, чем в коре [Монин, 1977]. Также резко изменяется концентрация U, Th, K.

1000 раз более высокой. Таким образом, сложившееся у геологов еще в конце прошлого века представление о жесткости докембрийских платформ (в противоположность пластичности геосинклинальных поясов и зон альпийской складчатости) имеет под собой реальную физическую основу. Древние платформы — это относительно жесткие блоки толщиной, по Т. Джордану, С. Александеру и другим, около 400 км [Jordan, 1978]. К таким подкоровым блокам под платформами применяют теперь не вполне точное название «корни континентов» (roots of the continents). Вместе с ними перемещаются в горизонтальном направлении и очаги платформенных магматических процессов (в связи с чем отпадает выдвинутое В. В. Белоусовым возражение против мобилизма) [статья П. Н. Кропоткина в кн.: Проблемы глобальной тектоники, 1973].

С учетом этих особенностей мантии под кратонами и уже упомянутых геофизических данных о существовании на глубинах до 200 км разуплотненного и характеризующегося повышенной электропроводностью мантийно-магматического материала в зоне Байкальского рифта [Байкальский рифт, 1968; Основные проблемы рифтогенеза, 1977] может быть предложена следующая модель магматизма докембрийских платформ. При растяжении кратон и жесткая мантия под ним (до глубины 400 км) подвергаются расколам. В образовавшихся узких, вертикальных, проникающих на 400 км в глубину разломах накапливаются наиболее подвижные выплавки основного, иногда щелочного состава, а местами также и материал мантии, подвергшийся локальному расплавлению в присутствии летучих (водорода, углеводородов и пр.) [Генштафт, 1977]. Перемещаясь по таким каналам вверх на сотни километров, он внедряется затем в кору в виде даек, силлов и трубок. Глубины образования кимберлитовых, трапповых и щелочных магм, по данным петрологических исследований, оцениваются в 150—400 км [Проблемы петрологии..., 1976].

Если затем наступает хотя бы непродолжительная фаза сжатия, то этот магматический материал выдавливается из глубинных каналов на поверхность, образуя интрузии, покровы траппов и излияния базальтов (например, в Тункинской котловине к юго-западу от Байкала, где известны и небольшие действовавшие вулканы.)

На рис. 6 показана принципиальная схема крупномасштабной циркуляции в мантии. Причиной перемещения масс могут быть тепловое расширение, гравитационная дифференциация, выдавливание наиболее пластичных масс вследствие сокращения Земли или неравномерное растяжение в фазу ее расширения. Каков бы ни был этот механизм, в любом случае, если в сплошной среде перемещаются большие массы (теряющие, скажем, вследствие дифференциации не более 1—3% своего объема), то согласно принципу неразрывности, который лежит в основе механики сплошных сред, должны возникать замкнутые на себя потоки, т. е. ячеи циркуляции. Для перемещения массы большого объема вверх, вниз или в сторону (по горизонтали) нет свободного места, если не переместится масса такого же объема, находящаяся впереди нее. Позади движущейся массы также не образуется пустота. Это пространство тотчас заполняется другими массами, и, таким образом, вся система перемещений оказывается возможной только в непрерывной цепочке, в системе замкнутых на себя струй широкого сплошного потока. В силу постоянства объема в единицу времени через любую плоскость, пересекающую Землю, пройдет в одну сторону такой же объем вещества, как и в противоположную сторону. Через концентрическую сферическую поверхность при крупномасштабных движениях в мантии Земли также пройдет снизу вверх такой же объем вещества, как и сверху вниз (при $R = \text{const}$).

Возникающие внутри Земли крупномасштабные потоки циркуляции можно назвать, следуя Э. Краусу, батиреоном [Проблемы перемещения материков, 1963; Кропоткин, 1961а; Kraus, 1959]. Ближе к поверхности они могут породить ячеи циркуляции меньшего размера — гипореон. В коре не возникают ячеи полного круговорота (вращения на 360° около горизонтальной оси), как в ячеях циркуляции в мантии, но небольшие смещения под действием гипореонов (скажем, на $1-5^\circ$), вероятно, имеют место.

Без такого допущения трудно понять, каким образом в межгорных впадинах Закавказья и Средней Азии — областей, подвергающихся интенсивному сжатию, — возникают слабые землетрясения, которые характеризуются растяжением в очагах. Расчленение провинции бассейнов и хребтов на западе США на чередующиеся горсты и грабны и контрастные тектонических движений в интрагеосинклиналях и геоантиклиналях подвижных поясов также можно понять, если обратиться к модели гипореонов, оси симметрии которых параллельны простиранию главной зоны стока подкорковых течений батиреона.

В зонах срединных океанических хребтов на рис. 6 показан восходящий поток батиреона. Глубинный материал, вынесенный в нем вверх, имеет наиболее высокую температуру у оси батиреона. Естественно, здесь обособляются наиболее легкоплавкие, т. е. базальтовые магмы, близкие к пироксен-плагиоклазовой эвтектике по своему составу. В обстановке растяжения, связанной с дивергентностью, разделением ветвей потока, происходят внедрение и излияние таких магм, формирующих новую кору (спрединг океанического дна). Вследствие теплового расширения наиболее горячая приосевая часть батиреона — аномальная мантия первого типа — имеет пониженную плотность; поверхность земной коры над нею будет приподнята и образует срединный океанический хребет.

