

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. П. ХЕРАСКОВ

**НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ
В СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ
СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА — 1963 г.



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

N. P. KHERASKOV

CERTAIN GENERAL LAWS
IN THE STRUCTURE
AND DEVELOPMENT
OF THE EARTHS CRUST

(Transactions, vol. 91)

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MOSCOW 1963

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. П. ХЕРАСКОВ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ
В СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ
СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(Труды, вып. 91)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
М. С. МАРКОВ, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

академик *А. Л. ЯНШИН*

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member Academy of Sciences of USSR *A. V. PEIVE* (Chief Editor),
M. S. MARKOV, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

Responsible Editor

Academician *A. L. YANSHIN*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В течение почти полутора столетий картографическим результатом геологических исследований были геологические карты. Само их название подтверждает, что иной способ показа геологических материалов не мыслился. На древнейших геологических («геогностических») картах изображался состав пород, выходящих в том или ином месте на земную поверхность. По мере развития стратиграфии на этих картах стали показывать не состав, а относительный возраст осадочных пород. Лишь магматические образования, лишенные остатков ископаемой фауны и флоры, долго изображались в соответствии с их составом. Однако с развитием методов абсолютной геохронологии все шире применяется расчленение по возрасту и магматических пород.

Иногда геологические карты совмещали с литологическими. Иногда составлялись специализированные карты (например, четвертичных отложений или магматических комплексов). Однако во всех случаях это были карты, изображавшие геологическое строение самых верхних слоев земной коры, по существу — карты возраста и состава горных пород, выходящих на дневную поверхность.

В последние десятилетия содержание накапливаемых геологических материалов качественно изменилось. В огромных масштабах стало развиваться бурение, в том числе глубокое, в основном связанное с поисками залежей нефти и газа. В равнинных областях осадочный чехол сейчас сравнительно хорошо изучен до глубины нескольких километров.

Геофизические съемки различного типа, а в особенности сейсмические профили, позволили получать данные о строении еще более глубоких слоев земной коры и прослеживать по площади характер изменения глубины залегания опорных горизонтов. Очень много сделано для выяснения истории развития складчатых областей и возраста магматической деятельности в их пределах. Появилось представление о «структурных этажах» складчатых зон, которые характеризуют определенные этапы их развития и границы которых далеко не всегда совпадают со стратиграфическими, а иногда даже секут их.

Весь этот принципиально новый геологический материал требовал новых способов картографического обобщения для своего анализа и синтеза. Таким новым способом обобщения стали тектонические карты, составление которых началось почти одновременно в разных странах в конце 40-х годов. В СССР инициатором этих работ был академик Н. С. Шатский. Под его руководством были составлены первые тектонические карты СССР, опубликованные в 1952 и 1956 гг. Вторая из них была удостоена Ленинской премии и получила «Grand prix» на Всемирной выставке в Брюсселе в 1958 г. Это действительно крупный вклад в сокровищницу мировой науки, по достоинству оцененный и у нас, и за рубежом.

По решению Международного геологического конгресса к 1960 г. под руководством Н. С. Шатского было закончено составление международной тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000. По его же инициативе в 1958 г. в Геологическом институте АН СССР было начато составление тектонической карты Евразии с целью выявить закономерности развития структур в пределах большого и разнообразного по строению «куска» земной коры.

В составлении всех указанных карт Н. П. Херасков принимал деятельное участие.

За последние пять-шесть лет составлением тектонических карт энергично занялись и другие учреждения. Появились тектонические карты Сибирской платформы, Азербайджана, Молдавии, Башкирии, Украины, запада Средней Азии, Памира. В Ленинграде (ВСЕГЕИ) закончено составление тектонической карты всей территории СССР в масштабе 1 : 2 500 000.

«Увлечение» тектоническими картами отнюдь не случайно и вполне оправдано. Оказалось, что они не только позволяют обобщить новые геологические материалы, не отражавшиеся на геологических картах, но и являются неоценимой основой для составления карт закономерностей размещения различных полезных ископаемых, а следовательно, и карт прогноза их поисков. Уже первые тектонические карты СССР были использованы в этом отношении широко и с успехом. Более детальные тектонические карты отдельных областей СССР принесут еще больше пользы при решении вопросов практической геологии.

Однако до сих пор единой методики составления тектонических карт нет. Это и понятно: тектонические карты — дело новое. Кроме того, сама методика их составления неизбежно должна изменяться в зависимости от масштаба карт. Даже при одинаковом масштабе разные исследователи несколько по-разному подходят к изображению структуры и истории развития земной коры — основного содержания всех тектонических карт.

Поэтому сейчас особенно необходимы крупные теоретические исследования, анализирующие закономерности строения и развития земной коры, разрабатывающие основные вопросы методики и, я бы даже сказал, методологии составления тектонических карт.

Именно таким исследованием можно считать монографию Н. П. Хераскова.

Попытки дать общий анализ структуры земной коры делались неоднократно и раньше; их разбирает автор монографии. Однако в связи с конкретной задачей составления тектонических карт перед таким анализом были поставлены новые цели и выдвинут ряд методических вопросов, которые раньше не рассматривались, прежде всего вопросов о принципах тектонического районирования.

Монография Н. П. Хераскова состоит из двух частей.

В первой части автор анализирует принципы тектонического районирования континентов. При этом он широко применяет формационный анализ, основы которого разработаны в трудах Н. С. Шатского, выделяет главные классы формаций, обусловленные разным тектоническим режимом земной коры, разбирает возможности использования анализа формаций для определения границ крупных структурных элементов. Одновременно он рассматривает принципы районирования по чисто структурным признакам и случаи несоответствия между районированием по структурным и формационным признакам.

Во второй части монографии дается общий анализ структур земной коры и особенно закономерностей их расположения, включая не только материковые, но и океанические области, разбираются принципиальные отличия Атлантического и Тихоокеанского сегментов земной коры и их структурные взаимоотношения.

Монография Н. П. Хераскова интересна не только широтой круга рассматриваемых в ней вопросов тектоники земной коры, но и методологическими предпосылками их разбора.

Эволюционное учение, столетие существования которого в биологии мы отмечали в 1959 г., не коснулось в начале его возникновения так называемой «мертвой» природы. Геология еще не имела своего Чарльза Дарвина. В геологии до недавнего времени безраздельно продолжали господствовать принципы его старшего современника Чарльза Ляйеля, согласно которым на Земле с древнейших времен до наших дней не действовали никакие другие причины, кроме тех, которые ныне действуют, причем действие их всегда проявлялось с той же энергией, которую они проявляют ныне.

История Земли рисовалась как изменение места приложения тех или иных неизменных в своем существовании геологических процессов. В разное время в разных местах возникали геосинклинальные прогибы, накапливались толщии осадочных и вулканогенных пород, происходила складчатость, вторгались интрузии гранитоидов, образовывались горные сооружения, они подвергались денудации и после нового погружения местами перекрывались платформенным чехлом. Но считалось, что все эти и многие другие геологические процессы во все времена истории Земли протекали принципиально одинаково, по одним и тем же схемам, с местными и несущественными изменениями. Лишь когда речь заходила о древнейших эпохах существования земной коры, о «глубоком докембрии», довольно неопределенно предполагалось, что тогда все могло быть существенно иначе. Подобная концепция, известная под названием «принципа актуализма», давно начала вступать в противоречие с фактами. Она противоречила и принципу развития всего существующего, с неизбежностью вытекающему из законов диалектического материализма.

Однако только в 1952 г. в резолюции Всесоюзного совещания по литологии осадочных пород советские геологи впервые осудили «принцип актуализма» и декларировали необходимость изучать геологические процессы в их историческом развитии. С тех пор прошло десять лет, однако для конкретного изучения истории развития геологических процессов сделано еще очень мало. До сих пор установленные для одной эпохи условия образования какого-нибудь полезного ископаемого считаются неизменными и существовавшими всегда. В ряде случаев эти условия действительно существуют геологически длительно. Однако в других случаях они изменяются сравнительно быстро, и признание их неизменности приводит к ошибкам в прогнозе поисков полезных ископаемых, а следовательно, к крупным нецелесообразным затратам.

В области тектоники признание качественной неизменности геологических процессов приводило к попыткам создания «универсальной» схемы развития геосинклинальных областей, с небольшими изменениями применимой ко всем эпохам и к любым областям земной коры. Отсюда родилось представление о «циклах» геосинклинального развития, будто бы имеющих даже приблизительно одинаковую продолжительность.

Монография Н. П. Хераскова интересна тем, что в ней последовательно проводится противоположная и, с моей точки зрения, более правильная мысль о значительном качественном изменении всех тектонических процессов во времени. Автор подробно разбирает формационные и структурные отличия геосинклинальных процессов в разные эры существования Земли начиная с рифейской и столь же подробно рассматривает отличия складчатых сооружений, возникавших в разные эпохи. При этом он отказывается от традиционных представлений о существовании одновременных планетарных эпох складчатости, разделенных эпохами относительного тектонического покоя, и приводит убедительный материал в пользу того, что этот процесс в масштабе планеты непрерывный, и что могут быть на-

мечены лишь довольно условные хронологические рубежи, разделяющие его качественно различные этапы.

Важно то, что Н. П. Херасков рассматривает тектонические процессы как изменяющиеся не только во времени, но и в пространстве.

Представление о принципиальных различиях развития «Тихоокеанского» и «Атлантического» сегментов земной коры не ново. О нем писали и В. И. Вернадский, и Н. С. Шатский, и ряд зарубежных геологов, однако Н. П. Херасков впервые дает глубокий анализ этих различий и показывает в своей работе структурные взаимоотношения обоих сегментов.

В монографии Н. П. Хераскова, очень широкой по объему рассмотренного материала, многие частные положения несомненно спорны. Я сам далеко не во всем могу согласиться с ним, и, например, считаю, что он чересчур расширил класс орогенных формаций, отнеся к нему и такие отложения, которые я бы считал типичными платформенными (пермь и триас Германии, мезозой и палеоген Средней Азии). Я не согласен с ним в трактовке тектонического строения многих участков океанического ложа, а также в вопросе о возрасте складчатости некоторых горных сооружений (например, Станового хребта). Однако эти и другие расхождения во взглядах, естественные при современном состоянии наших знаний, не могут умалить большого научного значения монографии Н. П. Хераскова и принципиальной правильности его подхода к анализу структуры и истории развития земной коры.

Я полагаю, что выход в свет книги Н. П. Хераскова будет встречен советскими геологами с большим интересом и что по вопросам, которые в ней поставлены, возникнет оживленная дискуссия. Широкое обсуждение этих вопросов несомненно будет способствовать выработке правильных представлений об истории развития земной коры, что крайне важно для обоснованного прогноза поисков большинства полезных ископаемых.

Академик А. Л. Яншин

*Памяти
Николая Сергеевича
Шатского*

ВВЕДЕНИЕ

(Краткий обзор проблемы)

Систематизация громадного и разнообразного геологического материала привела исследователей сначала к созданию стратиграфической шкалы, а позднее к необходимости проводить геологическое районирование.

Значение создания стратиграфической шкалы общеизвестно: только после создания ее наука о Земле вышла из стадии разработки разнообразных «теорий Земли», соединявших в себе в различной пропорции интенсивно поступающие конкретные данные о земной коре с различными космогоническими, философскими и даже религиозными представлениями. Появление стратиграфической шкалы сделало геологию наукой об истории Земли.

Значение геологического районирования долго недооценивалось, а вероятно, и сейчас недооценивается многими геологами. В XIX столетии накапливавшийся с колоссальной быстротой стратиграфический материал группировался обычно по странам (Уэльс, Шотландия, Швеция и т. д.) или по орографическим элементам (Альпы, Карпаты, Гарц, Рейнские сланцевые горы и т. д.) и постепенно становился необозримым. Материал, не укладывавшийся в стратиграфическую шкалу, сосредоточивался в отдельной дисциплине — динамической геологии, где он систематизировался по процессам, практически почти без всякого учета времени и местонахождения того или иного геологического явления.

Понимая геологию как науку историческую, невольно тем самым отводили центральное место исторической геологии. Динамическую геологию рассматривали как науку об общих принципах, на основе которых может быть истолкован материал исторической геологии, т. е. как своего рода введение в последнюю. Тот материал, который не входил в принятые тогда рамки исторической геологии, довольствовавшейся почти одними данными стратиграфии, а также материал, который нельзя было рассматривать как обоснование общих принципов, стал постепенно выпадать из геологии как некоторой научной системы.

В течение XIX в. от геологии все более и более обособлялись минералогия, учение о полезных ископаемых и позднее возникшие петрография и геоморфология. В это же время постепенно нарастало противоречие между исторической геологией и теми принципами, которые были положены в основу динамической геологии.

Идеи развития природы, столь характерные для естествознания второй половины XIX в., сделались основой и исторической геологии, но вопли в ее содержание односторонне, почти исключительно как прослеживание развития живого. Униформизм динамической геологии, внесший здравый смысл в геологию в эпоху Ляйеля, начал становиться тормозом и препятствовал прослеживанию развития неорганической природы. Последовательность пород стратиграфических разрезов выглядела как нечто

случайное, не подчиняющееся каким-либо закономерностям. Естественно, что научный интерес стратиграфов сосредоточивался на находках фауны.

В исторической геологии быстро накапливался материал, указывавший на исключительное разнообразие стратиграфических разрезов разных мест, материал, который постепенно становился необозримым. А динамическая геология со своим универсализмом, т. е. не только временным, но и пространственным униформизмом, не давала идей, способствующих открытию закономерностей, которым подчиняется это разнообразие.

Динамическую и историческую геологию, независимо от их основных принципов, изменявшихся по мере развития этих наук, можно рассматривать как некоторые аспекты, с помощью которых систематизируются и изучаются геологические явления. Динамическая геология выдвигает на первый план причину явления, историческая — его возраст. В геологии XIX в. не хватало третьего аспекта — аспекта, выдвигающего на первый план местонахождение явления. Региональная геология как наука, т. е. как определенная система, в XIX в. еще не существовала. Явления, с точки зрения их местонахождения и связей, происходившие или наблюдающиеся сейчас в одном месте, конечно рассматривались, но результаты были еще недостаточны, чтобы выделить их в самостоятельную дисциплину.

Если в XIX в. ведущей в области геологических дисциплин была стратиграфия, то в XX в. такой ведущей ветвью геологии начинает становиться тектоника. Несомненно правильно, что без стратиграфии невозможна тектоника, но правильно и то, что уже сейчас тектоника оказывает мощное влияние на стратиграфию. Без правильного понимания структуры часто появляются мертворожденные стратиграфические схемы.

Из всех классов геологических явлений наиболее связаны с определенным местом тектонические структуры, особенно крупные. Взору наблюдателя они представляются как нечто незаконченное и неразрывно связанное с самим местонахождением.

Конечно, вулканы, пинтузии, эпицентры землетрясений также неразрывно связаны с определенными местами, но они характеризуют последние лишь для какой-то известной эпохи, чего нельзя сказать о тектонических структурах.

Причины возникновения и механизм образования тектонических структур достоверно известны нам лишь в самом общем виде, а при попытках конкретизировать эти причины мы почти немедленно вступаем в хаос тектонических гипотез.

Установление возраста структуры — задача несравненно более сложная, чем установление возраста какого-нибудь пласта. Для многих тектонических структур установлено, что они формировались длительное время. Конечно, с точки зрения метафизики весьма удобно разделить процесс их образования на дискретные кратковременные фазы и разнести связанный процесс по стратиграфическим перерывам, т. е. отвести время образования тектонических структур к тем страницам геологической летописи, которые безнадежно утрачены. Но и этот простой прием не ведет к цели, и материал по образованию тектонических структур плохо ложится в основной текст исторической геологии, который повествует о событиях, происходивших на поверхности Земли.

Аспекты динамической и исторической геологии скоро оказались недостаточными для тектоники. И только после того как тектоника разорвала узы этих аспектов, она смогла стать дисциплиной, оказывающей громадное влияние на все другие геологические дисциплины.

Зюсс (Suess, 1883—1909) показал размещение тектонических структур на всем лице Земли и выявил ряд закономерностей в их размещении. Руководствуясь этими закономерностями, часто по ничтожному фактическому материалу он поразительно точно сумел уловить многое в рисунке размещения тектонических структур по поверхности Земли.

Ог (1932; Haug, 1907—1911) — автор другого синтеза — с помощью теории геосинклиналей разместил стратиграфические разрезы по тектоническим структурам и подчинил, таким образом, их изменчивость определенным закономерностям.

По-настоящему, только после синтезов Зюсса и Ога появилась региональная и сравнительная тектоника, а вместе с тем и база для региональной геологии как определенного аспекта, который синтезирует не только собственно геологический материал, но и материал обособившихся наук о Земле — минералогии, петрографии, учения о полезных ископаемых и др.

Можно также думать, что аспект региональной геологии совместно с аспектом исторической геологии позволит раскрыть историю Земли гораздо глубже, так как всякое развитие происходит не только во времени, но и в пространстве.

Синтез региональной геологии еще только строится, но уже видно, что для каждого явления в земной коре можно дать не только географические, но и тектонические координаты, а тем самым так или иначе связать каждое явление с развитием и размещением тектонических структур.

Всякое геологическое районирование в своей основе является тектоническим районированием (Архангельский, Шатский, 1933). Тем самым правильное тектоническое районирование становится первоочередной задачей всей геологии, как теоретической, так и прикладной.

Тектоническое районирование, как и всякое районирование, должно основываться на каком-то комплексе признаков, по присутствию, отсутствию и особенностям которых каждый выделенный район можно объективно отличить от соседних. При более совершенных способах районирования, при которых учитываются не только различия между соседними районами, но и черты сходства между удаленными районами, все выделенные районы группируются в некоторые типы. И районы, и типы районов могут подвергаться дальнейшим подразделениям при детализации районирования.

Изложенным общим положением удовлетворяет районирование по диагностическому признаку — возрасту складчатости, разработанному первоначально в Западной Европе, а в дальнейшем развитому главным образом советскими геологами. Этот способ районирования подробно разобран в дальнейшем. Здесь отметим лишь, что при разработке методики районирования по возрасту складчатости соответствующую эпоху связали и связывают с временем замыкания геосинклиналей и геосинклинальных систем, т. е. с важнейшей тектонической теорией — теорией геосинклиналей.

Среди американских геологов типизация районов по возрасту их складчатости до настоящего времени не получила признания. При районировании они учитывают также возраст складчатости и время замыкания геосинклиналей, но ограничиваются выделением конкретных районов, таких, как Аппалачи, Кордильеры и т. д. Это как бы возврат к более примитивному способу районирования, учитывающему только различия между соседними районами. Такой способ достаточно удачен при рассмотрении ограниченных площадей, таких, например, как Северная Америка. Его несовершенство становится очевидным при районировании всей поверхности Земли. На карте получается мозаика конкретных районов и пропадают закономерные особенности общей структуры Земли.

В общем виде можно утверждать, что приверженность американских геологов к более примитивной форме районирования вызвана не ошибочностью европейской методики, а несовершенством той формы, какую эта методика первоначально приняла.

Конечно, каждая крупная структура земной коры, т. е. тектонический район, имеет индивидуальные особенности. Эти особенности, которые подчеркивают многие американские, а вслед за ними и западноевропейские

тектонисты (например, Ситтер, 1960), несомненно затрудняют выявление общих черт, но тем не менее выявление общего остается важнейшей задачей.

Трудности, с которыми столкнулись американские геологи при использовании европейской методики тектонического районирования, сходны с теми, с которыми столкнулись советские геологи при районировании восточных частей СССР и Зарубежной Азии. Эти трудности наши геологи успешно преодолевают, но решение вставших вопросов оказалось неразрывно связанным с кардинальным пересмотром возрастных и пространственных закономерностей общей структуры земной коры.

Вероятно, до сих пор господствует представление о том, что геосинклинальные системы и возникающие на них складчатые пояса, начиная с позднего докембрия или даже с более древнего времени, в основных чертах не различаются между собой по своей структуре и развитию, так что одна и та же последовательность процессов многократно повторяется в истории Земли. История, таким образом, распадается на так называемые тектонические (орогенические) циклы, которые с большей или меньшей отчетливостью выделяются по всей поверхности Земли.

Число тектонических циклов определялось неодинаково. К первоначально выделенным каледонскому, герцинскому и альпийскому циклам в дальнейшем стали добавлять байкальский (ассинтский) и мезозойский циклы. Иногда проводятся еще более дробные подразделения. Уже не менее трех десятилетий в эти представления вносятся более или менее значительные ограничения, основанные частично на фактических данных, частично на философских предпосылках о неповторяемости развития. Отмечались черты неповторяемости отдельных циклов и, реже, указывалось, что по крайней мере некоторые из них свойственны лишь части площади нашей планеты.

Ограничения и оговорки подготовили почву для новых кардинальных решений, выдвигаемых некоторыми исследователями. Байкальский, каледонский, герцинский и альпийский «циклы» начинают рассматриваться как своеобразные стадии общего более длительного процесса или, по мнению Штилле (Stille, 1948), более крупного цикла. Одновременно выдвигаются представления, что сами эти стадии свойственны только Атлантическому сегменту (Шатский, 1958, 1960₁) или даже только северной половине последнего (Шейнманн, 1960₂; см. также Kossmat, 1936), а для других частей земной коры свойственны собственные стадии развития.

Новые взгляды представляются мне прогрессивными, но пока они еще не вышли за пределы первоначальных схем. Еще трудно установить истинные пропорции между неповторимостью тектонического развития земной коры и элементами закономерной повторяемости в последовательности некоторых тектонических явлений, а также между несомненной общностью в структуре и развитии земной коры в целом и некоторой самостоятельностью в структуре и развитии ее отдельных крупных частей. Мне представляется, что циклические представления об истории Земли отражают раннюю стадию развития науки, когда закономерности охватывают лишь ограниченный круг фактов. Действительно, если, например, различать лишь стадию трансгрессии и стадию регрессии или стадию расчленения рельефа и стадию его нивелирования, то при прослеживании их во времени ничего, кроме циклического чередования этих двух стадий, не может выявиться.

Точно так же для ранней стадии развития науки весьма характерна разработка универсальных представлений, которые их авторы считают одинаково пригодными для любого места и времени. Эта особенность геологии на примере магматических явлений была блестяще показана Нитгли (1949), но ее легко можно показать и на примере изучения тектонических явлений.

Для выяснения закономерностей общей структуры земной коры и ее

развития большое значение имеют представления о диссимметрии Земли, по терминологии В. И. Вернадского, или о ее разделении на Атлантический и Тихоокеанский сегменты, по терминологии Н. С. Шатского.

Представления о значительном отличии области Тихого океана и его периферии от всей остальной части Земли возникли давно и получили широкое распространение. Н. С. Шатский долгое время, особенно в последние годы, занимался тектонической природой этих различий и предложил выделять в земной коре Атлантический и Тихоокеанский сегменты в качестве крупнейших тектонических структур, каждая из которых во многом отличается от другой по своему строению и развитию.

В разное время исследователи отмечали те или иные стороны такого разделения земной коры — неравномерное распределение на поверхности Земли океанов и континентов (материковое и океаническое полушария), преимущественную приуроченность к Тихоокеанскому сегменту действующих вулканов и землетрясений и вообще всех землетрясений с глубокими фокусами. В отчетливой форме тектоническая обособленность двух указанных выше сегментов была подмечена Зюссом (Suess, 1883—1909), который отделял горные сооружения периферии Тихого океана как самостоятельные структуры от горных сооружений зоны Тетис и предложил свою общеизвестную классификацию берегов океанов.

Однако после работ Зюсса в тектонике долгое время продолжали господствовать идеи известной однотипности общего строения Земли и единства хода происходивших в ней тектонических процессов (Haug, 1907—1911; Kober, 1928; Stille, 1924; Штауб, 1938 и др.).

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933; Тектоническая карта СССР, 1956—1957) на большом фактическом материале показали асинхронность мезо-кайнозойских тектонических движений по периферии Тихого океана по сравнению с европейским стандартом, который обычно распространяли на весь мир. Не вызывает сомнения, что такая асинхронность указывает на глубокие отличия в строении Атлантического и Тихоокеанского сегментов. На такие же различия указывает металлогеническая самостоятельность Тихоокеанского кольца, впервые показанная С. С. Смирновым (1946).

В. И. Вернадский (1942), основываясь на различиях Тихоокеанского и Атлантического сегментов, пришел к выводу о диссимметрии в строении Земли и о необъяснимости этого явления с точки зрения представлений о развитии Земли, в основу которых положено представление об общей центральной симметрии последней.

Н. С. Шатский (1946₂), основываясь на расположении глубокофокусных землетрясений, пришел к выводу, что глубина некоторых поверхностей Тихоокеанской структуры более 700 км; глубинность этой структуры подтверждается и ее громадной площадью.

К рассмотренным общим соображениям добавим некоторые новые. Известно, что в качестве приближения к форме геоида в геодезии применяется трехосный эллипсоид. По-видимому, до сих пор не обращали внимания на то, что ориентировка экваториальных осей этого эллипсоида находится в соответствии с разделением Земли на Атлантический и Тихоокеанский сегменты. Большая ось экваториального эллипсоида выходит в центральной части Тихого океана. Кроме того, по новейшим сейсмическим данным границы всех или части зон земной мантии подняты в районе Тихого океана по сравнению с окружающими его континентами. Однако этим аргументом приходится пока пользоваться осторожно, так как такой подъем возможен и на площади других океанов. Но даже если это так, не вызывает сомнения, что разделение Земли на Тихоокеанский и Атлантический сегменты простирается до очень больших глубин, захватывающих мантию, так как площадь Тихого океана значительно больше других

возможных площадей подъема геофизических поверхностей внутри мантии и, следовательно, Тихоокеанский сегмент будет отчетливо выражен даже на структурных планах, построенных для очень глубоких срезов Земли.

К представлениям о различиях в мантии под Тихим океаном и под другими океанами в последнее время приходит также Пресс (Press, 1961).

В посмертно изданной работе Н. С. Шатского (1960₁) по металлогении подведен некоторый итог его исследований по специфическим особенностям Тихоокеанской части Земли.

«Тихоокеанский пояс по своему структурному положению и развитию имеет очень мало общего с западными складчатыми полосами герцинских и каледонских областей. Все наши европейские и восточноамериканские складчатые области развиваются между древними платформами, все время наращая эти платформы, все время заполняя геосинклинальные промежутки, остающиеся между уже сформировавшимися складчатыми полосами. Развитие складчатого Тихоокеанского пояса является совершенно противоположным. Он окружает глубоко погруженные области Тихого океана, отличающиеся, по-видимому, чрезвычайно мощным развитием вулканических процессов. При этом в пределах Европы и Западной Азии древние платформы нарастаются складчатыми зонами и с течением времени сами становятся все более и более устойчивыми. В Тихоокеанском поясе, напротив, наблюдаются процессы раздробления древних платформ, их ассимиляция позднейшей складчатостью. К этому выводу пришли такие разные геологи, как В. М. Синицын, Ю. М. Шейнман и В. В. Белоусов. Я не сомневаюсь, что здесь правильно подмечены особенности развития складчатых образований Тихоокеанского пояса и примыкающих к нему древних платформ». И далее:

«Интересно также то обстоятельство, что развитие Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое не считается и со складчатыми сооружениями Азиатского материка. Этот пояс возник на самых разнообразных сооружениях и ассимилировал их в виде как бы проникающих в западном направлении метастазов» (стр. 17). И там же:

«Таким образом, в общем тектоническом распределении эндогенных месторождений я вижу два процесса: с одной стороны, нормальный процесс развития складчатых зон, который выражается в серии каледонид, герцинид и альпид, и второй — наложенный на них. Этот второй процесс, связанный с диссимметрией земной коры, с образованием металлогении Тихоокеанского пояса, начал развиваться, может быть, с конца палеозоя» (Шатский, 1961₁ стр. 17).

Некоторые новые данные, частью уточняющие, частью изменяющие изложенные представления, были получены мной при работе по составлению тектонической карты Евразии — одной из серии тектонических карт, составляющихся под общим руководством Н. С. Шатского и непосредственным А. Л. Яншина. Мне было поручено составление первоначальной схемы тектоники Евразии, которая здесь и воспроизводится с некоторыми исправлениями.

Следует заметить, что для некоторых районов мною принята трактовка, отличная от той, которая будет положена в основу при составлении коллективной тектонической карты Евразии.

Как при составлении первоначальной схемы, так и при ее последующем исправлении, автор получил многочисленные ценные указания от коллектива геологов, работавших над картой Евразии, — специалистов по тем или иным районам: Н. А. Богданова, Р. Г. Гарецкого, В. С. Журавлева, Н. С. Зайцева, П. Н. Кропоткина, К. А. Клитина, А. М. Лейтеса, Н. Г. Марковой, М. В. Муратова, А. И. Мушченко, М. С. Нагибиной, П. Е. Оффмана, А. С. Перфильева, Е. С. Постельникова, Ю. М. Пушаровского, В. Н. Соболевской, А. И. Суворова, В. И. Тихонова, Д. А. Туголесова.

ва, А. Е. Шлезингера, А. Л. Яппина и других. Всем этим лицам автор выражает свою глубокую благодарность.

При составлении тектонической схемы Евразии, естественно, были использованы самые разнообразные геологические материалы. Поскольку в статье нет возможности указать основания, по которым проводилась каждая конкретная граница, нет и необходимости перечислять эти материалы. Отметим лишь, что возможность использования тектонических карт СССР и Европы, составленных под общей редакцией Н. С. Шатского (Тектоническая карта СССР, 1953; Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, 1956—1957; Шатский, Ботданов, 1961) и других сводных работ (Геологическое строение СССР, 1958) позволило сосредоточить главное внимание на анализе структур Зарубежной Азии, а в пределах последней — преимущественно на ее внутренних частях, для которых имеющиеся схемы особенно не соответствовали современным материалам и проводившимся на схеме методическим установкам.

Для правильного понимания предлагаемой схемы тектонического районирования Евразии, а также общего анализа структуры земной коры необходимо предварительно разобрать ряд теоретических и методических положений тектонического районирования. Этим вопросам посвящена первая часть настоящей работы. Во второй части разбираются собственно возрастные и пространственные закономерности общей структуры земной коры.

Часть I

ТИПЫ СТРУКТУР И ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТОВ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РАЙОНИРОВАНИИ ПО ВОЗРАСТУ СКЛАДЧАТОСТИ

Схематическая тектоническая карта Евразии построена по принципу выделения областей с различным «возрастом складчатости». Хотя этот способ районирования континентов почти общепринят, на его рассмотрении необходимо остановиться, так как при выделении областей с различным возрастом складчатости между отдельными исследователями возникают значительные расхождения. Сам термин «возраст складчатости», по-моему, следует понимать не в буквальном смысле слова (Херасков, 1958).

Легко показать, что многие расхождения в трактовке возраста складчатости крупных областей не могут быть объяснены просто недостаточной изученностью этих областей и появлением новых фактических данных. Некоторые границы областей с различным возрастом складчатости удивительно однотипно проводятся на многочисленных тектонических картах, включая даже карты, составленные тогда, когда о геологическом строении соответствующих областей почти ничего не было известно. В этом отношении хорошими примерами являются северо-восточная граница Сибирской платформы, северная граница Индийской платформы, граница альпид и герцинид в Западной Европе и ряд других. Вместе с тем в Центральном Казахстане и Алтае-Саянской области площади, показанные на различных картах как каледонииды и герциниды, очень различны, хотя они хорошо изучены (Тектоническая карта СССР, 1953; Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, 1956—1957; Шатский, Богданов, 1961; Кузнецов, 1954; Зайцев, 1954; Белостоцкий и др., 1959; Нехорошев, 1958; Унксов, 1958 и др.). Некоторые другие примеры приводятся ниже.

Анализируя расхождения между различными тектоническими картами, можно установить, что они зависят от тех критериев, которые применялись при выделении областей складчатости. В настоящее время при их выделении используются различные способы, так как первоначальный критерий Эли де Бомона — время смены дислоцированных отложений недислоцированными — оказался недостаточным и само понимание возраста складчатости существенно изменилось. Не разбирая вопроса систематически, следует все же указать критерии, которые были использованы при составлении схематичной тектонической карты Евразии, и то понимание областей одновозрастной складчатости, которое в нее вложено.

По моим представлениям, области с одним и тем же возрастом складчатости (альпиды, герциниды и т. д.) являются прежде всего некоторыми исторически сменявшимися один другой типами крупнейших структур или,

точнее, преимущественно реликтами этих структур, так как области докайнозойской складчатости в большей или меньшей степени изменены последующими движениями, связанными с развитием более молодых зон складчатости. Каждый из этих типов характеризуется рядом морфологических признаков и особенностей формационного ряда. Эти признаки указывают на существенно различное развитие разновозрастных структур, которое не может быть сведено к простой хронологии («возраст складчатости»). Наблюдается некоторая вариация указанных признаков структур, но она не столь велика, чтобы смазать различия между выделяемыми типами и, кроме того, подчинена своим закономерностям, которые могут быть учтены при выделении основных типов структур.

Если бы на тектонических картах изображался только возраст складчатости тех или иных районов и ничего больше, то они имели бы лишь специальное значение для рассмотрения некоторых вопросов. Между тем лучшие образцы карт, построенные таким способом, несомненно являются картами естественного тектонического районирования и отражают размещение крупных структур, различных не только по возрасту, но и по другим признакам. Только при таком понимании этих карт становится понятным их широкое применение при решении самых разнообразных вопросов не только тектоники, но и стратиграфии, петрографии и металлогенеза.

Комплексное использование лучших образцов тектонических карт — хорошее доказательство того, что при составлении их критерием районирования был не только «возраст складчатости», хотя сами авторы карт часто утверждали обратное. Иногда это удается установить и непосредственно. Например, ясно, что при выделении каледонид, герцинид и альпид в Западной Европе авторы карт руководствовались не только анализом различных угловых несогласий, но и другими особенностями геологического строения. В частности, при отделении каледонид от герцинид большое значение имело различие между девоном, представленным «Древним красным песчаником», и девоном «рейнского типа», а при проведении границы между герцинидами и альпидами — различия между «германским» и «альпийским» типом триаса.

По современным представлениям большинства исследователей, крупные тектонические структуры — результаты длительного развития и, следовательно, нельзя говорить об их возрасте в прямом смысле слова, т. е. как о сравнительно кратковременной эпохе возникновения. Относительно узкие хронологические рамки могут быть указаны лишь для отдельных стадий их общего развития, в частности, для стадии затухания движений. Поскольку время возникновения далеко не всегда установимо, возраст крупной структуры можно определить как эпоху затухания породивших ее движений и смены их движениями иного типа, в большей или меньшей степени разрушающими уже возникшую структуру и ведущими к образованию новой структуры. Такое преобразование структуры, связанное с изменениями характера тектонических движений и явлениями размыта, в принципе всегда наблюдается даже тогда, когда новые движения носят унаследованный характер.

По моим представлениям, мелкие структуры (такие, как обычные складки и разломы) возникают как неизбежный результат перемещений громадных масс, ведущих к образованию крупнейших структур складчатых областей. Хотя отдельные мелкие формы могут возникнуть в узкий интервал времени, но время возникновения всей их совокупности имеет тот же порядок длительности, что и время развития таких крупных структур, как антиклинории, синклинории и крупнейшие разломы. В дальнейшем термин «возраст складчатости» понимается как приблизительное время окончания развития геосинклинальных систем и как переломная

эпоха, после которой на данной площади развиваются только платформенные или другие негеосинклинальные формы и отложения.

Приведем некоторые примеры, доказывающие ненадежность в ряде случаев предложенного Эли де Бомоном принципа, который в видоизменной форме предельно часто применяется и в настоящее время. Хорошо известно, что в многочисленных районах вследствие особенностей их геологического строения этот принцип вообще не может быть применен, если не прибегнуть к широкой экстраполяции на значительные расстояния. Сюда относятся глубокие неразбуренные части прогибов, сложенные почти недислоцированными отложениями, если не считать некоторых дислокаций заведомо платформенного типа (например, Западно-Сибирская низменность, Прикаспийская и Северогерманская впадина и многие другие).

Принцип Эли де Бомона не может быть применен и к районам, сложенным дислоцированными отложениями и не перекрытым недислоцированными и малодислоцированными отложениями за исключением четвертичных, а также к тем районам, в которых возраст отложений складчатого фундамента пологолежащего чехла отделен таким большим интервалом времени, который не позволяет определить возраст складчатости с нужной точностью.

Из многочисленных примеров районов второго типа может быть наиболее значительна по своим размерам Верхоянская складчатая система, на громадных площадях сложенная преимущественно верхнемелезойскими, триасовыми и юрскими отложениями, лишенными покрова недислоцированных осадков. Хорошо известно, что А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) отнесли эту систему к мезозоидам, но вплоть до недавнего времени появлялись схемы, в которых она отнесена к альпидам (Белоусов, 1954; Ханн, 1962).

Районы с геологическим строением указанных двух типов показывают, что определение возраста складчатой области по возрасту несогласия, отделяющего дислоцированные отложения от недислоцированных, далеко не всегда возможно. Такие районы доказывают, что критерий возраста складчатости должен быть по крайней мере дополнен другими критериями.

Для общей теории более важны другие районы — такие, которые показывают, что критерий Эли де Бомона не всегда надежен и может приводить к явно искусственному районированию. Сюда относятся районы, в которых нет очень длительных перерывов в ряд угловых несогласий отделяет отложения все менее и менее дислоцированные (Южный Тянь-Шань, значительная часть Германии и многие другие). Нетрудно видеть, что существование таких районов находится в полном соответствии с развитыми выше представлениями о длительности развития структур. Пытаясь и в этих случаях применить, хотя бы в видоизменном виде, критерий Эли де Бомона, исследователи стремились определить возраст так называемой главной складчатости, основываясь либо на степени дислоцированности, либо на типах тектонических форм.

Первый путь заведомо неудачен, так как степень дислоцированности одних и тех же отложений часто крайне изменчива и, если последовательно основываться на этом признаке, вряд ли возможно провести сколь-нибудь удачное тектоническое районирование. Примером попытки такого районирования может служить схема тектоники СССР, предложенная М. М. Тетяевым (1933). Хотя она и была составлена крупным тектонистом, но теперь уже совершенно ясно, что эта схема неудачна и даже сам М. М. Тетяев (1938) от нее в не явной форме частично отказался. Кроме того, сейчас известны такие районы, как, например, значительная часть Восточного Китая, где сильно дислоцированы мезозойские отложения, которые все же не следует объединять с типичными мезозойскими склад-

чатыми районами, так как в целом указанные районы по своему строению и развитию принципиально отличаются от последних.

Более перспективен второй путь, основанный на выделении типов складчатости. В развитой форме он был впервые предложен Штилле (Stille, 1924), который выделил наряду с альпинотипной складчатостью морфологически отличную германотипную складчатость и указал, что при определении возраста складчатых областей следует основываться лишь на возрасте альпинотипных форм. В дальнейшем в этом направлении работали многие исследователи, причем оказалось, что и на этом пути имеется много трудностей. В настоящей работе можно не рассматривать эти попытки, так как при составлении тектонической схемы Евразии морфологию тектонических форм редко удавалось использовать из-за недостатка материалов.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Принятое на схеме Евразии тектоническое районирование основано на возрасте геосинклинальных систем, а также на некоторых их структурных и формационных особенностях. Между тем во взглядах на те структуры, которые первоначально назывались геосинклиналями, а в дальнейшем также ортогеосинклиналями и геосинклинальными системами, в современной литературе существует столь большое разнообразие представлений (Архангельский, 1941; Шатский, 1946; Пейве, Синицын, 1950; Белоусов, 1954; Stille, 1942; Ксй, 1955; Кинг, 1961; Милановский, 1929; Штрейс, 1947; Хаин, Шейдманн, 1960 и др.), что, не пояснив собственных взглядов, рискуешь оказаться неправильно понятым.

Если попытаться отобразить наиболее общепринятые признаки геосинклинальных систем, то приходится ограничиться следующим перечнем:

1) пояса длительного и значительного, хотя и неравномерного прогибания;

2) пояса длительной тектонической подвижности, характеризующиеся большой интенсивностью и размахом тектонических движений;

3) пояса, в которых в конечном итоге образовались непосредственно наблюдаемые сложные линейные складчатые формы с большим количеством разломов, из которых наиболее типичны надвиги, иногда переходящие в тектонические покровы;

4) пояса, в которых в конечном итоге образовались области с горным рельефом, иногда в дальнейшем в значительной степени сниженные.

Характерные для геосинклинальных систем магматические проявления в строгом смысле слова не могут считаться общим признаком этих систем, так как они не проявляется на всей их площади. Хорошо известно и получило широкое распространение предложенное Штилле (Stille, 1941, 1942) деление геосинклиналей на эвгеосинклинальные и миевгеосинклинальные зоны в зависимости от роли в их строении магматических проявлений. Как Штилле, так и другие тектонисты подчеркивают, что краевые, миевгеосинклинальные зоны менее подвижны, чем эвгеосинклинальные, и с этой точки зрения проявления геосинклинального магматизма могут рассматриваться как одно из непосредственно наблюдаемых явлений, с помощью которого устанавливается указанная выше тектоническая подвижность.

Вряд ли можно себе составить сколько-нибудь ясное представление о геосинклинальных системах по перечисленным выше четырем признакам, тем более, что и эти признаки понимаются не совсем одинаково. Вместе с тем до сих пор не установлены другие общепринятые признаки, характеризующие все геосинклинальные площади.

С геологической точки зрения самые важные расхождения возникают при решении вопроса о том, в каком отношении современные структуры былых геосинклинальных систем находятся к конечным структурам геосинклинальных систем, возникшим в процессах их развития. От того или иного решения этого вопроса в значительной степени зависит методика исследования геосинклинальных систем и все представления об их генезисе.

Первоначально в учении о геосинклиналях строго различали собственно геосинклинальный процесс прогибания и накопления осадков от последующей складчатости и горообразования, а горообразование рассматривалось как нечто прямо противоположное прогибанию геосинклинальной стадии. Хотя между этими стадиями предполагалась некоторая причинная связь, но все же разделение на стадии проводилось столь резко, что привело к представлению о существовании геосинклиналей, лишенных складчатой структуры. Такое расширенное понимание геосинклиналей особенно популярно среди американских тектонистов, которые обозначают геосинклиналями примерно то, что в советской литературе обычно называют прогибом или крупным прогибом. В Западной Европе расширенного понимания термина «геосинклиналь» придерживался, например, Штйлле (Stille, 1924). Однако в дальнейшем он в известной мере вернулся к первоначальному и более правильному объему понятия, когда из всех геосинклиналей выделил настоящие геосинклинали или ортогеосинклинали. Это выделение получило некоторое признание и в Америке (Кей, 1955; Кинг, 1961 и др.). Вместе с тем отрыв конечной структуры геосинклинальных систем (структуры «складчатых областей», «складчатых систем» и т. д.) от структур стадий осадкообразования сохраняется в представлениях многих американских и европейских геологов. Для примера приведем высказывание Кинга (1961): «Геосинклинали — это не обычные синклинальные складки и даже группы складок, подобные синклинорию Аллегейни. Синклинали и синклинории были наложены на свиты после отложения последних и не являются чем-то свойственным самому процессу отложения» (стр. 105).

В СССР расширенное понимание термина геосинклиналь, которое является крайним выражением признания самостоятельности процессов развития геосинклиналей и процессов складчатости, не получило распространения, если не считать оригинальных взглядов М. М. Тетяева (1938, 1941). Однако нетрудно видеть, что, например, в известной гипотезе В. В. Белоусова (1954; Белоусов и Гзовский, 1945) об общих и частных инверсиях, о «накатывании прогибов» и особенно в его способе построения карт изопахит ясно видно, что он не считает возможным использовать современную структуру для понимания развития геосинклинальных систем. Кроме того, среди геологов получили широкое распространение такие термины, как «доскладчатые интрузии», что косвенно указывает на сходное понимание взаимоотношений геосинклиналей и складчатости.

Существует и иная точка зрения на связь геосинклинальной структуры со складчатостью. Первые наброски этих взглядов можно подметить в исследовании некоторых геологов, изучивших Альпы, и в обобщениях Ога (1932). На примере Альп была установлена связь между структурами эпохи геосинклинального осадконакопления и последующей структурой шарьяжей. Постепенно накапливались данные, относящиеся ко многим районам, об обычном соответствии не только простираний так называемых фациальных зон с генеральными простираниями складчатой области, но и о соответствии этих зон с конкретными формами складчато-надвиговой структуры, которое в дальнейшем привело к учению о тектонических зонах, слагающих складчатые области.

Блестящее выражение разбираемые взгляды получили у Н. С. Шатского (1937, 1939, 1946₂, 1951₂ и др.). Следует напомнить о его представ-

лениях о росте не только больших форм, но и простых складок во время осадконакопления; о появлении угловых несогласий лишь в результате размытия, фиксирующего отделение фазы роста форм; о длительности развития структур и о наследовании древних простираний и форм более молодыми; о геосинклинальных системах, состоящих из геосинклиналий и геосинклиналий, у которых форма постепенно усложняется в процессе развития и появления новообразований, сохраняя вместе с тем черты первоначальных форм и т. д.

Из других идей того же направления отметим лишь учение о широком распространении глубинных разломов с их длительным развитием (Пейве 1945, 1947¹, 1956^{1,2} и др.). Очевидно, если такие разломы живут и в ранние и в самые поздние стадии геосинклинального процесса, а иногда даже секут границу платформы со складчатой областью (Шатский, 1948), то уже тем самым ставятся определенные пределы возможным расхождениям между формами, возникшими при образовании геосинклинальных осадков, и формами складчатых систем, заканчивающих свое развитие.

Разделяя круг идей второй группы исследователей, я постараюсь несколько конкретизировать те из них, которые наиболее важны для данной работы.

Подвижность геосинклинальных систем следует понимать в том смысле, что в течение всего доступного изучения развития этих систем в них происходят значительные деформации, изменяющие залегания слоев. Эти деформации достаточно сходны с теми дислокациями, которые наблюдаются в геосинклинальных системах, заканчивающих свое развитие, так как последние дислокации являются лишь завершением тектонических форм, возникших часо значительно ранее.

Если для платформ типично длительное сохранение на больших площадях почти горизонтального залегания, то для геосинклинальных систем характерна, наоборот, быстрая утрата такого залегания. Подобно тому, как на платформах закономерно возникают крайне ограниченные по площади участки и зоны, на которых первоначальное залегание слоев значительно нарушено, в геосинклинальных системах ограниченные площади с особым положением в общей структуре могут длительно сохранять горизонтальное залегание, но такие случаи представляются лишь как некоторое исключение.

Темп роста деформаций несомненно неравномерен и изменяется в разных частях одной и той же геосинклинальной системы и в геосинклинальных системах различного возраста. Наши знания здесь крайне ограничены. Возможно, что в стадию замыкания скорость роста деформаций несколько увеличивается, однако не настолько, чтобы можно было говорить об «эпохе главной складчатости» и рассматривать все дислокации, возникшие до этого, как предварительные и незначительные.

Заметим, что даже если встать на позицию исследователей, которые считают, что структурные изменения происходят лишь в так называемые орогенические фазы или фазы складчатости, фиксируемые по угловым несогласиям, то и в этом случае положение об эпохе главной складчатости остается крайне сомнительным. Во всех достаточно изученных геосинклинальных сериях угловые несогласия встречаются по всей доступной точному изучению толще, и пока никто не установил их относительное значение для геосинклинальной системы в целом. Напомним, например, о тщетных попытках, сделанных Д. В. Наливкиным (1941) и А. Д. Архангельским (1941) для Урала или С. Н. Бубновым (1935) для герцинид Западной Европы, найти на этом пути главную универсальную фазу.

В уточнении нуждается представление о геосинклинальных системах как об областях прогибания. На первый взгляд эта характеристика не применима к конечной структуре, возникающей при замыкании геосин-

клинальных прогибов и возникновении горного рельефа. По-видимому, широко распространено представление о том, что этот процесс сводится к воздыманию, охватывающему всю земную кору или большую часть ее на площади геосинклинальной системы.

Таким образом, быстрое неравномерное прогибание сменяется прямо обратным процессом неравномерного воздымания по отношению к уровню мирового океана. Судя по высоте современных гор альпийской геосинклинальной системы и учитывая толщину размытой части гор, можно считать, что размер воздымания — того же или близкого порядка, что и размер геосинклинального прогибания. А раз это так, то, согласно этой гипотезе, можно было бы ожидать далеко идущего несоответствия между более древними геосинклинальными структурами и теми структурами, которые поддаются непосредственному изучению. Сами геосинклинальные структуры и составляющие их слои, казалось бы, должны были остаться в виде реликтов. Между тем непосредственное наблюдение показывает нечто иное.

Заключительное воздымание можно иногда подметить, анализируя положение поверхностей, относящихся к верхам геосинклинальной серии. Если же взять достаточно древнюю поверхность и особенно если эта поверхность отвечает концу формирования геосинклинального фундамента области более древней складчатости, соседней с геосинклинальной системой, то вся эта система в современной структуре представится крупным прогибом. Например, прогибом будет выглядеть Урал по отношению к Русской платформе, если анализировать поверхность дорифейских отложений. Прогибами будут выглядеть и герцинские области по отношению к каледонидам и байкалидам, а каледонские — по отношению к байкалидам почти на всей территории Евразии, так же как альпиды по отношению к древним платформам и более древним областям складчатости до мезозойских включительно. Немногие исключения (например, Гималаи) могут быть, вероятно, объяснены недостаточной изученностью их или какими-то дополнительными особыми местными условиями, нарушающими общую закономерность. Тем самым оказывается, что и после своего замыкания и воздымания геосинклинальная система остается в целом областью прогибания земной коры.

Если взять отдельные поднятия геосинклинальной системы, то последние нельзя обычно рассматривать как результат одного последующего воздымания. В хорошо изученных геосинклинальных системах обычно удается установить, что наиболее крупные из них были поднятиями, возникшими еще при накоплении геосинклинальных серий и часто очень рано. Так, например, главные поднятия Урала вырисовываются уже с силура как геоантиклиналы (Херасков, 1948; Херасков, Перфильев, 1963). Точно так же сравнение разрезов верхнего палеозоя, которые вскрыты буровыми скважинами в Предкавказье и недавно обнаружены на Южном Кавказе, с разрезами верхнего палеозоя собственно Большого Кавказа показывает, что последний частично был поднятием, по крайней мере с верхнего палеозоя, хотя на южном его склоне продолжал развиваться глубокий прогиб. В триасе и юре, возможно, весь Большой Кавказ временно представлял область аккумуляции, но относительное поднятие, возникшее в верхнем палеозое, по-видимому, продолжало сохраняться.

Для некоторых поднятий, выделенных мной первоначально на Южном Урале (Херасков, 1948) под названием шовных антиклиналей, удается установить, что на глубине им соответствует не поднятие, а уступ глубинного разлома. Сейчас имеются данные, что этот тип структур имеет широкое распространение. Так, по-видимому, к этой категории должно быть отнесено поднятие на Иртышской зоне смятия (Маркова, Хорева, 1963), поднятие северной части Западного Саяна, Тектурмас в Центральном Казахстане и др.

Выгибание таких шовных антиклиналей нельзя, очевидно, рассматривать как подъем некоторого участка земной коры, это лишь поверхностное выражение неравномерного прогибания участка земной коры, занятого геосинклинальной системой.

Само замыкание геосинклинальных прогибов, по моим представлениям, происходит не в результате простого вертикального подъема земной коры, а является следствием утолщения коры, вызванного сжатием. Вертикальная мощность каждой дислоцированной серии значительно больше ее стратиграфической мощности и возрастает по мере возрастания углов падения слоев, составляющих серию. Поэтому прогибы могут компенсироваться не только осадками, но и в результате деформаций, вызывающих возрастание вертикальных мощностей. Такое возрастание толщины дислоцированных пород в вертикальном направлении — прямое следствие их сжатия в поперечном направлении, чем бы это сжатие ни было вызвано. Структура, построенная по верхним горизонтам геосинклинальных серий, расходится со структурой, построенной по более низким горизонтам этой серии, из-за неравномерности осадконакопления и различной степени сжатия.

Наблюдается также закономерный переход от стадии, когда геосинклинальные прогибы компенсируются в значительной степени осадками и вулканогенными образованиями, к стадии, когда они начинают компенсироваться полностью деформацией с вероятным участием изостатического подъема, вызванного утолщением коры за счет деформаций и, может быть, падением средней плотности коры.

Приведенная выше трактовка геосинклинальных систем неразрывно связана с представлением об этих системах как о зонах тангенциального сжатия. Так как геосинклинальные системы и пояса этих систем линейны и имеют протяженность иногда более половины окружности Земли, их нельзя объяснить вертикальными движениями, вызванными изменениями объемов участков, удаленных от центра Земли, а формы дислокаций указывают на то, что они образовались в результате сжатия или сжатия со сдвиговым компонентом, а не растяжения.

Некоторые возражения может вызвать подчеркнутое представление о линейности структур геосинклинальных систем. Хорошо известно, что существуют районы, где наряду с главным проявляется одно или несколько добавочных направлений и даже районы, для которых трудно выделить главное направление. Однако представляется правильным при обобщенном описании пренебречь подобными районами и считать появление структур, в которых сильно проявлены добавочные направления, некоторым исключением, вызванным особыми местными условиями.

До сих пор районам с ненормальными изменчивыми простираниями уделяли незаслуженно мало внимания, хотя есть основания думать, что структурный анализ подобных районов позволит глубже понять механизм образования наиболее распространенных линейных структур (например, роль сдвигов и сжатия). Генезис таких структур известен лишь в общих чертах. Можно выделить по крайней мере два основных типа. Первый связан с особенностями динамического шала, которые должны были бы появляться даже в том случае, если бы геосинклинальная система развивалась в механически однородной среде. Наоборот, второй тип неразрывно связан со значительными неоднородностями и анизотропностью сопротивления среды к дальнейшим деформациям.

К первому типу относятся крутые повороты структур и районы смыкания (шарунги и пересечения) структур различного направления. В этих случаях характерно появление специфических дислокаций: 1) форм весьма различных направлений, иногда не только свойственных прилегающим линейным участкам или промежуточным, но и совсем других; 2) коротких форм вплоть до изометричных; 3) почти недислоцированных

пли слабодислоцированных участков (их можно назвать участками «тектонической тени»), которые связаны с взаимным уравниванием различных направленных стрессов.

Хороший пример смыкания и частичного пересечения представляют рифейские и каледонские структуры пограничных районов востока Циплина (Атлантический сегмент) и Катазип (Тихоокеанский сегмент). Нанкинские холмы, расположенные к югу от Циплина и структурно составляющие северное окончание Катазиатской системы, являются хорошим примером района тектонической тени. Каледонский комплекс геосинклинальных формаций до силура включительно сменяется здесь платформенными формациями девона без явного несогласия и лишь в мезозое все палеозойские слои были интенсивно дислоцированы.

Наиболее крупные и важные узлы второго типа связаны с изменениями структурного плана во времени. Формы с простирающимися, свойственным древнему плану, не везде полностью перерабатываются по новому плану. Очень ясно такие формы выступают в структуре Урала.

В основной части Урала древний доордовикский структурный план близок к среднепалеозойскому структурному плану, но простирающиеся древнего плана менее устойчивы и иногда значительно отклоняются от меридионального направления, так что появляются пересечения древних и молодых структур обычно под острым углом, а иногда и под прямым.

Когда пересечение идет под острым углом, среднепалеозойские слои могут быть смяты в унаследованном от древнего плана направлении. Вероятно, так, например, объясняются северо-северо-восточные складки восточной части Магнитогорского прогиба. Когда угол пересечения большой и новая структура пересекает поднятия, чаще всего происходит воздымание нового прогиба, вплоть до его кажущегося исчезновения. Например, судя по характеру отложений, Зилаирский прогиб, по крайней мере до конца девона, продолжался на север в восточную часть Уфимского амфитеатра, от которого он отделен сейчас почти широтными структурами рифейских отложений Башкирского поднятия, так что лишь тектонический шов соединяет его со структурами амфитеатра.

Очевидно, в верхнем палеозое сказались явления унаследования древних структур или, точнее, произошло их возрождение. Подобные возрожденные структуры широко распространены на Урале и их следует отделять от собственно унаследованных. Древней, возрожденной в верхнем палеозое структурой, мне представляется, например, Пай-Хой. Закономерное появление в верхнем палеозое возрожденных структур, видимо, объясняется тем, что с замыканием геосинклиналей напряжения в целом ослабли, а в соответствии с этим деформации стали сильнее зависеть от неоднородности и анизотропии среды.

В природных условиях оба типа узлов чаще всего сочетаются между собой. Повороты геосинклинальных систем, их смыкания и пересечения обычно являются и районами наиболее значительных перестроек структурных планов во времени, так как в одни эпохи в этих районах преобладают деформации одного направления, в другие — другого.

Сложная картина перестроек обнаруживается на Полярном Урале. Не описывая эту структуру, заметим, что к северу от Новой Земли, по-видимому, происходит смыкание меридиональной Уральской системы с широтной системой, которая похоронена сейчас на океанических глубинах. На крайнем юге Урал смыкается с широтными герцинидами Средиземноморского пояса. Однако влияние меридиональных уральских структур сказывается даже южнее в области альпийской складчатости. Эти пересечения структур удобнее осветить при разборе общей структуры Атлантического сегмента Земли.

ОРОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ

(Обзор представлений)

Разделение всех структур континентов на два элемента — платформы и геосинклинальные системы, — мысль о котором появилась уже давно, не может удовлетворять требованиям правильного тектонического районирования и не позволяет наглядно представить развитие структуры континентов. По мере изучения тектоники становилось ясным, что если ограничиваться только этим двойным разделением, то невозможно дать одновременно и точные диагностические признаки обоих элементов и вместе с тем такие их определения, которые были бы применимы для всей площади континентов и для всего отрезка времени — от позднего докембрия до настоящего времени.

Однако выделение одного или нескольких третьих основных элементов в структуре континентов оказалось далеко не легкой проблемой. Задача, которая, казалось, легко решалась при рассмотрении структуры и развития ограниченного числа районов, при попытках обобщения полученного решения на структуры всех континентов либо оказывалась поставленной чрезмерно узко, либо требовала весьма вольного истолкования терминов и приемов районирования. В обоих случаях выделенные подразделения утрачивали ясность и определенность.

При разработке новой, усложненной классификации основных элементов структуры континентов обнаружилось удивительное разнообразие в подходах к решению поставленной задачи и еще большее разнообразие в теоретических взглядах, положенных в основу предлагаемых классификаций; это отразилось и в большом количестве предложенных новых терминов. Рассмотрим лишь основные направления, возникшие при попытках решения поставленных вопросов, не претендуя на полноту даже перечня работавших в этой области исследователей.

В основе первых попыток выделения структурных элементов, равноценных таким элементам, как платформы и геосинклинальные складчатые пояса, были положены морфологические признаки структур. Этот подход продолжает разрабатываться и в настоящее время.

Штилле сначала на основе изучения структур Западной Европы (Stille, 1924), а позднее и структур Тянь-Шаня (Stille, 1928_{2,3}, 1930) и Монголо-Охотского пояса (Stille, 1929) выделил наряду с альпийской складчатостью, возникающей из геосинклиналей (ортогеосинклиналей), особую германотипную складчатость. Интересно отметить, что уже привлечение материала по мезо-кайнозойской тектонике Тянь-Шаня заставило автора классификации подразделить германотип на два самостоятельных подтипа.

Классификация Штилле получила широкое распространение. Список многочисленных работ по германотипной тектонике, выполненных на территории Германии, все время пополняется. Особенности германотипной тектоники Тянь-Шаня уточнялись мною (Херасков, 1932), а позднее Ю. М. Шейнманом (1935), С. С. Шульцем (1948) и др. Расширить эту классификацию применительно к китайскому материалу пытался Хуан Цзи-цин (1952), а ее общей разработкой занимался В. В. Белоусов (1954) и др.

Штилле сам никогда не выделял особого третьего основного элемента, а германотипную тектонику использовал лишь для характеристики структур фторландов. Однако его взгляды легли в основу известной классификации структур, предложенной С. Н. Бубновым (1960; Bubnoff, 1923). Эта классификация одно время была довольно популярна в СССР (Обручев, 1923; Милановский, 1929; Кассин, 1934, 1937), но в дальнейшем Н. С. Шатский показал, что в ней без соподчинения соединены

структурные образования первого и второго порядка и благодаря этому смазались представления о исторической преемственности структурных элементов.

Плезно отметить, что ошибку, сходную с ошибкой С. Н. Бубнова, независимо от него продолжают повторять американские тектонисты (Кей, 1955; Кинг, 1961) и тектонисты, следующие за ними (Ситтер, 1960). По их представлениям, переведенным на терминологию Н. С. Шатского, щит и щита — не частные структуры древних платформ, а самостоятельные элементы, равноправные с областями более молодой складчатости, которые возникают из геосинклинальных систем палеозойского и мезо-кайнозойского возраста.

Независимо от взглядов Шигале и его последователей, формы послегеосинклинальной тектоники, отличные от классических форм, свойственных платформам, уже давно изучали сибирские геологи. Прежде всего здесь необходимо отметить работы В. А. Обручева по Алтаю (1915), Селенгинской Даурии (1929), всей Сибири (1936) и по зарубежной Азии (1947 и др.). Его работы выявили громадную роль в структуре горных областей Азии крутых разломов и различных грабенов и грабенообразных форм. Часть этого громадного материала получила обобщения в представлениях Е. В. Павловского (1948, 1953) о формах аркогенеза как особом типе структур, связанным с крупными поднятиями (см. также Корешков, 1960). Из работ сходного направления отметим только монографию Н. А. Флоренсова (1960).

Отдельно следует отметить работу Д. Аргана (1935) по тектонике Азии. Его представления о развитых здесь глубинных складках фундамента, образовавшихся в результате расслабления складчатого фундамента пологими разломами, были практически забыты в эпоху увлечения вертикальными движениями, но при некотором видоизменении могут приобрести новый смысл. Во всяком случае, в этой работе было впервые отмечено значение пологих глыбовых надвигов в развитии форм послегеосинклинальной тектоники — дислокаций, выпадающих из обычного понимания германотипа. Кроме того, была показана связь образования послегеосинклинальных разломов с синхронными движениями в геосинклинальных областях.

Учитывая дальнейшие задачи разработки морфологической классификации крупных тектонических структур, отметим, что по современным представлениям шарьяжная структура Гималаев рисуется сходной с глубинными складками, изображенными Арганом, хотя сам автор термина относил эту область к области геосинклинальных и окраинных цепей альпийского цикла, а не к глубинным складкам фундамента.

Многие исследователи, выработавшие представления о третьем или третьих основных элементах структур континентов, не довольствовались одним морфологическими данными, а прибегали при характеристике структур к особенностям связанного с ними осадкообразования или вулканизма; обычно они делали это очень бегло. Особенно охотно подчеркивали континентальный характер осадкообразования Д. Арган (1935), Г. Ф. Мирчинк (1940), А. Д. Архангельский (1941), В. А. Обручев (1947) и др. Ю. М. Косыгин (1960) придает этому признаку столь решающее значение, что предлагает выделить наряду с обычным особой континентальный ряд структур, возрождая, таким образом, в новой форме старые представления о древнем темпизе Азии, согласно которым решающее значение при тектоническом районировании придавалось противопоставлению устойчивых континентов районам, заливавшимся морем. Например, И. Д. Черский (1886) и Зюсс (Suess, 1883—1909) противопоставляли Байкальскую складчатую область, для которой предполагалось континентальное состояние с докембрия, и прилепившуюся к этому континенту расчлененную севернее Ангарскую плиту. Противопоставлениям такого типа Ю. М. Ко-

сыгин придает чуть ли не большее значение, чем противопоставленную платформу — складчатая область.

Другие исследователи при выделении третьего элемента большое значение придавали магматическим интрузиям, например, интрузиям щелочных и базальтовых пород.

Более подробно особенности осадкообразования и магматизм использовали А. В. Пейве и В. М. Синицын (1950) при выделении «вторичных геосинклиналей», Л. Б. Рухин при выделении «переходных формаций», А. А. Богданов (1959; Белостоцкий и др., 1959) при выделении оротенных областей и Чен Го-да (1958, 1959, 1960) при выделении «Дива» структур. отчасти В. Е. Хаин (1959, 1) при выделении «подвижных платформ».

Для того чтобы выделить третий структурный элемент, равнозначный платформам и геосинклинальным системам, следует указать закономерности его возрастных отношений с ними. На необходимость этого требования указал Н. С. Шатский в своей критике классификации С. Бубнова.

Первой классификацией с выделением трех элементов, удовлетворяющей этому требованию, была классификация Г. Ф. Мирчинка (1940). Его третий элемент — глыбовые зоны — возникает в результате преобразования некоторых частей платформ. Мирчинк считал, что когда-то в докембрии был пангеосинклинальный период. При дальнейшей эволюции земной коры возникали платформы, площадь которых с течением времени разрасталась; к современной эпохе геосинклинали отмирают (гипотеза А. А. Борисяка, 1924) или, точнее, замещаются качественно отличными образованиями — глыбовыми зонами («геосинклиналь» Донбасса А. Д. Архангельского, послекаледонские структуры Центрального Казахстана, мезо-кайнозойские структуры Тянь-Шаня, молодые разломы окраины Алданского щита, впадины Черного и Тирренского морей и др.). Эти глыбовые зоны появляются в палеозое, получают широкое распространение в мезо-кайнозойское время, а в дальнейшем заменят геосинклинали. С образованием глыбовых зон, по Мирчинку, вероятно, связано образование таких океанов, как Атлантический.

Новые материалы по геологии советской и зарубежной Азии содействовали широкому распространению идей, идентичных идеям стройной концепции развития земной коры, которая была предложена Г. Ф. Мирчинком. Как дальнейшую разработку этих представлений можно рассматривать взгляды В. В. Белоусова (1960), Е. В. Павловского (1953), Н. И. Николаева (1956) на преобразование Китайской платформы, а отчасти и взгляды Ю. М. Шейнмана (1937) и В. М. Синицына (1948) с дальнейшей разработкой их Чжан Вэнь-ю (Основные черты тектоники Китая, 1959), Чен Го-да (1958, 1959, 1960) и Хуан Цзи-цин¹ (1952, 1960, 1961).

Иное происхождение таким структурам, как Донбасс, а позднее молодым структурам Средней Азии и Монголии придавал А. Д. Архангельский (1923, 1941). В дальнейшем его взгляды были на примере Тянь-Шаня более подробно развиты И. П. Рачковским в докторской диссертации, посвященной описанию Монголии, и особенно Б. А. Петрушевским (1955). Современная глыбовая структура Тянь-Шаня по этим представлениям — начальная стадия развития геосинклинали, а не особый третий элемент структуры земной коры.

Ставшие уже общепринятыми представления о превращении геосинклинальных систем (геосинклиналей, ортогеосинклиналей и т. д.) в платформы (стабильные области, кратогены, кратоны и т. д.) были отвергнуты А. В. Пейве и В. М. Синицыным (1950). Согласно их взглядам, тектонические условия в дорифейское время были качественно отличны от геосинклинальных и привели к образованию шаниплатформы, остатки структуры которой представляет современная структура Русской платформы и сход-

¹ В работе Хуан Цзи-цин, относящейся к 1925 г., автор ошибочно назван Хуан Бо-цин.

ные с ней образования (древние платформы других геологов). Другие участки земной коры раздроблены глубинными разломами и превратились в первичные геосинклинали и их системы (приблизительно геосинклинали или ортогеосинклинали других геологов), которые в свою очередь преобразовались во вторичные геосинклинали, примером которых может быть средне- и верхнепалеозойская структура Центрального Казахстана и Северного Китая. Глыбовые зоны Мирчинка здесь трактуются просто как поздние стадии развития геосинклиналей, а существование молодых платформ вообще отрицается.

В дальнейшем взгляды А. В. Пейве и В. М. Синицына разрабатывал для Алтае-Саянской области В. А. Кузнецов (1954), а на материале зарубежной Азии — В. М. Синицын (1948, 1955_{1,2}) и принял Чжан Вэнь-ю (Основные черты тектоники Китая, 1959).

Представления, в некоторых отношениях сходные с взглядами А. В. Пейве и В. М. Синицына на средне- и верхнепалеозойскую структуру Центрального Казахстана (поздний этап развития геосинклиналильных систем, «вторичные геосинклинали»), разработал А. А. Богданов (1959) для каледонид Центрального Казахстана и Средней Азии, а позднее — и для других каледонских областей. По его представлениям, средне- и верхнепалеозойские образования и структуры, возникающие на некоторых геосинклиналильных структурах каледонид, образованы поздним орогенным этапом их развития с накоплением отложений молассового типа, аналогичным образованию краевых и внутренних впадин герцинид, но затянувшимся на несколько геологических периодов.

В классификации структур материков, предложенной Ю. М. Шейнманном (1955), глыбовые зоны Мирчинка рассматриваются как объединение двух генетически различных типов структур, по своему характеру промежуточных между геосинклиналильными и платформенными структурами. Структуры Донбасса и Яншанского прогиба (Северо-Китайская платформа) он рассматривает как «недоразвившиеся геосинклинали» — новообразования на платформах (древних платформах других авторов), т. е. его представления сходны с представлениями А. Д. Архангельского в отношении Донбасса. Широко понимаемые германотипные структуры Штилле, включая молодые структуры горных частей Азии, возникшие на каледонидах и герцинидах, как структуры нормальной стадии развития областей завершенной складчатости, — областей, в которых геосинклиналильный процесс закончился в нижнем палеозое и позднее. По Ю. М. Шейнманну (1959), области завершенной складчатости надо резко отделять от платформ, и термин «молодые платформы» неправилен. В классификации Шейнманна впервые отмечается гетерогенный характер структур, которые другие исследователи называют глыбовыми зонами, орогенными областями и т. д.

А. Д. Архангельскому (1923, 1941), особенно сначала, представлялось, что превращение геосинклиналей в платформы и обратно платформ в геосинклинали — обратимый процесс; при этом он не намечал определенных эпох для появления обратного процесса. Сходные взгляды, но облеченные в жесткие рамки последовательно приводимой циклической концепции, разработал Штилле (Stille, 1949). Он выделяет большие циклы (последний — неогей — начался в позднем докембрие) и малые циклы. В начале больших циклов в результате великого обрушения (Umbruch) в пределах охватывающего весь земной шар кратона, закладываются новые геосинклиналильные пояса. В начальной стадии малых циклов возникают псевдократоны (приблизительно области предыдущей складчатости по терминологии Шейнманна), часть площади которых снова превращается в геосинклинали.

Взгляды Штилле оказали большое влияние на взгляды Н. С. Шатского в последние годы его жизни, хотя циклическая концепция развития

всегда оставалась для него непримлемой. Влияние взглядов Штилле обнаруживается также в представлениях Ю. М. Шейнманна (1960₁), но он вносит в них существенный корректив: по Шейнманну, последнее великое обрушение или великое обновление в районах северных и южных древних платформ происходило в разное время, соответственно в начале и в конце позднего докембрия.

В. Е. Хаин — постоянный защитник циклических концепций — в последней своей работе (1962) синтезирует взгляды Ю. М. Шейнманна и Штилле и считает, что активизация древних платформ происходит в начале больших циклов.

Подведем некоторые предварительные итоги. Прежде всего обращает на себя внимание то, что, несмотря на разнообразие взглядов, при попытках выделить какой-то особый структурный элемент или элементы земной коры, или особую стадию развития платформ и геосинклинальных элементов, внимание исследователя неизменно обращается к одним и тем же районам и структурам (Донбасс, Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Китайские платформы и т. д.).

Следовательно, в основе попыток такого выделения лежат объективные данные о своеобразии структур некоторых районов — своеобразии, не укладывающемся в принятый за норму ряд: геосинклинальная система, закономерно превращающаяся в платформу.

Максимальное внимание исследователи уделяли выяснению морфологических признаков искомого структурного элемента, но как раз в этом отношении получились недостаточно определенные результаты. Если взять за основу представления Штилле о германотипной тектонике, то можно указать, что рамкам его определения соответствуют не все структуры, которые было бы желательно отделить от геосинклинальных складчатых структур и типично платформенных. Тем не менее, некоторые формы германотипной тектоники столь тесно связаны с обычными платформенными, а иногда также геосинклинальными структурами, что их вряд ли целесообразно обособлять.

Важное практическое значение имеет также то, что в настоящее время мы располагаем достаточно точными морфологическими данными о структурах лишь по ограниченному числу хорошо изученных районов. Основываясь на тонкой морфологии, очевидно нельзя проводить тектоническое районирование не только почти всей зарубежной Азии, но и многих районов СССР.

В условиях недостатка точных морфологических данных при диагностике нового третьего типа структурных элементов целесообразно основываться главным образом на характеристике осадков и магматических проявлений, сопровождающих структурообразование искомого типа, т. е. обратиться к формационному методу. Первые попытки, сделанные в этом направлении, несомненно дали обнадеживающие результаты (Пейве, Синицын, 1950; Богданов, 1959 и др.).

Наибольшее разнообразие мнений возникло при попытках установить закономерные возрастные отношения структур третьего типа с геосинклинальными и платформенными. Это разнообразие невольно наводит на мысль, что такие отношения в ряде случаев не одинаковы. Тем не менее до настоящего времени исследователи удивительно мало уделяли внимания выяснению пространственных взаимоотношений структур искомого типа с синхронными платформенными и геосинклинальными структурами.

Между тем, сравнивая в этом отношении районы, приводимые в качестве типовых, легко убедиться, что их пространственные отношения не одинаковы, подобно тому как не одинаковы и возрастные отношения.

Замечное разнообразие в пространственных и временных отношениях структур искомого типа с типами ранее выделенных структур указывает

на тектоническую гетерогенность третьего структурного элемента. Эта гетерогенность разобрана позднее. Отметим лишь, что, несмотря на гетерогенность, у структур, относимых к данному типу, имеется много общего, особенно в отношении их формационной характеристики. Поэтому методически удобно вести первоначальный анализ всех этих структур совместно.

Из большого количества терминов, предложенных для обозначения разбираемого типа структур, наиболее удачным представляется термин «орогенные области или системы». Этимология термина ясно указывает на связь этого типа структур с горным рельефом, что неизменно и обнаруживается при литологическом анализе формаций каждого из выделенных районов. Тем самым название имеет объективную основу.

Единственный недостаток термина тот, что он был уже введен ранее Кобером для обозначения структур, венчающих развитие геосинклинальных систем. Однако в таком смысле термин уже давно вышел из употребления в СССР, а отчасти и в других странах. Новое значение, в моем понимании, расширяет объем термина, принятый Кобером. Оно шире и того нового значения, которое ему придается в некоторых современных работах, но вполне соответствует этимологическому значению слова «орогенез» (горообразование).

Кратко отметим недостатки других предложенных терминов, взятых для обозначения структур, примерно тех же, что и обозначенных как орогенные. Термины: парагеосинклиналь, вторичная геосинклиналь, зачаточная геосинклиналь и тому подобные, помимо других недостатков, имеют еще и тот, что указывает на родственность разбираемого типа структур с геосинклинальными структурами, что нельзя считать установленным и что, по-видимому, не всегда верно; совсем неправильным с этой точки зрения будет термин параплатформа. Термины «области германотипной тектоники» или «области аркогенетической тектоники» нельзя считать синонимами термина «орогенные области», так как их объемы лишь частично совпадают. Очевидно, неудобны и такие термины, как «области глыбовой» или «складчато-глыбовой тектоники»; так как многие современные исследователи считают глыбовое строение характерной особенностью всей структуры земной коры.

Активизация, мобилизация, оживление — общие термины, пригодные для обозначения всякого усиления тектонических движений после периода относительного покоя; поэтому они не пригодны для поставленной цели. Например, такой термин, как «активизированные области», можно понимать как платформенные области, превратившиеся в геосинклинальные системы.

Особенно энергично приходится возражать против термина «области промежуточного типа». Термин «промежуточный» обычно появляется в классификациях тогда, когда автор затрудняется провести точную границу между двумя какими-либо выделяемыми им классами. Однако такой способ может дать лишь кажущееся удовлетворение, так как немедленно возникают трудности с проведением границ самого промежуточного класса.

При классификации сложных объектов широкое применение обозначения «промежуточный» легко приводит к недоразумениям, так как объект, который по некоторым признакам можно считать промежуточным, между двумя объектами, по другим признакам уже может оказаться не таковым. Поэтому в промежуточный класс легко могут войти объекты, мало сходные между собой; такими, в частности, являются многие структуры, которые обозначались как промежуточные. По-видимому, следует стремиться каждый класс структур характеризовать качественными признаками, свойственными только этому классу порознь или хотя бы в сочетании.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ

При составлении тектонической схемы Евразии в основном применялся формационный метод. Впервые (без употребления этого термина) он был последовательно применен А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933) при районировании СССР по времени окончания накопления отложений геосинклинального типа, т. е. отложений определенных типов формаций, хотя сам термин формации в то время еще не применялся. В дальнейшем он применялся при составлении двух изданий тектонических карт СССР и карты Европы, выполнявшихся под руководством Н. С. Шатского, и ряда других карт. В процессе составления этих карт развивалось само учение о формациях и особенно методика их применения для решения тектонических задач. При составлении тектонической схемы Евразии выяснилось, что все формации целесообразно разделить на три класса: геосинклинальные, платформенные и орогенные.

Н. С. Шатский (1945; Херасков, 1952), как известно, разделил все формации на геосинклинальные и платформенные, но на тектонических картах он в качестве самостоятельной группы тектонических форм выделил впадины, отложения которых, очевидно, нельзя относить к платформенным или геосинклинальным. Таким образом, в его взглядах намечился третий класс формаций.

Имеется несколько попыток выделения третьего класса формаций, причем объем этого класса у разных авторов очень различный, а в соответствии с этим изменяется и объем двух других классов. В моем понимании, эти классы могут быть кратко охарактеризованы следующим образом.

Платформенные формации следует выделить, исходя из следующих соображений. Для платформ типично образование чехла почти горизонтально лежащих отложений, которые редко могут быть нарушены лишь вдоль некоторых зон. В соответствии с этим, в класс платформенных формаций включаются все формации, свойственные развитым на большой площади структурам с подобными условиями залегания.

Платформенные формации устанавливаются методом сравнительного анализа и в том случае, когда они позднее были в значительной степени дислоцированы. Надежность вывода, естественно, зависит от тщательности и обоснованности проведенного сравнения. В общем убедительные все геосинклинальные платформенные формации диагностируются в том случае, когда область их распространения сохранила на части площади первичное платформенное залегание. Некоторые общие особенности платформенных отложений могут быть установлены чисто теоретически, что в значительной степени облегчает применение сравнительного метода. Длительное сохранение горизонтального залегания возможно лишь в том случае, если вертикальные тектонические движения или, точнее, вертикальные компоненты тектонических движений в каждую эпоху не изменяются или изменяются лишь на больших площадях. В этих условиях возникает равнинный рельеф.

Таким образом, накопление платформенных отложений происходило в условиях равнины, преимущественно подводной, реже континентальной, так как равнина, достаточно высоко поднятая над уровнем моря, обычно подвергается общему размыву и резко сохраняет континентальные отложения. Но, например, в таком типичном платформенном районе как Судан, в составе отложений платформенного чехла большую роль играют континентальные отложения, представляющие несомненно исключение, которое еще нуждается в специальном тектоническом анализе.

Накопление в пределах равнины вызывает лишь предельно постепенные изменения в свойствах осадков и мощностях, поэтому для платформенных формаций характерна большая выдержанность фаций и мощностей. Равнинность рельефа внутриплатформенных поднятий исключает

сколько-нибудь значительное поступление обломочного материала, особенно более крупного. Тем самым создаются в целом крайне благоприятные условия для накопления химических и биогенных отложений и компонентов этого генезиса в обломочных отложениях (различные карбонатные породы, опоки, глауконитовые породы и т. д.).

Для сохранения горизонтальности залегания на больших площадях, по-видимому, необходимо ограничить размер и скорость тектонических движений, так как значительные и быстрые перемещения неизменно ведут к значительной деформации перемещающихся масс.

Относительная стабильность всегда считалась наиболее характерным признаком платформ. Вероятно, платформы обычно лишь незначительно колеблются близ уровня океана. Высокое современное положение Африканской платформы несомненно связано с некоторым отклонением от типичного платформенного режима (см. стр. 87). Эти особенности движений платформ позволяют теоретически вывести некоторые новые признаки, характерные для платформенных формаций, что подтверждается непосредственными наблюдениями. Отмечается преобладание малых и умеренных мощностей и появление больших мощностей лишь в качестве исключения (Прикаспийская синеклиза, Северогерманская впадина и др.). Весьма важно, что все платформенные отложения достоверно мелководны. Колебание равнины около уровня моря хорошо увязывается с характерными для мелководных платформенных отложений быстрыми вертикальными изменениями в характере осадков и в составе биоценозов. Это обеспечивает необычную для геосинклинальных серий детальность стратиграфического расчленения платформенных осадков. С преимущественным положением платформы близ уровня моря связано большое число региональных перерывов, от кратковременных до длительных. Размыты слои, связанные с этими перерывами, вызывают многократный перерыв осадков и накопление таких «скелетных» образований, как кварцевые пески.

Относительная стабильность платформ приводит к характерной для последних эпизодичности магматической деятельности и пространственной изолированности многих магматических проявлений. В дальнейшем могут быть, вероятно, объяснены петрографические особенности магматических проявлений на платформе, а также такие парагенезы, как парагенез базальтовых излияний с континентальными осадками. Отдельно следует отметить выделенные Н. С. Шатским (Шатский и др., 1961) аллохтонные формации, образовавшиеся в результате привноса обломочного материала из пеплатформенных областей. По строению эти формации мало отличаются от обычных или автохтонных формаций, а по составу сходны с формациями орогенного класса. Впервые роль и значение отложений, отнесенных выше к этим формациям, в разрезе Русской платформы выяснил А. Д. Архангельский (1923).

Пологие структурные формы платформенного чехла естественно легко изменяют свои контуры, и потому для разрезов платформенных формаций характерны частные перестройки плана фациальных изменений и плана изонахит. Эта особенность платформенного чехла хорошо выявлена бурением на Русской и Северо-Американской платформах. Планы фациальных изменений геосинклинальных компонентов более консервативны или, вернее, характеризуются более закономерными изменениями вертикального разреза.

Отметим, что в зонах дислоцированных отложений, изолированно появляющихся на платформах, свойства платформенных отложений могут существенно изменяться.

При выделении классов геосинклинальных и орогенных формаций возможно применение тех же двух методов, которые выше были указаны для выделения платформенных формаций, т. е. сравнитель-

ного и теоретического. Однако оба метода в отношении геосинклинального и орогенного класса дают менее определенные и полные результаты, так как их применение связано с некоторыми дополнительными трудностями, которые будут разобраны ниже. Полезно поэтому отметить, что за типичные геосинклинальные и орогенные следует принимать те формации, в которых отсутствуют отмеченные выше признаки, принципиально важные для платформенных формаций.

При применении сравнительного метода для выделения геосинклинальных формаций затруднение вызывает реально существующее разнообразие геосинклинальных серий и структур в зависимости от их возраста и отчасти местоположения. Наблюдаемые различия значительно превышают различия типовых платформенных серий и структур даже в том случае, если за основу берутся наиболее типичные, общепринятые и достаточно изученные примеры.

Вероятно, правильнее всего положить в основу сравнительного метода геосинклинальные структуры палеозойского возраста, такие как Урал, каледониды и герциниды Европы и Аппалач, присоединяя к ним более молодые и более древние образования в той мере, в какой обнаруживается достаточное сходство их с приведенными выше основными примерами. Дальнейшее расширение группы геосинклинальных образований следует делать, учитывая особое тектоническое положение этих образований или их возраст, т. е. сознательно учитывая, что ход геосинклинального процесса изменяется в зависимости от места и времени. При таком расширенном понимании, естественно, приобретают большое значение черты отличий от платформенных и орогенных образований, сходных по возрасту и местоположению.

Выбор палеозойских образований за генотип для геосинклинальных систем объясняется как их промежуточным возрастом более или менее известной нам части истории Земли, так и тем, что в эту эру, по-видимому, наиболее резко проявились различия между геосинклиналями и платформами. Отметим, что Н. С. Шатский (1946₂) при своих получивших широкое распространение определениях геосинклиналей, геоантиклиналей и геосинклинальных систем несомненно брал за основу палеозойские структуры. Малая ширина альпийских геосинклинальных систем затупевывает некоторые важные общие свойства.