Перемещенный к области стока батиреон образует обширную деформационную призму, которая напоминает поперечное сечение воронки. В этой деформационной призме скапливается аномальная мантия второго типа, насыщенная сравнительно легким материалом — базальтовым и осадочно-метаморфическим, который был содран с поверхности литосферных плит, погружающихся в нее слева и справа. Внутри такой деформационной призмы могут возникнуть гипореоны, над восходящими ветвями которых образуются структуры растяжения — впадины внутренних и окраинных морей. Восходящие ветви таких гипореонов образуют мантийный диапир! [см. фиг. 5 в статье Д. Карига в кн.: Новая глобальная тектоника, 1974; Кропоткин, 1967].

Над нисходящими ветвями гипореонов или над главной зоной стока батиреона здесь образуются двусторонние орогены, антиклинории, рубцы, описанные О. Амферером и Э. Краусом. Как уже говорились, эти геологи уловили уже 50 лет назад в структуре альпийских складчатых систем эффект поглощения (Verschluckung), соответствующий засасыванию корней складчатых комплексов в области стока нисходящих подкорковых течений.

Накопление легкого материала ведет к общему разуплотнению, характерному для аномальной мантии II типа. Это, как мы говорили, доказывалось низким фоном гравианомалий Буге, пониженной скоростью волн под корой, повышенным коэффициентом их поглощения. Быстрое накопление легкого материала и разуплотнение мантии приводят к столь же быстрому поднятию, характерному, например, для молодых плоскогорий и активизированных хребтов средней части Азии, плато центральной части Анд Южной Америки, плато Колорадо в США и др.

Здесь же, по-видимому за счет переработки базальтового и осадочного материала, содранный с погружающихся океанических литосферных плит, выплавляется и выжимается вверх огромное количество гранитной магмы. Как мы уже упоминали, на образование 1 г гранита в таком процессе расходуется до 10 г базальта. Но масштабы конвекции, если подсчитать объем базальта, погруженного вместе с литосферными плитами под кору, настолько велики, что фактические соотношения между количеством мезозойско-кайнозойских гранитов и переработанных за это время базальтов вполне соответствуют требованиям экспериментальной петрологии.

На рис. 6 видно, что скорость течения v в батиреоне возрастает с глубиной в связи с сокращением поперечного сечения потока S (так как $vS = \text{const}$). Поэтому непосредственно под зоной Беньофа литосферная плита, погружившаяся на достаточную глубину, должна подвергаться растяжению. Такое растяжение на глубине 70—200 км недавно обнаружено при детальном изучении механизма очагов землетрясений в зоне Беньофа, которая выходит к поверхности Земли в Японском желобе.

В рассматриваемой схеме легко понять это различие в продвижении материковых и океанических границ трех областей «расползания» земной коры — Гондванской, Лавразийской и Тихоокеанской. Естественно, что древняя материковая платформа с ее «корнем» 400-километровой толщины и мощным легким гранитным слоем не может быть увлечена батиреоном так далеко в глубину, как это происходит с океанической литосферой. Соответственно платформа продвигается в горизонтальном направлении несколько дальше при движении батиреона (точнее, его приповерхностной части), нежели океаническая кора, которая легко «ныряет» под надвиг, т. е. под зону Беньофа. В результате деформационные призмы, которые ограничены с одной стороны океаном, а с другой — материковой платформой, всегда резко асимметричны. Так, под деформационную призму южноамериканских Анд Бразильская платформа поддвинута незначительно (на 30—100 км) по сравнению с поддвиганием с противоположной стороны обширной океанической плиты. По очагам глубоких землетрясений ее продвижение можно проследить на тысячу километров от Тихого океана к центру материка.

Та же легкость погружения океанической литосферы под надвиг привела к тому, что, несмотря на большую скорость движения литосферы от средних хребтов Тихого океана к его периферии в течение мезозоя и кайнозоя, общая поверхность Тихоокеанской области «расползания» земной коры за это время не только не увеличилась, а сократилась¹. В то же время, например, Гондванская область, нажимавшая на геосинклинальный периферический пояс своими платформенными массивами 400-километровой толщины (включая их «корни»), возросла по площади в 4 раза. Вообще наличие «корней континентов» — жестких блоков под платформами — чрезвычайно усложняет картину циркуляции (конвекции) в мантии.

Наконец, для полноты картины необходимо напомнить о характерной особенности вертикальных движений, выражающейся в их переменном, колебательном характере. Трудно отказать от мысли, что такие колебания представляют собой реакцию упругих, жестких платформенных пластин на боковое сжатие, связанное, может быть, с попеременным сокращением и увеличением земного радиуса или с изменением скорости подкорковых течений —

¹ По такой же причине, вероятно, сократилась до минимума поверхность верхнепалеозойско-мезозойского океана Тетис.

батиреона и гипореонов. Гравиметрические основания для трактовки таких деформаций, как упругих волнообразных изгибов, были уже давно сформулированы Э. Гленни, который предложил термин «коробление» земной коры (warping) [Кинг, 1967]. Подобная деформация должна облегчаться при наличии астеносферного слоя, способного в некоторой степени перетекать в горизонтальном направлении из-под прогибов в области поднятия и приводить к изостатической компенсации волнообразных изгибов.