Чтобы более не возвращаться к сравнительному методу, здесь следует указать, что в качестве генотипов орогенных серий и структур мною были взяты структуры и серии, возникшие в мезозое и кайнозое в горных областях Тянь-Шаня, Алтая и Нань-Шаня, а также на Китайских платформах, и девонские, карбоновые и пермские образования каледонид Западной Европы и Саяна.

Выбор объясняется тем, что именно эти и некоторые менее известные структуры вызвали большие затруднения при тектоническом районировании и привели меня к необходимости выделить особый класс орогенных формаций. Дальнейшее расширение класса проводилось по чисто формальным признакам сходства всех образований, возникавших в горных странах.

Основные признаки типичных платформенных формаций были теоретически выяснены на основании чисто структурного свойства платформ — длительного сохранения горизонтальности залегания платформенных слоев. Структурные признаки должны быть исходными и для теоретического установления важнейших признаков типичных геосинклинальных формаций. Основные условия, определяющие образование геосинклинальных формаций, следующие:

① Постоянно идущие деформации, изменяемые по силе как во времени, так и на площади, вызывают образование сложного и постепенно усложняющегося рельефа из линейно вытянутых форм.

2. Геосинклинальные деформации протекают на фоне общего прогибания, но поверхность рельефа в отдельных зонах может испытывать воздымание относительно уровня моря. В процессе развития геосинклинальной структуры общая площадь и высота таких поднятий возрастают в результате расширения площадей зон воздымания и увеличения их числа, что приводит в конечном итоге к так называемому замыканию геосинклинальной системы.

3. Основу структур геосинклинальных систем образуют крупные линейные прогибы и поднятия, часто разделенные зонами разломов. Они длительно развиваются с постепенным усложнением формы и обычно достаточно ясно сохраняются как поднятия и прогибы в конечной складчато-надвиговой структуре.

Выше было приведено некоторое обоснование этих положений, сделанное на основании анализа геосинклинальных структур. Те, кто считает это обоснование недостаточным, могут принять три положения, приведенные выше, как теоретические допущения, правильность которых доказывается тем, что выведенные из них признаки геосинклинальных образований вполне совпадают с полученными путем непосредственного наблюдения геосинклинальных серий. При этом эмпирические обобщения признаков геосинклинальных формаций освещаются с новой точки зрения, которая указывает на единство факторов, определявших образование этого класса формаций, и позволяет отделить принципиально важные признаки геосинклинальных формаций от более или менее случайных, связанных с местными условиями.

При установлении важнейших общих признаков геосинклинальных формаций не учитывается, что они образовывались в условиях развивающейся структуры. В некоторых районах уже установлены закономерные ряды формаций, отражающие ход этого развития. Однако пока вряд ли возможно теоретически наметить подобную последовательность, исходя из анализа структуры. Поэтому попытку выделить общие особенности геосинклинальных образований следует рассматривать как самое первое и очень грубое приближение к действительности. Не было учтено развитие структуры и при определении свойств платформенных формаций, но там относительная стабильность платформы, вероятно, уменьшает размер возможных ошибок.

Условия постоянного прогибания приводят к тому, что геосинклинальные отложения состоят почти целиком из морских образований и лишь на поднятиях временами создаются условия для образования континентальных осадков. Так как прогибание геосинклинальных систем может происходить со значительно большей скоростью, чем платформ, среди геосинклинальных отложений могут накапливаться относительно глубоководные осадки, вплоть до абиссальных. Подобные осадки неоднократно отмечали геологи (например, Гарецкий, Яншин, 1960).

Сложный рельеф моря с многочисленными углублениями и возвышенностями обычно приводит к большому разнообразию осадков, сменяющихся на площади и во времени, так как глубина моря все время изменяется. Крупные фациальные изменения происходят на коротком расстоянии, и большие литологические различия могут наблюдаться не только между смежными свитами, но даже между смежными слоями. Столь же изменчивы скорости накопления осадков как на площади, так и во времени. Если литологические условия благоприятствуют быстрому накоплению, то прогибание может содействовать сохранению этих условий в течение значительного времени, и тогда появляются исключительно мощные толщи, неизвестные на платформах.

Условия области сильного прогибания не способствуют образованию региональных перерывов, распространяющихся на всю или значительную часть площади геосинклинальной системы. Фактическими наблюдениями

нельзя доказать ни существование, ни отсутствие таких перерывов, так как каждая стратиграфическая поверхность в геосинклинальной системе на преобладающей части площади либо скрыта на недоступной глубине, либо размыва. Можно думать, что если такие перерывы и имеются, то они редкие. Наряду с этим в любой хорошо изученной геосинклинальной системе известны значительные перерывы, сопровождаемые крупными угловыми несогласиями, которые существуют на ограниченной площади и быстро сменяются залеганием слоев без существенного перерыва. Существование таких перерывов легко объяснимо основными структурными особенностями геосинклинальных систем. Местные перерывы с несогласиями должны возникать на поднятиях или на вершинных частях поднятий, когда последние выходят над уровнем моря или хотя бы достигают зоны волнений.

Деформации приводят к образованию быстро растущих поднятий, которые даже при малой площади способны быть источником громадных количеств обломочного материала. Этот материал из-за сложного рельефа дна обычно может разноситься лишь на ограниченные расстояния и поэтому накапливаться с большой скоростью в соседних прогибах. Перенос на небольшое расстояние, условия, не подходящие для перемыва отложившихся осадков, и большая скорость как размыва поднятий, так и захоронения в прогибах, приводят к образованию граувакковых формаций с их слабо сортированным материалом, богатым неустойчивыми минералами и обломками пород. Здесь же, по соседству, могут находиться участки дна, которые почти защищены от приноса обломочного материала, где скорость накопления осадков ничтожно мала.

Так как гипсометрия в геосинклинальных системах имеет линейный характер, перенос должен быть ограничен лишь вкrest простирания структуры. Вдоль прогибов обломочный материал может переноситься на значительное расстояние. Вообще линейность рельефа дна геосинклинальных систем создает значительную выдержанность фаций и мощностей вдоль простирания структуры.

Неровность рельефа препятствует переносу обломочного материала, что является решающим фактором для накопления дисперсных, хемогенных, органогенных и вулканических образований. Эти типы пород весьма характерны для геосинклинального осадконакопления. Но так как движения в геосинклинальной системе разнообразны и протекают неравномерно в разных частях и в различные эпохи, гипсометрия дна в целом изменчива, а следовательно, изменчива и дальность переноса. Мощные гравитационные силы постоянно действуют в сторону выравнивания рельефа — поднятые участки размываются, во впадинах происходит максимальное накопление дисперсного материала. В том же направлении — от поднятий к прогибам — происходят оползневые движения, которые иногда, по-видимому, перемещают крупные массы и сопутствуют выравниванию рельефа.

Если в геосинклинальной системе создадутся условия, благоприятные для действия указанных выше механизмов выравнивания, и такие условия совпадут с эпохой ослабления тектонических движений, то можно допустить образование относительно равнинного рельефа. При таком рельефе возможен перенос значительных масс дисперсного материала на большие расстояния вкrest простирания.

В том случае, когда поступает достаточное количество обломочного материала, не следует недооценивать силу выравнивания рельефа осадками. Об этой силе можно судить по выровненности рельефа шельфов современного океана, хотя наблюдения с эхолотом и показали, что эта выровненность ранее чрезвычайно преувеличивалась. На шельфовой равнине, как правило, бесследно исчезают и надводные, и подводные хребты, в том числе такие, для которых есть все основания предполагать интенсивное современное воздымание.

Эмпирическим путем можно доказать, что в геосинклинальных сериях достаточно часто встречаются толщи, для которых устанавливается значительная удаленность источников слагающего их обломочного материала. Особый интерес представляет случай, когда главным источником обломочного материала служат соседние с геосинклинальной системой более древние области складчатости, включая древние платформы.

Н. С. Шатский (Шатский и др., 1961) назвал платформенные формации, образовавшиеся из обломочного материала, поступавшего из прилегающей геосинклинальной системы, находящейся в стадии воздымания, аллохтонными. К. В. Никифорова и В. Н. Разумова (1959; Разумова, 1961) расширили первоначальный объем понятия об аллохтонных платформенных формациях, но не указали, что они вносят в это понятие новое понимание. Действительно, они назвали аллохтонными некоторые мезозойские и кайнозойские формации эпипалеозойской платформы, которые образованы обломочным материалом, принесенным из горного пояса Тянь-Шаня, хотя Тянь-Шань имеет тот же возраст геосинклинального фундамента, что и аккумуляировавшая эти осадки платформа.

Представляется рациональным выделить также аллохтонные геосинклинальные формации, обозначая этим термином геосинклинальные формации, возникшие в условиях обильного поступления обломочного материала из соседних областей более древней складчатости, в частности с древних платформ.

Для североамериканских геосинклиналей Кей (1955) отмечает, что в выделенных им многогеосинклиналях обломочный материал накопился в результате сноса с платформы, но вместе с тем, по-видимому, не считает этот признак обязательным для осадков многогеосинклиналей, так как не вводит его в определение. Геологи, изучавшие девон северной части Рейнских сланцевых гор, постоянно отмечают принос материала с северной «красной суши», т. е. с каледонид, но пока неясно, можно ли по этому признаку выделить здесь самостоятельные формации. Особенно характерны аллохтонные геосинклинальные формации для областей байкалид и мезозойд, где они образуют самостоятельные комплексы, развитые на больших площадях.

Таким образом, можно считать установленным аллохтонное происхождение ряда толщ в геосинклинальных системах разного возраста, но степень их обособления, как это подробно рассмотрено в первом разделе второй части, изменяется в зависимости от возраста складчатости.

Тектоническая подвижность геосинклинальных систем — причина обилия и разнообразия магматических пород и связанных с ними метасоматических образований в геосинклинальных системах.

В другой работе (Херасков, 1958) мной уже указывалось, что проницаемость для магмы и магматических растворов у разломов и трещин проявляется или во всяком случае резко возрастает в моменты, когда по таким разрывам происходят движения. Это явление лучше всего объясняет пзбирательный характер движения этих растворов лишь по немногим трещинам, рассекающим все известные нам горные породы. Поэтому большая тектоническая подвижность геосинклинальных систем и приводит к появлению громадных масс магмы и растворов, проникающих с глубиной в эти системы весьма неравномерно во времени и на площади. Весьма характерно поэтому большое значение разломов с длительным развитием для распределения магматических образований, которые возникают на границе крупных поднятий и прогибов. Например, оно хорошо видно на Урале (Пейве, 1945, 1947; Штрейс, 1951; Херасков и Перфильев, 1963).

Современная теория образования магматических и метасоматических пород еще недостаточно разработана, чтобы можно было обоснованно связать конкретные особенности этих пород и их парагенезов с особенностями тектонического режима геосинклинальных систем.

Все же можно предположить, что деформации, происходящие одновременно с подъемом магмы, способствуют процессам дифференциации. Если, например, признать, что базальтовая магма способна к значительной дифференциации, то с этой точки зрения понятно, почему в платформенных условиях часто встречаются почти недифференцированные базальтовые серпш, а в геосинклинальных условиях базальтовые породы обычно сочетаются с андезито-базальтами и далее либо с андезитами, либо с кератофирами.

Следует ожидать, что деформации должны способствовать разнообразным процессам ассимиляции и метасоматического замещения. Действительно, следует предполагать, что на платформы эндогенные образования подымаются по относительно редким и изолированным разломам, а фронт их взаимодействия с окружающими породами и растворами ограничен. Наоборот, в геосинклинальных условиях движения по разломам глубокого заложения сопровождаются значительной деформацией прилегающих участков и фронт взаимодействия значительно расширяется. Возможно, что таким путем можно объяснить преимущественную приуроченность гранитов к подвижным зонам и относительную редкость и малые массы в них пород семейства нефелиновых сленитов, которые особенно разнообразны на платформах (точнее, главным образом, в складчатом фундаменте последних), так как, по-видимому, платформенный чехол может быть серьезным препятствием для проникновения магматических образований.

Избыток щелочей несомненно содействует усилению воздействия на вмещающие породы, но реализация этого воздействия требует известной проницаемости пород. Деформации, повышая проницаемость вмещающих пород, приводят к исчезновению избытка щелочей. При высокой проницаемости этот избыток исчезает в результате взаимодействия с вмещающими породами, и вместо щелочных минералов возникают преимущественно полевые шпаты, а на месте щелочных пород — гранитоиды.

Приведенные примеры возможного влияния тектонического режима на ход образования магматических пород показывают возможность одного из путей развития смежных областей тектоники и петрологии. Это путь тектонического анализа, с помощью которого, вероятно, можно представить много ценных результатов, дополняющих уже известные закономерности тектонического размещения магматических пород, которые были получены чисто эмпирически.

Разнообразие и изменчивость геосинклинальных образований не беспорядочная, так как основные изменения связаны с длительным ростом больших линейных прогибов и поднятий. Наиболее крупные и рано образовавшиеся поднятия и прогибы называются геосинклиналями и геосинклиналями. В процессе развития эти формы распадаются на отдельные обособленные части и образуются дочерние прогибы и поднятия.

Поднятия отличаются от прогибов своими более мелководными или даже континентальными фациями, большим количеством и значительными размерами перерывов в стратиграфическом разрезе и обычно пониженными мощностями отдельных стратиграфических членов. В распределении мощностей, впрочем, имеются исключения, связанные с тем, что прогибы не всегда компенсируются осадками (Келлер, 1948; Гарсдэйл, Яншин, 1960 и др.). Если взять значительный интервал времени, то разрезы прогибов будут выделяться своей стратиграфической полнотой, почти ненарушенной перерывами и большими суммарными мощностями осадков а разрезы поднятий оказываются сокращенными (Херасков, 1948).

Поднятия и прогибы обычно обособляются друг от друга разломами длительного развития, вдоль которых сосредоточиваются главные изменения в характере разрезов и часто вытягиваются интрузии. Таким образом, возникают обособленные между собой полосы, которые называют структурно-фациальными или тектоно-магматическими зонами. Подобная зональ-

ность очень характерна для площадей, сложенных геосинклинальными серпями.

Общие особенности орогенных формаций можно наметить, определяя их как формации, накапливающиеся в горных областях. Такие области появляются и сохраняются лишь в результате крупных и дифференцированных тектонических движений. Вероятно, горные области следует отнести к областям подвижности; этим они отличаются от платформ. Главное отличие от геосинклинальных систем то, что в целом — это области воздымания земной поверхности, хотя в них имеются наряду с поднятиями значительные прогибы, т. е. контрастность в движениях отдельных частей сходная с той, которая наблюдается в геосинклинальных системах.

Изучение структуры горных областей, или орогенных систем, позволяет выявить некоторое морфологическое отличие подвижных зон этого типа от подвижных зон типа геосинклинальных систем. Поднятия и прогибы орогенных систем в целом менее линейны, чем те же формы геосинклинальных систем. Вариации в этом отношении большие и доходят до образования форм, почти изометричных, т. е. таких, которые в геосинклинальных системах представляют исключение. Характерная и, по-видимому, общая черта орогенных систем — крайняя неравномерность в распределении дислокаций на площади. Участки с почти горизонтальным залеганием слоев, которое иногда нарушено изолированными складками и разломами, чередуются в этих системах с зонами крупных деформаций, складчатых и разрывных, но при этом всегда ведущее значение имеют разломы. Эти сильно нарушенные зоны чаще всего отделяют поднятия от прогибов, в которых слои залегают более спокойно, но существуют зоны, секущие поднятия и прогибы. Кроме того, есть прогибы с довольно сильной и относительно равномерной складчатостью. Возможно, имеются и подобные поднятия, но из-за размыва слоев, образовавшихся во время воздымания гор, орогенная структура последних мало известна.

Структуры многих орогенных областей могут быть названы германотипными, но полного соответствия здесь нет. Термин «германотип» был первоначально введен Штилле (Stille, 1924) для обозначения форм мезозойской (саксонской) складчатости Германии, а эту область вряд ли можно считать орогенной в послетриасовое время. Позднее Штилле расширил этот термин и на структуры иного типа, считая, что и мезо-кайнозойские структуры Тянь-Шаня и ряд мезозойских впадин Восточной Азии следует называть германотипными (Stille, 1928_{2,3}, 1929). В данном случае приведена уже структура типичной орогенной области. Однако орогенными могут быть и некоторые типичные складчатые структуры в областях крупных прогибов (Юрские горы, Таджикская депрессия), которые Г. Штилле считает «альпийотипными».

Главными признаками, по которым Г. Штилле проводит разделение на альпийотип и германотип, являются линейные складки и пологие надвиги, характерные для альпийотипа, и крутые разломы, свойственные, наоборот, германотипу. Казалось, что в то время, когда создавалось это разделение, этот признак — решающий для отделения настоящей и геосинклинальной складчатости от деформаций относительно стабильных областей. Сейчас, когда в структуре геосинклинальных систем установлена громадная роль крутых разломов, в том числе глубинных, противопоставление друг другу форм деформаций, на которых основывался Штилле, в таком простом виде, очевидно, уже не может быть сохранено. Странно, что и в более поздних своих работах Штилле (1957) считает современные глубинные разломы, опоясывающие Тихий океан, проявлением германотипной тектоники и явлением менее значительным, чем пологие складки неогена Калифорнии.

Поэтому для структур, свойственных орогенным областям, характерны как те формы, которые были выделены в качестве германотипных, так и формы простых складок, отнесенные Штилле к юрскому подтипу альпи-

нотина, а также иногда пологие глыбовые надвиги. Гермапотипные дислокации с почти не деформированными блоками, разделенными крутыми разломами, появляются преимущественно при ограниченной мощности чехла отложений, возникших в орогенный этап, а при возрастании мощности последнего глыбовое строение более или менее маскируется различными по форме местными складками чехла.

Складчатые структуры развиваются в мощном осадочном покрове глубоких прогибов, а там, где осадочный покров маломощен или отсутствует, наблюдаются главным образом разрывы. При умеренной мощности осадочного покрова, особенно когда последний в дальнейшем мало размыт, характерно неравномерное распределение складок и большие различия в форме антиклиналей и синеклиналей.

Все рассмотренные различия связаны с поверхностными частями. Вряд ли эти различия можно без каких-либо добавочных данных распространять на глубинное строение. Те признаки, которые Штилле считал решающими для отделения «настоящей» или альпийской складчатости от «ненастоящей» или гермапотипной, теперь уже частично утратили свое бывшее значение.

Связь расчлененного рельефа подвижной области с областью, где преобладает тенденция к воздыманию, создает условия для осадконакопления, отличные от платформенных, и от геосинклинальных.

Один из самых примечательных признаков орогенного комплекса формаций — преобладание обломочных и грубообломочных континентальных отложений и появление изолированных и полуизолированных бассейнов аккумуляции. Нетрудно видеть, что эти признаки — прямое следствие основных тектонических особенностей орогенных областей: воздымание препятствует проникновению морей и создает обилие обломочного материала, а контрастность движений мешает его выносу из горной области.

Как показывает изучение современных осадков многих горных областей, например Средней Азии, в них происходит накопление не только галечников, но также песков и глин, а в некоторых районах галечники вообще отсутствуют в составе современных осадков. Поэтому неправильно считать конгломераты необходимым членом каждой орогенной серии.

Районы аккумуляции орогенной области несомненно приурочены к отрицательным формам тектонического рельефа с их относительным опусканием, а часто и опусканием относительно уровня мирового океана. Но нельзя забывать, что значительная четвертичная и современная континентальная аккумуляция протекает в Центральной Азии на большой высоте над уровнем моря. Есть основание полагать, что компенсация рельефа размывом и осадконакоплением в орогенных областях — случай более редкий, чем в геосинклинальных системах. Аллохтонные формации на орогенах не известны, а для остаточного покрова характерна разомкнутость на отдельные бассейны. Лишь палеогеографические реконструкции подсказывают нам, что в некоторые эпохи ослабления дифференциальных движений такая разомкнутость значительно уменьшалась (например, в эпоху палеогеновой трансгрессии на Тянь-Шане).

Еще П. Вальтер (1914) заметил, что пустыни по их природе представляют области, лишенные стока, и связывал с этим их мощную континентальную аккумуляцию. Хотя по современным данным представления Вальтера о размерах аккумуляции в пустынях оказались преувеличенными для некоторых районов пустынь и полупустынь, для определенных эпох и районов его выводы сохраняют силу. Вполне возможно, что экзогенным фактором (климатом) можно объяснить большое значение ардных формаций в разрезах орогенных областей, но главное значение тектонического фактора все же остается несомненным. Достаточно напомнить о широком распространении в орогенных областях гумидных формаций (например, угленосных отложений большой мощности).

Опускание поверхности прогибов орогенных областей ниже уровня моря создает условия для многократных трансгрессий последнего и нарушает единообразие континентальных серий важными для стратиграфии свитами и горизонтами.

Обычно морские отложения входят в континентальную толщу отдельными языками, которые постепенно выклиниваются, замещаясь лагунными и континентальными образованиями, и лишь на периферии орогенной области могут приобретать большое значение в разрезе. Когда тенденция к подъему ослабевает, среди морских отложений орогенных комплексов могут возникать отложения, сходные с геосинклинальными и даже платформенными. Сходство может доходить до нерасчлененности при современном состоянии методики и знания о формациях. Анализ таких образований — дело будущих исследований.

Из выделенных орогенных комплексов наиболее интересны морские отложения, на которых ярко отразился специфический тектонический режим орогенных областей.

В горной области, даже погруженной намного ниже уровня моря, береговая линия должна отличаться извилистостью с образованием полуизолированных и изолированных водоемов. Почти также легко может возникнуть некоторая общая изоляция внутренних водоемов орогенной области от мирового океана и связанных с ним открытых морей.

Признаки частичной и полной изоляции обычно наблюдаются в морских отложениях орогенных областей. Такие отложения часто отличаются обедненной фауной с развитием эндемичных форм (напомним, например, среднедевонскую фауну *Spirifer chechiel* Минусинской котловины). Наиболее известным примером изоляции морских бассейнов, в которых происходили изменения солености, сероводородное брожение и развивались своеобразные биоценозы и т. д., считаются неогеновые бассейны Средиземноморской области.

Те же тектонические особенности, которые создают замкнутые и полузамкнутые морские бассейны, должны содействовать появлению так называемых лагунных отложений. Палеогеографический смысл этого термина нельзя назвать ясным, так как геологи обычно относят к этой группе разнообразие субаквальные континентальные отложения, а также отложения полосы взаимодействия суши и моря. Геологическое содержание термина «лагунные отложения» несомненно значительно шире его географического содержания.

Лагунные отложения действительно являются одним из характерных членов орогенных комплексов. Особенно заметны различные галогенные отложения, так как они выявляются уже при обзорных геологических съемках. Они могут и венчать морские отложения, и подстилать их (см., например, разрезы Таджикской депрессии). Иногда галогенные отложения шире распространены, чем осадки связанных с ними морских отложений, как бы продолжают «язык» последних в ту часть области аккумуляции, которая была недостижима морской трансгрессией (например, галогенные отложения хр. Петра I на восточном продолжении морских юрских отложений Таджикской депрессии). Иногда галогенные образования встречаются и вне какой-либо связи с морскими осадками (например, в неогене Ферганы).

Обильный обломочный материал, поступающий с гор в разделяющие их впадины, казалось бы должен был препятствовать образованию чистых органогенных и хемогенных осадков. Однако последние достаточно широко распространены в орогенных комплексах и встречаются как в виде отдельных пластов, так и целых толщ с резко подчиненным значением обломочных пород. Образование редких пластов известняков, гипсов и других пород, вероятно, зависит от различных причин нетектонического характера.

Иначе рисуются причины образования мощных толщ органогенных и хемогенных пород. Участие тектонического фактора в этом случае несомненно. Дифференциальные движения, как и при геосинклинальных условиях, ограничивают дальность переноса обломочного материала. Особенно сильны эти движения в зонах разломов, отделяющих поднятия от прогибов. Обломочный материал может здесь почти целиком скапливаться у подножья гор, если оно быстро прогибается. Такие частные прогибы, захватывающие лишь небольшую часть области аккумуляции у подножья горных хребтов, в некоторых случаях уже обнаружены, например, вдоль южного подножья Восточного Тянь-Шаня. В других случаях распространению обломочного материала препятствует барьер, созданный поднятием. Так, Башкирское поднятие в верхнем карбоне и в нижне-пермское время защищало Бельско-Ишимбаевский прогиб от обломочного материала, обильно поступавшего с Урала, и в этом прогибе накапливались маломощные кремнисто-карбонатные отложения и мощная галогенная свита.

Строение орогенных комплексов сходно со строением геосинклинальных. И там, и тут оно отражает тектонический режим резко дифференцированных движений. Наблюдается та же фацциальная изменчивость, препятствующая дробному стратиграфическому расчленению, те же большие градиенты изменения мощностей. Сходны и сами общие мощности комплексов, колеблющиеся от нулевых до громадных.

Заметное отличие в строении геосинклинальных и орогенных комплексов связано с меньшей линейностью в тектонической структуре орогенных областей, а иногда, возможно, и с меньшей длительностью образования крупных форм. Во всяком случае в орогенных областях неизвестны такие узкие выдержанные в длину и во времени структурно-фацциальные зоны, которые являются характерным элементом строения геосинклинальных комплексов.

Строение — важный признак, позволяющий отличить орогенные формации от аллохтонных платформенных, с которыми они сходны по общей литологии. В аллохтонных платформенных формациях наряду с местной фацциальной изменчивостью, характерной для континентальных лагунных и прибрежных отложений, всегда наблюдаются закономерные изменения в количестве обломочного материала и его механическом и минералогическом составе по мере удаления от орогена — источника обломочного материала. В сходных орогенных формациях такие закономерные фацциальные изменения либо отсутствуют, либо имеют более спорный характер и ограничены относительно малыми площадями.

Состояние тектонической подвижности приводит к образованию в орогенных областях магматогенных формаций.

Эмпирически устанавливается, что существуют орогенные области, в которых вулканогенные толщи и интрузии составляют значительную часть орогенной серии, и такие же области, у которых магматогенные образования не установлены или представляют исключение. Неравномерность распределения магматических проявлений здесь еще большая, чем в геосинклинальных системах.

Сводок по магматическим проявлениям в орогенных областях пока нет, а фактический материал по отдельным областям довольно пестрый, и всякие обобщения требуют осторожности.

Вулканогенные серии некоторых орогенных областей (например, среднего и верхнего палеозоя Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана и Англии) довольно близки по составу к вулканогенным сериям геосинклинальных областей, но в них преобладают наземные излияния, а не подводные. Отмечается также повышенное значение кислых членов и некоторое увеличение щелочности. Наряду с этим для мезо-кайнозойских отложений Восточной Азии характерны толщи чистых базальтов и толщи щелочных базальтоидов, напоминающих продукты платформенного вулка-

низма. Среди интрузий большое значение имеют гранитоиды, представленные многочисленными, хотя обычно и мелкими, телами. Гипербазиты в типичных орогенных областях, по-видимому, отсутствуют.

Оруденение частично относится к тем типам месторождений, которые Шпейдерхен (Шнейдерхен и др., 1957) считает регенерированными. Наряду с этим имеются типы месторождений, достаточно сходные с приблизительно синхронными месторождениями прилегающих геосинклинальных систем. Частично они описаны Ю. М. Шейнманом (1958).

Теоретически, широкое развитие гранитов и кислых членов вулкано-генных серий, а также отсутствие гипербазитов, вероятно, может быть объяснено утолщением земной коры, которое отмечено геофизиками для некоторых горных систем. В тех случаях, когда такое утолщение не обнаружено, руководствуясь принципами изостазии, предполагают относительно более низкую среднюю плотность коры, что также хорошо увязывается с распространением кислых магматических проявлений.

Крайнюю неоднородность орогенных областей по развитию магматических пород и пестроту в их характере следует рассматривать как выражение тектонической неоднородности этих областей. Ниже приведены еще более важные факты, доказывающие полигенный характер орогенных областей.

Сравнение орогенных формационных комплексов по присущим им магматическим проявлениям, возможно, позволит выработать в дальнейшем важные критерии для классификации этих комплексов. Но уже в настоящее время ясно, что среди орогенных комплексов есть такие, которые близки платформенным, и такие, которые близки геосинклинальным.

Формации платформенного, геосинклинального и орогенного классов в целом обособлены в пространстве и времени. Выделяются целые комплексы формаций одного и того же класса, часто накапливающиеся в течение многих геологических периодов на громадных площадях. В одном районе смена формаций одного класса формациями другого происходит довольно редко и по сравнению с временем накопления каждого класса относительно быстро.

Шире всего распространена следующая последовательность формаций: геосинклинальные — орогенные — платформенные, и эту последовательность, как и последовательность, в которой выпадает второй или третий член, можно считать нормальной. Например, на значительной части Русской платформы заведомо нет орогенных формаций, а в Средиземноморской альпийской зоне нет платформенных формаций, и разрезы представлены либо одними геосинклинальными формациями, либо геосинклинальными формациями, сменяющимися вверх орогенными.

Крайевые части Верхоянской складчатой системы могут служить примером, где в отдельных местах из-под геосинклинального верхнего палеозоя и мезозоя как будто выступают платформенные формации. Если это так, то все же подобную усложненную последовательность нельзя считать распространенной, и сторонникам превращения платформ в геосинклинальные области приходится признать, что платформенные формации, предшествовавшие геосинклинальным, обычно глубоко похоронены под геосинклинальным комплексом.

Аномальной является также такая усложненная последовательность, при которой после платформенных формаций отложились орогенные. Такая последовательность сейчас хорошо установлена в пределах Северо- и Южно-Китайских платформ, а также типична для краевых прогибов.

Точно также в разновозрастных сериях переходы от формаций одного класса к формациям другого обычно происходят на относительно коротких расстояниях. Так, переход геосинклинальных формаций в орогенные чаще всего осуществляется по разломам с длительным развитием. Более растянуты переходы орогенных формаций в платформенные. Например, переход

меловых и третичных орогенных формаций Тянь-Шаня в платформенные происходит близко от современной границы Тянь-Шаня, но при этом развиваются также аллохтонные платформенные формации, которые имеют некоторые признаки орогенных.

Примером зоны с переходом мезозойских отложений от орогенных (Фергана и Предкуньлуньский прогиб) к геосинклинальным (Конет-Дар) является Таджикская депрессия (Вахрамеев, Пейве, Херасков, 1936) в ее юго-западной части.

Переходные зоны, в которых орогенные формации постепенно замещаются синхронными геосинклинальными или синхронными платформенными, никем, по-видимому, специально не изучались, поэтому для их характеристики приходится пользоваться отрывочными данными.

Можно считать приведенную классификацию формаций не только тектонической, но и естественной, так как она дается на парагенетической основе, т. е. на той же основе, на которой выделяются сами формации, но только с заменой парагенеза пород парагенезом формаций. Вместе с тем это сильно облегчает разделение формаций, так как заведомо известно, что в разных классах встречаются сходные формации, которые пока еще не всегда возможно отличать друг от друга. Сходство некоторых формаций, даже относящихся к разным классам, Н. С. Шатский (1960₂) обозначил специальным термином — «конвергенция» различных типов формаций.

ФОРМАЦИОННЫЙ МЕТОД ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Применение размещения формаций для решения вопросов тектонического районирования основано на том, что геосинклинальные, платформенные и орогенные формации образуют самостоятельные парагенетические комплексы. При выделении областей складчатости используются размещение и возраст этих комплексов. Однако при этом приходится учитывать, что класс орогенных формаций с тектонической точки зрения полигенен, как полигенно с точки зрения общего развития тектонических структур само образование горных областей. Полигенность орогенных формаций устанавливается главным образом на основании изучения пространственно-временных связей орогенных структур и формаций с тектоническими структурами и формациями других классов.

По предварительным данным можно различить четыре основных типа тектонических обстановок, при которых появляются орогенные формации.

1. Орогенные формации могут отложиться на платформе, если последняя начнет дробиться и испытывать резкие деформации в связи с интенсивными движениями в соседней геосинклинальной области. К таким формациям относятся наиболее длительно накапливающиеся комплексы орогенных формаций, иногда занимающие громадные области. Они могут залегать либо на типичных платформенных формациях, либо на ранее сублимпированном цоколе геосинклинальных складчатых структур. В горизонтальном направлении часто наблюдается переход орогенных формаций в платформенные, причем смена формаций одного класса формациями другого происходит по сложному и расплывчатому контуру.

Типичными примерами орогенных комплексов первого типа являются верхнепалеозойские и мезозойские отложения и интрузии Северо-Китайской платформы, где они покрывают типично платформенные отложения нижнего палеозоя, и мезо-кайнозойские отложения Тянь-Шаня, отделенные от геосинклинальных только перерывом с крупным угловым несогласием и корой выветривания.

2. Относительно кратковременно орогенные формации накапливаются на начальной стадии образования платформы, до отложения типичных

платформенных формаций, в грабенах и грабенообразных впадинах, предвещающих образование типичных синеклиз. Орогенные формации второго типа отделены от складчатого фундамента резким угловым несогласием и длительным перерывом. Образованные ими структуры не имеют непосредственной связи со структурами фундамента и могут отличаться от последних даже по простиранию.

Типичные примеры — рет-лейасовые отложения Челябинского грабена и ряда других сходных форм Зауралья. В последнее время формации и структуры, образовавшиеся в этой обстановке на эппалеозойских платформах и сменявшие их собственно платформенные структуры, успешно изучает А. Л. Яншин (1951, 1953, 1955; Яншин и др., 1964). Ко второму типу надо отнести также южный Балтийского щита, значительную часть рифейских отложений Русской плиты, в частности отложения, выполняющие Пачелмский прогиб. Своеобразие этих формаций и структур хорошо показана Н. С. Шатским (1955) и А. С. Новиковой (1959—1961).

3. Орогенные формации накапливаются в краевых и внутренних прогибах, возникающих в стадию замыкания геосинклинальных систем и непосредственно после их замыкания. Эти прогибы частично наследуют прогибы собственно геосинклинальной стадии, а частью представляют наложенные повообразования; нередко в одном и том же прогибе наблюдаются и унаследованная, и наложенная части. В соответствии с этим изменяется и связь возникающих в этой обстановке орогенных формаций с типичными геосинклинальными, которые их в основном подстилают без всякого несогласия и с которыми они иногда связаны постепенными переходами. От более поздних типичных платформенных формаций, а также от орогенных формаций, связанных с образованием платформенного чехла, они отделены перерывом, часто очень значительным и сопровождающимся крупным угловым несогласием.

Время отложения орогенных формаций, возникающих в краевых и внутренних прогибах, ограничено, как правило, одним геологическим периодом или частью периода. В этой обстановке возникло громадное большинство неогеновых формаций средиземноморских альпид и верхнепалеозойских формаций герцинид. Они сравнительно хорошо изучены, а по формациям краевых прогибов уже имеется ценная сводка, сделанная Ю. М. Пушаровским (1959).

Орогенные формации краевых прогибов по соотношениям с комплексом платформенных формаций могут быть сходны с орогенными формациями первых двух типов, так как во внешней части прогиба обычно залегают согласно на платформенных формациях или несогласно непосредственно на платформенном складчатом основании. Кроме того, они могут перекрываться более молодыми платформенными отложениями. Такие же взаимоотношения характерны для поперечных краевых прогибов на их части, уходящей в глубь платформы (Донбасс).

Указанные выше взаимоотношения формаций краевых прогибов могут затруднить определение тектонического смысла появления орогенных формаций. При разделении типов орогенных формаций важно учитывать кратковременность накопления их в краевых и внутренних прогибах и их временные и пространственные связи с прилегающей геосинклинальной системой. Следует учитывать, что они являются вещественным выражением движений стадии замыкания этой системы.

4. Орогенные формации или литологически очень близкие им формации иногда появляются на крупных геосинклиналях, т. е. на поднятиях, возникших еще в геосинклинальную стадию развития района. Существование таких формаций устанавливается по их связи с геосинклинальными структурами и по фациальным переходам в геосинклинальные формации, причем орогенные формации иногда даже перекрываются последними. Ареал распространения их ограничен размерами геосинклиналей, но

может появиться и несколько изолированных ареалов. Время образования может быть очень коротким, иногда же оно растягивается до интервалов, сходных с интервалами отложения двух предыдущих групп.

До сих пор орогенные формации геосинклинальной группы не привлекали внимания исследователей и потому они очень плохо изучены. Примеры таких формаций — нижнекаменноугольная угленосная толща Брединского бассейна на Урале, третичные отложения Японии, юра и мел западной части Сихотэ-Алиня (Приханкайский район).

Четыре типа тектонических обстановок, при которых появляются орогенные формации, можно разделить на две группы: одна связана с развитием платформ (два первых типа), другая — с развитием геосинклинальных систем (два последних типа). Эта группировка учтена при составлении схемы тектоники Евразии.

При составлении тектонической схемы Евразии в качестве основного критерия при выделении областей складчатости (определения «возраста складчатости») было взято время окончания отложения геосинклинальных формаций, а также орогенных формаций геосинклинальных типов. Между тем орогенные формации геосинклинального типа пока далеко не всегда можно достоверно диагностировать, так как при этом надо опираться почти исключительно на их структурные и формационные связи. По-видимому, в дальнейшем будет возможно отделить орогенные формации геосинклинального типа от орогенных формаций других типов по чисто формационным особенностям (литологическому составу и строению) подобно тому, как это уже сейчас можно сделать для аллохтонных платформенных формаций, сходных с орогенными. Когда это будет достигнуто, целесообразно исключить этот тип из орогенного класса.

При проведении границ между складчатыми областями следует учитывать структурные отношения, так как области складчатости лишь приблизительно совпадают с ареалами распространения геосинклинальных формаций, характерных для данной области складчатости.

Необходимость дополнения формационного критерия структурным вытекает из того, что задача тектонической карты — изображение крупных структур, а границы, по которым происходят важнейшие изменения в структуре, иногда отличаются от формационных. Расхождения получаются прежде всего от того, что образование формаций зависит не только от тектонического режима места аккумуляции, но и от тектонического режима смежных областей и других условий образования пород. Еще важнее то, что движения, свойственные геосинклинальным областям на некоторой стадии, иногда распространяются на смежные области, так что образующаяся в результате структура оказывается органически связанной со складчатой областью (захват края платформы). В частности, по этой причине к областям соответствующей складчатости отнесены краевые прогибы, хотя они целиком или частично образуются на платформенном фундаменте. Менее известны случаи, когда в некоторых краевых частях складчатые геосинклинальные структуры приобретают признаки платформенных образований, и только по структурным связям можно установить их принадлежность к складчатой области.

Основные принципы, при помощи которых проверяется правильность выбора тех или иных критериев, использованных при тектоническом районировании, могут быть сформулированы следующим образом: 1) районы, однотипные по выбранному критерию, должны обладать достаточным сходством, которое значительно превышало бы их отличия от районов, отнесенных к другим типам; 2) критерии, по которым проводится районирование, должны быть объективны и относительно легко устанавливаться даже на сравнительно слабо изученных площадях.

При современном состоянии методики тектонического районирования выдвинутые требования вряд ли можно полностью удовлетворить.

В некоторых местах районирование вообще гипотетично, а области с одним и тем же возрастом складчатости хотя во многом и сходны между собой, но все имеют значительные различия, связанные с положением геосинклинальных систем в общей структуре земной коры и с влиянием движений в более молодых геосинклинальных системах на послегеосинклинальное развитие более древних систем. Между тем закономерности, которые позволяли бы учесть эти различия и влияния, еще только начинают выявляться (см. часть II).

Тем не менее критерии, выбранные для составления схемы Евразии, относительно хорошо удовлетворяют требованиям, поставленным выше. Несомненно, что проведенное на этой основе тектоническое районирование с дальнейшей детализацией и выработкой добавочных критериев может быть в будущем значительно усовершенствовано.

Определение «возраста складчатости» по времени замыкания геосинклинальных систем можно рассматривать как противопоставление класса геосинклинальных формаций классам платформенных и орогенных, т. е. обоим негеосинклинальным классам, если, конечно, пренебречь группой орогенных геосинклинальных формаций. Дальнейшую детализацию тектонического районирования возможно проводить по другим противопоставлениям, но тектоническая значимость их меньше, как это легко показать на примерах.

На первый взгляд представляется довольно естественным определять «возраст складчатости» не по времени замыкания собственно геосинклиналей, а по времени замыкания краевых и внутренних прогибов, так как отложения, выполняющие эти прогибы, обычно и правильно рассматриваются как отложения верхнего структурного яруса складчатого фундамента.

Тем не менее такой способ определения «возраста складчатости» явно приводит к субъективным и искусственным подразделениям, так как время замыкания краевых и внутренних прогибов часто различно даже у смежных прогибов. Если считаться только со временем замыкания краевых прогибов, как это иногда предлагают, то удовлетворительные результаты не получаются.

Краевой прогиб Западноевропейских герцинид замкнулся в конце карбона, Предуральский краевой прогиб — лишь в среднем, а на севере — даже в верхнем триасе. На основании этого делались предложения отделить от герцинид уральиды. К уральидам по характеру внутренних прогибов иногда относят и Южный Тянь-Шань, где внутренние прогибы замкнулись в перми. Вряд ли такое разделение целесообразно, так как ни по структуре, ни по развитию между герцинидами и уральидами нет больших отличий. Например, такая характерная формация, как кульм (термин взят в объеме, предложенном Н. С. Шатским), имеет приблизительно одинаковый нижнекаменноугольный возраст и на севере и на юге Урала, а также в Европейских герцинидах, что указывает на синхронность развития этих районов в конце геосинклинального периода их развития.

Кроме того, это разделение можно провести для всех позднепалеозойских геосинклинальных систем.

Если определять «возраст складчатости» по времени появления типичных платформенных формаций, то границы областей складчатости в ряде случаев будут выглядеть необычно. Для всего Атлантического сегмента исчезает разделение на каледониды и герциниды, так как и на тех и на других типичные платформенные формации, согласно изложенной выше классификации, появляются не ранее юры; например, у южного края Западно-Сибирской низменности непосредственно наблюдается, что смена каледонского фундамента на герцинский не отражается в строении и тектонической структуре платформенного чехла. Тянь-Шань и некоторые другие палеозойские геосинклинальные системы придется относить к области альпийской складчатости, так как мезо-кайнозой в них представлен

орогенными формациями. Сомнительно, чтобы нашлись серьезные сторонники такого разделения, поэтому его можно оставить без дальнейшего рассмотрения.

Вместе с тем нельзя отрицать значения в истории каждого района эпохи появления типичных платформенных структур и связанных с ними формаций. Это появление несомненно указывает на отмирание подвижной области или, иными словами, на ее стабилизацию.

С этой точки зрения одновременное появление платформенных структур на каледонидах и герцинидах указывает на относительную родственность всех палеозойских геосинклинальных систем, большую, чем между каледонидами и байкалидами или герцинидами и мезозоидами. При изображении платформенных структур, очевидно, целесообразно тем или иным способом отразить эту родственность каледонид и герцинид. Целесообразно также отделять те части палеозойских геосинклинальных систем, которые в мезозое и кайнозое были орогенными областями, от тех, которые в это время приобрели платформенную структуру.

ПРИМЕРЫ РАЙОНИРОВАНИЯ ПРИ ПОМОЩИ ФОРМАЦИЙ (сложные случаи)

Примененную методику тектонического районирования при помощи изучения формаций целесообразно противопоставить некоторыми характерными примерами, показывающими, что применение этой методики вызывает некоторые трудности.

Важность выделения среди орогенных формаций особой геоантиклинальной группы удобно показать на примере западной зоны Сихотэ-Алиня (Приханкайский район). Эта зона непосредственно примыкает к Бурейнскому массиву и Н. А. Беляевский (1956), И. И. Берсенев (1960) и многие другие геологи относят ее к герцинидам.

Разрез зоны в общих чертах хорошо выявлен. Здесь широко развиты метаморфические отложения, относимые к докембрию и перекрытые палеонтологически охарактеризованным кембрием. Непосредственно на эти образования налегает верхний палеозой (средний карбон — пермь) представленный терригенно-зеленокаменным комплексом, отнесение которого к геосинклинальным образованиям не вызывает никаких сомнений. Верхнепалеозойские отложения сильно дислоцированы и прорваны верхнепалеозойскими гранитами. Крупное несогласие отделяет эти образования от юрско-меловых континентальных отложений орогенного характера, которые, по современным данным, ни литологически, ни по условиям залегания ничем не отличаются от образований впадин, широко развитых в Восточной Азии на структурах заведомо различного возраста.

Следовательно, отнесение этой зоны Сихотэ-Алиня к герцинидам на первый взгляд обосновывается формационным методом. Вместе с тем отмеченное определение возраста складчатости неизбежно обедняет тектоническое районирование, так как при таком формационном подходе к герцинидам будут отнесены структуры, почти ничем не сходные между собой.

Действительно, наиболее общий признак всех настоящих герцинид (Западноевропейские герциниды, Урал, Аппалачи и др.) — мощный комплекс геосинклинальных формаций силура, девона и нижнего карбона. Такой комплекс, очевидно, не мог быть пропущен при геологической съемке Сихотэ-Алиня. Для настоящих герцинид характерно появление в верхнепалеозойское время орогенных формаций, которые иногда сочетаются с формациями геосинклинального класса, но во всяком случае не с зеленокаменными формациями.

Вместе с тем полное или частичное выпадение из разреза отложений среднего палеозоя наблюдается во многих краевых районах областей мезозойской складчатости, а верхний палеозой Западного Сихотэ-Алиня формационно ничем существенно не отличается от верхнего палеозоя более восточных его частей, т. е. районов, несомненно относящихся к мезозоидам. Особенно характерно, что в верхнем палеозое зеленокаменные толщн сочетаются с граувакками, обломочный материал которых чужероден. Такого типа парагенезы в типичном виде неизвестны среди геосинклинальных отложений герцинид и широко распространены в мезозоидах (Северо-Восток Азии, Анды и др.).

Приведенные соображения, которые можно было бы пооплотнить дополнительными аргументами, заставляют рассматривать Западный Сихотэ-Алинь как краевое геосинклинальное поднятие мезозойда, а не как герциниды.

В областях с мезозойским возрастом складчатости часто наблюдается, что время замыкания смежных геосинклинальных прогибов заметно отличается. Так, в Сихотэ-Алине из двух развитых в его пределах прогибов западный замкнулся приблизительно у границы юры и нижнего мела, а восточный — лишь в сеноне, в связи с чем в восточном прогибе в юрских и меловых отложениях до нижнесенонских включительно отсутствуют сколько-нибудь существенные формационные различия и угловые несогласия. Среди мезозойда иногда различают индосиниды, верхояниды (неваиды) и ларамиды в зависимости от того, произошло ли замыкание прогибов в верхнем триасе, у границы юры и нижнего мела или в конце верхнего мела. По другим признакам, по общему характеру формаций и по структуре индосиниды, верхояниды и ларамиды очень сходны между собой и разграничение их затруднено и, вероятно, нецелесообразно.

Если считать, что для мезозойда характерно большое скольжение во времени замыкания, то допустимо предположить, что в пределах мезозойских областей складчатости имеются районы, в которых геосинклинальное развитие закончилось близ границы палеозоя и мезозоя и которые тем не менее следует относить к мезозоидам, а не к герцинидам. К этому вопросу еще придется вернуться при рассмотрении взаимоотношений Тихоокеанского и Атлантического сегментов.

С точки зрения применения формационного метода большой интерес представляет отделение каледонид от герцинид.

В Европе каледониды отделяются от герцинид по ясной структурной линии — крупному разлому, иногда осложненному шарьяжем (Арденны). По северному опущенному краю этого разлома протягивается крайовой прогиб — цепочка крупнейших угольных бассейнов Западной Европы. Даже там, где развит покров мезо-кайнозойских отложений, этот разлом прослеживается иногда как унаследованное поднятие (линия Артуа в Северной Франции).

Средне- и верхнепалеозойские отложения каледонид Северной Европы обычно значительно дислоцированы. Кроме большого количества сбросов, здесь широко распространены складчатые формы, а наклоны слоев часто крутые. Принято считать эти формы германотипными, но по чисто морфологическим признакам германотипность структуры не всегда легко доказать (Каледонская впадина Шотландии, девонские бассейны Норвегии и др.).

Более ясны формационные различия каледонид и герцинид. В герцинидах геосинклинальный комплекс формаций охватывает все отложения, до нижнего карбона включительно. В каледонидах геосинклинальные формации исчезают в силуре, а в Брабантском массиве — даже в нижнем ордовике; отложения от девонских до пермских включительно представлены орогенным комплексом.

В Азии разделение каледонид и герцинид — одна из труднейших проблем тектонического районирования, что видно из сравнения различных тектонических карт с их разнообразными решениями этой проблемы.

Отделить каледониды от герцинид достаточно объективно, как мне кажется, можно лишь в том случае, если взять за основу различия в формационных рядах. Морфология структур при современном уровне ее изученности часто не дает удовлетворительных решений, так как в среднем и верхнем палеозое наряду с формами, которые более или менее уверенно можно отнести к альпийотипным или германотипным, широко развиты формы промежуточного характера. Разломы, отделяющие каледониды от герцинид, не учитывая формационных признаков, трудно отличить от разломов, которые проходят внутри тех и других.

Среди азиатских палеозойских складчатых областей в основных чертах можно проследить те же два формационных ряда, что и среди герцинид и каледонид Европы: герцинский, в котором геосинклинальными отложениями представлен весь палеозой, до нижнего карбона включительно, и каледонский, в котором, по крайней мере начиная с девона или силура, развиваются орогенные формации.

Особенности каледонских орогенных образований и связанных с ними структур лучше всего изучены в Минусинской котловине (Красильников и др., 1955; Чочия и др., 1956; Мелещенко, 1956; Красильников, Моссаковский, 1958; Белостоцкий и др., 1959; Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1962; и др.) и в западной части Центрального Казахстана (Пейве, Синцын, 1950; Михайлов, 1955; А. А. Богданов, 1959; Крашенинников, 1960; Ю. А. Зайцев, 1961; О. А. Мазарович, 1961, и др.). В ряде работ, описывающих эти районы, приведено также их сравнение с другими каледонскими образованиями СССР и Западной Европы.

Особенно четко различия между каледонским и герцинским рядами формаций выступают в девонских отложениях. На всем протяжении от Аппалач и Восточной Гренландии до Восточного Саяна и Нань-Шаня (Цилин-Шань) девонские отложения каледонид представлены типичными орогенными красноцветными или красноцветно-вулканогенными отложениями с подчиненным значением морских отложений, которые даже по беглым описаниям сравнительно легко отделить от одновозрастных типичных геосинклинальных морских осадочных и осадочно-вулканогенных формаций герцинид.

Граница между каледонидами и герцинидами, оконтуренными по формационным различиям, в некоторых местах Азии напоминает границу между ними в Европе; Кузбасс и Карагандинский бассейн с примыкающими к нему угленосными бассейнами, вероятно, следует рассматривать как своеобразный гомолог краевого прогиба Европейских герцинид (Богданов, Четверикова, 1961). В пределах Тянь-Шаня эта граница идет по крупнейшему разлому с длительным развитием. Краевого прогиба здесь нет, но в герцинидах появляется краевая зона карбонатных отложений, которую с известным правом можно сравнивать с зоной карбонатных отложений, развитых на Урале в соседстве с древней платформой и особенно в соседстве с байкалидами.

Большей частью границы каледонид и герцинид в Азии выражены несравненно менее четко, чем в Европе. Границами являются разломы с длительным развитием, иногда система подставляющих разломов. Эти краевые разломы напоминают разломы на границах крупных структур внутри единой области складчатости. Такой характер границы встречается не только в Азии, но, как хорошо известно, и в пределах Аппалач.

Важной особенностью структуры Азии является то, что здесь наряду с каледонидами, отделяющими герциниды от байкалид и древних платформ (Алтае-Саянская область, Нань-Шань), развиты каледониды, со всех сторон окруженные герцинидами (Северный Тянь-Шань с западной

частью Центрального Казахстана, Чингиз, Монгольский Алтай). Такие «внутренние» каледониды нарушают известную закономерность обрастания древних платформ. Вряд ли их можно сопоставить и со срединными массивами альпид, так как последние надо рассматривать как своего рода реликтовые структуры с существенно иной историей развития.

Схематично срединные массивы альпид можно охарактеризовать как близкие к платформенным структуры, которые приблизительно в стадию замыкания окружающих их геосинклинальных систем частично прошли орогенный этап развития.

Более обоснованным представляется сравнение каледонид с краевыми и внутренними геосинклиналями палеозойской складчатой области, если только это сравнение не доводить до отождествления.

Частичной гомологией каледонид Атлантического сегмента земной коры с геосинклиналями герцинид можно объяснять некоторые особенности последних. Так, в девоне и в меньшей степени в нижнем карбоне всю площадь от Урала до Восточного Саяна можно рассматривать как единую область интенсивного вулканизма, постепенно затухающего в Тянь-Шане. Этот вулканизм имеет достаточно сходный характер в каледонидах и герцинидах, но в одних он преимущественно наземный, а в других подводный, что легко объяснить гипотезой о геосинклинальной и геосинклинальной природе этих структур.

Во всех каледонидах Азии известны граниты, рвущие девон; некоторые из них имеют верхнепалеозойский возраст, что также роднит их с герцинидами. Сходство магматических проявлений каледонид и герцинид Азии, которое в менее ясной форме наблюдается и в Европе, указывает на определенное родство их глубинных структур. Орогенные формации появляются не только при послегеосинклинальном развитии, но и на геосинклиналях герцинид, хотя на последних длительность их накопления несравненно меньше, чем длительность накопления орогенной серии в каледонидах. Наконец, напомним, что во всем Атлантическом сегменте платформенные формации как на каледонидах, так и на герцинидах появляются одинаково с юрского времени.

Совокупность приведенных фактов о взаимоотношении каледонид и герцинид показывает, что эти типы структур более родственны между собой, чем другие типы структур, выделяемые по «возрасту складчатости».

Часто при расчленении по возрасту складчатости основываются на возрасте наиболее молодых гранитных интрузий. Особенно широкое распространение этот способ получил при расчленении докембрийских областей, когда возраст их стали определять по абсолютному возрасту прорывающих их гранитов и гранитных пегматитов.

Несомненно следующее: если для выделения областей складчатости основываться на времени внедрения гранитов, то необходимо пренебречь возрастом некоторых типов гранитов, например тех, которые явно связаны с проявлениями основной магмы. Вряд ли кто решится отнести Норильский район Сибирской платформы к герцинидам или Шотландию к альпидам, хотя в первом из этих районов известны граниты, прорывающие верхний палеозой, а во втором — третичные отложения.

Сходство в возрасте гранитов каледонид и герцинид было уже отмечено. Добавим, что в пределах Монгольского Алтая, видимо, верхнепалеозойские граниты сопровождаются такой гранитной металлогенией, как вольфрамовые месторождения, обычные грейзены и пегматиты.

Восточная Азия дает еще более показательный пример того, как возраст типичных гранитов с характерной гранитной металлогенией (вольфрам, олово и др.) не может быть безоговорочно принят в качестве руководящего признака при тектоническом районировании. Хорошо известно, что мезозойские граниты в Восточной Азии встречаются в областях, кото-

рые по другим признакам должны быть отнесены к мезозоидам, к герцинидам (например, Монголия и Северо-Восточный Китай), к каледонидам (Катазия и смежные с ней районы) или к байкалидам (часть Забайкалья) и даже к древним платформам (Алданская глыба, Северная и Южная Китайские платформы). Из многочисленных работ, в которых отмечается и анализируется это явление, назовем работу М. С. Нагибиной и Т. В. Молчановой (1964).

Такое широкое распространение мезозойских гранитов в Восточной Азии в меньшей степени свойственно и верхнепалеозойским гранитам. Все исследователи связывают это распространение с сильными тектоническими движениями, охватившими в Восточной Азии не только геосинклинальные, но и ранее консолидированные области. Основываясь в первую очередь на восточно-азиатском материале и подкрепляя его примерами из других областей, я принужден был считать граниты характерными образованиями как для геосинклинального, так и для орогенного класса формаций, оставляя пока открытым вопрос о том, смогут ли они быть разграничены по петрографическим и структурным признакам.

ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ ОГРАНИЧЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Формационный метод хотя и имеет значительные преимущества по сравнению с методом Штилле (Stille, 1924), который сравнивал структуры по свойственным им угловым несогласиям, но все же при анализе истории тектонических структур он недостаточен для правильного проведения всех границ тектонических областей и ему свойственны свои недостатки. Это объясняется тем, что формации лишь косвенно отражают развитие тектонических структур, и, если этого не учитывать, то можно прийти к ошибочным заключениям при тектоническом районировании. Так, со структурной точки зрения краевые прогибы являются эквивалентом части современных глубоководных рвов (см. ниже описание структуры Тихоокеанского сегмента), и тем не менее по накапливающимся в них формациям они коренным образом отличаются между собой.

В принципе структурный анализ должен являться основным методом тектонического районирования, а формационный — лишь вспомогательным. Однако при современном уровне знаний как о больших структурах вообще, так об отдельных представителях этой группы структур, при тектоническом районировании следует руководствоваться формационным методом, коррелируя по возможности выводы структурными данными.

Если наши знания о тектонических структурах недостаточны для того, чтобы целиком с их помощью проводить тектоническое районирование, то все же они позволяют обычно уточнять, а в некоторых случаях и исправлять границы областей складчатости и делать их естественными.

При соприкосновении палеозойских геосинклинальных систем как с древними, так и с эпибайкальскими платформами, по-видимому, неизменно развивается характерная, относительно узкая зона, сложенная целиком или в значительной степени отложениями, близкими к одновозрастным отложениям чехла прилегающей платформы, но отличающимися от последних своей складчатой или надвиговой структурой. От остальной части палеозойской геосинклинальной системы эта зона отделена разломом или системой разломов, которые были названы Н. С. Шатским (1945_{1,2}) краевым швом. Там, где с обеих сторон шва выходят одновозрастные отложения, хорошо видно, что к одной стороне разлома примыкают отложения, представленные типичными геосинклинальными формациями, а к другой — близкими к платформенным или иногда, в части разреза, — к платформенным с подчиненными последним геосинклинальными формациями.

Если у складчатой системы имеется краевой прогиб, то он располагается по отношению к разбираемой зоне со стороны платформы.

Указанная зона выделяется по окраине Скаandinavских и Шотландских каледонид, а также в Аппалачах, где она участвует в покровной структуре. К зоне того же типа относится значительная часть западного склона Урала со среднепалеозойскими отложениями, близкими платформенным. Они смяты в правильные линейные складки, сопровождающиеся надвигами. Аналогичная зона сильно дислоцированных отложений, близких к платформенным, была мною выделена на границе Цин-Линя и Северо-Китайской платформы. Аналогичную зону в Аппалачах Кей (1955) и Кинг (1961) называют миогеосинклинальной.

Во всех случаях геологи, анализировавшие границу палеозойских складчатых систем, относили разбираемую зону к областям палеозойской складчатости по структурно-морфологическим признакам. Действительно, не только формы дислокаций этой зоны аналогичны дислокациям геосинклинальных областей, но и сама зона в целом представляет элемент прилегающей крупной структуры геосинклинальной системы. На схеме Евразии (см. рис. 1) границы палеозойских областей проведены в соответствии с этой традицией. Вместе с тем эти примеры доказывают, что при тектоническом районировании не следует строго формально придерживаться формационных критериев, а надо дополнять их при уточнении границ чисто структурными критериями.

Сходные соотношения появляются не только на границе палеозойских областей складчатости и древних платформ, но и на некоторых других. Такой характер имеет граница Альпийской системы с Индийской платформой и с Африканской платформой в Иране. В первом случае на внутренней стороне краевого прогиба отложения, близкие к платформенным, входят в систему Гималайских покровов (Heim, Gansser, 1939; Wadia, 1949; Кришнан 1954; Heim, 1957 и др.), во втором случае они образуют систему складок, лишь частично осложненную надвигами.

На границе Альпийской области складчатости с палеозойской в районе Ставропольского плато на Кавказе на внутренней стороне краевого прогиба выделяется зона моноклиinallyно залегающих отложений, близких к платформенным. Эту моноклииналь следует относить к альпийской области складчатости, так как она представляет часть крупной структуры — антиклинория Большого Кавказа.

Приведенные примеры показывают, что может быть выделен определенный тип границы складчатых областей. Для этого типа при большом структурном и отчасти формационном разнообразии характерно появление тектонической зоны, целиком или частично сложенной отложениями, близкими к платформенным, которые хотя и отделяются от геосинклинальной области краевым пшвом, но тем не менее образуют элемент структуры последней. Появление такой зоны показывает, что в некоторых случаях интенсивные тектонические движения геосинклинальной области в процессе своего развития захватывают прилегающий край платформы и вовлекают его в структуру последней.

Разобранная выше тектоническая зона (Урал, Кавказ, Гималаи и др.) обычно поднята по отношению и к прилегающей части геосинклинальной области, и к платформе. В этих случаях я предлагаю называть ее зоной краевых поднятий.

Анализ границ древних платформ с областями байкальской складчатости и более молодой в тех случаях, когда в краевых частях ее отчетливо видны структуры предшествующей байкальской складчатости, приводят к выводу, что в рифейское время существовали отношения, в известной степени противоположные разобранным выше.

Краевая часть байкальских геосинклинальных систем сложена целиком или почти целиком аллохтонными формациями, образованными из обло-

мочного матерпала, сносившегося с древних платформ, которые в это время, по-видимому, проходили стадию орогенной области.

Естественно, что состав рифейских отложений прогибов на древних платформах довольно сходен с комплексом аллохтонных формаций, прилегающих геосинклинальных систем, но разрез последних полнее, так как в нем развиты более древние стратиграфические члены, при этом значительно возрастает их общая мощность, достигающая 7—10 км и более.

Везде, где это изучено, переход от разрезов первого типа к разрезам второго идет по резкой, обычно приблизительно прямолинейной границе. Простейшие реконструкции показывают, что в эпоху осадконакопления вдоль этой границы образовывалась флексура, которой на глубине, очевидно, соответствует разлом или зона разломов. Этот разлом — краевой пов платформы. Иногда последующие подвижки приводят к разрыву флексуры и выходу разломов на поверхность, что может сопровождаться надвижением на платформу.

Характерная особенность краевого шва байкальских геосинклинальных систем та, что полоса геосинклинальной системы, прилегающая к этому шву, была очень слабо дислоцирована к началу кембрия. Относительно крутые складки и надвиги появляются лишь на некотором расстоянии от шва, степень дислоцированности пород постепенно возрастает в глубь геосинклинальной системы и сопровождается значительным усилением метаморфизма.

Указанные особенности края байкальских геосинклинальных систем с большей или меньшей наглядностью можно наблюдать в каледонидах Шотландии на границе с Эрией (прогиб, выполненный торидонской серией), в каледонидах Скандинавии, байкалидах Тимана и герцинидах Урала на границе с Русской платформой, в байкалидах Байкальской складчатой области, отчасти Енисейско-Туруханской области на границе с Сибирской (Анабарской) платформой, байкалидах Станового хребта и Джугджура на границе с Алданской глыбой, а также в выделенных мною байкалидах на северной границе Северо-Китайской платформы и байкалидах на северной границе Южно-Китайской платформы и байкалидах системы Аравали, выделенных Штилле на границе с Индийской платформой. Конечно, в тех случаях, когда байкалиды вошли в дальнейшем в состав палеозойских геосинклинальных систем, байкальский комплекс отложений был дислоцирован совместно с палеозоем.

Остановимся лишь на двух примерах областей, для которых хорошо установлены почти недислоцированные краевые части байкальских геосинклинальных систем.

Хорошо изученный разрез рифейских отложений Башкирского поднятия на Южном Урале можно считать генотипом разрезов краевых частей рифейских геосинклиналей. По западному краю Башкирского поднятия средне- и верхнедевонские отложения налегают на рифейские лишь с географическим угловым несогласием. Это показывает, что складки здесь образовались позднее. Восточнее, в Тирлянской мульде и особенно вдоль южного края Башкирского поднятия можно видеть, как ордовикские отложения срезают по угловому несогласию крутые складки рифейских отложений, намечая, таким образом, западный край сильно дислоцированной полосы байкальской геосинклинальной системы.

Граница кембрия и рифея от Патомского нагорья по направлению к Байкалу сечет разные части Байкальской складчатой области, как это хорошо видно на геологических картах. На широтах Байкала, на границе этих систем, устанавливается резкое угловое несогласие, в свое время сыгравшее большую роль при выделении Н. С. Шатским байкал. В Патомском нагорье та же граница проходит ближе к краю байкал. и потому здесь переход от рифея к кембрию происходит без несогласия. Это явление служит для некоторых исследователей одним из аргументов для

отнесения Байкальской складчатой области к каледонидам, а сравнительная тектоника байкалид показывает, что такие отложения характерны для краевой части последних. Вместе с тем, постепенное затухание складчатости в палеозойских слоях с удалением от Патомского нагорья представляет структурную особенность, которая никогда не встречается в каледонских областях складчатости.

Таким образом, если в палеозойских и более молодых складчатых областях складчатость выходит за пределы соответствующей геосинклинальной системы, захватывая форлянды, то в байкалидах имеются обратные соотношения, и складчатость обычно не доходит до края геосинклинальной системы.

Мне представляется более правильным очерчивать границы байкалид, следуя краевому шву. Действительно, граница между почти недислоцированными и дислоцированными рифейскими отложениями обычно имеет расплывчатый характер, и ее часто невозможно проследить, особенно если в дальнейшем байкалиды испытывали значительные деформации (Байкальская складчатая область, западный склон Урала и др.). Вместе с тем краевой шов байкалид — это гомолог краевого шва более молодых геосинклинальных систем, т. е. зоны разломов, которые всегда используются при оконтуривании последних.

Выделение окраинных прогибов с почти недислоцированными рифейскими отложениями, как характерного элемента структуры байкалид, позволяет мне добавочно аргументировать отнесение к байкалидам Станового хребта, по Н. С. Шатскому (Тектоническая карта СССР, 1953, 1956—1957), и хр. Аравали в Индии, по Штуппе (1957), а также выделить байкалиды в Китае («ось Внутренней Монголии» и «Алапаньский треугольник» Хуан Цзи-цзиня, 1952). Широкое развитие в хребтах Становом, Аравали и вдоль «оси Внутренней Монголии» относительно древних докембрийских образований заставляет многих исследователей включать их в состав прилегающих платформ, хотя они отделены от последних частично или полностью окраинным прогибом и испытали молодые постгеосинклинальные движения унаследованного характера, что не свойственно структурам фундамента древних платформ.

Воздействие мезозойских и кайнозойских складчатых систем на более древние образования не ограничивается относительно узкой полосой, органически входящей в систему структур этих областей. Кроме такой полосы, под воздействием движений, проходивших в геосинклинальных системах этого времени, иногда возникали целые орогенные области, которые нужно несомненно исключать из состава мезозойид (например, ряд районов Восточной Азии) или альпид (например, Тянь-Шань), тем более, что их границы с собственно платформенными элементами чаще всего довольно расплывчаты.

Часть II

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТЕЙ СКЛАДЧАТОСТИ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

Мысль исследователей слишком долго была направлена на поиски повторяющихся и универсальных особенностей строения и развития структур. В этом направлении достигнуты ценные результаты. Наоборот, наши знания о закономерных возрастных и пространственных различиях тектонических явлений заведомо неполны, причем различия, имеющие общее значение, еще трудно отделить от чисто местных особенностей отдельных районов.

При разборе методики выделения складчатых областей были освещены их некоторые возрастные различия. Необходимо подвести в этом отношении итоги и вместе с тем отметить основные возрастные отличия геосинклинальных систем, часть которых выше не была отмечена.

Крупнейшие перестройки в структуре земной коры несомненно произошли в докембрии и предшествовали формированию байкалид. В это время перестроился весь структурный план земной коры, изменилось расположение стабильных областей и поясов повышенной тектонической подвижности. Эта перестройка более значительна, чем все перестройки структурного плана, которые наблюдались позднее.

Возрастная резкость эпохи предбайкальской перестройки, вероятно, сильно преувеличиваются. Дело в том, что принимаемое обычно представление об этой перестройке (начало неогена по Штилле!) в сущности является экстраполяцией данных об угловых несогласиях, полученных по древним платформам, на структуру прилегающих геосинклинальных систем байкалид. Строгие суждения будут возможны лишь после расшифровки истории этих геосинклинальных систем. Решающее значение имеют их ранние стадии развития, а как раз о них нам почти ничего не известно.

Сущность самой перестройки остается в значительной степени неясной, так как более древний структурный план или планы известны лишь во фрагментах, а общие особенности этих планов пока неизвестны.

Вместе с тем уже на основании современных данных можно утверждать, что как бы ни была значительна перестройка структуры, происшедшая в предрифейское время, она все же не была универсальной. Так, например, северо-западные, переходящие на юг в меридиональные, простирания карелид Русской платформы (Гафаров, 1961; Журавлев, Гафаров, 1959) вполне гармонируют с простираниями располагавшейся восточнее байкальской геосинклинальной системы полуостровов Варангер и Рыбачьего, а также Тимана и Урала южнее Полудова кряжа.

Архейские структуры Анабарского и Алданского щитов на востоке сменяются протерозойскими, и эта смена как бы намечает будущую восточную границу Сибирской платформы, что подтверждается наличием

байкалид по восточному краю Алданского щита. Можно привести и другие аналогичные примеры. По некоторым данным, для южного полушария рубеж между байкалидами и более древними геосинклинальными системами имеет еще более относительный характер по сравнению с северным полушарием.

На признании значительности добайкальских перестроек структуры основано широко распространенное и достаточно объективное противопоставление древних платформ всем более молодым структурам.

Ю. М. Шейнманн (1959), основываясь на изменениях в структурных планах, считает древние платформы настолько отличными от более молодых областей складчатости, что отрицает целесообразность термина «молодые платформы» и предлагает называть такие области, после окончания их геосинклинального развития, «областями завершенной складчатости». Однако это предложение нельзя считать обоснованным, так как платформенные чехлы эпибайкальских и эпипалеозойских платформ по своей структуре и формациям достаточно сходны с чехлами древних платформ. Лучшее доказательство этого положения — те трудности, с которыми сталкивается тектонист, пытаясь установить возраст фундамента значительных частей Сибирской платформы, Западно-Сибирской низменности, Германско-Датской депрессии и т. п.

Байкальские геосинклинальные системы во многих отношениях отличны от более молодых геосинклинальных систем. Характерной чертой этих структур является широкая краевая зона преобладающего развития аллохтонных формаций, которая лишь на значительном удалении от края древних платформ сменяется зоной автохтонных осадочных и вулканических формаций. Внутренняя зона мало известна, так как обычно она входит в состав более молодых областей складчатости. В пределах байкалида она установлена только в центральной части Байкальской области складчатости (Павловский, Беличенко, 1958; Салоп, 1958^{1,2}), но и здесь изучена еще недостаточно.

В пределах палеозойских областей складчатости внутренняя зона первоначальной байкальской системы отчетливо выступает в Улутау в Центральном Казахстане (Штрейс, 1960) и Чешском массиве (Dorn, 1954).

Формации внутренней зоны байкалида довольно сходны с формациями каледонид и герцинид. Заметным отличием может быть присутствие джемплитовых формаций (Половинкина, 1952; Марков и др., 1963), роднящих байкальскую геосинклинальную серию с более древними сериями того же типа.

Возможно, внутренняя зона байкалида отличается от палеозойских геосинклинальных внутренних зон более широким распределением глубоко метаморфизованных отложений и массивов графитов с мигматитами.

Аллохтонные обломочные породы внешней зоны байкалида чередуются с карбонатными толщами (известняки, доломиты и залежи магнезитов). Характерно присутствие различных железных руд (Урал, Енисейский край), а в низах разреза, по-видимому, россыпных месторождений титана, циркония и др. Образование таких типов месторождений связано с размытием кристаллического фундамента древних платформ и, особенно, образовавшейся на них коры выветривания.

В строении аллохтонной серии явно наблюдается цикличность с повторяющейся последовательностью: песчанистая толща с подчиненными конгломератами — сланцевая толща — карбонатная толща.

Отчетливость циклов различна, так как крупные циклы осложняются повторяемостью второго порядка. Кроме того, по направлению к краю геосинклинальной системы сланцевые члены исчезают, а внутрь системы, наоборот, вытесняют остальные члены, в связи с чем цикличность становится менее отчетливой. Мощности аллохтонной серии достигают многих километров. Столь отчетливое циклическое строение с повторным чередо-

ванием литологически сходных мощных толщ в более молодых геосинклинальных отложениях, по-видимому, неизвестно. Вообще, рифейские отложения внешней зоны геосинклинальных систем и литологически сходные с ними платформенные отложения того же возраста во многом отличаются от палеозойских отложений и по литологическим признакам могут быть отделены от последних, как это было впервые отмечено Н. С. Шатским (1958, 1960₃).

Не представляется возможным приравнивать этот комплекс аллохтонных формаций, как это иногда делают, к молассам (А. А. Богданов, 1962_{1,2}), т. е. к формациям завершающих стадий геосинклинального цикла. Источник сноса здесь — платформа, а не складчатая область.

Широкое развитие аллохтонных формаций и цикличность строения показывают, что в этой зоне байкалид преобладало неравномерное общее погружение, а дифференциальные движения, характерные для геосинклинальных систем, не могли быть особенно сильными. По-видимому, рост складчатых структур все же происходили, но пока это хорошо установлено только для Башкирского поднятия (Хоментовский, 1952).

К концу рифейского времени в пределах внешней зоны байкалид более или менее отчетливо определились три полосы с различной структурой.

Краевая полоса, ограниченная от платформы краевым швом, имеет общее синклинальное строение и почти не нарушена частными структурами. В пределах этой полосы кембрийские и более молодые отложения залегают на рифейских без отчетливого несогласия. Эту полосу можно назвать окраинным прогибом, так как краевыми прогибами называют структуры другого происхождения.

Средняя полоса образует внутреннюю часть окраинного прогиба, но сложена в отчетливые складки и разбита надвигами. В байкалидах, не вошедших в состав более молодых геосинклинальных систем, а иногда и в байкалидах, захваченных палеозойскими геосинклинальными системами, в средней и во внутренней полосе между рифейскими и более молодыми отложениями имеются отчетливые угловые несогласия. В средней полосе иногда появляются первые гранитные интрузии, а слои несколько метаморфизованы. Эта полоса не всегда отчетливо выражена. Реже краевая и средняя полосы внешней зоны полностью исчезают, как, например, по южному краю Алданской глыбы, кроме ее восточного отрезка (Нужнов и Ярмолюк, 1959 и др.).

Внутренняя полоса внешней зоны характеризуется как антиклинальное поднятие или как поднятие, связанное с надвигами и другими разломами (нагорье Северной Шотландии, Уралтау, Восточно-Саянский антиклинорий, антиклинорий на периферии Патомского нагорья, Становой хребет, «ось Внутренней Монголии», хр. Аравали в Индии и т. д.). Здесь могут выходить на поверхность слои более древние, чем в предыдущих зонах. Характерно развитие высокометаморфизованных слоев и интрузий гранитов. Эти особенности распространяются и на внутреннюю зону байкалид.

Над аллохтонными формациями преимущественно в краевой полосе (окраинный прогиб) иногда наблюдаются формации иного типа. Их следует относить к верхнему структурному ярусу, во время образования которого возникают краевые и внутренние прогибы, а формации приобретают орогенные черты. Очень отчетливо эти формации видны по краю Байкальской геосинклинальной системы, окаймляющей с востока и севера Русскую платформу. К ним относится ашлнская свита Южного и Среднего Урала с полимиктовыми песчаниками и конгломератами, образовавшимися за счет материала, принесенного с востока. К той же группе, вероятно, относятся тиллиты полуострова Рыбачьего и аналогичные им сланцы с речной галькой и ледниковыми валунами вперской свиты Среднего Урала.

К указанной же группе должен быть отнесен флиш, переходящий в валунные конгломераты на Енисейском кряже (Григорьев и Семихатов, 1961). Аналогичная тиллитовая свита отмечается в Северном Тянь-Шане и на Куруктаге, но с иным тектоническим положением (Nogin, 1937; Ногин, 1940).

Приблизительно на границе рифея и нижнего кембрия происходит замыкание некоторых байкальских геосинклинальных систем и превращение их в платформу. Многие особенности этого перехода и его точное время выяснены еще недостаточно. Возможно, что нижние горизонты кембрия еще входят всегда или иногда в байкальский комплекс. Так, часть перечисленных выше свит верхнего структурного яруса байкалид некоторые исследователи относят к нижнему кембрию. Не исключено также, что для некоторых систем байкалид замыкание происходило еще в рифейское время.

В палеозойских геосинклинальных системах на границе рифея и кембрия обычно устанавливается несогласие и иногда изменение в составе формаций. По-видимому, имеются и случаи постепенного перехода. Структурный смысл этого перехода в целом еще недостаточно выяснен. Часто больших структурных перестроек оно, вероятно, не обозначает (Алтае-Саянская область), но, например, в пределах Западноевропейских герцинид в это время, кажется, происходили довольно значительные изменения в структурном плане, хотя некоторые прогибы байкалид сохранились в нижнем палеозое (Павловский, 1960_{1,2}).

Важной особенностью структур внешней зоны байкалид являются унаследованные движения по этим структурам в последующее время. Такое развитие, видимо, нельзя считать универсальным, но несомненно оно очень характерно. Унаследованное развитие этих структур наблюдается и тогда, когда в рифейское время заканчивается геосинклинальная стадия, и в тех случаях, когда эти структуры входят в состав более молодых геосинклинальных систем.

Для Ленского прогиба (краевая полоса байкалид) его длительное развитие как прогиба подробно рассмотрено Е. В. Павловским (1959). На примере этой структуры он предложил выделять особый тип тектонических структур — перикратоновые опускания. Если несколько изменить объем предложенного термина и исключить рифейские отложения из состава осадков, выполняющих перикратонный прогиб, то этот термин можно сохранить и при том понимании структуры байкалид, которое принято в этой работе для платформенных прогибов, унаследованных от окраинных. В качестве окраинного прогиба байкалид с последующим перикратонным опусканием, кроме Ленского прогиба, мне кажется, следует рассматривать часть Сибирской платформы, примыкающую к Восточному Саяну. На Урале краевая полоса байкалид также частично сохранилась как прогиб и вошла в состав Предуральского герцинского краевого прогиба.

Антиклинории внешней зоны, которые были перечислены выше, продолжали развиваться как поднятия и в дальнейшем; многие из них и в настоящее время являются орографическими поднятиями или даже хребтами (Восточный Саян, Енисейский кряж, горы Аравали в Индии и др.).

По своему последующему развитию структуры внешней зоны байкалид сходны с окраинными структурами палеозойских и мезозойских геосинклинальных систем и резко отличны от предбайкальских геосинклинальных структур. Поднятия и прогибы, образовавшиеся на предбайкальских структурах, никогда не показывают связи с внутренней структурой фундамента.

Способность байкальских структур к унаследованному развитию — важный аргумент для отнесения к байкалидам Станового хребта, «осп. Внутренней Монголии» и хр. Аравали. Как известно, многие исследователи приключали эти структуры к выступам фундамента прилегающих

древних платформ. Эта закономерность, кроме того, облегчает оконтуривание погребенных частей складчатых областей и древних платформ.

В каледонских геосинклинальных системах аллохтонные формации не отмечались, и есть все основания думать, что в этих системах они не имеют сколько-нибудь существенного значения.

Наиболее широкое распространение в каледонских системах имеют сланцевые и вулканогенные отложения (А. А. Богданов, 1959, 1962₁).

Сланцевые толщи глинистого и алевролитового, иногда кремнистого состава, обычно черного или темных цветов, но встречаются и пестрых окрасок. Например, пестроцветную окраску имеет верхнекембрийская свита, развитая в советской части антиклинория Монгольского Алтая, нижнеордовикские сланцы Орской и Актюбинской части Южного Урала, верхний силур на востоке Нань-Шаля и др.

Среди вулканогенных отложений преобладающее значение имеют зеленокаменные спилит-кератофировые и андезитовые толщи. Значительно реже встречаются пестроцветные вулканогенные толщи. Так, в пределах Западного и Восточного Саяла известны районы, где вместо обычного зеленокаменного нижнего кембрия появляются красноцветные толщи. Яркие пестрые окраски имеют обычно нижнеордовикские вулканогенные толщи Орско-Актюбинского Урала. Особенностью каледонских геосинклинальных систем можно считать то, что в ряде случаев зеленокаменные формации распространяются в них почти до самого края геосинклинальной системы. Такое явление наблюдается в Восточном Саяне, Северном Цин-Линь и на Южном Урале. Возможно, что к этим примерам можно добавить Скандинавию, но в этой области близость зеленокаменных формаций к краю геосинклинальной системы может быть объяснена шарьяжным строением.

В герцинских системах Урала и Цин-Лина видно, что кембрийские вулканические толщи подходят ближе к платформам, чем аналогичные толщи среднего палеозоя.

В некоторых каледонских системах заметное значение в разрезе имеют карбонатные толщи. В Алтае-Саянской области они парагенетически связаны с зеленокаменным кембрием. Почти целиком карбонатный разрез кембрия встречается в Батеневском крыже, разделяющем Минусинскую котловину. Учитывая особенности отложения известняков, В. В. Хомутковский (1960) и А. А. Моссаковский (1962) обоснованно считают эту зону геосинклинальной.

Песчаниковые, песчано-конгломератовые и граувакковые толщи хотя и встречаются среди нижнепалеозойских геосинклинальных отложений, но количественно, если исключить грубообломочные толщи, неразрывно связанные с вулканогенными формациями, они имеют обычно меньшее значение, по сравнению с аналогичными отложениями среднего и верхнего палеозоя герцинид. Заслуживает быть отмеченным широкое распространение кварцевых, аркозовых, реже полимиктовых песчаников, иногда с линзами конгломератов в ордовике. Для примера укажем нижнеордовикские песчаники Бранантского массива и Арденн и аналогичные песчаники, широко распространенные на всем Урале. Песчаники же являются существенной частью разрезов ордовика Северного Тянь-Шаня и отмечаются как характеристика толщи во многих местах Центрального Казахстана. Верхнекембрийские или нижнеордовикские толщи песчаников и конгломератов венчают геосинклинальный разрез северного склона Западного Саяна (Зопеншайн, 1962), занимая здесь то же место, как и в разрезе Брананта. Наконец, нижнеордовикские или близкого возраста песчаники, литологически неотличимые от уральских, мне удалось наблюдать в восточной части Нань-Шаня.

Интрузии геосинклинальных систем, закончивших свое развитие в нижнем палеозое, довольно разнообразны. Значительная часть гранитных

и щелочных интрузий относится к последующему орогенному периоду, непосредственно не связанному с развитием каледонских геосинклинальных систем, что сильно затрудняет выделение интрузий, органически связанных с развитием этих систем. Среди интрузий, связанных с геосинклинальными системами, несомненно большое значение имеют гипербазитовые и основные интрузии, а также кислые интрузии более или менее отчетливо связанные с основными. В металлогении большое значение имеют железорудные, медные и золотые месторождения. Типичные гранитные батолиты, видимо, не свойственны каледонским системам или являются для них сравнительно редким образованием. Характерно также, что с этими системами не связаны сколько-нибудь значительные вольфрамовые и оловянные месторождения, если исключить месторождения, связанные с последующими орогенными периодами.

Последовательность формаций, свойственных каледонидам, может быть намечена лишь предварительно и в самых общих чертах. В геосинклинальных системах, закончивших свое развитие в нижнепалеозойское (включая силурийское) время, зеленокаменные формации развиты в кембрии и ордовике; для ордовика, кроме того, характерно широкое развитие песчаников, указывающих на возникновение поднятий, вышедших из-под уровня моря.

Общие особенности силурийских формаций каледонид недостаточно ясны, но типичные зеленокаменные формации в отложениях этого возраста, кажется, отсутствуют.

Характерная особенность каледонид — отсутствие отчетливого верхнего структурного яруса, представленного преимущественно орогенными формациями и связанного с образованием краевых и внутренних прогибов. Иногда формационный ряд венчается грубообломочными или красноцветными отложениями, но самостоятельного структурного яруса, сравнимого с верхним структурным ярусом герцинид, они не образуют. В качестве примера можно привести арбатскую свиту (верхний кембрий или нижний ордовик) северного подножья Западного Саяна (Моссаковский, 1962; Зоненшайн, 1962), некоторые красноцветные верхнеордовикские песчаники Северного Тянь-Шаня, красноцветный верхний кембрий каледонид Забайкалья (Беличенко и др., 1961) и др. Возможно, эти отложения следует рассматривать как геоантиклинальные орогенные формации, так как по соседству с областью их распространения, по-видимому, всегда имеется или может предполагаться геосинклинальный прогиб с более поздним временем замыкания.