Заканчивая наш обзор еще не решенных проблем геодинамики, следует подчеркнуть, что синтез основных закономерностей, касающихся горизонтальных и вертикальных движений, магматизма и общей геохимической эволюции, по-видимому, уже возможен, если принять за основу значительную подвижность блоков земной коры и вещества мантии Земли (подкорковые течения). Признавая значительный мобилизм коры и мантии, необходимо подчеркнуть, что современную теорию тектоники литосферных плит («новую глобальную тектонику») можно принимать лишь как первое, очень грубое приближение к реальной картине геодинамики. Как мы видели, из площади жестких литосферных плит, каждая из которых рассматривается как монолитное целое, по существу, необходимо исключить все подвижные пояса, ограниченные поддвигами с двух сторон. Если, не делая этого, мы все же получаем довольно правильную картину взаимного перемещения плит, то лишь потому, что один из этих поддвигов, обычно совпадающий с зоной Бенъофа, является гораздо более активным, чем другой. Пренебрегая скоростью смещения по менее активному поддвигу, который ограничивает деформационную призму с противоположной стороны (см. рис. 6), мы вносим упрощение, которое допустимо только для приближенных расчетов.

Кроме того, ясно, что в геодинамической модели необходимо учитывать механическую неоднородность самих литосферных плит — жесткость «источенной» мантии, которая прочно припаяна снизу к древним платформам (так называемые корни континентов толщиной около 400 км) [Jordap, 1978], и хрупкость или даже некоторую пластичность тонких литосферных плит в океанах, в особенности в окраинных частях плит, где кора образовалась в недавнем геологическом прошлом, например, на склонах срединных океанических хребтов.

Далее, необходимо оперировать в геодинамике не с отдельными плитами или парами плит, разделенными активным разломом, а с ансамблями плит. Такие ансамбли образуют три области «расползания» глыб земной коры — Гондванскую, Лавразийскую и Тихоокеанскую (см. рис. 5). Расположение осей спрединга внутри каждой из этих областей является фактом второстепенным по сравнению с общей картиной движения коровых масс от центра к периферии области в таких ансамблях. Это движение (в особенности в начале, например при распаде Гондваны в раннем мелу) напоминает образование так называемой структуры разбитой тарелки в кровле крупного соляного купола, который постепенно расширяется по площади, растекаясь в стороны. По мере раздвижения обломков кровли повторные инъекции соли проникают между ними в такой же временной последовательности (более поздние — по оси разрыва), как формируется океаническая кора при спрединге.

Геодинамические процессы усложняются, как подчеркивает А. В. Пейве, еще и тем, что на разных уровнях, на различной глубине скорость движения масс коры и мантии различна. Судя по расположению очагов землетрясений,

это вызывает срывы, смещения у основания земной коры (по поверхности Мохоровичича и глубже) и другие проявления дисгармонии в глубинной тектонике.

Существенным дефектом современной теории тектоники плит остается вопрос об основном источнике тектонических напряжений. Механизм тепловой конвекции не может создать напряжения такой величины, какая фактически наблюдается в подвижных поясах. «Очевидно, необходимо искать иные причины и механизмы тектонических движений. Возможно, дальнейшее сравнительное изучение планет солнечной системы, а также исследование на новом этапе космологических причин тектонических движений земной коры, предполагаемых многими учеными, даст правильный ответ на многие кардинальные вопросы геологии» [Пейве, 1977, с. 7].

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д.* Об основных геотектонических выводах В. В. Белоусова и В. Е. Ханина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 142—146.
- Ажгирей Г. Д.* Два генетических типа геосинклиальной складчатости.— Вестн. МГУ. Сер. 4 (геол.), 1960, № 6, с. 13—26.
- Ажгирей Г. Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935.
- Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966.
- Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.
- Артемьев М. Е., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я.* Корреляция новейшей тектоно-магматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 6, с. 1303—1306.
- Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979.
- Архангельский А. Д.* К вопросу о покровной тектонике Урала.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 105—111.
- Архангельский А. Д.* Геология и гравиметрия.— Труды/Науч.-исслед. ин-т геол. и минерал., 1933, вып. 1, с. 1—112.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. 3-е изд. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1941, т. 1.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В.* Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1, с. 3—33.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1933, т. 11, вып. 4, с. 323—348.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П., Кропоткин П. Н., Овчинников А. М.* Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
- Асланян А. Т.* Исследование по теории тектонической деформации Земли. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1955.
- Асланян А. Т.* Термо-гравитационный критерий изменения объема Земли.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, т. 29, № 3, с. 3—10.
- Афанасьев Ю. Т.* Система рифтов Западной Сибири: Тектоника и нефтегазоносность. М.: Наука, 1977.
- Баженов М. Л., Буртман В. С., Гурарий Г. З.* Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1137—1139.
- Байкальский рифт: Сб. статей. М.: Наука, 1968.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972.
- Башарин А. К., Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б.* и др. Структурные связи континентов в докембрии.— Геол. и геофиз., 1973, № 11, с. 3—14.
- Белостоцкий И. И.* Строение и формирование тектонических покровов. М.: Наука, 1978.
- Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В.* О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3, с. 3—18.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. 2-е изд. М.: Недра, 1962.
- Белоусов В. В.* Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов.— Геотектоника, 1967а, № 1, с. 3—14.

- Белюсов В. В.* О происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 19676, т. 42, вып. 5, с. 18—39.
- Белюсов В. В.* Структурная геология. 2-е изд., перераб. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Белюсов В. В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
- Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
- Берсенева И. И.* Как образовалось Японское море? — Природа, 1972, № 12, с. 52—59.
- Блохин А. А.* Новые данные о геологическом строении Южного Урала.— Бюл. МОИП. Отд.-ние геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 193—207.
- Богданов А. А., Высоцкий Б. П., Пушаровский Ю. М.* Основные черты истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат.— Труды МГРИ, 1954, т. 26, с. 111—137.
- Богданов А. А., Жуков М. М., Милановский Е. В., Павлинов В. Н.* Руководство по практическим занятиям по курсу «Общая геология». М.: Госгеолиздат, 1945. То же: 2-е изд., перераб. М.: Госгеолиздат, 1954.
- Богданов Н. А.* Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607—610.
- Борисов А. А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.
- Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974.
- Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. М.; Л.: ОНТИ, 1934.
- Буланже Ю. Д., Певнев А. К.* О состоянии и перспективах исследований современных движений земной коры на геодинамических полигонах СССР.— В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978, с. 4—7.
- Буртман В. С.* Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973.
- Валеев Р. Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978.
- Вахрамеев В. А.* Дрейф материков в свете палеоботанических данных.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 254—261.
- Вегенер А.* Возникновение материков и океанов. М.; Л.: Госиздат, 1925.
- Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3—17.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А.* О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли.— Геохимия, 1965, № 7, с. 779—790.
- Внутреннее строение Земли: Сб. статей. М.: ИЛ, 1949.
- Воронов П. С., Храмов А. Н.* Мобилистская реконструкция палеогеографии Гондваны.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1968, № 1, с. 59—63.
- Высоцкий Б. П.* Теория шарьяжей в русской геологической литературе и ее современное положение.— В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 7—33.
- Вульф Е. В.* Историческая география растений: История флор земного шара. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944.
- Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977.
- Гаркаленко И. А., Ушаков С. А.* Земная кора Курильского региона.— Сов. геол. 1978, № 11, с. 46—59.
- Генишфит Ю. С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977.
- Герт Г.* Геология Анд. М.: ИЛ, 1959.
- Гордасников В. Н., Троицкий В. Н.* Среднерусский авлакоген — стержневая структура Московской синеклизы.— Сов. геол., 1966, № 12, с. 50—58.
- Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г.* Реконструкция положения материков в фанерозе (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1978.
- Гравитация и относительность: Сб. статей. М.: Мир, 1965.
- Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977.
- Грачев А. Ф., Карасик А. М.* Разрастание океанического дна и тектоника Евразийского бассейна.— В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитого океана. Л.: НИИГА, 1974, с. 19—33.
- Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А.* Строение земной коры по геофизическим данным. М.: Наука, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 98).
- Гутенберг Б.* Физика земных недр. М.: ИЛ, 1963.
- Деменцкая Р. М.* Кора и мантия Земли. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1975.
- Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры: Сб. статей. М.: Мир, 1966.
- Дрейф континентов: Сб. статей. М.: Наука, 1976.
- Жинью М.* Стратиграфическая геология. М.: ИЛ, 1952.
- Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 232).

- Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 3—12.
- Земная кора: Сб. статей. М.: ИЛ, 1957.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралес В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
- Изогастия. М.: Наука, 1964. (МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 12).
- Исаев Е. Н., Ушаков С. А., Гайнанов А. Г.* Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 69—83.
- Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974.
- Карта новейшей тектоники СССР. М-б 1 : 5 000 000/Под ред. Н. И. Николаева, С. С. Шульца. М.: М-во геол. и охраны недр СССР, АН СССР и др., 1959.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М-б 1 : 10 000 000/Ред. Ю. А. Мещеряков. М.: ГУГК СССР, 1973.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (Юг Европы, Западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Колотухина С. Е.* Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах Южного полушария. М.: Наука, 1977.
- Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.
- Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М.: Недра, 1974.
- Красный Л. И.* Геоблоки и тектоника плит.— Геофиз. сб. Киев: Наук. думка, 1976, вып. 70, с. 56—63.
- Кришнан М. С.* Геология Индии и Бирмы. М.: ИЛ, 1954.
- Криштофович А. Н.* Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 3, с. 383—404.
- Кропоткин П. Н.* Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 89—104.
- Кропоткин П. Н.* О происхождении складчатости.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1950, т. 25, вып. 5, с. 3—29.
- Кропоткин П. Н.* Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1, с. 38—62.
- Кропоткин П. Н.* Происхождение материков и океанов.— Природа, 1956, № 4, с. 31—42.
- Кропоткин П. Н.* Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1958, т. 33, вып. 4, с. 57—86.
- Кропоткин П. Н.* Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960а, с. 80—88. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 18).
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960б, № 12, с. 3—25.
- Кропоткин П. Н.* «Неомобилизм» и региональная геотектоника: Рецензия на книгу Крауса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961а, № 6, с. 112—116.
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— Сов. геол., 1961б, № 5, с. 16—38.
- Кропоткин П. Н.* Критика некоторых тектонических теорий фиксизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964а, № 6, с. 10—40.
- Кропоткин П. Н.* Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964б, с. 72—96.
- Кропоткин П. Н.* Механизм движений земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 25—40.
- Кропоткин П. Н.* О возрасте и происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1968, т. 43, вып. 5, с. 23—38.
- Кропоткин П. Н.* Проблема дрейфа материков (мобилизма).— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 3, с. 3—18.
- Кропоткин П. Н.* Возможная роль космических факторов в геотектонике.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 30—46.
- Кропоткин П. Н.* Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 238—253.
- Кропоткин П. Н.* Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 51—68.
- Кропоткин П. Н.* Сейсмичность, связанная с изломом погружающейся литосферной плиты (субдукция).— Геотектоника, 1978, № 5, с. 3—8.
- Кропоткин П. Н., Валаев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А.* Глубинная тектоника древних платформ