Вместе с тем в Аппалачах красноцветные обломочные толщи накапливаются в прилегающих частях платформы по типу комплекса моласс краевых прогибов. Правильнее всего считать, что вопрос о тектонической природе ордовикских песчаниковых формаций нуждается в дальнейшем изучении.

Песчаниковые красноцветные отложения в силуре встречаются реже ордовикских (например, в Нурынском синклинории севера Центрального Казахстана, в некоторых районах Тянь-Шаня и др.).

Последующее средне- и верхнепалеозойское орогенное развитие каледонид представляет явление другого генезиса. Это явление не связано с историей развития самих каледонид, а представляет лишь отзвук тектонических процессов, происходивших в герцинидах.

Структура замкнувшихся каледонских геосинклинальных систем обычно сильно изменена последующей орогенной структурой, что затрудняет выяснение их особенностей.

По сравнению с байкальскими структурами конечные структуры каледонских геосинклинальных систем отличаются большей расчлененностью. В каледонидах Норвегии, Шотландии и Аппалач установлены шарьяжные структуры. Во всех каледонских системах достаточно отчетливо видны ан-

тиклинории и синклинории, обычно ограниченные разломами. По крайней мере некоторые из них образовались соответственно из теоантиклиналей и геосинклиналей. В ядрах поднятий выходит докембрий, который в прогибах погружен на несколько километров.

Геосинклинальные системы каледонид в процессе своего развития захватывают края древних платформ и байкалид, на которых нижнепалеозойские отложения представлены платформенными формациями или формациями, близкими к платформенным. Вместе с тем эти отложения сильно дислоцированы и образуют краевую часть каледонских складчатых областей (северное Шотландское нагорье; возможно, Восточно-Саянский антиклинорий и прилегающие к нему с северо-запада выходы докембрия и др.).

Общий характер структуры каледонид близок к более изученным герцинским структурам.

Время замыкания геосинклиналей каледонид колеблется от верхов кембрия до границы силура и девона и может изменяться у смежных прогибов. Формационные ряды каледонских геосинклиналей с разным временем замыкания недостаточно известны, но в первом приближении можно указать, что отличия между рано замкнувшимися геосинклинальными системами и замкнувшимися позднее выражается главным образом в выпадении из разреза более молодых членов формационного ряда, а не в литологическом различии одновозрастных формаций.

Ю. М. Шейнманн (1960₂) предлагает разделять каледониды на ранние (салаириды, выделенные впервые М. А. Усовым), «нормальные» (такониды) и поздние в зависимости от того, когда они закончили свое развитие — в кембрии, ордовике или силуре. Развитие герцинид показывает (см. ниже), что условный термин «нормальные» скорее относится к каледонидам, названным Шейнманном ранними.

На тектонической схеме Евразии отделены древние каледониды, закончившие свое развитие к началу ордовика, от поздних, там, где это развитие охватывало весь ордовик, а иногда часть силура или даже весь силур. Такое деление довольно условно и проведено главным образом для того, чтобы отразить некоторые особенности развития структур Евразии.

В Атлантическом сегменте земной коры на месте замкнувшихся каледонских систем возникают орогенные области, которые развиваются в течение всего палеозоя, а в дальнейшем иногда входят в состав и более молодых орогенных областей (например, Северный Тянь-Шань). Выше были приведены данные, заставляющие связывать образование палеозойских орогенных областей на каледонидах с воздействием прилегающих герцинских геосинклинальных систем. Тем самым в этом сегменте Земли устанавливается связь каледонид и герцинид, более тесная, чем между байкалидами и каледонидами или тем более между герцинидами и мезозоидами. Существование такой связи доказывается и анализом развития герцинид.

На востоке Азии, в пределах Тихоокеанского сегмента, каледонская Катазиатская система в девоне превратилась в платформу, как это показывает анализ формаций девона и карбона. Девон и карбон отличаются здесь незначительными мощностями, очень постепенными фаціальными изменениями и другими признаками, присущими платформенным формациям. Лишь позднее, в связи с развитием мезозойд, эта область стала орогенной.

В герцинидах Западной Европы, как и на Урале, на границе силура и девона не происходит каких-либо значительных событий. В это время не образуются значительные перерывы и несогласия, и часто в силуре и нижнем девоне накапливается одна и та же или сходные формации. Известно, например, что в Рейнских сланцевых горах лишь недавно была обнаружена силурийская фауна в слоях, ранее относившихся к нижнему

девону и литологически неотличимых от заведомо нижнедевонских отложений. Точно так же на Урале понадобилось провести большую биостратиграфическую работу, чтобы отделить силур от нижнего девона; во многих районах эту границу до сих пор проводят в значительной степени условно. По-видимому, в других герцинских геосинклинальных системах наблюдаются сходные отношения. Очевидно, нет никаких оснований для того чтобы считать, что в герцинских геосинклиналях имеется какой-то каледонский цикл, закончившийся в силуре и сменившийся в девоне герцинским циклом.

Вместе с тем, по крайней мере для Западноевропейских, Уральских и некоторых других герцинид, есть основание для выделения каледонского цикла, конечно, с оговоркой, что термином цикл обозначают не полную, а лишь частичную повторяемость некоторых явлений. Концом каледонского цикла следует считать эпоху отложения ордовикских песчаных толщ, выше и ниже которых устанавливаются сходные сланцевые или зеленокаменные формации. Само образование этих песчаников указывает на возникновение или воздымание крупных поднятий, а анализ структуры — на известную перестройку последней в эту эпоху. Такая перестройка структур лучше всего видна при изучении угловых несогласий, часто появляющихся в это время.

Герцинские геосинклинальные системы во многом сходны с каледонскими, представляя как бы дальнейшую стадию развития каледонских систем в направлении большей расчлененности и соответственно большего разнообразия разрезов отдельных структур и всего комплекса формаций в целом.

Аллохтонные формации в строении герцинских геосинклинальных систем, если исключить отложения, образовавшиеся при сносе с примыкающих каледониид, имеют очень небольшое значение и наблюдаются в узкой краевой зоне совместно с формациями, не отличимыми или лишь с трудом отличимыми от платформенных. Такой характер, например, имеют обломочные отложения краевой части Аппалач, выделяемые М. Кеем (1955) и Кингом (1961) в качестве миеосинклинальной зоны, и сходные с ними отложения западного склона Урала. В составе осадочных серий, слагающих эти зоны, преобладают карбонатные породы.

Отложения, в системе которых преобладает обломочный материал, поступающий из соседних каледонских областей, по своему составу и строению вряд ли существенно отличаются от отложений, накопившихся из автохтонных источников обломочного материала. Это сходство объясняется тем, что и внутренние и краевые каледонские геосинклинальные структуры являются в герцинских геосинклинальных системах как бы геантиклиналями особого рода. С этой точки зрения, образовавшиеся в результате их размыва отложения вряд ли следует относить к группе аллохтонных формаций. Общий состав отложений, накопившихся в герцинидах с силура до нижнего карбона включительно, достаточно сходен с тем, который отлагался в геосинклинальных системах в нижнем палеозое, а также с общим составом отложений того же возраста в каледонидах. По-видимому, значение чисто сланцевых отложений уменьшается за счет возрастающей роли граувакковых, песчаниковых и песчано-сланцевых отложений, а иногда и за счет карбонатных толщ. Формационные различия между комплексами герцинских и каледонских формаций несомненно имеются, но на их разборе в рамках данной работы можно не останавливаться.

Отметим, что зеленокаменные формации характерны для силура, нижнего и среднего девона, реже для низов верхнего девона. Более молодые вулканогенные толщи по ряду признаков отличаются от типичных зеленокаменных формаций (березовская свита Южного Урала, нижнекаменноугольные диабазовые толщи Германии, девонские и нижнекаменноугольные вулканогенные толщи Рудного и Южного Алтая и др.).

Формации грауваккового состава с преобладающим значением песчаных и более грубых пород мало характерны для силура и особенно типичны для второй половины девона и для нижнего карбона, что связано с возрастающей расчлененностью рельефа геосинклинальных систем. Такое распределение в разрезе зеленокаменных и грубообломочных формаций напоминает последовательность, наблюдающуюся среди формаций каледонид.

Расчленение геосинклинальных систем герцинид после накопления граувакковых толщ становится очень большим, что фиксируется по большому разнообразию налегающих формаций и по скорости фацальных изменений.

Приблизительно на границе нижнего и среднего карбона в развитии герцинских геосинклинальных систем наблюдается переломная эпоха, которая фиксируется отчасти по несогласиям, а главным образом по коренному изменению в составе формаций. Эту эпоху можно считать временем замыкания герцинских геосинклиналей и началом формирования краевых и внутренних прогибов. Среди этих прогибов можно наблюдать весь ряд от форм, наследующих структуры, образовавшихся в предшествующие стадии, до чисто наложенных форм. Формационный состав и время замыкания различных краевых и внутренних прогибов сильно варьируют. Так, время замыкания краевых прогибов может изменяться по крайней мере от границы карбона и перми (краевой прогиб Европейских герцинид) до среднего или даже верхнего триаса (север Предуральяского прогиба и, возможно, его южное погребенное продолжение). Возраст мелких прогибов еще более изменчив.

Формации краевых и внутренних прогибов составляют верхний структурный ярус герцинид. Среди формаций, выполняющих краевые и многие внутренние прогибы, преобладают типичные орогенные: молассы морские, параллические и континентальные угленосные, красноцветные, галогенные формации и др. В низах разрезов эти формации могут сочетаться и быть синхронными таким формациям, как флиш и сходные с флишем образования (Келлер, 1949; В. Д. Наливкин, 1950; Хворова, 1961).

В герцинидах Центрального Казахстана и в Монголии наблюдаются внутренние прогибы, выполненные мощной вулканогенной серией, отложившейся преимущественно в континентальных условиях. Особый характер приобретают верхнепалеозойские формации, венчающие типичные герцинские геосинклинальные формации в Тихоокеанском сегменте и иногда на его стыке с Атлантическим сегментом, где они приобретают значение начальных формаций мезозойских.

Краевые прогибы герцинид различаются между собой длительностью развития и связанной с последней полнотой и разнообразием формационного ряда. Из всех краевых прогибов по этим признакам резко выделяется Предуральяский краевой прогиб (Херасков, Перфильев, 1963). Однако нет основания исключать из состава краевых прогибов угольный пояс Западной Европы и Карагандинский бассейн (Богданов, Четверикова, 1961; А. А. Богданов, 1962), а также Кузбасс, которые сходны по формациям с глубинными формациями внутреннего края некоторых частей Предуральяского краевых прогибов. Возможно, специфика трех последних примеров объясняется тем, что они возникли на границе с каледонидами.

К перечисленным структурам, Донбассу и Предкарпатскому краевому прогибу приурочена главная масса запасов верхнепалеозойских углей (Крашенинников, 1957).

Среди интрузий и сопровождающих последние рудных месторождений герцинид, по-видимому, наблюдаются все типы, установленные для каледонид, даже если для герцинид ограничиться образованиями с возрастом от силура и моложе. Наряду с этим в герцинидах известны интрузии и рудные месторождения, которые отсутствуют в каледонидах. По богатству

типов интрузий и месторождений с герцинидами могут соперничать только некоторые мезозонды (например, Кордильеры Северной Америки). Отмечается широкое развитие типичных гранитных батолитов и малых интрузий с вольфрамовым, оловянным, редкометальным, полиметаллическим и золотым оруденением.

Для карбонатных отложений, развивающихся по краю герцинских геосинклинальных систем, довольно характерно появление телетермальных (или эпигенетических осадочных?) свинцово-цинковых месторождений (Каратау, север Урала, Апшалачи и др.).

Для структуры герцинид отмечается многократное чередование антиклинорий и синклинорий, образовавшихся из геантиклиналей и геосинклиналей или из форм второго порядка, возникших при усложнении формы последних. Антиклинории и синклинории сочленяются друг с другом по глубинным разломам. Роль внешних и внутренних геантиклиналей частично выполняют полосы каледонид. Степень обособления каледонид и герцинид в самостоятельные области складчатости в разных частях земного шара крайне изменчива.

Можно набросать следующий ряд, выражающий постепенную утрату каледонидами своей самостоятельности: Катазнатские каледониды со среднепалеозойским платформенным чехлом — Европейские каледониды с отличающимся от герцинид структурным планом и обособленные от последних краевым прогибом — Алтае-Саянские каледониды, в которых указанные признаки ослабевают, — Казахско-Тянь-Шаньские каледониды, состоящие из нескольких антиклинорий и синклинорий, расположенных не на краю, а внутри системы герцинид, — каледониды Чингиза и Монгольского Алтая, структурно сходные с геантиклиналями герцинид, — Урало-Тобольская геантиклиналь герцинид с некоторыми формационными особенностями, напоминающими каледониды Монгольского Алтая и Чингиза.

Аналогичная описанной выше варпация в сторону сближения с каледонидами наблюдается и у герцинид. Достаточно сравнить такие всесторонне развитые герциниды, как герциниды Европы, Урала и Тянь-Шаня, с герцинидами Центрального и Восточного Казахстана, а особенно с герцинским Ануйско-Чуйским прогибом, продолжавшем свое геосинклинальное развитие в мезозое.

Для герцинских и в меньшей степени для каледонских геосинклинальных систем очень характерны геантиклинальные поднятия с широким развитием динамометаморфизованного палеозоя и пронизанные крупными гранитными массивами. Сюда относятся Молданубская зона в Европе. Урало-Тобольское поднятие и другие поднятия в герцинидах, а в каледонидах — некоторые части Монгольского Алтая. Примером аналогичной структуры байкалид до известной степени может быть Восточно-Саянский антиклинорий. Однако в байкалидах обычно динамометаморфизм далеко не так отчетливо связан с поднятиями как в палеозойских геосинклинальных системах.

Заслуживает внимания сходство поднятий, сложенных метаморфическими толщами в палеозойских геосинклинальных системах с участками кристаллического фундамента древних платформ. Это вызывало многолетние споры о возрасте этих метаморфических серпий. Иногда на этих поднятиях даже появляются изверженные породы и месторождения полезных ископаемых, сходные с платформенными. Например, Ильменский щелочный комплекс на Урале, алмазные месторождения Чешского массива (Копецкий, 1960).

В краевых частях герцинид известны шарьяжные структуры (Арденны, Апшалачи). Как и для каледонид, для них известны краевые зоны, вовлеченные в складчатую структуру, но с формациями, приближающимися к платформенным (зона карбонатных формаций западного склона Урала и севера герцинского Тянь-Шаня).

Палеозойские геосинклинальные системы, возможно, не всегда относятся к каледонскому или герцинскому типу, но другие типы пока недостаточно проанализированы, поэтому на особенностях их мы не будем останавливаться.

Мезо-кайнозойские геосинклинальные системы рассматриваются лишь очень кратко, чтобы показать отличие этих систем от более древних. Среди них можно выделить четыре типа: 1) мезозойды, отчетливо приуроченные к Тихоокеанскому сегменту, а в Азии, кроме того, развитые и в прилегающих частях Атлантического сегмента; 2) средиземноморские альпиды, в типичном виде развитые лишь в частях Атлантического сегмента, удаленных от Тихоокеанского; 3) Азиатско-Тихоокеанские альпиды, приуроченные к Тихоокеанскому сегменту; 4) Американско-Тихоокеанские альпиды, приуроченные к тому же сегменту.

Таким образом, каждый из типов мезо-кайнозойских геосинклинальных систем имеет свою область распространения, что связано с делением земной коры на два сегмента.

Грубая схема возрастных взаимоотношений в различных мезо-кайнозойских геосинклинальных системах и в герцинидах представлена в виде таблицы.

Для мезозойд характерно широкое развитие песчано-глинистых формаций, состоящих из пород серого и черного цвета с характерным переслаиванием пород разного механического состава, отличающегося от флишевого, но иногда близкого к нему. Морским отложениям иногда подчинены угленосные, известняки среди них обычно отсутствуют и они, как правило, не известковисты. Этот формационный комплекс выделен мной в Верхоянской складчатой области, где в него входят отложения верхнего палеозоя, триаса, юры, иногда нижнего мела. В дальнейшем я имел возможность лично убедиться, что литологически очень сходные отложения развиты в мезозойдах Бурей, Сихотэ-Алиня, самого юга Нань-Шаня и запада Цин-Лина. По литературным данным, такие же отложения широко распространены и в других областях развития мезозойд Азии и Америки. Сравнительно-литологические исследования этих формаций еще не проведены, но, основываясь на собственных наблюдениях, я полагаю, что эти отложения в формационном отношении отличаются от песчано-глинистых толщ, развитых в палеозойских геосинклинальных системах.

Значительная часть этих формаций относится несомненно к аллохтонной группе.

Осадочным отложениям этого комплекса формаций могут быть подчинены вулканогенные толщи (например, в верхнем триасе внутренних частей Верхоянской геосинклинальной системы), которые не следует сопоставлять с комплексом зеленокаменных формаций палеозойских геосинклинальных систем. Но те же обломочные серии верхоянского типа могут частично замещаться во внутренних частях геосинклинальных систем кремнистыми и вулканогенными породами, неотличимыми от пород зеленокаменного комплекса герцинид и каледонид, как я имел возможность убедиться, пересекая Сихотэ-Алинь. В связи с таким переходом развиваются характерные серии, состоящие из переслаивания кремнисто-вулканогенных толщ, иногда включающих линзы рифогенных известняков с обломочными толщами, состоящими из материала, чуждого вулканогенной области. Е. А. Соколова (1962) предлагает выделить такие серии в особую формацию.

Для мезозойд известны структуры и формации заключительной орогенной стадии развития геосинклинальной системы. Особенно характерно появление угленосных толщ.

Среди интрузивных образований мезозойд резко преобладают гранитоиды с большой и разнообразной металлогенней. Особенно характерны оловянные (Азиатская ветвь Тихоокеанского кольца, Боливия), вольфрамо-

Таблица

Схема возрастных взаимоотношений мезо-кайнозойских геосинклинальных систем

Период	Стадии развития средиземноморских альпид (западная часть пояса)	Стадия развития герцинид	Стадия развития мезозойд	Стадии развития азиатско-тихоокеанских альпид
Неогеновый и четвертич- ный	Орогенная стадия		Орогенная и геосин- клиальная стадии (граница орогенной ста- дии с геосинклиналь- ными значительно сме- щается во времени)	Геосинклинальные стадии
Палеогеновый (включая верхи верхнего мела)	Геосинклинальные стадии			
Меловой				
Юрский и триасовый (включая низы нижнего мела)	Эквиваленты геосинклиналь- ных стадий развития мезозойд	Орогенная стадия		Эквиваленты орогенной и геосинклинальных стадий развития мезозойд
Пермский (верхне- и среднекаменноугольный)	Эквиваленты орогенной стадии развития герцинид			
Нижнекаменноугольный, девонский и силурийский	Геосинклинальные стадии развития герцинид и их эквиваленты			

вые, золотые, свинцово-цинковые и сурьмяные месторождения, а в амерпканской ветви и медные. Более бедны рудными месторождениями мезозонды, далеко заходящие во внутрь Атлантического сегмента, но, возможно, это — лишь кажущееся явление, связанное с их недостаточной изученностью.

Гипербазиты и основные интрузии распространены сравнительно слабо. Как и в других геосинклинальных системах, они чаще всего встречаются в районах развития зеленокаменных формаций, многие из которых вошли позднее в состав тихоокеанских альпид.

Для структуры мезозонд характерна относительно слабая расчлененность и широкое распространение участков с полуго залегаящими пластами (Верхоянская область, Тибет и др.). Поэтому часто на больших площадях находят отложения одного и того же или сходного возраста. Эти свойства лучше всего выражены в гигантском по своей ширине Верхоянском метасинклинории, у которого нет сопряженных поднятий сходного размера.

Американские мезозонды расчленены гораздо сильнее, а Сьерра Невада представляет метаморфическую зону, сходную с метаморфическими зонами палеозойских геосинклинальных систем.

Началом развития мезозойских геосинклинальных систем следует считать верхний палеозой, главным образом пермское время. Это можно хорошо наблюдать в краевых частях геосинклинальных систем, там, где они наложались на древние платформы (западная окраина Верхоянской системы), на байкалцы (юго-восточный край Верхоянской системы, западная окраина Сихотэ-Алиня) или каледониды (северная окраина Тибета). В этих частях граница фиксируется по длительному перерыву, сопровождаемому коренными изменениями в структуре и в составе формаций.

Однако ту же границу часто можно отчетливо проследить и там, где мезозонды наследуют герцинские геосинклинальные системы (Монголо-Охотская система, Приколымская часть Верхоянской системы, Анюйский район).

Здесь также, часто с перерывом, среднепалеозойские формации, свойственные герцидам, сменяются верхнепалеозойскими, сходными с последующими мезозойскими.

Время замыкания мезозойских геосинклинальных прогибов изменчиво. Наиболее типично замыкание в конце юры — середине нижнего мела (Верхоянцы, Невадцы, Южный Тибет). На периферии и особенно в апофизах области распространения мезозонд замыкание может происходить в триасе и даже в начале триаса. Приходится признать, что название мезозонды для таких вырожденных систем явно неудачно, но более правильного термина, аналогичного терминам альпиды или герцинды, для этих систем еще не предложено. По соседству с тихоокеанскими альпидами (восточный прогиб Сихотэ-Алиня) или там, где были сильные альпийские орогенные движения (ларамиды Северной Америки), замыкание геосинклинальных прогибов происходило в конце верхнего мела.

Азиатско-Американско-Тихоокеанские альпиды наследуют мезозонды, а частью накладываются на них. По окраинным районам (Охотско-Катазиатская вулканогенная зона) начало их развития фиксируется в нижнем мелу или даже юре. Во внутренних поднятиях иногда, судя по разрезам Японии (Kobayashi, 1941; Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961) и Калифорнии (Кинг, 1961; Пуцаровский, Меланхолина, 1963), фиксируется та же граница. Признаки для определения начала цикла аналогичны признакам, использованным для определения начала развития мезозонд.

Тихоокеанские альпиды — это ныне живущие геосинклинальные системы, по ряду признаков находящиеся на относительно ранней стадии

развития. Их возрастное отличие от средиземноморских альпид особенно подчеркивает Н. С. Шатский (Камчатская складчатость).

Формационный состав отложений этих систем изучен совершенно недостаточно. Осадочные парагенезы часто сходны с парагенезами мезозойских; но наряду с ними указываются абиссальные отложения или сходные с ними, что пока не отмечено в мезозойских.

Обращает на себя внимание исключительно широкое развитие морских и континентальных вулканогенных толщ разного состава. Эти толщи сопровождаются комагматическими интрузиями, а также гнейсами. Гранитные массивы имеют небольшой размер и относительно редки, а на значительных площадях отсутствуют. Для металлогении характерны месторождения меди и золота и бедность магматогенными месторождениями железа. Исключение составляет Охотско-Катазиатская зона с ее гранитами и металлогенией, сходной с мезозойскими.

Средиземноморские альпиды в наиболее типичном виде развиты в Европе и Западной Азии, т. е. в районах, удаленных от Тихоокеанского сегмента. Особенности развития этой области недавно проанализированы М. В. Муратовым (1962) и отчасти В. Е. Хайным (1959₂). Согласно Муратову, на границе палеозоя и мезозоя полностью исчезли геосинклинальные условия. В мезозое возникают новые геосинклинальные прогибы, число и площадь которых увеличивается в течение всего мезозоя. Первые типичные мезозойские геосинклинальные отложения известны с среднего триаса, но еще в юре в пределах будущей альпийской складчатой области преобладали площади, где накапливались маломощные и фациально однообразные, преимущественно карбонатные отложения, и площади, где осадкообразование не происходило. Лишь в некоторых зонах, например во внутренней зоне динарида, отлагались типичные геосинклинальные формации (см. работу А. Циссару, 1958). Такое представление о начале развития альпид было выдвинуто еще Штилле и во многом отражает реально наблюдаемые факты.

Однако изображенные Муратовым на карте площади, занятые триасовыми и юрскими геосинклинальными прогибами, представляются скорее всего минимально возможными. У нас нет надежной методики установления времени возникновения геосинклинальных прогибов, так как соотношения, наблюдаемые по краям этих прогибов, могут не всегда отражать условия в их осевых частях, скрытых от наблюдений. Вероятно, некоторые из раннемезозойских прогибов (прогиб южного склона Кавказа, Крымский и др.) наследовали герцинские прогибы.

Формации первой стадии развития средиземноморских альпид, по Муратову (триас, нижняя и средняя юра, иногда верхняя юра и нижний мел), если исключить мощные толщи триасовых известняков (Восточные Альпы и другие районы), сходны с синхронными формациями мезозойских. Это позволяет рассматривать данный комплекс как эквивалент мезозойского Тихоокеанского сегмента и площадей, прилегающих к последнему.

Для второй стадии развития (мел — средний эоцен) характерно максимальное развитие геосинклинальных прогибов и накопление флишевых и частью вулканогенных формаций. С верхнего эоцена до конца олигоцена или начала миоцена проходит третья стадия — отмирание флиша и широкое распространение формаций типа майкопской свиты.

На неоген и четвертичное время приходится заключительный этап геосинклинального развития и горообразования или, по терминологии этой работы, орогенная стадия развития геосинклинальных систем.

Вулканогенные толщи имеют в составе средиземноморских альпид меньшее значение по сравнению с тихоокеанскими. Некоторые из них одноступенчатые с зеленокаменными формациями палеозойских и сопровождаются интрузиями, комагматическими эффузивами, и интрузиями гнейсов. Интересно, что если в каледонидах и герцинидах зеленокаменные форма-

ции развиваются лишь на относительно ранних стадиях развития, то в средиземноморских альпидах они могут быть относительно очень молодыми (например, палеогеновая зеленокаменная формация в Армении). Граниты по сравнению с герцинидами имеют относительно небольшое распространение. Поэтому для металлогении средиземноморских альпид характерны хром, железо, медь, золото, а для Кавказской части — молибден. Крупные месторождения олова и вольфрама не установлены.

Структурная расчлененность средиземноморских альпид (исключая срединные массивы) очень велика и в общем превышает герцинскую. Повсеместно можно отметить узкие тектонические зоны, отражающие чередование прогибов и поднятий на разных стадиях развития. Шарьяжные структуры известны не только вдоль края геосинклинальной системы, но могут распространяться на все поперечное сечение системы (Альпы).

Для мезо-кайнозойских геосинклинальных систем с большей или меньшей ясностью устанавливается новый тип общей структуры, неизвестной в палеозойских системах.

Наиболее ярко новый тип общей структуры представлен в средиземноморских альпидах, где впервые он был подробно проанализирован Л. Кобером (Kober, 1928, 1934) и назван схемой двустороннего орогена. По схеме Кобера, альпийская область состоит из двух независимых ветвей, разделенных единой цепочкой срединных массивов, а каждая ветвь — из последовательных однотипных зон с общим наклоном складок и разломов от срединных массивов. Эта схема несомненно нуждается в корректировках. В частности, количество ветвей может возрасти, ветви могут вырождаться, а срединные массивы нельзя соединять в единую цепочку. Однако существование особого закономерно развитого структурного элемента — срединных массивов — существенно отличает средиземноморские альпиды от палеозойских геосинклинальных систем.

Если учесть, что современные глубоководные моря средиземноморских альпид закономерно приурочены к средней части этой системы, т. е. к той части, в которой обычно располагаются срединные массивы, то можно провести аналогию между общим строением этой области и строением азиатской ветви тихоокеанских альпид. Здесь также можно выделить две ветви, разделенные цепочкой современных морей. Западную ветвь образует Охотско-Катазиатская вулканогенная зона (Херасков, 1939; Устиев, 1959; Фаворская, 1958), несомненно развивавшаяся на зоне глубинных разломов, типичных для геосинклинальных систем, но лишенная геосинклинальных отложений обычных типов.

В американских мезо-кайнозойских геосинклинальных системах нет цепочки срединных массивов, с обеих сторон окруженных полосами развития геосинклинальных отложений. Но если считать, что восточная ветвь здесь вырождена и представлена лишь полосой дислоцированных отложений, то такие образования, как плато Колорадо, Мексиканское плато и район Пун в Южной Америке, можно считать аналогами срединных массивов. Между Северной и Южной Америкой и между Южной Америкой и Антарктидой строение альпид становится аналогично строению восточно-азиатских альпид.

Для азиатских мезозонд в качестве срединных массивов обычно рассматриваются Колымский, Охотский, Индокитайский и Тибетский массивы. Действительно, в некоторых отношениях по своему строению, развитию и соотношениям с мезозойскими геосинклинальными системами эти структуры аналогичны срединным массивам. Вероятно, их следует считать промежуточным звеном между типичными массивами средиземноморских альпид и такими платформами, как Северо- и Южно-Китайская.

Таким образом, геосинклинальные системы байкалид, каледонид, герцинид, мезозонид, средиземноморских и тихоокеанских альпид по ряду признаков являются различными образованиями; есть основания считать, что дальнейший анализ углубит различия между этими возрастными или историческими типами. Если сохранить привычную терминологию и говорить о соответствующих циклах, то следует подчеркивать, что повторяемость носит относительный характер и что, судя по более молодым и лучше изученным циклам, каждый из них имеет свою область распространения и полного развития и редуцируется в других областях развития смежных циклов.

Сравнение возрастных типов разных геосинклинальных систем показывает черты сходства и различий то одних типов, то других. Так, байкальско-палеозойские типы могут быть противопоставлены как более крупная возрастная группа или цикл группе мезо-кайнозойских типов. Эти группы отличаются по общему строению, а граница между ними, особенно в Атлантическом сегменте, более четкая, чем остальные. Понятно поэтому сходство между байкалидами и мезозоидами (слабая расчлененность, развитие аллохтонных формаций и т. д.) и между каледонидами и тихоокеанскими альпидами (главным образом по характеру магматических проявлений). Однако металлогении байкалид и мезозонид резко различаются между собой, и металлогения мезозонид во многом сходна с герцинской. Средиземноморские альпиды по магматическим проявлениям более всего сходны с каледонидами, а по расчлененности структуры — приблизительно одновременному замыканию геосинклиналей и по развитию заключительной орогенной стадии — с герцинидами. Их индивидуальным отличием является развитие флишевых формаций, которые в герциниде связаны с началом заключительной орогенной стадии. Если основываться на распространении флиша, то с главными стадиями развития герцинид параллелизуются лишь низы альпийского цикла, а последующее развитие можно рассматривать как гипертрофированный гомолог заключительной стадии развития герцинид.

Возможность различных сравнений показывает, что элементы повторяемости имеют относительный характер. Они могут быть правильно поняты лишь на основе анализа прогрессирующего развития структуры земной коры.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ОКЕАНОВ И ТИПЫ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

При анализе общих особенностей структуры земной коры, очевидно, нельзя обойти проблему тектонической природы океанов. Тем самым приходится вставлять, в большей или меньшей степени, на зыбкую почву гипотетических представлений. Хотя в последнее время быстро накапливаются имеющие тектонические значения факты об океанах, но их обобщения большей частью имеют либо неопределенную, либо гипотетическую форму.

Разнообразные современные представления о тектонической природе океанов и глубоких морей достаточно подробно и с различных точек зрения рассмотрены в легко доступной для каждого литературе (Мазарович, 1952; Белоусов, 1955; Земная кора, 1957; Муратов, 1957; Шейнман, 1959; Афанасьев, 1960, 1961; Белоусов, Рудич, 1960; Кропоткин, 1960; Резанов, 1960; Тихомиров, 1960; Вопросы современной зарубежной тектоники, 1960; Буллен, 1961; Махачек, 1961 и др.), поэтому можно ограничиться изложением некоторых общих положений, используемых автором при анализе структур.

Трудность проблемы заключается в том, что тектоническая классификация структурных элементов континентов и существующая классификация элементов всей земной коры (по типам ее строения) имеют совершенно различные логические основания, хотя вторая классификация также имеет несомненное тектоническое содержание. Вместе с тем предложить общие логические основания, органически объединяющие обе эти классификации, пока невозможно без гипотез, далеко выходящих за пределы фактического материала.

Разделение на районы с континентальной или океанической корой основано на существующих в настоящий момент гипсометрических, гравиметрических и сейсмометрических признаках. Эти признаки достаточно ясны, общезвестны и с каждым годом уточняются. Вместе с тем их геологический смысл остается неясным. Любые представления об изменениях этих признаков в прошлом (постоянство, нарастание различий, одностороннее или двухстороннее превращение одного типа в другой) должны основываться на анализе геологических данных.

Районирование континентов основано на выделении площадей с геологически длительной относительной стабильностью или мобильностью и на установлении превращений одних площадей в другие с учетом возраста этих превращений. При полученном, таким образом, разделении использование гипсометрических и геофизических характеристик затруднительно, так как геологические факты показывают, что рельеф тектонических элементов (особенно мобильных) сильно изменялся, и есть все основания думать, что столь же значительно изменялись геофизические характеристики. Палеорельеф мы еще как-то можем реконструировать по геологическим данным, а палеогеофизические характеристики могут быть восстановлены лишь на основании общей теории или гипотезы.

В спорах о составе отдельных слоев земной коры и мантии более примечательны не расхождения во взглядах между исследователями, а общая слабая аргументация всех известных представлений. Нет серьезных оснований считать, что в составе каждого слоя преобладающее значение имеет какая-нибудь одна группа горных пород (граниты, базальты, перидотиты и т. д.) и нет даже достаточных оснований считать, что в составе земной коры и верхних частей мантии господствуют интрузивные породы и продукты их метаморфизации. Например, вполне допустима такая экстраполяция данных о глубинах прогибов поверхности Земли, при которой разнообразные супракрустальные породы в метаморфизованном виде слагали бы части глубоких сейсмических слоев земной коры и верхние части мантии. Мне кажется, что подобные представления легче увязать с геологическими данными, но они совершенно не разработаны.

В числе немногих работ, разбирающих эту гипотезу с ее геологической стороны, следует отметить представление И. А. Резанова (1962), хотя его трактовка сейсмических поверхностей раздела внутри земной коры как поверхностей несогласного залегания в виде общего объяснения маловероятна. Более удачна интерпретация А. В. Пейве (1961), по которой эти разделы возникли как результат горизонтального смещения. При этом нет надобности предполагать сколько-нибудь значительные перемещения, так как под большой нагрузкой зона раздробленных пород возникнет от перемещений, возможно, порядка 1 км и менее.

Принимая, что тектоническое состояние океанических площадей отличается от состояния континентальных, необходимо хотя бы предположительно решить вопросы тектонического взаимоотношения между ними. Имеющиеся данные не позволяют считать, что океанические площади в тектоническом отношении однородны и их структуры в целом могут быть противопоставлены всем структурам, изученным на континентах.

От остальных океанических площадей необходимо отделить так называемые средиземноморские бассейны, которые приурочены целиком к внут-

ренним частям и, реже, к периферии кайнозойских геосинклинальных систем и настолько хорошо вписываются в эти системы, что их приходится рассматривать как частные структуры геосинклинальных систем. Они могут быть противопоставлены другим частным типам структур этих систем, но их тектоническое состояние не может коренным образом отличаться от геосинклинального состояния, взятого с учетом всех стадий его развития.

Обычно упускают из виду, что все выводы, построенные на основании гипсометрической кривой и аналогичных кривых статистического распределения, отражающих частоту распространения той или иной мощности земной коры или глубины поверхности Мохоровичича, основаны не только на двувершинности этих кривых. Не меньшее значение для выводов имеет большая пространственная разграниченность участков коры с мощностями и глубинами, близкими к тому или иному максимуму частоты распространения, т. е. громадные площади, на которых абсолютные высоты, мощности коры и глубины ее основания изменяются сравнительно незначительно.

После отделения средиземноморских бассейнов резко возрастает пространственная разграниченность континентальных и океанических площадей. Это — факт большого тектонического значения.

Пояса кайнозойских геосинклинальных систем могут быть противопоставлены всей остальной поверхности Земли как пояса быстрой изменчивости гипсометрических и геофизических характеристик. Эта особенность кайнозойских систем неразрывно связана с тем, что они являются поясами современной тектонической подвижности. Как тип структуры альпийских геосинклинальных площадей отметим также глубоководные желоба.

Кроме глубоководных желобов и средиземноморских бассейнов, от главных океанических площадей полезно отделить ограниченные по площади глубоководные районы, целиком или частично обособленные от океана районами с континентальным типом коры. К этому типу структур относятся грабен Красного моря, Баффиново море, Мозамбикский пролив, район между Индией и Цейлоном и котловина, расположенная к югу от о. Ява и к западу от Австралии. Все эти образования приурочены к древним платформам и вряд ли можно рассматривать их иначе, как участки глубокого опускания платформ. Этот тип океанических площадей можно называть мозамбикским.

Главные океанические площади различаются между собой по рельефу, сейсмичности, составу и интенсивности проявлений вулканической деятельности и т. д. Имеются интересные попытки выделить на основании этих данных различные типы тектонических структур, например, противопоставить океанические площади Тихого и Атлантического океанов, отделить срединные хребты от океанических равнин и от хребтов других типов (Menard, 1958; Heezen, Tharp, Ewing, 1959; Вильсон, 1961 и др.) и т. д. Возможно, тектоническое значение этих различий подобно различиям, которые на континентах известны в областях докайнозойской складчатости с разным возрастом фундамента. Однако возможно также, что эти различия аналогичны тем, которые наблюдаются между современными платформенными и орогенными областями, расположенными вне кайнозойских геосинклинальных систем. Площади кайнозойских геосинклинальных систем приблизительно могут быть оговорены, по-видимому, и на тех участках, где они почти целиком погружены под уровень моря.

Большинство геологов и геофизиков, хотя и не все (например, В. В. Белоусов, 1960), 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. С ними, в частности,

хорошо увязывается существование средиземноморских бассейнов, причем последние могут быть и реликтами древних больших площадей океанической коры, и новообразованиями. В виду сложности развития геосинклинальных систем вполне допустима возможность таких новообразований.

Главные океанические площади соприкасаются с областями складчатости самого различного возраста — от добайкальских до кайнозойских включительно.

Граница с кайнозойскими системами обычно может быть прослежена по гипсометрическим данным и протягивается согласно с простирающими кайнозойских структур. Лишь на Тихоокеанском побережье Северной Америки между Калифорнией и Аляской соотношения могут быть истолкованы как обрыв кайнозойских структур океаническим краем. Возможно, однако, что это лишь кажущийся секущий контакт, вызванный изменением морфологии кайнозойских геосинклинальных структур по простиранию и подобный тем, которые известны в геосинклинальных системах, расположенных внутри континента.

Обрезание континентальным склоном структур докайнозойских систем складчатости можно считать твердо установленным фактом и достаточно широко распространенным явлением. Иногда в береговых структурах видны даже секущие разломы и флексуры, указывающие на опускание прибрежной части.

Э. Зюсс (Suess, 1883—1909) был первым исследователем, который обратил внимание на это явление и использовал его как один из важных аргументов для доказательства былого существования обширных континентальных площадей, опустившихся на дно океана, — новая концепция, предложенная взамен господствовавшей тогда концепции перманентности океанов и континентов. Процесс опускания континентов в дальнейшем стал часто называть океанизацией.

В настоящее время, вероятно, большинство геологов, занимавшихся изучением океанов, придерживается взглядов, близких к взглядам Зюсса, хотя в их взглядах имеются большие расхождения в отношении размеров и распределения погружившихся континентальных площадей. Представления, близкие старой концепции перманентности океанов и морей, записывают главным образом американские геологи (например Кинг, 1961) и особенно популярны среди геофизиков (Буллард, 1959). Возражения геофизиков против представлений об океанизации значительных океанических площадей основаны на глубоких различиях континентального и океанического типов земной коры и вытекающих отсюда трудностях при воссоздании механизма, вызывающего соответствующие превращения (см., например, Люстих, 1959). Однако В. В. Белоусов (1960) справедливо считает, что решающими являются геологические аргументы, так как о процессах, идущих в глубинах Земли, мы имеем самое смутное представление.

Кроме того, крупные и достаточно быстрые изменения толщины коры (правда, на площадях, значительно меньших, чем океаны) сторонники перманентности типов строения коры должны все же предполагать.

Хорошим примером областей, в которых с конца палеогена кора значительно возросла по мощности, являются Тянь-Шань и Гималаи. Кроме того, все большим и большим признанием пользуются данные о нахождении в составе геосинклинальных серий типичных глубоководных отложений (Гарецкий, Янин, 1960). Если это так, то надо признать, что происходили и превращения океанического типа строения в континентальный.

Примерами обратных превращений в строении коры являются океанические площади мозамбикского типа. Вряд ли эти площади можно объяснить иначе, чем опусканием континентальных площадей.

Другое решение вопросов, вставших перед Зюссом, было предложено

А. Вегенером (1926). После относительно кратковременной популярности представлений о громадных горизонтальных перемещениях континентов их в настоящее время поддерживает лишь ограниченный круг геологов; из них укажем П. Н. Кропоткина (1960), в работе которого содержатся ссылки на все важнейшие исследования в этом направлении.

При анализе структуры земной коры в целом мной будет приниматься представление о том, что значительные океанические площади возникли в результате опускания континентальных площадей, относящихся к докайнозойским областям складчатости. Соответствующие движения в какой-то степени частично захватывали и кайнозойские геосинклинальные системы. Это усложняло историю рассмотренных систем, но не нарушало основных тенденций геосинклинального развития, и опускание само по себе не приводило к стабилизации системы.

Возраст океанизации может быть различным, и пока нет данных, чтобы определить нижний предел возраста океанов и считать, что их образование началось лишь с верхнего палеозоя (Белоусов, 1960). Гипотезы о молодом возрасте всех океанов наталкиваются на большие трудности при попытке объяснить образование гидросферы. Для дальнейших выводов нет необходимости считать, что все океаны образовались из континентов. Но если имеются океанические площади иного происхождения, то все же их нельзя считать какими-то мало измененными первичными площадями.