- Северного полушария. М.: Наука, 1971. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 209).
- Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Глубинные сейсмичные разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 311—314.
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повалов-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. М.: Изд-во МГУ, 1958.
- Кропоткин П. Н., Фролов Б. Н. Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии.— В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 86—91.
- Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1941.
- Кузнецов Е. А., Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1926, т. 4, вып. 1—2, с. 21—38.
- Ларионов Л. В. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига.— Геотектоника, 1975, № 3, с. 105—108.
- Ле Пишон Кс., Францито Ж., Боннин Ш. Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
- Личков Б. Л. Движение материков и климаты прошлого Земли. 2-е изд. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
- Ломизе М. Г. Размещение офиолитовых зон Среднего Востока.— В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. М.: Изд. Ун-та Дружбы народов, 1977, вып. 2, с. 74—89.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
- Люстих Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6, с. 113—123.
- Люстих Е. Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 3, с. 1—8.
- Люстих Е. Н. Тектоника глубоких частей земной коры по гравиметрическим данным.— Труды/Геофиз. ин-т АН СССР, 1955, № 26, с. 153—159.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы.— Труды/Геофиз. ин-т АН СССР, 1957, № 38, с. 1—91.
- Люстих Е. Н. Критика геотектонической контракционной гипотезы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. (Труды/Ин-т физики Земли АН СССР; № 3 (170)).
- Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 11, с. 1542—1549.
- Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1965, т. 40, вып. 1, с. 5—27; № 2, с. 5—21.
- Люстих Е. Н. Расчеты для тектоники плит.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 924—927.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. М.: Геодезиздат, 1953.
- Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.— Вопр. космогонии, 1958, т. 6, с. 5—38.
- Магницкий В. А. Зонная плавка как механизм образования земной коры. Физический аспект проблемы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11, с. 3—8.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, 1952. Ч. 2.
- Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав.— Вестн. МГУ. Сер. 4 (геол.), 1975, № 1, с. 3—24.
- Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М. Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4, с. 72—87.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М.: ИЛ, 1963.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
- Милановский Е. Е. Пульсации и расширение Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое.— Природа, 1978, № 7, с. 22—34.
- Мокишанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гудков А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М.: Наука, 1968.
- Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977.
- Муратов В. М. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. (Тектоника СССР; Т. 2).
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1957, т. 32, вып. 5, с. 55—70.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектономагматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 2. Проблемы металлогении областей тектономагматической активизации, с. 41—55.
- Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М.: Наука, 1973.

- Нехорошев В. П.* Основные гипотезы тектогенеза и их противоречия.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 85, с. 7—25.
- Никонов А. А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.
- Обручев В. А.* Геологический обзор Сибири. М.: Госиздат, 1927.
- Обручев В. А.* Геология Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1935—1938. Т. 1—3.
- Обручев В. А.* Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 2—30.
- Основные проблемы рифтогенеза: Сб. статей. Новосибирск: Наука, 1977.
- Островные дуги: Сб. статей. М.: ИЛ, 1952.
- Павловский Е. В.* Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25—38.
- Павловский Е. В.* О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 82—89.
- Парийский Н. Н., Кузнецов М. В., Кузнецова Л. В.* О влиянии океанических приливов на вековое замедление вращения Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 2, с. 3—12.
- Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—72. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геол. Probl. 18).
- Пейве А. В.* Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 35—54.
- Пейве А. В.* Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— Геотектоника, 1965, № 1, с. 30—37.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей: Сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3, с. 3—13.
- Пейве А. В.* Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6, с. 3—13.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
- Пейве А. В., Янин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейб Н. А.* Становление континентальной земной коры Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Петров В. П.* Магма и генезис магматических горных пород. М.: Наука, 1972.
- Петрова Г. Н., Храмов А. Н.* Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 4, с. 65—83.
- Петрушевский Б. А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М.: Наука, 1964.
- Плюснин К. П.* Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала, их возраст и структурное положение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4, с. 133—137.
- Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973.
- Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968.
- Проблемы перемещения материков. М.: ИЛ, 1963.
- Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976.
- Пучков В. Н.* О проблеме перемещения континентов.— Геотектоника, 1965, № 6, с. 95—110.
- Пуцаровский Ю. М.* Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
- Равич М. Г.* Геология Антарктиды — ключ к проблеме Гондваны.— Природа, 1973, № 6, с. 56—64.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.
- Рудич Е. М.* Атлантический океан и дрейф континентов. М.: Наука, 1977.
- Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 223).
- Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. 2-е изд. перераб. и доп. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968.
- Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.
- Страхов Н. М.* Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии.— Сов. геол., 1945, № 6, с. 3—14.
- Страхов Н. М.* Основы исторической геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1948. Т. 1—2.
- Страхов Н. М.* Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 3, с. 3—25.

- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 179).
- Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материи. М.: Мир, 1973.
- Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973.
- Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1976.
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1: 5000000/Ред. А. Л. Яншин. М.: ГИН АН СССР, ГУТК СССР, 1966.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. М.: Л.: ОНТИ, 1934.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли. М.: ВИНТИ, 1976. (Итоги науки и техн. Сер. Физика Земли; Т. 3).
- Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972.
- Хаин В. Е. Происходит ли научная революция в геологии? — Природа, 1970, № 1, с. 7—19.
- Хаин В. Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 99—112.
- Хаин В. Е. Геология на новых рубежах. — Природа, 1973а, № 4, с. 68—75.
- Хаин В. Е. Общая тектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1973б.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1932, т. 10, вып. 3, с. 428—460.
- Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, с. 86—99.
- Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974. (Труды/ВНИГРИ; Вып. 335).
- Храмов А. Н., Шолло Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1973.
- Чудинов А. В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена. — Геол. журн. АН УССР, 1976, т. 36, вып. 1, с. 123—127.
- Чудинов Ю. В. Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники». — Геотектоника, 1976, № 4, с. 16—36.
- Шатский Н. С. О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1925, т. 3, вып. 1—4, с. 305—344.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: Изд-во МОИП, 1945.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 7—21.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 37—56.
- Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские климатические зоны Восточной Азии. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1954, т. 29, вып. 6, с. 27—49.
- Шейнманн Ю. М. Место Атлантического и Индийского океанов в формировании структур Земли. — Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 4, с. 779—781.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959. (Труды/ВНИИ-Г. Геол.; Вып. 49).
- Шейнманн Ю. М. Значение океанов Атлантического типа для развития структур Земли. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1961, т. 36, вып. 2, с. 29—38.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М.: Недра, 1968.
- Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1973, т. 48, вып. 5, с. 5—28; 1974, т. 49, вып. 1, с. 5—26.
- Штауб Г. Механизм движений земной коры. Л.: ГОНТИ, 1938.
- Штейнберг Я. С. Что же такое гранит? — Природа, 1974, № 3, с. 63—71.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 104—115.
- Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—35.
- Яншин А. Л., Артошников Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
- Age of the ocean basin. 1974. Compiled by W. C. Pitman, R. L. Larson, E. M. Herron. Copyright: Geol. Soc. Amer., 1974.
- Ahmad F. A. Glaciation and Gondwanaland. — Rec. Geol. Surv. India, 1960, vol. 86, pt. 4, p. 637—674.
- Ahmad F. A. Current drift in the theory of continental drift. — In: Proc. symp. Upper Mantle Project, Jan. 1967. Hyderabad (India), 1967, Sect. 7, p. 481—511.
- Bemmelen R. W. van. On Mega-undations: a new model for the earth's evolution. —

- Tectonophysics, 1966, vol. 3, N 2, p. 83—127.
- Beurlen L.* La paleogéographie du continent de Gondwana.— Congr. Geol. Intern., Alger, 1952. Compt. rend. IX sess., 1954, fasc. 15, p. 167—192.
- Billington S., Isacks B. G., Barazangi M.* Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu-Kush-Pamir region: A contorted Benioff zone.— *Geology*, 1977, vol. 5, N 11, p. 699—704.
- Bird P., Toksöz M. N.* Strong attenuation of Rayleigh wave in Tibet.— *Nature*, 1977, vol. 266, N 5598, p. 161—163.
- Briden J. C.* Paleomagnetic polar wander curve for Africa.— In: *Paleogeophysics*. London; New York: Acad. Press, 1970, p. 277—289.
- Briden J. C., Drewry G. E., Smith A. G.* Phanerozoic equal-area world maps.— *J. Geol.*, 1974, vol. 82, N 5, p. 555—574.
- Bucher N. H.* The deformation of the Earth's crust. Princeton (USA), 1933.
- Bullard E. C.* Continental drift.— *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 1964, vol. 120, N 477, pt 1, p. 1—33.
- Bullard E., Everett J. E., Smith A. G.* The fit of the continents around the Atlantic.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A*, 1965, vol. 258, N 1088, p. 41—51.
- Carey S. W.* Wegener's South America—Africa assembly: fit or misfit?— *Geol. Mag.*, 1955, vol. 92, N 3, p. 196—200.
- Carey S. W.* The expanding Earth — an essay review.— *Earth Sci. Rev.*, 1975, vol. 11, N 2, p. 105—143.
- Dietz R. S., Sproll W. R.* Fit between Africa and Antarctica. A continental drift reconstruction.— *Science*, 1970, vol. 167, N 3925, p. 1612—1614.
- Du Toit A. L.* Our wandering continents. Edinburgh; London, 1937.
- Embleton B. J., Valencio D. A.* Palaeomagnetism and the reconstruction of Gondwanaland.— *Tectonophysics*, 1977, vol. 40, N 1/2, p. 1—12.
- Farhudi G., Karig D. E.* Makran of Iran and Pakistan as an active arc system.— *Geology*, 1977, vol. 5, N 11, p. 664—668.
- Glennie K. W., Boeuf M. G. A., Hughes Clarke M. W., Moody—Stuart, Pilaar W., Reinhardt B.* Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1973, vol. 57, N 1, p. 5—27.
- Gordon R. G., Cox A., Harter C. E.* Absolute motion of an individual plate estimated from its ridge and trench boundaries.— *Nature*, 1978, vol. 274, N 5673, p. 752—755.
- Hast N.* Global measurement of absolute stress.— *Philosoph. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A*, 1973, vol. 274, N 1239, p. 409—419.
- Hospers J., Van Andel S. J.* Paleomagnetism and tectonics. A review.— *Earth. Sci. Rev.*, 1969, vol. 5, N 1, p. 5—44.
- Hsiu K. J.* Tethys and Mediterranean.— In: *25th Intern. Geol. Congr. Abstrs.* Sydney, 1976, vol. 1, p. 89—90.
- Hurley P. M., Rand J. R.* Pre-drift continental nuclei.— *Science*, 1969, vol. 164, N 3885, p. 1229—1242.
- Irving E.* Drift of the major continental blocks since the Devonian.— *Nature*, 1977, vol. 270, N 5635, p. 304—309.
- Jordan T. H.* Composition and development of the continental tectosphere.— *Nature*, 1978, vol. 274, N 5672, p. 544—548.
- Kanamori H.* Great earthquakes at island arcs and the lithosphere.— *Tectonophysics*, 1971, vol. 12, N 3, p. 187—198.
- Kanamori H.* Quantification of earthquakes.— *Nature*, 1978, vol. 271, N 5644, p. 411—414.
- Kraus E.* Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin: Akad.-Verl., 1951.
- Kraus E.* Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin: Akad.-Verl., 1959.
- Laird M. G., Cooper R. A., Jago J. B.* New data on the Lower Paleozoic sequence of northern Victoria Land, Antarctica and its significance for Australian—Antarctic relations in the Paleozoic.— *Nature*, 1977, vol. 265, N 5590, p. 107—110.
- Le Pichon X., Sibuet J. C., Francheteau J.* The fit of continents around the North Atlantic ocean.— *Tectonophysics*, 1977, vol. 38, N 3/4, p. 169—207.
- Lyttleton R. A.* On the phase—change hypothesis of the structure of the Earth.— *Proc. Roy. Soc. London*, 1965, vol. 287, p. 471—493.
- Lyttleton R. A.* Relation of a contracting Earth to the apparent accelerations of the Sun and the Moon.— *Moon*, 1976, vol. 16, N 1, p. 41—58.
- McElhinny M. W.* Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge Univ. Press, 1973.
- McElhinny M. W., Taylor S. R., Stevenson D. J.* Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to changes in the gravitational constant.— *Nature*, 1978, vol. 271, № 5643, p. 316—321.
- Molnar P., Tapponier P.* The collision between India and Eurasia.— *Sci. Amer.*, 1977, vol. 236, N 4, p. 30—41.
- Mörner N. A.* Past and present uplift in Sweden: Glacial isostasy, tectonism and bedrock influence.— *Geol. fören. förhandl.*, Stockholm, 1977, vol. 99, pt 1, N 568, p. 48—54.
- Owen H. G.* Continental displacement and expansion of the Earth during the Mesozoic and Genozoic.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A*, 1976, vol. 281, N 1303, p. 223—291.