Весь опыт геологии заставляет думать, что в современной структуре отсутствуют какие-либо первичные элементы. Необходимо учитывать, что разделение коры на континентальный и океанический типы, строго говоря, относится лишь к современности, а вероятность экстраполяции на прошедшее время по мере углубления в геологическое прошлое все более и более уменьшается (Хесс, 1959).

Наиболее трудная задача — определение природы главных океанических площадей применительно к принципам тектонической классификации, разработанной для континентов.

Большинство геологов уже давно считают, что в пределах главных океанических площадей можно выделить относительно стабильные и относительно мобильные области (Архангельский, 1941; Мазарович, 1951—1952 и др.). Эти области отличаются по характеру рельефа, сейсмичности и силе вулканизма. Границы между теми и другими проводят по-разному. Учитывая разногласия, возникающие при тектоническом районировании континентов, таким расхождением не приходится удивляться, и сами по себе они не могут подорвать доверия к правильности такого деления.

Для стабильных элементов характерен рельеф подводных равнин с пологими поднятиями, разделяющими котловины и напоминающими разделение платформ на синеклизы и антеклизы. Иногда равнины пересекаются зонами расчлененного рельефа и интерпретируются как изолированные зоны разломов. Такие разломы широко известны в Тихом океане (зона разломов Мендосино, Мюррей, Кларион, Клипертон и др.), но известны также в Атлантическом океане и близ Антарктической платформы. Характер рельефа даже вдоль одного разлома сильно изменяется, что указывает на наличие различных приразломных структур (Menard, 1959; Menard, Fischer, 1958). По этим признакам их можно сравнить с некоторыми зонами глубоких разломов на континентах, например, с Доно-Медведицкой и Тиманской платформами (Оффман, 1945, 1946; Шатский, 1947).

Иногда на равнинах появляются высокие изометричной формы плато (например, Бермудское, Новозеландское и др.), для которых трудно найти аналоги в рельефе и структурах континентов.

Для стабильных океанических областей характерна слабая и рассеянная сейсмичность и изолированное появление вулканических островов.

Достаточно естественно рассматривать по крайней мере значительную часть стабильных океанических площадей как опустившиеся платформы, в остальном сохранившие выраженные в подводном рельефе особенности структур платформенного чехла. Такое предположение выдвигали уже многие исследователи. Высокие плато, воздымающиеся над равнинами, вероятно, представляют новобразования, связанные с погружением. Если учесть расположение подводных равнин, то приходится думать, что исходной формой для них были древние платформы, но, возможно, что в состав их вошли и молодые платформы, особенно эпипайкальские. Не исключено, что некоторые равнины Тихого океана, удаленные от континентов, имеют и другое происхождение, так как серьезных фактов, указывающих на их генезис, пока нет.

Мобильные пояса главных океанических площадей нельзя считать аналогами современных геосинклинальных систем даже на стадии их зарождения, как это допускают некоторые исследователи.

Ни по характеру рельефа, ни по мощности рыхлых осадков нельзя заметить никаких следов общего погружения этих областей, которое столь характерно для геосинклинальных систем, особенно на ранних стадиях их развития. Вулканизм этих поясов (Заварицкий, 1944; Кузнецов, 1958; Барт, 1961) не имеет сходства с геосинклинальным и сходен с вулканизмом платформ и некоторых орогенных областей (резкое преобладание базальтов с уклоном в щелочность, иногда щелочные породы). Учитывая характер рельефа, их следует считать океаническими аналогами орогенных областей. Подобно последним, они лишены четкой границы, отделяющей их от океанических аналогов платформ.

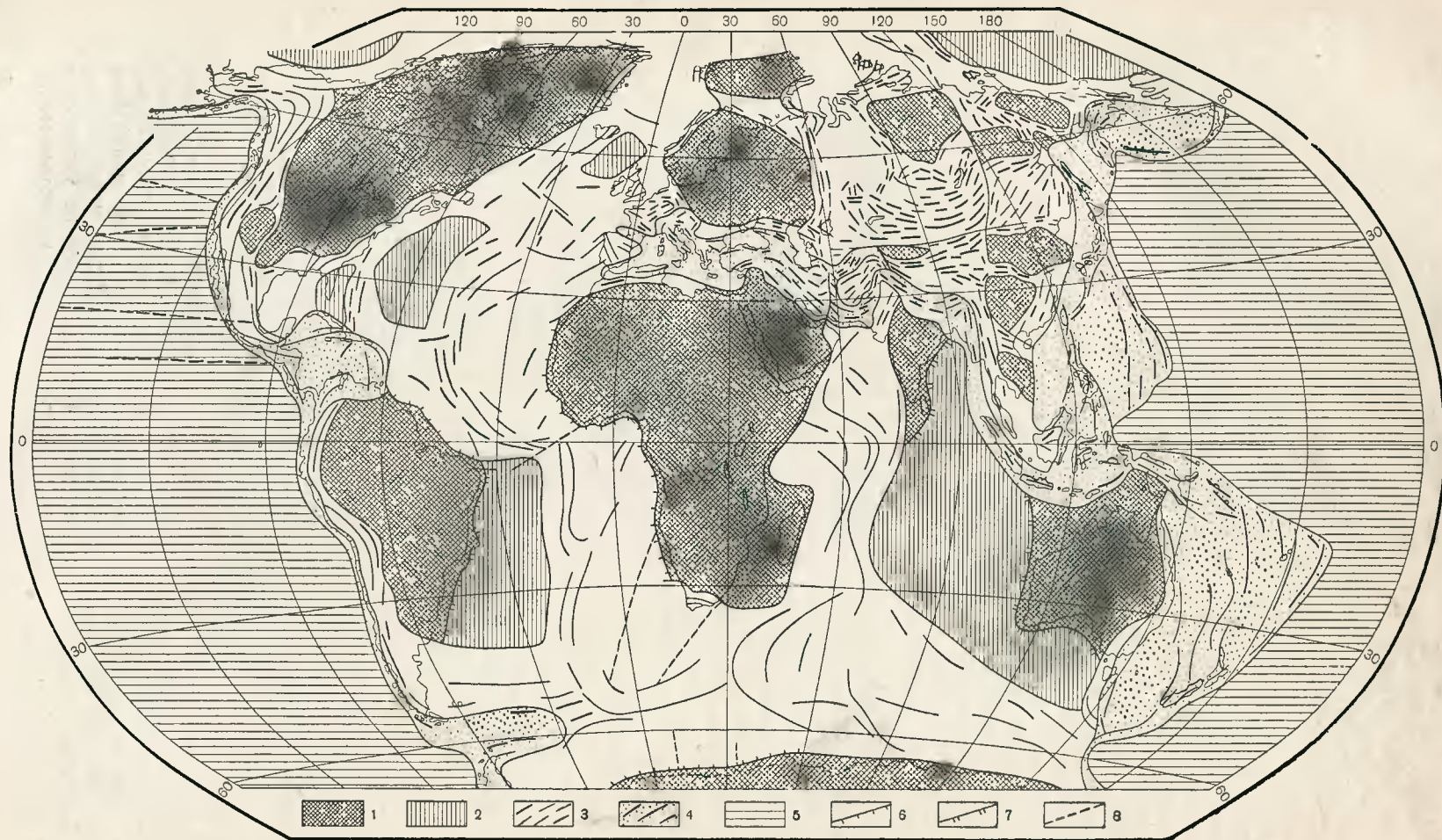
Во взглядах на происхождение океанических мобильных поясов можно проследить две линии. Одни исследователи считают их новообразованиями, другие — реликтами континентальных геосинклинальных мобильных поясов. Анализ подводного рельефа, главным образом изучение взаимоотношения со структурами, развитыми по соседству на континентах и островах континентального типа, приводит меня к выводу, что имеются океанические мобильные пояса и первого, и второго типа.

К первому типу относится только Полинезийская система гирлянд вулканических островов, расположенных за пределами андезитовой линии Тихого океана. Поэтому этот тип естественно назвать Полинезийским. Распространение Полинезийской системы относительно азиатско-тихоокеанских альянсов уже многих исследователей заставило связывать образование этой системы с развитием альянсов (Архангельский, 1941; Мазарович, 1951—1952; Муратов, 1957 и др.).

Второй тип удобнее всего назвать Индийским. Основу его составляют так называемые Срединные океанические хребты, представляющие широкие (600—700 км) полого поднимающиеся к осевой части пояса резко расчлененного рельефа с максимальной сейсмичностью, приуроченной к так называемым рифтовым долинам. Приходится категорически возражать против изображения этих хребтов змееобразно идущими осями, которые имеют сомнительное орографическое и тем более структурное значение. Подобные изображения напоминают орографические схемы континентальных горных областей, широко распространенные в середине XIX в. и построенные главным образом по расположению водоразделов.

С срединными океаническими хребтами часто тесно связаны боковые хребты, идущие то параллельно, то под углом к срединному хребту. На уровне наших современных знаний батиметрии и уровне структурного анализа океанических образований вряд ли целесообразно отделять эти боковые хребты от срединных. Поэтому для всего этого типа мобильных поясов пришлось придумать новое название — Индийский тип.

Проводимый ниже анализ взаимоотношений океанических мобильных поясов индийского типа заставляет рассматривать их как океанические



Фиг. 2. Схема расположения поясов геосинклинальных систем (черточками показаны простирания структур).

1—древние платформы (включая океанические участки мозамбикского типа); 2—древние платформы океанического типа; 3—байкалиды, каледониды, герциниды и мезозонды на континентах и вошедшие в состав океанических площадей; 4—альпиды (включая срединные массивы и океанические участки средиземноморского типа); 5—нерасчлененный Тихоокеанский океанический доальпийский платформенный элемент; 6—условные границы древних платформ (проведены по континентальному элементу); 7—границы континентальных и океанических частей древних платформ; 8—поперечные зоны разломов в океанах.

орогенные области, возникшие на геосинклинальных системах разного возраста — от байкальских до мезозойских. Для континентальных орогенных областей, возникших на этих системах, характерна значительная унаследованность направлений структурных линий. Есть поэтому все основания считать, что по подводному рельефу можно приблизительно определить ориентировку бывших здесь когда-то геосинклинальных систем.

Таким образом, можно предложить следующую общую классификацию структур земной коры, охватывающую и континенты, и океаны:

I. Области резкого преобладания континентальных типов коры.

1. Области байкальской складчатости, превратившиеся в древние платформы, включая океанические площади мозамбикского типа, а частью в дальнейшем — в орогенные области без унаследованных структур фундамента.

2. Пояса байкальской, каледонской, герцинской и мезозойской складчатости, превратившиеся в молодые платформы или в орогенные области с унаследованным направлением структур.

II. Области закономерного чередования континентальных и океанических типов коры.

3. Пояса альпид, включающие океанические площади средиземноморского типа и типа глубоководных рвов.

III. Области распространения океанических типов коры, возможно, с небольшими площадями развития континентального типа коры (основные океанические площади).

4. Стабильные области, образовавшиеся при погружении древних и отчасти молодых платформ.

5. Мобильные пояса полинезийского типа — новообразования, возникшие в результате орогенных изменений стабильных океанических областей под влиянием альпид.

6. Мобильные пояса индийского типа — реликтовые орогенные образования, возникшие на погружившихся байкальской, каледонской, герцинской и мезозойской складчатостях и унаследовавшие их структурные направления.

На основе этой классификации составлена схема расположения основных поясов земной коры (фиг. 2). По ряду обстоятельств главная океаническая площадь Тихого океана показана нерасчлененной.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТА

Атлантический сегмент занимает на поверхности Земли более половины ее площади, и в его состав входит преобладающая часть всей суши. Поэтому закономерности строения и развития этого сегмента с некоторым основанием можно считать нормой, а в тех случаях, когда они нарушаются как в Тихоокеанском сегменте, так и в прилегающих к нему частях — принимать эти нарушения за отклонения от нормы. Такие представления и терминология совпадают с традицией, так как первыми объектами геологического изучения были центральные части Атлантического сегмента, и до сих пор эти районы изучены лучше, чем тихоокеанские.

Структуру Атлантического сегмента в целом можно охарактеризовать как совокупность приблизительно широтных поясов с чередованием поясов, в которых расположены наиболее крупные древние платформы, и поясов, занятых в основном областями складчатости байкальского и более молодого возраста. Широтная структура осложнена двумя поясами приблизительно меридионального направления — Атлантическим и Урало-Сибирским.

Меридиональные пояса пересекают широтные и оказывают влияние на структуру последних в местах скрещения. В петлях получающейся сетки располагаются крупные древние платформы. Кроме того, древние плат-

формы меньшего размера появляются между ветвями ввергающихся структур у стыков широтных и меридиональных поясов.

Совершенно очевидно, что приведенное описание — грубая схематизация, но эта схема вскрывает основу структуры и облегчает понимание ее отдельных частей.

Согласно схеме, в структуре Атлантического сегмента широтное направление и в меньшей степени меридиональное — важнейшие, так как эти направления характеризуют общую протяженность геосинклинальных систем, существовавших с позднего докембрия. Однако, если взять отдельные крупные линейные структуры, образовавшиеся в этом интервале времени, то сразу выступают значительные отклонения их простираний от широтных и меридиональных. Оценивая распространение направлений тектонических структур на глаз, за отсутствием соответствующих статистических подсчетов, можно утверждать, что направления, близкие северо-западному и северо-восточному, распространены не меньше чем направления, близкие к широтным и меридиональным (Шатский, 1955).

Несоответствие между общими направлениями тектонических поясов и простираниями крупных линейных структур (линеаментов) является важным эмпирическим обобщением, которое, вероятно, позволит в дальнейшем более обоснованно решать динамику образования тектонических структур. Оно может быть проиллюстрировано картографическими схемами изображения линеаментов (например, Staub, 1953; Хиллс, 1960 и др.).

Поиски закономерностей в простираниях тектонических структур (типа линеаментов) восходят к построениям Эли де Бомона, и если учесть то количество исследований, которое было проведено, то приходится признать, что они дали сравнительно незначительные результаты.

Главная причина неудачи, как мне кажется, — малое внимание к историческому анализу и к явлениям соподчиненности. Смысл линеаментов, вероятно, можно лучше понять, если начинать анализ с изучения их взаимоотношения с общими простираниями тектонических поясов, которые в основном существовали не менее 1—1,5 миллиардов лет.

Пока лишь в отдельных случаях более или менее удается найти конкретное объяснение значительных отклонений простирания структур от широтного и меридионального направлений. Можно лишь указать некоторые общие причины большой изменчивости простираний линейных структур.

Во-первых, в местах пересечения меридиональных и широтных полос происходит сложное взаимодействие тех и других структур, которое распространяется и на прилегающие районы. При взаимодействии закономерно возникают промежуточные направления, особенно характерные для периферии мест пересечения, где иногда структуры одного главного направления дают вилки с постепенным изменением простираний вплоть до ортогональных.

Во-вторых, и в местах пересечения, и вне их неизбежно должны развиваться сдвиговые напряжения с образованием линейных структур, без детального анализа не отличимых от структур, образованных простым сжатием. Сдвиговые напряжения являются неизбежным следствием пространственной изменчивости силы стрессов и такой же изменчивости сопротивления. Сдвиговым структурам в последнее время придают большое значение многие тектонисты (Муди, Хилл, 1960; Пейве, 1961 и др.).

Кроме того, имеются и другие планетарного характера причины, вызывающие изменения простираний. Они связаны с неточностью принятой выше общей схемы структуры Атлантического сегмента. Значение их трудно оценить без фундаментального анализа структур. Заметим только, что ортогональная структура сегмента как бы скошена и сдвинута относительно земной оси.

ГИПЕРБОРЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И АРКТИЧЕСКИЙ ШИРОТНЫЙ ПОЯС

В пределах Арктики трудно провести разделение земной коры на два сегмента. Отчасти это связано с малой площадью суши, к тому же еще недостаточно изученной, отчасти — с особенностями взаимодействия структур, относящихся к различным сегментам Земли. Поэтому удобнее рассмотреть эту структуру сначала в целом. Задача сильно облегчается недавней сводкой данных и их анализом, сделанным Ю. М. Пушаровским (1960). Заметим, что изображение структуры Арктики на фиг. 1 и особенно на фиг. 2 сильно искажено выбранными картографическими проекциями. Центральная часть Арктического океана, по-видимому, занята погружившейся Гиперборейской древней платформой. Остатком этой платформы, вероятно, является о. Белнет. Контур платформы достаточно точно намечается лишь в районе Аляски, где он проходит в непосредственном соседстве с берегом.

С точки зрения общей теории особенно досадно, что пока невозможно с уверенностью даже приблизительно провести границу платформы, противоположную Аляске. Ю. М. Пушаровский считает, что проходящий через полюс подводный хребет Ломоносова лежит вне платформы, параллельно ее краю.

Гиперборейская платформа, по-видимому, целиком или почти целиком окаймляется северным или Арктическим широтным поясом геосинклинальных систем. Погружение до океанических глубин Гиперборейской платформы захватило своей периферией и этот пояс. Над уровнем океана сохранились лишь отдельные и преимущественно краевые участки широтного пояса, и реконструкция его строения может быть произведена очень неполно, а в некоторых частях лишь гипотетично.

К северу от Канадского щита достаточно ясно выступает южный край широтного пояса мезозойского возраста (Stockwell, 1947; Пушаровский, 1960; Миллер и др., 1961), а на севере Гренландии возможны и каледониды. Продолжением этих структур на западе являются широтные структуры северного окончания Кордильер, хр. Брукса и п-ов Сьюарда и далее северная окраина Азии примерно до устья р. Яны, относящиеся к мезозоидам. В строении сибирской и американской частях этих структур большое участие принимают геосинклинальные отложения палеозойского и, возможно, докембрийского возраста, а геосинклинальные серии мезозоида имеют пониженные по сравнению с Верхояно-Колымской системой мощности и иногда неполные разрезы.

Громадная Сибирско-Американская дуга охватывает земной шар по широте приблизительно на 210° и располагается эксцентрично к полюсу. В районе Берингова пролива южный край этой части широтного пояса спускается приблизительно до 62° с. ш., а к краям дуги подымается на северо-востоке Гренландии до 80° с. ш. и у устья р. Яны — до 70° с. ш.

Строение остальной части северного геосинклинального пояса менее ясно и само его существование на этом отрезке может быть поставлено под сомнение. Все же ряд аргументов можно привести в пользу существования полного кольца. Но следует учесть, что в этой части структура пояса подверглась влиянию сходящихся на север Атлантического и Урало-Сибирского меридиональных поясов Атлантического сегмента.

Меридиональные пояса как бы оттеснили северный широтный пояс к полюсу. В районах своего непосредственного взаимодействия они вызвали усложнение структурного плана, которое во многом сходно с усложнениями плана структур в других районах пересечения меридиональных поясов с широтными, например в районе пересечения Уральско-Сибирского пояса и пояса Тетис.

Сочлепление Арктического широтного пояса с меридиональным Атлантическим поясом, естественно, может быть только намечено. Каледониды

Восточной Гренландии на севере отгибаются на восток. По-видимому, их развитие было задержано широтными каледонидами (?) Северной Гренландии, структуры которых без следов затухания уходят на восток в океан. Можно предположить, что когда-то они пересекали океан и проходили севернее Шпицбергена, являясь такой же границей относящихся к Атлантическому поясу каледонид Скандинавии и Шпицбергена, какой они являются для Восточно-Гренландских каледонид. В этом случае поперечные подводные пороги, отделяющие Атлантический океан от Северного Ледовитого океана, возможно, представляют какое-то реликтовое образование, связанное с северным широтным поясом, своего рода отзвук структур этого пояса на площади к югу от него.

Одной из наиболее древних систем, которую, казалось бы, можно рассматривать как часть северного геосинклинального пояса, являются байкалиды Тимана и его продолжения с их общим северо-западным простиранием. С севера эти структуры ограничены небольшой по площади древней платформой Баренцева моря (Клитин, 1960). Складчатый фундамент выходит лишь по южному краю складчатой области и не исключено, что она сложена не только байкалидами, но и древними каледонидами. Герцинские структуры Урала и позднекаледонские структуры Норвегии и Шпицбергена несомненно обрывают эти древние структуры, чем определяется важный верхний возможный предел их возраста. Тесная связь тиманской структуры с уральской, однако, заставляет относить ее к Урало-Сибирскому поясу и рассматривать как боковое ответвление этого пояса, образование которого вызвано воздействием Арктического широтного пояса на меридиональный Урало-Сибирский.

В структуре Урала, к северу от примыкающего к нему Тимана, появляются формы, указывающие на влияние северо-западных структур Тимана и Большеземельской тундры. Здесь следует отметить северо-западное Пай-Хойско-Новоземельское поднятие, параллельное краю эпибайкальской платформы. Эта структура имеет, вероятно, сдвиговое происхождение, так как состоит из коротких закономерно подстилающих одна другую складок с несколько более меридиональным простиранием, чем простирание поднятия в целом. К югу от Пай-Хоя в структуре Урала наблюдаются разнообразные поперечные дислокации от северо-западного до широтного направления. Сам переход меридионального простирания Урала в северо-восточное объясняется влиянием северо-западной системы. Особую сложность рисунка имеет структура доордовикских отложений, выходящих вдоль Уралтау, но основное простирание складок этой структуры совпадает с уральским.

К северу от Пай-Хоя уральские структуры граничат с древней платформой Баренцева моря и, в соответствии с этим складчатая структура северного острова Новой Земли имеет относительно простой линейный характер. Симптоматично, однако, что разрез нижнего и среднего палеозоя этого острова не похож на разрезы какой-либо тектонической зоны собственно Урала.

На севере Новой Земли простирания структур отклоняются на восток, а далее, после разлома, становятся почти широтными. Очевидно, здесь происходит смыкание с главным стволом северной широтной системы, идущей от Северной Гренландии к северу от платформы Баренцева моря. Эта добавочная платформа мне представляется естественным результатом близкого схождения Атлантического и Урало-Сибирского меридиональных поясов. Единая платформа между ними от главного ствола северного широтного пояса до пояса Тетис была бы слишком вытянутой, чтобы быть устойчивой.

Молодые отложения Западно-Сибирской низменности скрывают строение северной части Урало-Сибирского пояса, но в Туруханском районе выходят снова меридиональные структуры байкалид ее восточного края.

На севере они должны как-то связываться с байкальскими структурами северной части Таймыра. Таймырские структуры восточно-северо-восточного простирания (Егизаров, 1957) являются звеном, указывающим на воздействие северного широтного пояса. Однако на востоке, в пределах Северной Земли, простирание снова изменяется на близкое к меридиональному. Коленообразный изгиб байкалид от Туруханского района до Северной Земли аналогичен таким же изгибам Урала и подобно последнему несомненно выражает взаимодействие широтного и меридионального поясов геосинклинальных систем.

Структуру Южного Таймыра принято считать герцинской. Но при сравнении ее (Марков, 1954; Марков и др., 1957) с типичными герцинидами, прежде всего с соседним Уралом, отмечаются коренные различия. Вместе с тем бросается в глаза сходство верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений Таймыра с прилегающими мезозоидами северо-востока Азии, непосредственный переход Предверхоянского краевого прогиба в Предтаймырский и сходство взаимоотношений структур Южного и Северного Таймыра со взаимоотношениями Верхоянского синклиория и Колымского срединного массива. Эти сравнения уже давно заставили меня рассматривать Таймыр как своеобразное ответвление мезозойской складчатой области (Херасков, 1958).

На запад мезозойды Таймыра затухают, возможно уже вблизи Енисея, и потому эту структуру нельзя относить собственно к северной широтной системе. Вместе с тем ее существование косвенно указывает на присутствие такой системы в более высоких широтах подобно тому, как Донбасс можно рассматривать в качестве указания на расположенные южнее Скифские герциниды.

Структуру мезозойд в низовьях рек Яны и Лены обычно рассматривали как вершину дуги, крыльями которой служат Верхоянская и Чукотско-Ольджойская геосинклинальные системы. Недавно составленная геологическая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000 и ряд других материалов открывают возможность иного толкования. Скачки в простирании складок, направление некоторых разломов и цепочки массивов гранитов показывают, что Верхоянская и Чукотско-Ольджойская ветви сочетаются между собой как крылья дуги лишь частично, а частично как две ветви виргации, разделенные клином Колымского срединного массива. Восточнее южная ветвь этой виргации снова разделилась на две ветви клином Охотского срединного массива. Такая виргация в чистом виде, вероятно, была в более древних структурах и лишь в некоторых местах унаследована собственно мезозойскими структурами. Представление о восточно-азиатской виргации палеозойских структур северного широтного пояса в последнее время подробно разработано Н. А. Богдановым (1962).

Во всяком случае структура низовий рек Яны и Лены, как и Таймырская апофиза, указывают на продолжение мезозойд на северо-запад, на соединение их с мезозойдами, вероятно, проходящими на севере Гренландии. Линия, соединяющая ограничения Гренландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Северной Земли, приблизительно совпадает с континентальным склоном и идет сначала широтно, отклоняясь далее на юго-восток к устью Лены.

Указанная линия является, по моим представлениям, вероятным краем мезозойд, погружившихся до океанических глубин. Как на один из признаков, подтверждающих такое толкование, следует указать на сходство мезозойского разреза Земли Франца-Иосифа с платформенными разрезами районов, прилегающих к Верхоянским мезозойдам (стратиграфический интервал и время смены морских отложений континентальными). Противоположный край мезозойд, возможно, проходил поблизости, но есть основания считать, что он проходил у подводного хребта Ломоносова. В этом случае будет соответствие между структурой и рельефом Верхоянских ме-

зоноид (два хребта и разделяющая их депрессия) и подводным рельефом Северного Ледовитого океана.

Разнообразные попытки определить структурный план Арктики делались уже давно. Из старых схем, относительно близких к изложенной, отметим схему Штйлле (Stille, 1928₁), в которой еще не учтены Восточно-Гренландские каледониды и следы Гиперборейской платформы. Идею широтного геосинклинального пояса в Арктике выдвигали О. Хольтедаль (Holtedahl, 1928) и Д. В. Наливкин (1933), а в Америке — еще ранее Шухерт (Schuchert, 1923). Представление о скрытой океаническими глубинами Гиперборейской платформы было выдвинуто Н. С. Шатским (1935). Соответственно с предложенной им структурой план Арктики принципиально сходен с изложенной схемой, но Шатский еще не учел Восточно-Гренландские каледониды. Кроме схемы Ю. М. Пуцаровского, к излагаемой схеме близка и схема А. Н. Мазаровича (1951—1952), но последний считал Северный Ледовитый океан первичным и ограничивал распространение мезозоид Северо-Восточной Азией и Аляской.

ЛАВРАЗИЙСКИЙ ШИРОТНЫЙ ПОЯС

К югу от северного широтного пояса располагается северный, или Лавразийский, пояс больших древних платформ: Северо-Американской, Русской и Сибирской (вернее Анабарской без Алданской глыбы). На сравнении строения этих платформ были созданы и отработаны сами понятия о платформенных структурах и формациях.

Размер указанных платформ, особенно по меридиану, закономерно убывает с востока на запад. Эта закономерность связана с изменением строения располагающегося южнее пояса Тетис. Древние платформы отделены друг от друга Атлантическим и Урало-Сибирским меридиональными поясами.

Строение Атлантического пояса почти целиком скрыто океаном. Намечается известная симметрия этой структуры.

По западному и восточному краю протягиваются соответственно каледониды Гренландии — Аппалач и Скандинавии — Британии. В обеих системах отчетливо выражены и имеют большое значение рифейские стадии развития. Благодаря унаследованным движениям обе системы выражены в современном рельефе. В пределах Аппалач наряду с каледонидами на юге развиты герциниды. Возможно, что и к западу от Норвегии океан скрывает погрузившиеся герциниды. На такое предположение наводят верхнепалеозойские гранитные интрузии в Скандинавии (грабен Осло) и прибрежное расположение краев глубоких девонских прогибов с крутопадающими слоями (Хольтедаль, 1958).

В Северной Шотландии давно устанавливается присутствие древней платформы (Эрия). Размеры и контур ее не ясны (см. изображения в работах С. Бубнова, 1935 и Е. В. Павловского, 1958_{1,2}) и зависят от трактовки природы Средне-Атлантического вала. Если это — омоложенный остаток палеозойской или байкальской геосинклинальной системы, то ширина ее невелика, а тем самым лимитируется и ее длина. На север она, по-видимому, не заходит дальше Фарерско-Исландского порога и огибается структурами, слагающими порог Мона, а также структурам каледонид Норвегии, чем и объясняются большие различия в формациях и строении между каледонидами Южной Норвегии и каледонидами Шотландии вместе с Уэльсом. Менее отчетлива южная граница, проведенная главным образом на основании простираций каледонид Ирландии.

Как симметричные образования к платформе Эрия, также возникшие в зоне взаимодействия Атлантического пояса и пояса Тетис, выделяются Флоридская и Бермудская платформы. Присутствие первой установлена

бурением в Южной Флориде (Кинг, 1961), а вторая выделена совершенно гипотетично, чтобы объяснить появление изометричного Бермудского плато и окружающих его глубоководных равнин. Они отделены друг от друга системой Аппалач, которая, как известно, структурно обособлена от системы Уачита и резко отгибается на юге к востоку (Ирдли, 1954; Кинг, 1961 и др.), и их подводным продолжением, выраженным сложным рельефом с линейными формами и с мощными коралловыми рифами Багамской банки, Аппалачско-Ньюфаундлендского шельфа и континентального склона.

При любых трактовках происхождения форм рельефа Атлантического океана структурная симметрия Атлантического пояса подчеркивается осевым положением Средне-Атлантического океанического вала.

Первоначальная структура Урало-Сибирского меридионального пояса приближалась к симметричной. Подобно тому, как по его восточному краю протягивается полоса байкалид, которая восточнее сменяется древними каледонидами, в древней структуре Урала, позднее переработанной в герцинские структуры (предуралиды, Херасков, 1948) можно различить на западе байкалиды, которые восточнее сменяются древними каледонидами. Вся средняя часть занята глубоким молодым платформенным прогибом, который В. В. Белоусов (1955, 1960) выразительно назвал «неудавшимся океаном». Сходных взглядов придерживался Н. С. Шатский (см. предисловие Н. С. Шатского к работе Кея, 1955), считавший прогиб Западно-Сибирской низменности структурой, однотипной со структурой Мексиканского залива.

Вполне возможно, что в средней части Западно-Сибирской низменности имеется добайкальская, или эпибайкальская, платформа небольших размеров. Без такого структурного элемента трудно объяснить замыкание на север герцинского прогиба Центрального Казахстана и шарунг в герцинских структурах между Салаиром и Томско-Колыванскими складками. Предположения о существовании такой платформы с различной аргументацией выдвигали Д. В. Наливкин (1933), Н. Г. Кассин (1934, 1937), М. К. Коровин (1954) и ряд исследователей, работавших позднее. Если такие взгляды правильны, то эта платформа усилит аналогию между Урало-Сибирским и Атлантическим поясами.

Элементы симметрии структуры Урало-Сибирского пояса сочетаются с ярко проявленной асимметрией палеозойской геосинклинальной структуры этого пояса. Асимметрия пояса хорошо видна на юге, где структуры выходят на поверхность, а геофизические данные и простирации структур платформенного чехла указывают, что эта асимметрия в какой-то степени сохраняется и в более северной, погруженной части (Соболевская, 1961).

Весь пояс может быть разделен на две неравные части с границей, идущей приблизительно у меридиана Кокчетавского поднятия.

Более широкая восточная часть пояса представляет чередование полос каледонид и герцинид с преобладающим северо-западным простираанием. Эти структуры образуют прямое продолжение структур, развитых к югу от Сибирской платформы, и сходны с последними по строению и развитию. Таким образом, здесь происходит в целом плавное ответвление северных структур широтного пояса Тетис с глубоким заходом во внутреннюю часть Урало-Сибирского пояса.

Плавность общего поворота простирааний от широтных, свойственных поясу Тетис, к меридиональным урало-сибирским усложнена тремя «узлами» со восточным в некоторых отношениях рисунком структур.

Самый восточный узел создается виргацией саянско-тувинских структур, ветви которой с севера на юг меняют простираания с северо-западного на широтное. На западе они оборваны дугой алтайско-кузнецких структур с северо-западными простирааниями на юге и почти меридиональными

и северо-северо-восточными на севере. Особенно хорошо виден этот обрыв на севере, где ветви виргации обрезаны структурами Кузнецкого Алатау, а в петлях виргации располагаются почти изометричные структуры Минусинской впадины. История взаимодействия структур разных направлений в этом районе в последнее время прослежена А. А. Мессаковским (1962).

Северо-западные алтае-салаирские структуры в свою очередь дают слабую виргацию на север, которая обрывается Томско-Колыванской складчатой зоной, образуя второй из упомянутых выше узлов.

Северо-западные структуры Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня также слабо виргируют на север, но системе разломов упираются в меридиональные структуры системы Улугтау — Ерментау и обрывают их (А. А. Богданов, 1959).

Чередование полос каледонид и герцинид на востоке Урало-Сибирского пояса в районе смыкания с поясом Тетис представляется лишь как некоторое усложняющее явление постепенного обрастания Сибирской платформы, которое затрудняет выделение структур с разным возрастом складчатости.

Иначе построена западная часть Урало-Сибирского пояса с характерными для нее меридиональными простираниями. Непосредственно с Русской платформой здесь граничит всесторонне развитая герцинская структура Урала, т. е. никакого постепенного нарастания Русской платформы в течение рифейско-палеозойского этапа не было. Напротив, герцинская складчатая система захватила краевые части платформы с образованием удивительно полно развитого краевого прогиба. Лишь самые западные структуры Урала на юге, возможно, отгибаются к западу, окаймляя с юга Русскую платформу и плавно переходя в структуры пояса Тетис. Восточнее происходит какое-то пересечение меридиональных структур одного пояса и широтных структур другого, детали которого скрыты платформенным покровом (Гарецкий и др., 1963; Гарецкий, Шрайбман, 1960). Но уже Аятский прогиб Урала, возможно, загибается на восток, в Южный Тянь-Шань, и составляет часть крайней и самой молодой структуры окаймляющей Сибирскую платформу.

Постепенное отмирание в течение палеозоя геосинклинальных структур Урало-Сибирского пояса приводит к интересным изменениям структурного плана на западе Центрального Казахстана (Зайцев, 1961). Меридиональные структуры разбиваются разломами северо-западного направления, т. е. боковое ответвление пояса Тетис перерабатывает собственно структуры меридионального пояса. В полном соответствии с этим, эпипалеозойские платформенные структуры Урало-Сибирского пояса представлены на юге только меридиональным гигантским Уральским краевым платформенным поднятием и Тургайским прогибом.

ПОЯС ТЕТИС

К югу от Северного пояса древних платформ располагается пояс Тетис, который приблизительно в широтном направлении протягивается от запада Америки до востока Азии. Присоединение к поясу Тетис геосинклинальных структур, расположенных между Северной и Южной Америкой, — гипотеза, которую с разных позиций защищали многие исследователи. Без этого предположения необъяснимы широтные структуры Средней Америки, а Антильская дуга Тихоокеанского пояса — это лишь приспособление молодых структур данного пояса к палеозойским структурам пояса Тетис. На противоположном берегу Атлантического океана еще более необъяснимым становится обрывание широкого пояса палеозойских структур Европы и Северной Африки (Марокко), которые подходят к океану без каких-либо признаков затухания. Непосредственные следы прохождения структур Тетиса на дне океана очень смутны (палеозой-

ские структуры Канарских островов, широтные разломы Азорских островов, выходы на о. Мадейра щелочных гранитов, некоторые элементы подводного рельефа). Очевидно, в этом взаимодействии структур, которое всегда происходит при пересечении поясов разных направлений, в конечной структуре получили преобладание атлантические направления, а средиземноморские привели к образованию лишь отдельных поперечных зон. Обратная картина наблюдается на пересечении пояса Тетис Урало-Сибирским (см. ниже).

Геологические данные приводили уже многих исследователей к представлению о замыкании системы альпид близ атлантических берегов Европы, что, в частности, показано и на Международной тектонической карте Европы (Шатский и Богданов, 1961). Для главного ствола альпид это замыкание можно считать доказанным после бурения и сейсмометрического профилирования в Кадикском заливе (Drake, 1959), по в Пиренейской ветви оно непосредственно не наблюдается (Манжес, 1960; Ситтер, 1960). Лишь характер рельефа океана на продолжении системы альпид, возможно, исключает продолжение геосинклинальной системы в целом. Отдельные формы широтного простирания относятся, по-видимому, к типу океанических гомологов орогенных форм, возникающих по более древним геосинклинальным системам с унаследованными простираниями.

Таким образом, альпиды Антильских дуг представляют самостоятельные образования, изолированные от альпид пояса Тетис. Они возникли здесь на Атлантическом сегменте как наложенная структура Тихоокеанского сегмента.

Северная граница пояса извилиста, и на ее контуре в первую очередь отражается влияние меридиональных поясов Атлантического сегмента. В рисунке более прямоугольной южной границы отчетливо видно отгибание концов южных частей пояса в более южные широты. В Африканско-Аравийской части южная граница пояса проходит в общем севернее 30° с. ш., в Южной Америке спускается до 20° с. ш., а в Индонезии — даже до 10° ю. ш. В контуре северной границы отчетливо видно отгибание восточного конца на север, в зависимости от трактовки структуры до 65° или 57° с. ш.; на западном конце коленообразный изгиб герцинской системы Уачита указывает на небольшое обратное отклонение на юг с 35° до 30° с. ш. Указанные особенности контура неразрывно связаны с поперечной и продольной асимметрией внутренней структуры пояса Тетис.

Поперечная асимметрия пояса в наиболее простом и ясном виде выступает в его Европейской части. Северные пограничные части пояса в Западной Европе глубоко похоронены под чехлом молодых осадков (А. А. Богданов, 1964). Возможно, здесь проходит полоса байкалид, южнее, в Брабантском массиве, на поверхность выходят древние каледониды, и далее — широкая полоса герцинид, сменяющаяся на юге альпидами. Южное крыло пояса редуцировано, и только в Западной Африке в его составе отмечены герциниды, а дальше на восток альпиды непосредственно граничат с древней платформой.

Сходная, но несколько усложненная последовательность полос с разным возрастом складчатости наблюдается между западными частями Сибирской и Индийской платформ, где с севера на юг происходит следующая смена: байкалиды — древние каледониды — поздние каледониды — чередование поздних каледонид с герцинидами — главный ствол герцинид — альпиды — байкалиды южного крыла, исчезающие на восток.

Восточнее происходит дальнейшее усложнение смесью с севера на юг областей с разным возрастом складчатости, что вызвано появлением древних платформ, лежащих внутри пояса Тетис. Однако поперечная асимметрия этого пояса сохраняется, так как по его южному краю всюду проходят альпиды, которые сменяются на север сначала мезозоидами,

а далее — сложным чередованием палеозойских, байкальских и более древних структур.

Примыкание альпид на юге к древним платформам следует считать пормой для пояса Тетис, а появление герцинид в Западной Африке и байкалид в Западной Индии объясняется местными условиями. В первом случае оно связано с затуханием альпид на границе с Атлантическим меридиональным поясом (вероятно, с его палеозойскими геосинклинальными структурами), во втором — с сочленением пояса Тетис с меридиональным же южным отрезком Урало-Сибирского пояса.

Элементы продольной асимметрии пояса Тетис намечены при разборе поперечной асимметрии различных сечений этого пояса. Восточнее Урало-Сибирского пояса, примерно с линии, соединяющей северо-западный угол Индийской платформы с южным углом Сибирской, пояс Тетис разворачивается грандиозной виргацией, самой крупной в структуре земной коры (Херасков, 1960). Пучок расходящихся линейных структур, из которых только средние имеют широтное простирание, а северные отклоняются до северо-восточного и южные даже до меридионального простирания, разделяется на несколько ветвей, между которыми располагаются древние элементы платформенного типа: 1) Алданская глыба, обособленная или почти обособленная байкалидами от Сибирской (Анабарской) платформы; 2) Таримская глыба и отделенная от нее байкалидами и каледонидами Северо-Китайская платформа; 3) Южно-Китайская платформа, ограниченная с севера байкалидами, каледонидами и герцинидами Цин-Лина, а с юга — мезозоидами и альпидами.

С начала виргации изменяется также строение альпид. Восточнее Памира исчезает северная ветвь двусторонне построенной системы альпид, и до Индонезии прослеживается только южная ветвь последних. Остатком северной ветви является разлом и орографический уступ северного края Кунь-Луня. Как своего рода ответвление северной ветви следует рассматривать также горный пояс Центральной Азии, идущий от Тянь-Шаня через Алтай и Саяны до Станового хребта. Молодые структуры этого пояса наследуют простирание байкальских и палеозойских структур, но пояс в целом идет косо к последним. Структура альпид, дополненная этим горным поясом, грубо имитирует и как бы возрождает постепенно отмиравшую в северных своих ветвях общую виргацию пояса Тетис в Восточной Азии.

Восточно-Азиатская виргация пояса Тетис и сопровождающее ее расширение пояса не имеют аналогов на западном конце этого пояса. Структура Центральной Америки еще очень слабо расчленена, особенно в палеозойские стадии ее развития (Ирдли, 1960). Здесь имеются некоторые признаки древней виргации, частично унаследованной альпидами (район Кубы и Ямайки), но масштаб являющийся несоизмерим с тем, что наблюдается на восточном конце пояса. Таким образом, пояс имеет ясно выраженную продольную асимметрию.

Как гомолог виргации пояса Тетис в Восточной Азии следует рассматривать более простую виргацию северного широтного пояса с Колымским и Охотским массивами, разделяющими ее на три ветви. Таким образом, виргации широтных поясов на восток — общая особенность структуры азиатского сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов.

Структурное положение Северо- и Южно-Китайской платформ, Таримской и Алданской глыб и Приколымского срединного массива показывает, что элементы с добайкальским возрастом складчатости могут занимать двойное расположение в общей структуре земной коры, так какряду с главными и наиболее крупными платформами имеются более мелкие образования, появляющиеся в петлях виргаций у сочленений геосинклинальных поясов разного направления. Кроме перечисленных выше,

ко второй категории относятся Баренцевская, Эрийская и Флоридская платформы и гипотетические платформы в районе Бермудских островов и в середине Западно-Сибирской низменности.