- Press F., Briggs P.* Chandler wobble, earthquakes, rotation and geomagnetic changes.— *Nature*, 1975, vol. 256, N 5515, p. 270—273.
- Ranalli G., Chandler T. E.* The stress field in the upper crust as determined from in situ measurements.— *Geol. Rdsch.*, 1975, Bd. 64, Hf. 2, S. 653—674.
- Ries A. C.* The opening of the bay of Biscay: A Review.— *Earth Sci. Rev.*, 1978, vol. 14, N 1, p. 35—63.
- Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott Ch.* The paleobathymetry of the Atlantic ocean from the Jurassic to the present.— *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 5, p. 509—522.
- Smith G., Hallam A.* The fit of the Southern continents.— *Nature*, 1970, vol. 225, N 5228, p. 139—144.
- Steiner G.* An expanding Earth on the basis of sea-floor spreading and subduction.— *Geology*, 1977, vol. 5, N 5, p. 313—318.
- Subduction zones, mid ocean ridges, oceanic trenches and geodynamics.— *Tectonophysics. Spec. Iss.*, 1977, vol. 37, N 1, p. 1—246.
- Sykes L. R., Sbar M. L.* Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics.— *Nature*, 1973, vol. 245, N 5424, p. 298—302.
- Tapponier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large scale continental tectonics.— *Nature*, 1976, vol. 264, N 5584, p. 319—324.
- Toksöz M.* The subduction of the lithosphere.— *Sci. Amer.*, 1975, vol. 233, N 5, p. 88—98.
- Trifonov V. G.* Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 89, N 7, p. 1059—1072.
- Umbgrove J. H. F.* The pulse of the Earth. 2nd ed. The Hague, 1947.
- Van der Voo R.* Paleomagnetic studies of Mediterranean microplates.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1977, vol. 58, N 12, p. 1126.
- Zijderveld J. D. A., Hazen G. J. A., Nardin M., Van der Voo R.* Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results.— *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, N 516, p. 639—661.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ

5

А. С. Новикова

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

7

Н. А. Штрейс, М. С. Марков, А. А. Моссаковский

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

29

А. В. Пейве

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

95

Ю. М. Пущаровский

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ОКЕАНОВ

123

П. Н. Кропоткин

ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

176

CONTENTS

FOREWORD

5

A. S. Novikova

TECTONICS OF THE OLD PLATFORM BASEMENT

7

N. A. Shtreis, M. S. Markov, A. A. Mossakovsky

TECTONICS OF FOLDED STRUCTURES

29

A. V. Peive

DEEP-SEATED FAULTS

95

Yu. M. Pushcharovsky

PROBLEMS OF OCEANIC TECTONICS

123

P. N. Kropotkin

PROBLEMS OF GEODYNAMICS

176

УДК 551.24

Тектоника фундамента древних платформ. Новикова А. С. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 7—28.

Рассмотрены основные направления исследований по тектонике докембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Эволюция представлений о структуре раннего докембрия показана на примерах анализа тектонических схем А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Е. В. Павловского, М. В. Муратова и других исследователей. Рассмотрены также основные положения современных представлений о структуре фундамента древних платформ Евразии, изображенных на тектонической карте, составленной большим коллективом геологов Геологического института АН СССР.

Ил. 6. Библиогр. 47 назв.

УДК 551.24

Тектоника складчатых сооружений. Штрейс Н. А., Марков М. С., Моссаковский А. А. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 29—94.

Рассмотрены основные научные идеи о тектонике и развитии складчатых сооружений, высказанные и разработанные учеными Геологического института АН СССР за 50-летний период его существования. В 30—50-е годы основные тектонические исследования были связаны с разработкой геосинклинальной теории и учением о геологических формациях и направлены на решение главных проблем региональной тектоники СССР.

В 60-е годы научные исследования в области тектоники складчатых сооружений проводились с целью разработки трех главнейших проблем: 1) пространственные и хронологические закономерности основных структур земной коры; 2) горизонтальные движения земной коры и их роль в формировании складчатых сооружений; 3) структурное положение магматических и метаморфических образований, их эволюция и роль в геосинклинальном процессе.

На рубеже 60-х и 70-х годов в ГИИ возникло новое научное направление в теоретической тектонике, связанное с выявлением в структуре складчатых сооружений континентов океанической коры геологического прошлого и изучением тех фундаментальных структурно-тектонических и вещественных преобразований, которые она испытала в процессе преобразования в континентальную.

Ил. 7. Библиогр. 214 назв.

УДК 551.243

Глубинные разломы. Пейве А. В. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 95—122.

Рассмотрено развитие взглядов на глубинные разломы. Подробно выясняется роль глубинных разломов в процессах больших латеральных перемещений блоков и пластин литосферы в условиях ее тектонического расщепления, деструкции и скупивания.

Ил. 8. Библиогр. 50 назв.

УДК 551.24; 551.46

Проблемы тектоники океанов. Пущаровский Ю. М. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 123—175.

Новейшие геологические исследования в океанах существенно дополнили имевшиеся ранее геофизические данные о строении океанической земной коры и одновременно выдвинули ряд новых проблем: разделение глубоководных осадочных формаций на ортоокеанические и параокеанические; вероятное петрохимическое различие базальтов второго слоя Тихого океана, с одной стороны, и молодых океанов — с другой; пространственная связь тектонических регионов и геохимических провинций и т. д. Анализ тектонических движений океанского дна указывает на большое их разнообразие. Тектоническая динамичность земной коры под океанами весьма значительна, однако структурные формы океанского дна весьма специфичны. Тектоническое районирование океанов позволяет заключить о большом различии в их геологической истории, а также составляющих их крупных естественных регионов. Обсуждается гипотеза тектонической асимметрии Земли.

Ил. 6. Библиогр. 134 назв.

УДК 551.2 (41; 42); 551.24 (01; 03)

Проблемы геодинамики. Кропоткин П. Н. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 176—247.

В первой части рассмотрено развитие геодинамики за рубежом и в СССР в течение 1930—1978 гг. Показано, как постепенно завоевала признание концепция, отводящая главную роль горизонтальным движениям земной коры в тектонических процессах (образование шарьяжей, сдвигов, дрейф материков, современная теория тектоники плит).

Во второй части освещены нерешенные проблемы геодинамики и возможные пути к их решению. Палеомагнетизм, палеоклиматы и геологические связи дают достаточно оснований для реконструкции прежнего расположения материков, но основные причины тектонических движений еще не выяснены. Рассмотрена геодинамика процессов субдукции литосферных плит, вертикальные движения (неотектоническое поднятие плоскогорий и пр.), напряженное состояние земной коры, тектонические закономерности кислого (гранитного) и основного (базальтового) магматизма и физические основы различных геотектонических гипотез (конвекция и гравитационная дифференциация в мантии, изменение радиуса Земли).

Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 268 назв.

ТЕКТНИКА
В ИССЛЕДОВАНИЯХ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
АН СССР

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства

А. В. КОПП

Художник

А. А. КУЩЕНКО

Художественный редактор

И. Ю. НЕСТЕРОВА

Технический редактор

И. Н. ЖМУРКИНА

Корректоры

Д. Ф. АРАПОВА.

Л. И. ХАРИТОНОВА

ИБ № 17132

Сдано в набор 2.11.79.

Подписано к печати 18.02.80.

Т-03941. Формат 70×100¹/₁₆.

Бумага типографская № 2.

Гарнитура литературная.

Печать высокая.

Усл. печ. л. 21. Уч.-изд. л. 23.

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 2522.

Цена 4 р.

Издательство «Наука»

117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»

121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

**В издательстве «Наука»
в связи с 50-летием
Геологического института АН СССР
готовятся к печати книги:**

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР. Развитие института, его научные школы и библиография трудов. 3 р. 40 к.

ЛИТОЛОГИЯ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР. 3 р. 30 к.

СТРАТИГРАФИЯ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР. 4 р. 90 к.

Заказы просим направлять в магазины «Академкнига»:

- | | | | |
|--------|--|--------|---|
| 480091 | Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97. | 117312 | Москва, ул. Вавилова, 55/7. |
| 370005 | Баку, ул. Джапаридзе, 13. | 630090 | Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22. |
| 320005 | Днепропетровск, проспект Гагарина, 24. | 630076 | Новосибирск, 91, Красный проспект, 51. |
| 734001 | Душанбе, проспект Ленина, 95. | 620151 | Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137. |
| 375009 | Ереван, ул. Туманяна, 31. | 700029 | Ташкент, ул. 50 лет Узбекистана, 11. |
| 664033 | Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 289. | 700029 | Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73. |
| 252030 | Киев, ул. Ленина, 42. | 700100 | Ташкент, ул. Шота Руставели, 43. |
| 277012 | Кишинев, ул. Пирогова, 28. | 634050 | Томск, наб. реки Ушайки, 18. |
| 433900 | Крамагорск, ул. Марата, 1. | 450075 | Уфа, Коммунистическая ул., 49. |
| 433002 | Куйбышев, проспект Ленина, 2. | 450075 | Уфа, проспект Октября, 129. |
| 192104 | Ленинград, Литейный проспект, 57. | 720001 | Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42. |
| 199164 | Ленинград, Университетская наб., 5. | 310003 | Харьков, Уфимский пер., 4/6. |
| 199004 | Ленинград, 9 линия, 16. | | |
| 103009 | Москва, ул. Горького, 8. | | |

3229

45 Cooper
B