В структуре Атлантического сегмента пояс Тетис занимает осевое положение и поэтому можно было бы ожидать, что его середина будет совпадать с экватором. В действительности он располагается почти целиком в северном полушарии и только в районе Индонезии его южная граница пересекает экватор, а Южный, или Гондванский, пояс значительно заходит в северное полушарие и много шире Лавразийского пояса главных платформ.

ГОНДВАНСКИЙ ПОЯС

Южнее расположенный Гондванский пояс состоит из Южно-Американской, Африканской, Индийской и Австралийской древних платформ и разделяющих их океанических площадей, причем значение океанических площадей в общей структуре пояса значительно больше, чем в двух поясах, прилегающих с севера.

Древние платформы Гондванского пояса значительно отличаются от северных, но сколько-нибудь полного сравнительного тектонического анализа этих платформ еще нет, так как необходимые материалы, не всегда достаточные, появились лишь в самое последнее время.

Ф. Коссмат (Kossmat, 1936) отметил, что платформы Гондваны находятся не в стадии обрастания, как северные, а в стадии разрушения. Эту характеристику можно уточнить, отметив, что некоторые следы обрастания имеются, но за счет либо площади соседних широтных поясов Атлантического сегмента, либо структур Тихоокеанского сегмента.

Ю. М. Шейнман (1960¹), основываясь на определениях абсолютного возраста гранитоидов, указывает, что верхнедокембрийские геосинклинальные пояса органически входят во внутреннюю структуру древних платформ Гондваны и что эти образования здесь нельзя считать началом какого-то нового большого этапа в развитии земной коры. Если это так, то, как мне представляется, данные системы нельзя называть байкалидами.

Несомненны большие различия в составе платформенного чехла Гондваны (Wadia, 1949; А. Н. Мазарович, 1951—1952; Кришнан, 1954; Дю Тойт, 1957; Krenkel, 1957; Каэн, 1958; Очерки по геологии Южной Америки, 1959; Хиллс, 1960 и др.) и северных платформ. Роль карбонатных формаций, столь характерных для чехла северных платформ, у южных сильно уменьшается. В связи с этим возрастает значение терригенных формаций, из которых многие сложены довольно грубыми обломочными породами. Большое значение имеют также гляциальные формации. Создается впечатление, что рельеф южных платформ в целом был менее равнинным по сравнению с северными. Без специального сравнительного изучения формации этих платформ нельзя разделить на орогенные и платформенные, а среди последних выделить автохтонную и аллохтонную группы. Столь же трудно классифицировать развитые здесь негеосинклинальные структуры, частично отличные от аналогичных структур северных платформ.

Атлантический меридиональный пояс как океан очень отчетливо выражен в пределах Гондванского пояса с сохранением основных особенностей морфологии его северных частей (таких как срединный вал). Вместе с тем практически нет достоверных следов былого прохождения здесь геосинклинальных систем палеозойского или более молодого возраста. Наводящим указанием можно считать лишь поворот палеозойских геосинклинальных структур вдоль океана (Марокко, Канарские острова, по Hausen, 1959) и кислые интрузии с относительно молодым абсолютным

возрастом, которые отмечаются на атлантическом побережье Африки и Южной Америки.

Интерпретируя структуру Срединного Атлантического вала как структуру океанической орогенной области с унаследованными направлениями линейных структур, приходим к выводу, что ранее существовавшая геосинклинальная система проходила на востоке Атлантики с восточным краем, находившимся в непосредственной близости к Африканской платформе, и на западе этого отрезка океана располагалась погружившаяся восточная часть Южно-Американской платформы (вероятно, с эпибайкальской южной частью).

Урало-Сибирский меридиональный пояс морфологически почти теряется в Индийском океане. О развитии относительно молодых геосинклинальных систем приходится судить по подводному рельефу, главным образом по следам его взаимодействия и причленения к поясу Тетис.

Урало-Сибирский пояс как особый Туранский тектонический сегмент в структуре Евразии был выделен Э. Арганом (1935). Этот пояс характеризовался тем как зона поперечного погружения структур пояса Тетис, включая альпиды, виргации более северных структур и обращенных на юг дуг более южных структур. Фланги этих дуг принимают меридиональное и почти меридиональное простирание и являются следствием сдвиговых напряжений. Эта в основном правильная характеристика в настоящее время может быть уточнена.

Северо-восточные простирания байкалид Араваллийской системы в Индии и северо-северо-западные структуры Восточного Памира и западного окончания Кунь-Луна заставляют расширить район пересечения меридионального и широтного поясов на восток и включить в него так называемый Пенджабский синтаксис.

Туранские дуги и обратно направленные дуги Пенджабского синтаксиса не образуют плавных непрерывных структур. Их фланги с меридиональными и приближающимися к меридиональным простираниями имеют часто самостоятельный характер и соединяются по разломам с широтными средними частями. В Пакистане фланговые структуры несомненно представляют крупные разломы, время заложения которых трудно установить. В Туркмении (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Гарецкий и др., 1963) структуры, сильно отклоняющиеся от широтных, видимо, создают продолжение палеозойских меридиональных структур, в первую очередь — крупных разломов. В механизме формирования альпийских структур они скорее всего носили сдвиговый характер. Сдвиговая природа структур, возникающих в палеозое и позднее, по существу принимается В. М. Силиным (1945), а также М. В. Муратовым и П. В. Архиповым (1961) для восточного фланга Пенджабского синтаксиса, но размер сдвиговых смещений пока не ясен.

Как южное продолжение Урало-Сибирского пояса мной интерпретируются линейные формы так называемого срединного вала Индийского океана. Срединный медлальный характер этого образования еще более сомнителен по сравнению с аналогичным образованием в Атлантике, так как «ось» вала, очевидно, представляет границу двух гипсометрически различных областей Индийского океана.

Интерпретация форм срединного вала Индийского океана как унаследованных форм ранее существовавшей геосинклинальной системы вызывали сомнение у многих исследователей, так как эти формы несогласно подходят к краю Африканской платформы. Однако близ края платформы кое-где появляются линейные формы, параллельные берегу. В целом рисунок структур следует рассматривать как структуру ложного фронта, сходную с аналогичной структурой Верхоянско-Колымской системы. Появление здесь такой структуры весьма естественно, если учесть соседство пояса Тетис с его широтными напряжениями.

Восточная часть пояса, с которой совпадает полоса сейсмичности

(Oliver, 1956), дает более правильное расположение линейных форм, параллельное западному краю Индийской платформы и независимое от пиротных напряжений пояса Тетис. Сейсмическое профилирование (Nanda, 1957) открыло вдоль этого края глубокий прогиб с мощностью рыхлых осадков до 4,5 км. Такие прогибы часто развиваются на краевом шве древних платформ, причем не только в стадию замыкания прилегающей геосинклинальной системы, а иногда и много позднее (например, юрские прогибы по южному краю Русской платформы или мезо-кайнозойский прогиб по северному краю Таримской платформы).

Равнинная восточная часть Индийского океана интерпретируется как погрузившееся звено первоначальной единой Индо-Австралийской платформы — образования, неустойчивого из-за его удлиненной формы.

Появление сдвиговых напряжений закономерно в районе взаимодействия поясов разных направлений, а меридиональные структуры Омана и северо-восточных аравалийских структур южнее альпид Тетиса показывают, что Урало-Сибирский меридиональный пояс протягивается южнее его и лишь похоронен океаном. Вероятным остатком этого отрезка пояса являются Мальдивские острова. Существование на западе Индийского океана меридионального складчатого пояса предполагали многие исследователи (А. Н. Мазарович, 1951—1952; Белоусов, 1954; Ханн, 1962 и др.). Некоторым указанием на его существование могут служить позднедокембрийские интрузии на восточном краю Африканской платформы.

Таким образом, в настоящее время решается взаимоотношение ортогонально идущих уралид и алтаид Зюсса. Это взаимоотношение было загадкой для него и заставило рассматривать палеозойский Урал в качестве постумного докембрийского образования. В действительности, в районе пересечения сосуществуют структуры обоих направлений, но в разные эпохи менялось преобладающее направление синхронных структур, а соответственно изменялась и роль структур разных направлений в механизме возникновения структурного плана.

ПОЯС НЕРЕИС

Широтный пояс Нерейс, или южный пиротный пояс, почти целиком занят океанами, и роль последних в его современной структуре намного превышает их роль в северном широтном поясе, тоже в значительной степени затопленном.

На континентах сохранились два участка северного края палеозойской геосинклинальной системы — на самом юге Южной Америки и Африки. Сходство разрезов Фальклендских островов и Капских гор очень велико (King, 1958), что служит важнейшим аргументом в пользу такой связи, тем более что разрезы этих двух обломков складчатых систем настолько отличны от разрезов других палеозойских геосинклинальных систем, что реконструируемые системы затруднительно называть герцинскими в том более узком понимании этого термина, которое проводится в этой работе.

Структура дна Атлантического океана показывает, что сходство структур Капских гор и Фальклендских островов объясняется гомологичным положением в общей структуре пояса Нерейс, хотя они и не являются непосредственным продолжением друг друга.

В свое время было подмечено аналогичное сходство структур и разрезов между Северной Шотландией и Северными Аппалачами (район надвига Логана), и эти структуры рассматривались как непосредственно связанные одна с другой. Открытие каледонид Восточной Гренландии показало, что отношения здесь сходны с теми, которые устанавливаются на юге.

Кроме Капских гор и Фальклендских островов, существование южного широтного пояса аргументируется широтными формами подводного релье-

фа на юге Атлантического и Индийского океанов. Косвенным подтверждением присутствия этого пояса в пределах Индийского океана служит открытие относительно молодых кислых интрузий (305—520 млн. лет) в прилегающей части Антарктической древней платформы (Старик и др., 1960).

Несмотря на малое количество данных южный широтный пояс или его отдельные части фигурируют на многих общих тектонических схемах. Его можно назвать поясом Нерепс, следуя А. Н. Мазаровичу (1951—1952), который предложил это название для океана, образующегося при слиянии Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Выраженные в подводном рельефе меридиональные структуры юга Атлантического и Урало-Сибирского поясов коленаобразно загибаются на восток и переходят в широтные структуры пояса. Взаимоотношения, насколько это можно проследить, аналогичны взаимоотношениям, наблюдавшимся в северной части пересечения Урало-Сибирского пояса с поясом Тетис и частично взаимоотношениям структур на пересечениях американо-азиатской ветвей Тихоокеанского кольца с поясом Нерепс. Два последних пересечения отличаются от первых тем, что альпийские структуры Тихоокеанского кольца явно наложены на более древние структуры пояса Нерепс. Явление наложения более молодых тихоокеанских структур улавливается по их гипсометрическим отличиям от более древних структур и отчасти по приуроченности эпицентров землетрясений к структурам альпид. Восточнее Новозеландского порога, сложенного альпидами, внутри Тихоокеанского кольца в смятом виде прослеживаются широтные формы пояса Нерепс.

Северная граница южного широтного пояса отклоняется от широтного направления, образуя в Атлантическом сегменте дугу с вершиной в районе Африки (37° ю. ш.) и отклонением обоих концов дуги приблизительно до 50 — 55° ю. ш. Эта дуга примерно повторяет дугу, образуемую южной границей пояса Тетис, и ориентирована противоположно дуге, образуемой южной границей северного широтного геосинклинального пояса.

АНТАРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Последний основной элемент общей структуры Атлантического сегмента — древняя Антарктическая платформа. Исследования последних лет показывают, что по строению и формациям она сходна с платформами Гондванского пояса (Davies, Равич и Воронов, 1958; Панов, 1958 и др.).

В отличие от Гиперборейской Антарктическая платформа сохранилась как континент и смещена относительно полюса не в сторону Тихоокеанского сегмента, а в противоположном направлении. Таким образом, эти платформы являются антиподами, а их положение относительно земной оси, как и отмеченные выше общие отклонения широтных поясов, указывают на эксцентричное расположение всей структуры Атлантического сегмента по отношению к земной оси.

* * *

Кроме небольшой эксцентричности как общие черты структуры Атлантического сегмента необходимо отметить элементы асимметрии в расположении и строении широтных поясов этого сегмента и элементы асимметрии в строении его меридиональных поясов. Последние как общее явление менее ясны из-за малого количества данных о структуре Атлантического пояса, но общий характер меридиональной асимметрии подтверждается продольной асимметрией Северного пояса и пояса Тетис и правильным изменением размера Северного пояса древних платформ.

В Гондванском и Южном широтном поясах океан препятствует прослеживанию аналогичных особенностей структуры, но отмеченное выше отгибание структур меридиональных поясов относится к тому же кругу явлений.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА

Общий план строения Тихоокеанского сегмента значительно проще, чем Атлантического. Преобладающая площадь занята Тихим океаном. ему противопоставляется Тихоокеанский пояс, образующий замкнутое кольцо. Это кольцо прослеживается по структурам Тихоокеанских окраин обеих Америк, Азии, Австралии и Антарктиды и по структурам прилегающих к этим окраинам островов. Только между Южной Америкой и Антарктидой и между последней и островами, прилегающими к Австралии, существование пояса устанавливается лишь по отдельным островам и формам подводного рельефа, ориентированным в соответствующих направлениях.

Тихоокеанское кольцо сложено почти целиком геосинклинальными системами тихоокеанских альпид, слагающих внутреннюю часть кольца, и мезозоидами, занимающими его внешнюю часть. Обычно с внешней стороны мезозойд, а иногда внутри их удается выделить в некоторых местах более древние геосинклинальные системы с простиранием, приблизительно параллельным простиранием молодых систем. Поэтому древние системы также следует относить к Тихоокеанскому кольцу.

В Азиатской части кольца фрагментами докембрийских геосинклинальных систем являются следующие байкалиды: 1) Тайгоноса (?) (выделено мной предположительно по структурным соображениям — см. ниже); 2) Джугджура; 3) Буреинского массива; 4) района оз. Ханка; 5) каледониды Юго-Восточного Китая с выходами геосинклинальных рифейских отложений (Катазия и прилегающие районы); 6) «герциниды» Восточной Австралии также с геосинклинальным рифеем, а по истории развития несомненно отличные от герцинид Атлантического сегмента, которые принято относить к герцинидам по формальным соображениям.

В американской части кольца интенсивные верхнемеловые и кайнозойские движения захватили весь этот участок, а иногда и прилегающие участки древних платформ. Поэтому докембрийские геосинклинальные системы более или менее ясно включаются в молодые складчатые области, хотя иногда и выходят на восток за пределы распространения мезозойских и кайнозойских геосинклинальных формаций. Из-за тесных структурных связей этих систем американские геологи избегают проводить расчленение Кордильерского пояса по возрастам складчатости. Из относительно менее измененных древних геосинклинальных образований отметим палеозойские структуры на востоке Северных Кордильер, Бельтский рифейский прогиб, вероятно, представляющий окраинный прогиб байкалид, и восточные части Анд в Боливии и Северной Аргентине с палеозойскими и рифейскими геосинклинальными структурами.

Выходы рифейских и палеозойских отложений и структур в перечисленных местах и аналогичные выходы в более внутренних частях позволяют утверждать, что Тихоокеанское кольцо существовало по крайней мере с рифейского времени и в этом отношении оно не отличается от геосинклинальных поясов Атлантического сегмента. Развитие структур этого кольца шло асинхронно развитию изученных геосинклинальных поясов Атлантического сегмента (Тетис, Уральский и Атлантический пояса): тихоокеанские альпиды значительно моложе средиземноморских, мезозойские движения проявились несравнимо сильнее в Тихоокеанском кольце. Развитие мезозойд подавляет здесь нормальный ход герцинского

развития, свойственного Атлантическому сегменту; таким образом, мезозойды как бы заменяют структуры герцинид в последнем, что отражается и на послегеосинклинальном развитии тихоокеанских каледонид.

Асимметричность поперечного строения Тихоокеанского кольца напоминает асимметрию пояса Тетис, причем роль древних платформ Гондваны играет главная океаническая площадь Тихого океана. В западной и отчасти восточной половине она отделена от кольца системой глубоководных рвов, которые, как показал В. В. Белоусов (1955), иногда являются своеобразным тектоническим эквивалентом краевых прогибов, хотя в отличие от них не компенсированы. Глубинные разломы, связанные с рвами и уходящие, по сейсмическим данным, на глубину до 700 км, были обоснованно сопоставлены Н. С. Шатским (1946₂) с красными швами, установленными им на границе платформ.

Тихоокеанское кольцо по своей структуре отчетливо распадается на две ветви — азиатскую (азиатско-австралийскую) и американскую. Широкие структуры Аляски и Алеутской дуги также по своему строению частично или целиком относятся еще к азиатской ветви, а слабо изученная антарктическая часть кольца скорее всего принадлежит к американской, так как депрессия моря Росса — моря Уэдделла, видимо, сходна с Предандским прогибом.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭЛЕМЕНТ

Указанные соотношения с Тихоокеанским кольцом геосинклинальных систем, а также современный и кайнозойский вулканизм океанической площади, лежащей внутри кольца, резко отличный от синхронного вулканизма, свойственного самому кольцу, и сходный с вулканизмом платформ, привели многих исследователей к представлению о платформенной природе главной площади Тихого океана. В современной литературе эти представления, естественно, сопровождаются теми или иными оговорками, связанными с океаническим типом строения коры над Тихим океаном. На современной стадии изученности вполне можно считать, что при преобладающем океаническом типе строения на этой грандиозной площади имеются отдельные островки земной коры существенно иного строения. Например, земную кору, близкую к коре континентального типа, можно ожидать над своеобразным по форме подводным плато, расположенным к востоку от Новой Зеландии, где на одном из островов указываются выходы грапитов.

При нерешенности вопросов происхождения впадины Тихого океана большое значение имеет то, что эта впадина по отношению к современным геосинклиналям выступает как относительно стабильная область, т. е. как элемент платформенного характера. Если это — затопившая платформа, то она сохранила особенность платформы и после преобразования коры в океанический тип.

Более древние геосинклинальные системы Тихоокеанского кольца идут в общем параллельно современным геосинклинальным системам, что дает основание считать, что и ранее на этой площади располагался платформенный элемент, хотя контуры его могли существенно отличаться от современных. Размер современной «платформы» Тихого океана на порядок больше самой крупной из древних платформ континентов. Поэтому допустимо, что внутри кольца современных геосинклинальных систем имеются замкнувшиеся рифейские, палеозойские и даже мезозойские геосинклинальные системы, протягивающиеся приблизительно параллельно структурам Тихоокеанского кольца. Рельеф и некоторые другие особенности Тихоокеанской «платформы» заметно отличаются в ее разных частях, указывая на некоторую гетерогенность строения, но ее природу можно будет установить лишь после специального анализа. Отметим

лишь вероятный относительно молодой возраст юга и юго-востока Тихоокеанской платформенной площади, на что указывают продолжающиеся сюда структуры пояса Неренс.

Для обоснования правильности разделения земной коры на два сегмента важное значение имеет отсутствие ясных следов, указывающих на бывшее происхождение широтного пояса Тетис, согласно гипотезе Ога (1932), внутри Тихоокеанского кольца. Однако более серьезные доказательства рассмотренного положения получаются при анализе взаимоотношения структур этих поясов со структурами Тихоокеанского кольца.

АМЕРИКАНСКАЯ ВЕТВЬ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Для американской ветви характерно относительно выдержанные на большом протяжении простирания. Эта особенность структуры наиболее ярко выступает в простираниях океанической границы ветви. На протяжении всей Северной Америки и северной половины Южной Америки господствуют северо-западные простирания. Наиболее крупное отклонение от господствующего простирания, мягчею отражающее изгиб континентальной границы этой ветви, приходится на Среднюю Америку. Южнее, в Южной Америке северо-западные простирания океанической границы сменяются меридиональными, которые внутри Антарктики сменяются на близкие к широтным.

В контуре континентальной границы американской ветви Тихоокеанского кольца наблюдается аналогичная смена простираний, но в значительной степени замаскированная местными отклонениями. Эти отклонения в основном несомненно связаны с гетерогенностью прилегающих частей Атлантического сегмента, так как отчетливо видны структурные отличия в строении отрезков Тихоокеанского кольца, которые прилегают к древним платформам, и отрезков, прилегающих к широтным поясам Атлантического сегмента.

На отрезке, примыкающем к Южно-Американской платформе, пограничной структурой является выполненный третичными отложениями Предандский прогиб — платформенная структура, которая по своему расположению и линейной форме, параллельной андским геосинклинальным структурам, имеет черты, роднящие ее с краевыми прогибами. Под покровом третичных отложений платформенный чехол сильно раздроблен системой разломов, параллельных Андам, а иногда глыбовое строение видно и на поверхности (горсты Памп, грабен Чикитос, горст в Восточном Перу и др.; см. Очерки по геологии Южной Америки, 1959). Внешняя граница Тихоокеанского кольца независимо от того, проводится ли она по западному или восточному краю Предандского прогиба, почти параллельна его внутренней границе, но утрирует ее изгиб. Исключение представляет Южная Аргентина, в пределах которой, начиная с гряд Буэнос-Айреса, появляются широтные структуры (Очерки по геологии Южной Америки, 1959; Герт, 1959), связанные с влиянием южного широтного пояса Атлантического сегмента.

В районе соприкосновения Тихоокеанского кольца и Северо-Американской платформы с некоторыми изменениями повторяется тот же рисунок структур, что и в Южной Америке. Синеклиза Альберты и прогиб Великих равнин США — формы, в некотором отношении гомологичные Предандскому прогибу. Структуры Восточных хребтов и плато Колорадо в границах, приблизительно соответствующих районированию Ф. Кинга (1961), с их ларамийскими и более ранними движениями, должны рассматриваться как результат взаимодействия Тихоокеанского кольца с поясом Тетис. Такое толкование в отношении палеозойских структур было уже частично проведено Н. С. Шатским (1946 г.) и Ф. Кингом (1961).

Особенно ярко влияние широтных поясов Атлантического сегмента

сказывается в появлении кайнозойских геосинклинальных структур Антильских и Южно-Антильских дуг — двух «заливов» Тихоокеанского кольца, наложившихся на пояс Тетис и Южный широтный пояс, сходство между которыми было отмечено еще Э. Зюссом (Suess, 1883—1909). Крайне интересный и неоднократно отмечавшийся факт тот, что эти кайнозойские структуры имеют строение, свойственное кайнозойским структурам азиатской ветви Тихоокеанского кольца.

Заканчивая рассмотрение общей структуры американской ветви Тихоокеанского кольца, отметим, что нельзя указать какую-нибудь одну определенную границу между Тихоокеанским и Атлантическим сегментами. Это положение доказывается структурным анализом. В пограничных районах происходило взаимодействие структур обоих сегментов, и в одном и том же районе в разное время получали преобладание движения, связанные то с одним, то с другим сегментом. В целом в мезо-кайнозойское время граница Тихоокеанского сегмента сдвинулась на восток по сравнению с палеозоем. Антильские геосинклинальные структуры Тихоокеанского сегмента наложались на палеозойские структуры широтных поясов Атлантического сегмента, а в промежутках между этими районами докембрийские и палеозойские структуры подверглись раздроблению с господствующим направлением разломов, свойственным Тихоокеанскому сегменту, и лишь частично с направлениями, унаследованными от древних простираций.

На Американском материке, за пределами Антильских дуг, мало где известны геосинклинальные формации третичного возраста. По распространению крупных молодых дислокаций и отчасти сенонских гранитов обычно фиксируется лишь краевая зона альянд. Близость к берегу моря глубоководных желобов, т. е. второго края системы альянд, указывает, что эта зона имеет очень небольшую ширину и, вероятно, черты недоразвитости. Рисунок структур азиатской ветви Тихоокеанского кольца значительно сложнее, чем американской.

АЗИАТСКАЯ ВЕТВЬ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

В самом общем виде можно отметить, что на севере азиатская ветвь протягивается в широтном направлении. Как уже было указано, здесь трудно провести разделение на Атлантический и Тихоокеанский сегменты. Северный широтный пояс как определенный структурный элемент органически связан с остальной структурой Атлантического сегмента, состоящего из системы широтных поясов. Вместе с тем широтные структуры естественно должны появиться в Тихоокеанском кольце в районе смыкания азиатской и американской ветвей данного кольца. К этой группе заведомо относятся кайнозойские геосинклинальные структуры района Берингова моря и Аляски. Торцовое сочленение между кайнозойскими геосинклинальными структурами Анадырского района, заведомо относящимися к Тихоокеанскому кольцу, и широтными мезозойскими геосинклинальными структурами Анюйской и Чукотской систем настораживает против безоговорочного отнесения последних к Тихоокеанскому сегменту, хотя по своему мезозойскому возрасту они чужды и Атлантическому.

Данные, полученные при разборе американской ветви Тихоокеанского кольца, и аналогичные данные, приводимые ниже для более южных частей азиатской ветви, позволяют разрешить кажущиеся противоречия. Первоначально Северный широтный пояс целиком или почти целиком относился к Атлантическому сегменту. Когда, начиная с верхнего палеозоя, в Тихоокеанском сегменте начали развиваться интенсивные геосинклинальные движения мезозойского цикла, пояс был целиком или частично вовлечен в структурное развитие Тихоокеанского сегмента. Возможно,

что этим объясняется сходство гипсометрического положения Гиперборейской платформы и платформенного элемента, лежащего в Тихом океане. Однако Северный широтный пояс все же органически не вошел в состав Тихоокеанского сегмента и в кайнозойское время граница между обоими сегментами смещается в обратном направлении. Некоторые доказательства этих представлений приведены ниже.

На отрезке, соприкасающемся с северным поясом древних платформ и с поясом Тетис, азиатская ветвь Тихоокеанского кольца протягивается в общем в направлении, близком меридиональному. Однако отдельные крупные структуры или их части имеют различные простирания, вплоть до широтных. Структуры этого отрезка разбираются ниже. Здесь отметим только, что влияние движений, связанных с Тихоокеанским сегментом, в разной форме может быть прослежено далеко в глубь Атлантического сегмента, в целом значительно дальше, чем в Америке.

Пояс древних платформ группы Гондвана глубоко вдается в Тихоокеанский сегмент. В связи с этим Тихоокеанское кольцо к северу от Австралийской платформы протягивается в широтном направлении и резко сужается. К востоку от Австралийской платформы оно снова расширяется и вплоть до Антарктики имеет в общем меридиональное простирание, т. е. следует направлению, наиболее характерному для всей азиатской ветви.

Во внутренней структуре кольца к востоку от Австралии колесообразный изгиб, судя по расположению гирлянд островов, вызвал появление серии структур, как бы срезающих прямой угол, образуемый океанической границей кольца и сложной конфигурацией типа ложного фронта в широтной части этой границы. Имеются некоторые геологические данные о перестройках структурного плана в этой части кольца в мезо-кайнозойское время.

На древней платформе Австралии воздействие Тихоокеанского кольца привело к раздроблению всей ее восточной части с появлением структур орогенного типа и верхнепалеозойских гранитов (Хиллс, 1960). Кроме того, вероятно, под влиянием тех же напряжений, суммированных с напряжениями, идущими от пояса Тетис, произошло погружение соединительного звена между Индийской и Австралийской платформами.

Структура ложного фронта в широтной части колесообразного изгиба азиатской ветви указывает на участие в ее образовании левосдвигового компонента напряжений. Южнее, по краю альпид от желоба Тонга до Новой Зеландии (Benioff, 1959), судя по данным о современных землетрясениях, имеется правосдвиговой компонент. Таким образом, входящий угол колена альпид имеет тенденцию перемещаться на восток и север в направлении, промежуточном к простиранию обоих крыльев колена.

Колесообразный изгиб Тихоокеанского кольца у Австралии образует наиболее крупную аномалию в конфигурации Тихоокеанского сегмента. Почти на той же широте происходит изгиб американской ветви кольца в Южной Америке, как бы ослабленный повторяющий изгиб вокруг Австралии. Пока нельзя сказать, случайное это совпадение или оба изгиба как-то связаны между собой.

Интересно, что оба эти изгиба происходят на широте, близкой к изгибу Атлантического пояса между Африкой и Южной Америкой.

Главным отличием структур азиатской и американской ветвей Тихоокеанского кольца является значительно более сложный структурный план азиатской ветви и в мезозойской, и в кайнозойской ее части. Сложность строения западной части кольца, для которой кайнозойские движения имели обычно ограниченное значение, в первую очередь может быть поставлена в связь с меньшей сложностью строения прилегающей части Атлантического сегмента. Главные особенности строения восточной части — ныне живущей геосинклинальной системы — с известной

вариацей прослеживаются на всем протяжении азиатской ветви и, следовательно, должны быть связаны с внутренними закономерностями развития этой системы.

Рассмотрим внутренние закономерности строения азиатской ветви Тихоокеанского кольца и ее океаническую границу. Многие исследователи с очень различными общими взглядами на образование геосинклинальных систем (Хесс, 1952; Муратов, 1957; Удинцев, 1960 и др.) пришли к выводу, что система геосинклинальных структур «Восточно-Азиатских дуг» постепенно расширяется за счет уменьшения океанической площади Тихого океана.

Весьма вероятно, что геологически еще сравнительно недавно океаническая граница этой системы проходила вдоль восточного побережья Камчатки, через Курильский ров и далее вдоль восточного побережья Японии, островов Рюкю и Филиппинский глубоководный ров. Позднее произошло расширение системы кайнозойских геосинклинальных структур и образовались островные гирлянды и глубоководные рвы Алеутских и Марианских островов, а также система коротких, расположенных кулисообразно островных гребней и глубоководных рвов островов Палау и смежных с ними (ложный фронт). В рельефе дна Берингова моря и Филиппинской котловины имеются гряды, которые могут быть истолкованы как элементы развивающейся кайнозойской геосинклинальной структуры или, возможно, отражающие промежуточные стадии ее расширения.

При новой границе появился узкий и резкий Каролинский выступ платформенного элемента Тихого океана со своеобразным рельефом, отличным от рельефа прилегающих частей Тихого океана (Хесс, 1952). В расположении Соломоновых островов наблюдается особенность, которые можно истолковать как следы дальнейшего расширения системы геосинклинальных структур со срезанием Каролинского выступа. Если такое срезание произойдет, то австралийское колено азиатской ветви Тихоокеанского кольца смягчится.

М. В. Муратов (1957) рассматривал гирлянды островов Полинезии с их общим северо-западным простиранием как начальную стадию развития геосинклинальных структур, т. е. стадию, предшествовавшую образованию типичных островных дуг. Характер вулканизма и гипсометрии заставляет меня полагать, что Полинезийская система имеет иное происхождение. Это образование — скорее океанический гомолог орогенных поясов континентов, таких, как Центрально-Азиатский пояс. При любом толковании его появление следует связывать с динамическим влиянием Австралийского колена азиатской ветви Тихоокеанского кольца.

Сравнение глубоководных рвов Восточной Азии с краевыми прогибами нарушает одну общую закономерность в структурном положении последних. Эта закономерность была отмечена Н. С. Шатским на его лекциях. Краевые прогибы неширотных поясов всегда располагаются на их западном крае: Предаппалачский, Предуральский, Предверхоанский, система глубоководных рвов американской ветви и Ленский перикратонный прогиб, имеющий черты сходства с краевыми прогибами и многими тектонистами приравниваемый к ним (Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, 1956—1957, 1961).

Аномальное расположение глубоководных рвов Восточной Азии и их появление на несомненно очень ранней стадии развития системы геосинклинальных структур, а также глубоководные рвы внутри австралийско-новозеландского отрезка Тихоокеанского кольца показывают, что они в целом представляют шовные прогибы, образовавшиеся в результате развития глубинных разломов, и лишь некоторые из них являются океаническим эквивалентом краевых швов и прогибов, хотя в этом случае характер осадков в них совершенно иной (рвы Зондской гирлянды, почти все рвы Антильских дуг и др.).

Коренное различие в строении азиатской и американской ветвей Тихоокеанского кольца было отмечено еще Э. Зюссом, но не получило у него объяснения. А. Вегенер (1926) рассматривал это как результат перемещения континентов с образованием фронтальных структур в Америке и тыловых в Азии. В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960) считают, что оно обязано процессам океанизации, которые происходили в Америке за счет однородных альпийских структур, а в Азии — разнородных и разновозрастных. Как общее толкование эта гипотеза явно неприменима, так как она не объясняет ни одной структурной особенности обеих ветвей и их развития, кроме различий в сложности строения. Другие объяснения различий американской и азиатской ветвей мне неизвестны.

Представляется возможным сохранить основу гипотезы Вегенера, не прибегая к грандиозным перемещениям континентов. Незначительная дифференциация в тангенциальном смещении Азии, Тихого океана и Америки может создать принципиальные различия в полях напряжений американской и азиатской ветвей, в первом случае «фронтального», во втором «тылового».

Имеются сейсмические данные, указывающие на то, что масса Тихого океана имеет тенденцию двигаться в сторону Азии (Schneiderger, 1961), а Америки — в сторону Тихого океана, причем в обоих случаях происходит сжатие в горизонтальном направлении, приблизительно перпендикулярное к простиранию структур.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТОВ В АЗИИ

Соприкосновение Атлантического и Тихоокеанского сегментов отличается одной общей структурной особенностью, сильно влияющей на методику и результаты изучения их динамического взаимодействия: в то время как все широтные структурные пояса Атлантического сегмента своими концами соседствуют с Тихоокеанским, сам Тихоокеанский сегмент соприкасается с Атлантическим везде лишь внешней частью своего периферийного кольца.

Сравнивая структуру и развитие участков, смежных с Тихоокеанским сегментом, и участков, удаленных от него, для каждого широтного пояса Атлантического сегмента можно хорошо проследить динамическое воздействие Тихоокеанских структур. Иначе обстоит дело с изучением воздействия атлантических структур на тихоокеанские. Проследивание ослабления динамического влияния Атлантического сегмента с удалением от его границы затрудняется внутренними изменениями, присущими самой структуре Тихоокеанского сегмента. Поэтому такое влияние можно уловить лишь неполно, устанавливая реликтовые структурные особенности, унаследованные от времени, когда тот или иной участок Тихоокеанского сегмента принадлежал ранее Атлантическому, или по каким-либо другим аномалиям общего строения последнего (например, австралийское колено Тихоокеанского кольца).

На северо-востоке Азии крайним западным членом Тихоокеанского кольца является Верхоянская геосинклинальная система. В большей части ее структуры наблюдаются меридиональные простирания или близкие к меридиональным. В этой части геосинклинальная система захватила край Сибирской платформы, и вдоль ее южной широтной границы возникла структура ложного фронта (Херасков, 1935).

Во внутренней части Верхоянской системы фланги образуемой ею дуги имеют почти широтные простирания, что нельзя считать нормаль-

ным для структур Тихоокеанского сегмента. Выше было отмечено, что эта аномалия объясняется явлениями унаследования от того времени, когда этот участок земной коры входил в состав виргации Северного широтного пояса Атлантического сегмента. Исследования Н. А. Богданова (1961, 1962) к югу от Колымского массива и С. М. Тильмана (1961; Тильман, Егоров, 1957) в бассейнах рек Большого и Малого Анжы показали, что в этой части мезозойские геосинклинальные образования продолжают среднепалеозойское геосинклинальное развитие. От этого времени они, очевидно, и унаследовали свое «атлантическое» простираание. Границы распространения среднепалеозойской геосинклинальной системы, вероятно, можно наметить по границе распространения мезозойских золотоносных гранитов (см. карту в работе Матвеевко, 1961), которые, по-видимому, не переходят на участки мезозойд, возникшие при захвате частей древних платформ.

Восточная часть Колымского массива раздроблена почти в меридиональном направлении, и сходные простираания сохраняются в мезозойских геосинклинальных структурах к югу от массива. Очевидно, в эпоху развития мезозойд здесь произошла уже перестройка атлантического плана. Восточнее кайнозойская геосинклинальная система обрывает виргацию северного широтного пояса на всем ее протяжении, кроме Чукотского полуострова. Следы структур виргации северного пояса Атлантического сегмента, возможно, улавливаются и в этой молодой геосинклинальной системе.

Соответствующую перестройку структурного плана В. И. Тихонов (Тихонов и Ривин, 1961) устанавливают на юге Камчатки: кроме того, вероятно, унаследованными надо считать широтные простираания, обнаруженные на Корякском побережье. Возможно также, что Алеутская дуга возрождена в кайнозой древней структурой той же атлантической виргации. Однако последняя работа В. И. Тихонова (1963), как мне кажется, заставляет давать иную интерпретацию рисунка структур. Приведенные им данные показывают, что структуры, отнесенные им к древнему и новому структурному плану, в действительности длительно, вплоть до настоящего времени, сосуществуют друг с другом, причем северо-северо-восточные структуры так называемого нового плана создают основное расчленение на прогибы и поднятия, а идущие к ним под острым углом северо-северо-западные структуры древнего плана образуют цепочки кулисообразно подставляющих структур, т. е. обычный рисунок структур с участием сдвиговых движений. Аналогичные кулисообразно расположенные формы видны и вдоль Курильской гряды. Получается, что левосдвиговая камчатско-курильская структура является фланговой структурой северной части Тихоокеанского кольца по отношению к левосдвиговой фланговой структуре Калифорнии с ее сдвигами Сан-Андреас и другим, а Алеутская дуга занимает фронтальное положение. По данным Аманды (Amand P., 1959) и Беньофа (Benioff, 1959), левосдвиговые напряжения прослеживаются при современных землетрясениях от Калифорнии через Алеутскую и Камчатско-Курильскую дугу в Японию и далее по восточному краю Марпанских островов и Филиппин.

К востоку от Алданской глыбы байкальды Станового хребта, входящие в состав одной из ветвей виргации пояса Тетис, круто поворачивают и принимают меридиональное направление, типичное для структур этой части Тихоокеанского кольца. Севернее они погружаются под геосинклинальный Южно-Верхоянский прогиб мезозойд того же простираания, ограниченный с востока Охотским срединным массивом с добайкальским основанием. Более восточные байкальские структуры Джугджура, а также северное продолжение меридиональных байкальских структур Бурейского массива должны были проходить восточнее Охотского массива вдоль побережья Охотского моря. Вполне возможно, что к этой системе при-

надлежат меридиональные докембрийские структуры Тайгоноса, независимо от того, выходят в них рифейские или дорифейские образования.

К западу от Верхоянской дуги к структурам, развитие которых определялось событиями, развивавшимися в Тихоокеанском сегменте в связи с образованием мезозойд, следует относить Вилдуйскую синеклизу и структуры Южного Таймыра. Простирающиеся эти структуры, как и вся их верхнепалеозойская история, показывает принадлежность их к Атлантическому сегменту, и только особенности верхнепалеозойского и мезозойского развития неразрывно связаны с развитием мезозойд Тихоокеанского сегмента.

Между Сибирской (включая Алданскую глыбу) и Северо-Китайской древними платформами проходит один из главных стволов виргации пояса Тетис, который, если не рассматривать структуры, развивавшиеся с верхнего палеозоя, состоит из байкалид по краям и палеозойских геосинклинальных структур в середине, существенно не отличающихся от других аналогичных структур Атлантического сегмента. Все эти структуры сначала слабо виргируют на восток, а затем на подходе к Тихоокеанскому сегменту отворачивают на север, постепенно приобретая более меридиональное простирание, вплоть до северо-северо-восточных простираний байкалид Бурейского массива. Только южная часть ствола Северо-Китайских байкалид, возможно, отворачивает на юг в Корею, но структуры этих районов еще недостаточно изучены.

Переход линейных структур от атлантических к тихоокеанским простираниям естественно сопровождался сгущиванием и торцовым примыканием друг к другу по швам разнонаправленных структур. Эти осложнения оказали большое влияние на позднейшее развитие региона, когда движения, связанные с Тихоокеанским сегментом, распространялись далеко на запад.

По северному краю Северо-Китайской платформы там, где этот край смыкается с меридиональными структурами байкалид, заложился Дунбейский верхнепалеозойский геосинклинальный прогиб с унаследованными атлантическими простираниями. Прогиб образует апофизу тихоокеанских мезозойд, так как быстро замыкается на западе. Он в значительной степени сложен грапитамп, но в остатках вмещающих пород как в Дунбее (Кобаяси, 1959; А. М. Смирнов, 1954, 1958; Региональная стратиграфия Китая, 1960 и др.), так и в прилегающих районах Монголии известно много находок верхнепалеозойской фауны. Более древняя фауна найдена лишь севернее, где, наоборот, отсутствует фауна верхнего палеозоя (Алексейчик, Стефаненко, 1947; Маринов, 1957; Васильев и др., 1959; Нагибина, 1959). Эти скудные данные все же позволяют зафиксировать глубокий геосинклинальный прогиб на юге Дунбей.

Сгущивание палеозойских структур у южной границы байкалид Забайкалья и Станового хребта послужило причиной появления более крупной апофизы тихоокеанских мезозойд Монголо-Охотского пояса или системы. В пределах этого пояса развиты пермские, а начиная с Восточного Забайкалья также триасовые и юрские геосинклинальные отложения.

Возраст Монголо-Охотской системы, т. е. время окончания ее геосинклинального развития, до сих пор определяется различно. Первоначально эту систему обычно относили к мезозойдам, и эта точка зрения отражена на двух изданных тектонических картах СССР (1953, 1957), составленных под руководством Н. С. Шатского, в сводке по геологическому строению СССР, составленной ВСЕГЕИ в 1958 г., а также на мелкомасштабной тектонической карте СССР, составленной под руководством А. А. Богданова (1961).

Вместе с тем в объяснительной записке ко второму изданию тектонической карты СССР Н. С. Шатский указывает, что Монголо-Охотскую систему правильнее относить к герцинидам. Эта мысль подробно разра-

ботана М. С. Нагибиной (1958, 1960). Согласно ее представлениям, отложения и структуры перми и мезозоя относятся к особому варианту впадин, близких к впадинам, развитым на многих других структурах. Восточной Азии. Мезозойские и верхнепалеозойские граниты ассоциируют и с темп, и с другими впадинами. Мне представляется более правильным относить верхнепалеозойские и мезозойские образования Монголо-Охотской системы к геосинклинальным, хотя они несомненно имеют черты, роднящие их с другими впадинами Восточной Азии, т. е. с формациями и структурами орогенного типа. Особый характер мезозойских Монголо-Охотской системы связан с ее положением. Это было отмечено мною уже давно (Херасков и др., 1939).

Общий анализ структуры Восточной Азии позволяет уточнить рассмотренные представления. Монголо-Охотская система первоначально развивалась как часть герцинид Атлантического сегмента, а с верхнего палеозоя — как апофиза Тихоокеанских мезозойских. Подобно другим апофизам тихоокеанских мезозойских (Южно-Таймырский, Дунбейский, Вьетнамский) в этой системе видны следы вырождения геосинклинального развития, свойственного мезозойским. В пределах Монголо-Охотской системы М. С. Нагибина (Нагибина, Молчапова, 1961) проследила, как с запада на восток поднимается верхняя возрастная граница отложений прогибов и омолаживается возраст мезозойских гранитов.

Восточное Забайкалье — самый восточный район развития триасовых и юрских геосинклинальных отложений. В Монголии прослеживается лишь полоса верхнепалеозойских геосинклинальных отложений (Алексейчик и Стефаненко, 1947; Маринов, 1957; Васильев и др., 1959).

Начиная от Алданской глыбы и южнее западная граница тихоокеанских мезо-кайнозойских геосинклинальных структур отброшена на восток по сравнению с ее положением в Северном и Лавразийском поясах Атлантического сегмента (Монголо-Охотской и Дунбейской апофизами следует, конечно, пренебречь). К югу от Сихотэ-Алиня мезозойские геосинклинальные структуры целиком уходят в море, и только краевой вулканический пояс кайнозойской геосинклинальной системы кое-где фиксируется на побережье Кореи и Китая. Этот отход молодых геосинклинальных систем на восток до известной степени компенсируется появлением широкого пояса орогенных структур восточно-азиатского типа, которые отличаются от центрально-азиатских орогенных структур по морфологическим признакам, по собственным многим формам значительным магматическим проявлениям, а главное по своей истории, отражающей развитие тихоокеанских геосинклинальных систем.

Орогенное развитие Северо- и Южно-Китайской платформ (включая эпикаледонскую часть последней), которое началось для первой с верхнего палеозоя, а для второй — преимущественно с конца триаса, сейчас представляет общеизвестный факт, как и широкое развитие здесь мезозойских вулканогенных серий и гранитов с богатой метадигенетической характеристикой (Шейнманн, 1937; Хуан Цзи-цин, 1952; Спинцин, 1955; Белоусов, 1956; Чен Го-да, 1958, 1959, 1960; Основные черты тектоники Китая, 1959; Хуан Цзи-цин, 1960 и др.).

Анализ сложного рисунка орогенных структур китайских платформ был начат еще Ли Сы-гуаном (1952), но этот рисунок до сих пор еще далеко не расшифрован. Основные особенности рисунка структур, вероятно, можно объяснить как результат сочетания и взаимодействия атлантических широтных, а на юге северо-западных направлений, появляющихся в соседстве с ветвями виргации пояса Тетис (в районах, примыкающих к северному краю Северо-Китайской платформы, к Ципи-Линской и Вьетнамской ветвям, и на Нань-Линской зоне разломов) и тихоокеанских, которые на севере меридиональные, а на юге — северо-восточные. Последние создают главное расчленение.

В Верхоянской геосинклинальной системе можно различить три зоны: краевой прогиба, антиклинорий с относительно редкими гранитными интрузиями и синклинорий с нарастающим внутрь складчатой области числом массивов гранитов. Представляется возможным различить в Восточном Китае те же три зоны, но выраженные в платформенных формах и соответственно во многом отличные от верхоянских.

Аналогами краевого прогиба являются прогибы Ордоса и Сычуани. Они развивались в тот же период времени, что и структуры мезозойских. От типичных синеклиз их отличает громадная мощность выполняющих прогибы обломочных континентальных толщ, образовавшихся в результате накопления материала, поступавшего с поднятий, окружавших прогибы. Такие толщи свойственны и Предверхоянскому краевому прогибу, который в отличие от других краевых прогибов выполнен материалом, поступавшим с разных сторон. В восточной части сычуанского прогиба отложения смяты в мелкие линейные складки, морфологически сходные со складками внутренних бортов краевых прогибов.

Краевому антиклинорию на Северо-Китайской платформе соответствует поднятие Шанси, а зоне, богатой гранитами, — вся восточная часть этой платформы. Мезозойские граниты широко распространены в Китае (провинция Шандунь) и в Корее, а западная граница зоны, богатой гранитами, скрыта под молодыми осадками глубокого прогиба Северо-Китайской низменности.

Для Южно-Китайской платформы проведение аналогии с Верхоянской складчатой областью усложняется тем, что в состав этой платформы, кроме древней, вошла эпикаледонская платформа с более подвижным основанием. Аналогом краевого антиклинория следует считать поднятие Цзяньнани, но его восточная часть имеет эпикаледонское основание и, вероятно, поэтому эта часть вошла в состав зоны, насыщенной молодыми гранитами, как мезозойскими, так и верхнепалеозойскими (Ли-Пу и др., 1960).

Насыщенная гранитами зона, выделенная в пределах Китайских платформ, может быть продолжена на север в пределы Буреинского массива, где часть гранитов имеет сходную металлогеническую характеристику. Интересно, что там, где эта зона пересекает ветви виргации пояса Тетис (Цин-Лин, Монголо-Охотская система), количество молодых гранитов заметно убывает.

Кроме воздействия, вызванного развитием Тихоокеанских мезозойских, Монголо-Охотский пояс и обе Китайские платформы подверглись изменениям под влиянием развития тихоокеанских альпид. С последними следует связывать появление цепочки синеклиз и мелких впадин, выполненных осадками верхов мела и третичными отложениями. С севера на юг звеньями этой цепочки являются Верхне-Зейская впадина, Зейско-Буреинская синеклиза, синеклиза Сунляо на северо-востоке Китая, сложная система синеклиз Северо-Китайской низменности, впадина Ухани в бассейне р. Янцзы и ряд мелких впадин южнее, вплоть до молодого прогибания Тонкинского залива. Эта система прогибов в некоторых отношениях напоминает систему третичных и верхнемеловых прогибов, идущих на юге Русской платформы вдоль края Средиземноморских альпид.

В строении Китайских платформ имеется еще одна структурная особенность, которая заслуживает специального рассмотрения. Принимая во внимание положение этих платформ в петлях между расходящимися на восток ветвями виргации пояса Тетис, можно было бы ждать, что эти платформы будут иметь треугольную форму. Между тем у обеих платформ на значительном протяжении наблюдаются меридиональные отрезки западной границы. Такая форма платформ усложнила строение виргации: упираясь в меридиональный край Северо-Китайской платформы, байкалиды Бей-Шаня круто отворачивают на север, а каледониды Нань-Шаня — столь

же круто на юг. Аналогично влияет меридиональный край Южно-Китайской платформы, вызывая крутой поворот мезозойд Тибета на юг.

Меридиональные края обеих платформ сильно раздроблены (Ала-Шань и «Кам-Юнаньская ось») разновозрастными дислокациями, и обе зоны лежат одна на продолжении другой. На южном продолжении зоны дислокаций «Кам-Юнаньской оси» расположена зона разломов в месте сочленения Бирманской и Северо-Вьетнамской осей мезозойд, а южнее в ту же зону входит меридиональный западный край Индо-Китайского срединного массива. К северу от Северо-Китайской платформы намеченная меридиональная зона разломов, по-видимому, в Монголии привела к образованию молодой впадины, секущей структуры герцинид. Далее эта же зона определяет западную границу Монголо-Охотской системы; в частности, сюда входит хорошо известная зона разломов по западному краю Агинского поднятия в Восточном Забайкалье. Севернее этого поднятия рассматриваемую зону легко проследить на геологической карте масштаба 1 : 2 500 000 по цепочке кулисообразно подставляющих структур вплоть до хорошо известной меридиональной зоны разломов, проходящей по восточному краю Алданской глыбы.

Северное окончание зоны разломов пока неясно. Зона, может быть, затухает под покровом мезозоя Вилуйской синеклизы, а, возможно, упирается или переходит в широтную зону разломов, которая проходит между Алданской глыбой и Верхоянской складчатой областью, и переходит, вероятно, в меридиональный разлом, отделяющий эту складчатую область от Анабарского щита.

Таким образом, намечается грандиозный трансзиатский глубинный разлом или, правильнее, система глубинных разломов, которые можно назвать Вилуйско-Индокитайскими.

Отдельные отрезки рассмотренной зоны разломов имеют различное значение в современной структуре, то разделяя геосинклинальные системы разных возрастов, то рассекая единую геосинклинальную систему на разные части. В южной половине зоны разломов опущено западное крыло, а в северной появляются звенья, где, наоборот, относительно опущено восточное крыло (Восточное Забайкалье), и звенья со следами сдвиговых смещений (Байкальская складчатая область). На многих звеньях зона образует важнейшую линию современной структуры, но на некоторых она оказывается сравнительно слабо и, возможно, даже перекрыта молодыми отложениями. Эти признаки указывают на глубокую древность зоны и, судя по строению некоторых участков, на дорифейский возраст ее заложения. Сложное последующее развитие Восточной Азии по-разному видоизменило отдельные звенья.

В мезо-кайнозойской структуре на большом протяжении Вилуйско-Индокитайская система разломов ограничивает Восточно-Азиатский орогенетический пояс, связанный с Тихоокеанским сегментом Земли, от Центрально-Азиатского, связанного с мезо-кайнозойскими геосинклинальными системами пояса Тетис. Лишь в Забайкалье и Северной Монголии граниты и впадины восточноазиатского типа распространяются западнее этой системы разломов, что несомненно связано с влиянием Монголо-Охотской мезозойской геосинклинальной системы.

Особый характер приобретает воздействие на атлантические структуры напряжений и движений, связанных с Тихоокеанским сегментом, в южной части виргации пояса Тетис к югу от Таримской глыбы и Северо-Китайской платформы, которая, за исключением своего северного борта, сложена мезо-кайнозойскими геосинклинальными структурами.

На севере южной части виргации (Кунь-Лунь, Нань-Шань, Цин-Лин) структуры имеют еще широтное простирание, типичное для пояса Тетис. В Цин-Линской ветви с запада на восток происходит постепенное воздымание геосинклинальных структур, в связи с чем время замыкания геосин-

клинальных прогибов становится все более древним. В Западном Цин-Лин еще имеется прогиб, выполненный верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями мезозойского пояса Тетис. Далее на восток он продолжается полосой среднепалеозойских геосинклинальных образований. Еще восточнее среднепалеозойские геосинклинальные формации постепенно замещаются карбонатными отложениями, что указывает на первичное окончание геосинклинального прогиба. Отмеченные изменения несомненно вызваны тем, что широтная система Цин-Лина, сложенная на востоке каледонидами и байкалидами, упирается в северо-восточную систему каледонид Катазии. Составным членом той же широтной последовательности в цепи геосинклинальных структур, замыкающихся на восток, является северная ветвь альпид пояса Тетис, замыкающаяся на границе Памира и Кунь-Луня.

Главная часть мезо-кайнозойских структур упирается в западный край Южно-Китайской платформы и Индокитайской глыбы и, отворачивая на юг, приобретает меридиональное направление. Поворот осложняется появлением широтной Цин-Линской ветви, северо-западной Нань-Линской системы разломов и Вьетнамской ветви мезозойского пояса.

Цин-Линская и Вьетнамская ветви (Постельников, 1960) мезозойского пояса имеют следы вырождения, что сближает эти геосинклинальные системы с Монголо-Охотской и Таймырской. Однако в данных случаях следы вырождения появляются с приближением к Тихоокеанскому сегменту, а это показывает, что Тибетско-Бирманские мезозойские структуры органически связаны с атлантической структурой пояса Тетис, что хорошо видно и по их расположению.

В частях, удаленных от Тихоокеанского сегмента, мезозойские и кайнозойские геосинклинальные образования развиваются на одних и тех же площадях. Поэтому обособление мезозойского пояса Тетис следует рассматривать как результат влияния процессов, проходивших в Тихоокеанском сегменте. В южной части впадины пояса Тетис это влияние распространилось на запад дальше, чем где либо, что можно объяснить особой активностью движений в этом сегменте в мезозое и отчасти в кайнозое и «тихоокеанскими» меридиональными простираниями восточных структур пояса Тетис. Отметим, что на севере, в Верхоянье, там, где тихоокеанские мезозойские структуры наследуют близкие к меридиональным древние простирания атлантического сегмента, граница последнего также смещена на запад.

Можно проследить, как постепенно по мере движения с запада на восток мезозойские структуры обособляются от альпид. Обособление начинается в Афганистане и на Памире, но на этом отрезке мезозойские структуры еще можно включать в состав альпид, как это делают М. В. Муратов и И. В. Архипов (1961). На тектонических картах СССР, составленных под руководством Н. С. Шатского (1953, 1956—1957) и А. А. Богданова (1961), восточнее Памира северная граница альпид проведена у северного подножья Кунь-Луня. Однако альпидскими можно считать лишь краевой разлом и связанный с ним Предкуньлунский прогиб, а южнее простираются каледониды Кунь-Луня и мезозойские Северного Каракорума (Terra, 1932; Norin, 1946; Беляевский, 1947^{1,2}, 1949; Силицын, 1957 и др.).

Если рассматривать Предкуньлунский разлом как вырожденную северную ветвь альпид, то с оговорками можно принять точку зрения Норина, рассматривающего Тибет как срединный массив альпид. Действительно, Гималайская ветвь альпид надвинута целиком на Индию и примыкает к Тибету зеленокаменной зоной (Heim a. Gansser, 1939; Heim, 1957 и др.), т. е. по типу сочленения с срединными массивами. Однако и в этом случае придется признать определенную самостоятельность мезозойского Тибета, особенно после того, как новейшие китайские исследования показали широкое развитие геосинклинального верхнего палеозоя и триаса в Сикане.

Восточнее исчезают всякие следы северной ветви альпид, а продолжение южной ветви в Бирме и Индонезии примыкает к мезозоидам с образованием структуры, сходной с краевыми прогибами, т. е. так, как к самостоятельной более древней области складчатости.

С запада на восток в строении мезозойд и альпид Тетиса появляются черты развития, сближающие их с тихоокеанскими образованиями близкого возраста. Так, в мезозоидах приблизительно на Тибетско-Бирманской границе появляются оловяносные граниты, столь характерные для тихоокеанских мезозойд Восточной Азии. В альпидах, начиная с Бирмы, неоген постепенно становится геосинклинальным, а не орогенным, как на западе пояса Тетис.

Разбор взаимоотношений между Тихоокеанским и Атлантическим сегментами показывает, что влияние первого на второй проявилось в Азии значительно сильнее, чем в Америке. С приближением к Тихоокеанскому сегменту коренным образом изменяется весь структурный план Атлантического сегмента: 1) Северный широтный пояс и пояс Тетис дают широкие виргации, ветви которых отклоняются, особенно на юг, от широтных простираний вплоть до меридиональных и сходятся или почти сходятся друг с другом; 2) в атлантических структурах появляются элементы меридионального структурного расчленения, осложняющего структурный план виргаций; 3) развитие отдельных структурных элементов начинает протекать по временным законам, свойственным Тихоокеанскому сегменту; 4) платформенные элементы могут превращаться в орогенные, а на некоторых площадях — даже в геосинклинальные элементы.

Эти явления частично наблюдаются и на американском крае, но выражены там лишь на ограниченной по ширине полосе и потому существенно не изменяют структурного плана Атлантического сегмента. Громадная ширина полосы, в пределах которой изменен структурный план Атлантического сегмента в Азии, создает общую асимметрию в строении этого сегмента, которая увязывается и с асимметрией Тихоокеанского сегмента и является, таким образом, общей особенностью структурного плана земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из основных общих положений этой работы является представление о коренных различиях геосинклинальных образований разного возраста. При известном единстве геосинклинальных процессов от рифея до нашего времени эти возрастные различия столь велики, что позволяют рассматривать геосинклинальные структуры средиземноморских альпид, мезозонд, герцинид и других как некоторые неповторяющиеся исторические типы больших структур. Эти типы, по-видимому, нельзя считать универсальными для всей земной коры, так как по крайней мере для некоторых более молодых исторических типов намечаются пространственные рамки в их распространении и некоторые закономерные изменения в строении в зависимости от местоположения.

Аналогичная возрастная зависимость существует и для платформ. Различия между древними, эпипалеозойскими и эпимезозойскими, платформами неоднократно отмечались. Имеются данные и о пространственной ограниченности каждого исторического типа платформ. Так, южные древние платформы несомненно имеют общие отличия от классических северных платформ.

Систематизированные в работе сведения неполны и часто имеют случайный характер. Поэтому сравнительные тектонические исследования в этом направлении несомненно будут весьма плодотворны.

Вторым основным общим положением работы является представление о существовавшем с рифейского времени общем плане геосинклинальных и негеосинклинальных (платформенных и орогенных) структур земной коры. В общем плане структур земной коры основным представляется разделение на Атлантический и Тихоокеанский сегменты. Каждый из них состоит из сети геосинклинальных поясов определенных направлений. Эти пояса окружают древние платформы и частью пересекаются между собой, а частью обрываются на стыке.

За громадный промежуток времени, близкий к двум миллиардам лет, этот план оставался неизменным лишь в своих основных чертах. Древние платформы обрастали замыкающимися геосинклинальными системами, причем этот процесс осложнялся обратным процессом поглощения более молодыми геосинклинальными системами некоторых частей более древних элементов, включая и части древних платформ. В местах пересечения разнонаправленных геосинклинальных поясов происходило их сложное взаимодействие, и в разное время получали преобладание структуры, связанные с одним поясом, над структурами, связанными с другим. Особенно значительным было такое взаимодействие между структурами различных сегментов Земли. В целом наблюдается определенное преобразование структурного плана земной коры с течением времени. Изучением этих преобразований занимались многие исследователи, но дальнейшие работы в этом направлении по-прежнему остро необходимы.

Для полного синтеза требуется органическое соединение идей об исторических типах крупных тектонических структур и идей о преобразовывающемся во времени общем структурном плане земной коры. При таком синтезе вариации одного и того же исторического типа структур должны быть сопоставлены с особенностями рисунка той или иной части общего структурного плана, а различия между историческими типами геосинклинальных систем должны быть увязаны с преобразованиями, происходившими в структурном плане земной коры.

Только после того как пространство и время будут связаны общими закономерностями, идеи развития структуры земной коры реализуются в науке не односторонне и не обрывочно.

Есть все основания думать, что такой синтез в будущем возможен. Но для его реализации необходим большой объем сравнительно-тектонических исследований. Крупным препятствием к намеченному синтезу являются вопросы тектонической природы океанов. Но возможно, что именно поэтому, как часто бывает в науке, исследования о пространственно-временных связях типов структур и элементов изменяющегося общего структурного плана окажутся наиболее надежным и плодотворным геологическим методом решения проблем природы океанов.

В данной работе круг идей об исторических типах крупных структур и о сравнительно простом в своей грубой схеме общем плане расположения структур использован для решения проблемы тектонического районирования и для выяснения взаимоотношения структур Восточной Азии и др. Естественно, это лишь примеры возможного использования указанных выше общих идей. Привычный путь геолога — от частных исследований к последовательно расширяющимся обобщениям — при современной изученности всех структур земной коры может быть дополнен исследованиями, идущими от общих, хотя и грубо схваченных закономерностей строения и развития тектонических структур к более глубокому проникновению в сущность частных структур отдельных районов и в природу столь же частных особенностей их развития.

Излагая свои взгляды об общей структуре земной коры и о путях ее развития, геолог не может не задуматься о природе сил, вызывавших образование и преобразование этой структуры, т. е. в том или ином виде не затронуть вопросов генезиса.

Основная особенность структуры земной коры — пояса геосинклинальных систем, имеющих определенное общее направление и длину, приближающуюся к длине половины большого круга земного сфероида или даже превышающую ее, и сложенных преобладающе линейными структурами от крупных до подчиненных им все более и более мелких. Такие пояса резко ограничивают возможное участие вертикальных сил в образовании структур, наблюдаемых на поверхности Земли.

Для того, чтобы объяснить происхождение протяженных поясов, надо располагать линейно центры вертикальных сил. Никакие ясные следы таких центров не обнаружены, а если бы они даже и были открыты, то их появление длинными цепочками следовало бы объяснять тангенциальными силами. Еще важнее, что воззрения сторонников примата вертикальных сил обычно иллюстрируются схемами-профилями, а не схемами-планами. С позиций этих гипотез, по-видимому, нет возможности объяснить общий структурный план и характерные, повторяющиеся рисунки этого плана: прямолинейные пучки линейных структур, виргации с пересекающими их поперечными структурами, торцовые сочленения, структуры ложного фронта, зоны кулисного расположения линейных структур, структуры входящих углов и т. д.

Структурный план земной коры невозможно также объяснить с позиций крайнего мобилизма, т. е. гипотезы, принимающей движения континентов на тысячи километров. Такие громадные перемещения должны

были бы так или иначе разрушить те геометрические закономерности, которые наблюдаются в расположении отдельных поясов и во внутреннем строении последних. Так, предполагается, что глыбы Индии и Австралии испытали с верхнего палеозоя громадное перемещение относительно Африки, но никаких следов в структуре земной коры эти перемещения не оставили, а пояс Тетис, несмотря на свою мобильность на всем протяжении сохраняет относительно выдержанное простирание, а в своей внутренней структуре не обнаруживает следов этих перемещений в течение последних двух миллиардов лет.

Изящное объяснение образования Атлантического океана, придуманное А. Вегенером и повторяемое всеми его последователями, на первый взгляд увязывается с принятой структурой Атлантического сегмента.

Однако неоднократно отмечалось, что такое значительное перемещение с фронтом длиной порядка половины большого круга Земли не могло происходить как перемещение твердого тела и должно было бы сопровождаться значительными смещениями различных частей одной перемещавшейся массы относительно другой.

Таким образом, для объяснения происхождения общего рисунка структур земной коры остается выбор между представлениями, так сказать, тангенциального фиксизма (примат тангенциальных напряжений при ограниченности вызываемых ими перемещений) и представлениями умеренного мобилизма. Значительная роль напряжений представляется несомненной, а существование растяжений неместного значения и тем более их значение остаются неустановленными. Невыясненным остается и роль вертикальных сил.

Разбор преимуществ и недостатков указанных вариантов, как, впрочем, и полная критика радиального фиксизма и крайнего мобилизма, не могут быть осуществлены без привлечения добавочных материалов и поэтому не входят в задачи работы.

Закономерная ориентировка поясов Атлантического сегмента и двух ветвей Тихоокеанского кольца относительно земной оси и особенности асимметрии этих поясов наводят на мысль о том, что в образовании структур большое значение имело вращение Земли. С таким объяснением хорошо увязывается поперечная асимметрия в строении меридиональных поясов Атлантического сегмента и отчасти ветвей Тихоокеанского кольца, в частности, закономерное расположение краевых прогибов на западном крае этих поясов и ветвей, а также продольная асимметрия пояса Тетис.

Глубинная протяженность главных структур земной коры, а тем самым громадные массы деформируемых тел делают обязательным для каждой гипотезы происхождения структур признание контроля сил тяжести.

Приходится признать, что большинство геологов недооценивали явления изостазии — теории, которая разрабатывалась геофизиками и отпугивала геологов своей сугубой схематичностью, необходимой для проведения гравиметрических расчетов. Сейсмические данные подтвердили корреляционные отношения между средней высотой местности и мощностью коры (особенно с учетом ее строения) и открыли возможность для более сложных и более приемлемых для геологов интерпретаций, чем классические интерпретации гипотез Эри и Пратта. Чрезвычайно важно, что теперь при расчетах возможных тектонических напряжений необходимо все время учитывать громадное значение гравитационных сил, резко возрастающих с увеличением деформируемых масс.

Для объяснения образования структур с этих позиций необязательно принимать простейшие чисто механические схемы, как, например, схему, предложенную в свое время Вегенером. К такому объяснению могут быть привлечены любые физико-химические процессы. Однако на ход этих процессов и на их деформирующее действие неизменно будут влиять гра-

витационные силы. Возникающие поэтому структуры будут отражать положение земной оси и направление вращения Земли.

Можно думать, что если бы земной шар состоял из однородных концентрически расположенных оболочек, то структура Атлантического сегмента распространялась бы на весь земной шар, а элементы этой структуры более точно совпадали бы с меридианами и широтами; в частности, пояс Тетис шел бы по экватору и обладал симметричным поперечным строением.

Загадку появления Тихоокеанского сегмента и планетарного характера отклонений в структуре Атлантического сегмента, вероятно, следует решать, допуская отклонения в однородности концентрических оболочек. Эти отклонения могут быть изостатически почти уравновешены и тем не менее могут воздействовать на ход физико-химических процессов, вызывающих тектонические движения. Постепенное изменение формы, размеров и положения аномалии, нарушающей концентрическое строение Земли, приведет к необратимым изменениям в структуре, в частности, вероятно, может вызвать то взаимодействие структур, которое описано выше. Заслуживает внимания соответствие, наблюдаемое между выдвинутым тектонистами Тихоокеанским сегментом и географам — океаническим полушарием.

Гипотеза только намечена. Ее разработка возможна лишь на базе сотрудничества геологов и геофизиков.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С. Н., Стефаненко А. Я. Пермские отложения Монголии.— Сов. геол., 1947, сб. 24.
- Аргав Д. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ. 1935.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. М.—Пг., Госиздат, 1923.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. Изд. 3-е. М.—Л., Изд-во нефт. и горнотоплив. лит-ры, 1941.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1933, XI, вып. 4.
- Афанасьев Г. Д. О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 7.
- Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Барт Т. Ф. В. Состав и эволюция магмы южной части Срединного Атлантического хребта.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Поздние молассы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области.— Докл. АН СССР, 1961, 138, № 6.
- Белостоцкий Н. И. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез.— Сов. геол., 1960, № 7.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Геосинклинали, их строение, история, закономерности развития. 1. Каледонские геосинклинали. Великобритания.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, 20, вып. 5—6.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геол., 1960, № 10.
- Беляевский Н. А. К геологии Кара-Корума.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Беляевский Н. А. Основные черты стратиграфии Западного Куэнь-Луня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6.
- Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, вып. 15; Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб. и ДВ, ч. 1, Л., 1956.
- Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края.— В кн.: Материалы Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Статья 1.— Вестн. Моск. ун-та, серия геол., 1961, № 5.
- Богданов А. А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР.— В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 19. Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Статья 2.— Вестн. Моск. ун-та, 1962, № 2.
- Богданов А. А., Четверикова Н. П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Богданов Н. А. Очерк стратиграфии и тектоники хребта Тасхаяхта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 9.
- Богданов Н. А. Тектоника западной части Колымского срединного массива и некоторые вопросы палеозойской истории Восточной Арктики. Автореф. дисс., М., 1962.
- Борисяк А. А. Теория геосинклиналей.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 1.
- Бубнов С. Н. Геология Европы, т. II, ч. 1. М.—Л., Геолиздат, 1935.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Буллард Э. Сравнение строения коры океанов и континентов.— В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., ИЛ, 1959.
- Буллен К. Э. Глубокие недра Земли.— В кн.: Планета Земля. ИЛ, 1961.
- Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. Перев. с нем. СПб., 1911.
- Васильев В. Г. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостехиздат, 1959.
- Вахрамеев В. А., Пейве В. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. Перев. с нем. М.—Л., Изд-во «Восток», 1926.
- Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 6.
- Вилсон Дж. Т. Земная кора.— В кн.: Планета Земля. М., ИЛ, 1961.
- Вопросы современной зарубежной тектоники. Сб. статей под ред. В. Г. Хаина. М., ИЛ, 1960.
- Гарецкий Р. Г. и др. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты. (Анализ строения поверхности меловых отложений).— В кн.: Проблемы региональной тектоники СССР. (Труды ГИН, вып. 92), 1963.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды ГИН, вып. 44, 1960.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Геологическое строение СССР, т. 1—3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Под ред. К. Хасимото. ИЛ, 1961.
- Герт Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Енисейского края.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 1.
- Дю Тойт А. А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
- Егiazаров Б. Х. Геологическое описание архипелага Северной Земли.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. 1957, 81.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 5.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1944.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау.— Материалы по геологии Центрального Казахстана, 1961, № 3.
- Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Автореф. дисс., М., 1962.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
- Ирдли А. Тектоническая связь Северной и Южной Америки.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1937, № 8.
- Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 1958.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. ИЛ, 1955.
- Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя, Зилаирского синклинория на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, геол. серия (№ 34), 1949.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.

- Клиттин К. А. О тектонике Шницбергена.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ, 1959.
- Копецкий Л. Об алмазности Чешского массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Суворова О. О. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов ее изучения.— Сов. геол., 1955, сб. 42.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. Складки облекая северной части Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 2.
- Красный Л. П. I. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии.— Бюлл. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1958, № 1.
- Красный Л. П. 2. Монголо-Охотская складчатая область: Амурская область и Хабаровский край.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ, 1957.
- Крашенинников Г. Ф. Осадочный верхний палеозой в каледонидах юга Сибири и северо-запада Европы.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 19. Каледонская орогения М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1954.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ли Пу и др. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики.— Геохимия, 1960, № 7.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Лучидский П. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лютых Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. ч. 1—2. М., Изд-во МГУ, т. I, 1951, т. II, 1952.
- Мазарович О. А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 2.
- Манжен Ж. Ф. Новые представления о третичном орогенезе Пиринеев.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 6.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Марков Ф. Г. Стратиграфия палеозойских отложений Таймырского полуострова.— Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. 1954, 69.
- Марков Ф. Г., Равич М. Г., Вакар В. А. Геологическое строение Таймырского полуострова.— Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, 81.
- Маркова Н. Г., Хорева Б. Я. Типы приразломных структур (зон смятия) и их генезис на примере Центрального Казахстана и Алтая.— В кн.: Проблемы региональной тектоники СССР (Труды ГИН, вып. 92). 1963.
- Матвеев В. Т. Доклад об эндогенной металлогении Северо-Востока СССР, обобщающий печатные работы В. Г. Матвеева по этому вопросу. Дисс., Л., 1961.
- Махачек Ф. Рельеф Земли, т. 2. ИЛ, 1961.
- Мелещенко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области.— Информ. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та. 1956, № 3.
- Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1929, 7, вып. 3—4.
- Миллер Д., Пейн Т., Грик Д. Геология нефтегазовых провинций Аляски. Перев. с англ. М., Гостехиздат, 1961.
- Мирчик Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1940, 18, вып. 3—4.
- Михайлов А. Е. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тенизских впадин.— Сов. геол., 1955, сб. 48.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горнотомо обрамления в докембри и палеозое. Автореф. дисс. М., 1962.

- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Муратов М. В. Проблема происхождения оксанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, **32**, вып. 5.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, **36**, вып. 4.
- Нагибина М. С. Новые данные по тектонике «Монголо-Охотского пояса».— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, XXXIII, вып. 3.
- Нагибина М. С. Схема тектоники Северной Маньчжурии.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 5.
- Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 18. Структуры земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Нагибина М. С., Молчанова Т. В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта.— Докл. АН СССР, 1961, **136**, № 2.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сыбенской депрессии.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, Л., 1950, **47**.
- Наливкин Д. В. Геологические районы СССР.— Проблемы сов. геол., 1933, № 1.
- Наливкин Д. В. Варисцидская складчатость Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 4—5.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ниггли П. Проблема образования гранитов. Перев. с англ.— В кн.: Проблема образования гранитов. Сб. 1. М., ИЛ, 1949.
- Никифорова К. В., Разумова В. П. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Николаев Н. И. Изучение новейшего геологического этапа развития земной коры и значение этих данных для понимания теоретических проблем геотектоники.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, **31**, вып. 5.
- Новикова А. С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Новикова А. С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла.— Докл. АН СССР, 1960, **131**, № 2.
- Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, **36**, вып. 4.
- Норин Э. Кембрийские и докембрийские осадки Центрального Курук-Тага, Восточный Тянь-Шань.— В кн.: Труды XVII сессии Межд. конгр., 1937, т. 6. М., ОНТИ, 1940.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— Сов. геол., 1959, № 7.
- Обручев В. А. Алтайские этюды. 2. О тектонике Русского Алтая.— Землеведение, 1945, XXII, кн. 3.
- Обручев В. А. Краткий очерк тектоники Сибири. Орогенические циклы, структурные элементы и системы складок.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1923. II, вып. 3.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Л., Изд. Троицко-Савск. отд. Геогр. об-ва, 1929.
- Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири.— В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Обручев В. А. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Ог Э. Геология, т. I. Изд. 5-е. М.—Л., ОНТИ, 1932.
- Основные черты тектоники Китая (Объяснительная записка к тектонической карте Китая). Сост. сотр. Геол. ин-та АН КНР под руков. проф. Чжан Вань-ю. Пекин, 1959. (На китайск. яз.)
- Оффман П. Е. К вопросу о структуре и генезисе Саратовских и Дово-Медведицких дислокаций.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, XX, вып. 1—2.
- Оффман П. Е. Основные черты структуры Среднего Тимана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, XX, вып. 5—6.
- Оффман П. Е. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.

- Очерки по геологии Южной Америки. Под ред. У. Ф. Дженкс. М., ИЛ, 1959.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958₂, № 7.
- Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958₂, № 6.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий платформенных структур первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Павловский Е. В. Проблема возраста кристаллических сланцев Центрального массива Франции.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960₂, № 11.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Панов Д. Г. Геологическое строение Антарктики.— В кн.: Антарктика. М., Географгиз, 1958.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его виргаций.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947₁, XXII, вып. 5.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса.— Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 4(8). М., Изд-во МОИП, 1947₂.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956₁, № 1.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956₂, № 3.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Пейве А. В., Силицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. М., Госгеолиздат, 1952.
- Постельников Е. С. Краткий очерк тектоники Индокитая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1.
- Пуцаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.
- Пуцаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолия Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны.— В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. (Труды ГИН, вып. 89), 1963.
- Равич М. Г., Воронов П. С. Геологическое строение побережья Восточной Антарктиды (между 55 и 140° восточной долготы).— Сов. геол., 1958, № 2.
- Равич М. Г., Марков Ф. Г. Основные черты геологии и металлогении Горного Таймыра.— Сов. геол., 1959, № 5.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 46.
- Региональная стратиграфия Китая. Под ред. Д. С. Соколова. М., ИЛ, 1960.
- Резанов И. А. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования.— Сов. геол., 1960, № 6.
- Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 1.
- Рухин Л. Б. Перехолные формации.— Материалы Новосибирской конференции по изучению геологических формаций. Новосибирск, 1956.
- Салоп Л. И. Байкальская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1—3. М., Госгеолиздат, 1958₁.
- Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области.— В кн.: Труды Совещ. по унификации стратиграфич. схем Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958₂.
- Силицын В. М. О геологической границе Куэнь-Луньских и Тянь-Шаньских структур в Памиро-Алайском сближении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Силицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.

- Синицын В. М. Общая схема тектоники Восточной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, XXX, вып. 2.
- Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Ситтер де Л. У. Структурная геология. Перев. с англ. М., ИЛ, 1960.
- Смирнов А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии.— Зап. Харбинского об-ва естеств. и этногр., 1954, № 13.
- Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.
- Соболевская В. И. Основные черты структуры Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Сokolova Е. А. О марганценовых вулканогенно-осадочных формациях Калифорнийского типа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1962.
- Старик И. Е. и др. Возраст горных пород Восточной Антарктиды.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Строение земной коры по сейсмическим данным. Под ред. П. Н. Кропоткина и Е. Ф. Саваренского. М., ИЛ, 1959.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:4 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во ГУТК, 1953.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. Под ред. Н. С. Шатского и др. М., Госгеолтехиздат, 1956—1957.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:10 000 000. Под руков. А. А. Богданова. М., Изд-во ГУТК, 1961.
- Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования территории СССР.— Проблемы сов. геол., 1933, I, № 1.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.— Л., ГОНТИ, 1938.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. Изд. 2-е. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1941.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. Автореф. дисс. М., 1961.
- Тильман С. М., Егоров Д. Ф. Новые данные по стратиграфии и тектонике правобережья р. Колымы в ее нижнем течении.— Докл. АН СССР, 1957, 113, № 2.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом явлении процессов метасоматоза.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 14. Гранито-гнейсы. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. (Труды ГИН, вып. 89), 1963.
- Тихонов В. И., Ривов А. Л. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Удальцев Г. В. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 10. Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Унксов В. А. Алтае-Саянская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Фаворская М. А. Некоторые особенности развития молодого вулканизма Сихотэ-Алиня.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хапп В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 2.
- Хапп В. Е. Сравнительный обзор тектоники Кавказа, Карпат и Балкан. (Автореф. доклада).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 3.
- Хапп В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 1.
- Хапп В. Е., Шейнман Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геол., 1960, № 11.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 37, 1961.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.

- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны.— Проблемы сов. геол., 1935, 5, № 4.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Херасков Н. П. Проблема западной границы азиатской части Тихоокеанского пояса. (Тезисы доклада).— В кн.: Материалы I Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанск. рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Херасков Н. П. Геология Бурейского бассейна.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, 1939, вып. 149.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. В кн.: Проблемы региональной тектоники СССР. (Труды ГИН, вып. 92), 1963.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952.
- Хесс Х. Геологические гипотезы и земная кора под океанами.— В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., ИЛ, 1959.
- Хиллс Е. Тектоническое строение Австралии.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1958.
- Хоментовский В. В. К истории развития антиклинория Яман-тау.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, 27, вып. 1.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири в связи с ними полезных ископаемых.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хуан Бо-цин¹. Основные черты тектонического строения Китая. М., ИЛ, 1952.
- Хуан Цзи-цин¹. Некоторые особенности геотектоники Китая. (Сборник статей).— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Хуан Цзи-цин¹. Основные черты тектонического строения Китая. (Предварительные выводы).— Сов. геол., 1961, № 9.
- Циссар У. Полезные ископаемые Югославии. М., ИЛ, 1958.
- Чен Го-да. Классификация типов активных платформ Китая.— Научн. вестн., 1958, № 2 (На китайск. яз.).
- Чен Го-да. Третий структурный элемент земной коры — депрессионная область (область Дива).— Журн. «Кесью Тунбао», 1959, № 3. (На китайск. яз.).
- Чен Го-да. Теория оживления платформ и ее значение для поисков полезных ископаемых. Пекин, 1960. (На китайск. яз.).
- Черский И. Д. К геологии внутренней Азии.— Труды СПб. общ. естествознания, 17, 2, 1886.
- Четверикова Н. П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Чочиа Н. Г., Краснов В. П., Иванова З. Н. Минусинская котловина.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 96.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР, т. I. Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. О неокатастрофизме.— Проблемы сов. геол., 1937, 7, № 7.
- Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость.— В кн.: Труды XVII сессии Межд. геол. конгр. 1937 г., т. 2, М., 1939.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 4.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. М., Изд-во МОИП, 1945₂.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946₁, № 6.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946₂, № 4.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.

¹ В книге ошибочно напечатано Хуан Бо-цин¹ вместо Хуан Цзи-цин¹.

- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951₂, № 1.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Шатский Н. С. Les relations du Cambrien avec le Proterozoïque et les plissements Baikalien.— Dans: Les relations entre Précambrien et Cambrien. (Colloque intern. du C. N. R. S., t. 76). Paris, 1958.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и развед., 1960₁, № 11.
- Шатский Н. С. Парагенез осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960₂, № 5.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы. Масштаб 1:2 500 000.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Шатский Н. С. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шейнманн Ю. М. К характеристике Таджикской виргации.— Проблемы сов. геол., 1935, 5, № 3.
- Шейнманн Ю. М. К истории Синийского пита.— Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение.— Сов. геол., 1958, № 1.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та золота и ред. металл., вып. 49. Магадан, 1959.
- Шейнманн Ю. М. Великие обновления в истории Земли.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 8. Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты каледонид Евразии.— В кн.: Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгр. Проблема 19. Каледонская орогенія. М., Изд-во АН СССР, 1960₂.
- Шнейдерхен Г. и др. Регенерированные гидротермальные месторождения. М., ИЛ, 1957.
- Штауб Р. Механизм движений земной коры. Перев. с нем. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Штрейс Н. С. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана.— В кн.: Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 1. Алма-Ата, 1960.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географиздат, 1948.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во МОИП, 1953.
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Яншин А. Л. и др. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- St. Amand P. Circum-Pacific orogeny.— Publ. Domin. Observ. 20, N 2, Ottawa, 1959.
- Benioff H. Circum-Pacific tectonics.— Publ. Domin. Observ. 20, N 2, Ottawa, 1959.
- Bubnoff S. Die Gliederung der Erdrinde. Berlin, 1923.
- Davies W. E. Antarctic stratigraphy and structure.— Antarctica in the Inter. Geophys. Year. Geophys. monogr. N 1, Baltimore, 1956.
- Dietz R. S., Shumway G. Arctic Basin geomorphology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 72, N 9, 1961.
- Dorn P. Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart, 1951.
- Drake C. L., Gaibar-Puertes C., Nafe Langseth. Prospección seísmica submarina en el Golfo de Cardiz.— Rev. cien. apl., 1959, 13, N 4.
- Haug E. Traité de géologie, v. 1—2. Paris, 1907—1911.

- Hausen H. On the geology of Lanzarote craciosa and the isletas (Canarien Archipelago) with a geologic map in the scale 1:200 000.—*Comment. Phys.-Math. Soc. Sci.*, 1959, 23, N 4.
- Heezen B. C., Tharp M. Physiographic diagram Atlantic ocean. Washington, 1962.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., The North Atlantic. Pt. 1. The floors of ocean.—*Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 1959, N 65.
- Heim A. The geological structure of the Himalaya compared with the Alps.—*Proc. Nat. Inst. Sci. India, ser. A*, 1957, 22, N 4.
- Heim A., Gansser A. Central Himalaya. Zürich, 1939.
- Holstedahl O. Tectonic of Arctic regions.—*Dans: Comptes rendus de la XIV session du Congres international géologique en Espagne. Fasc. 4. Madrid*, 1928.
- King L. C. Basic palaeogeography of Gondwanian during the late Paleozoic and Mesozoic eras.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1958, 114, N 453.
- Kobayashi T. The Sakawa orogenic cycle and its bearing and the origin of the Japanese Islands. I Faculty Sci.—*Imp. Univ. Tokyo, sect. 2*, 1941, 10, N 7.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
- Kober L. Das alpine Europa. Berlin, 1931.
- Kossmat F. Palaeogeographie und tektonik. Berlin, 1936.
- Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Afrikas. Leipzig, 1957.
- Krishnan M. S. Pre-Cambrian stratigraphy of India.—*In: Report of the XXI session International geological Congress, Pt. 9. Copenhagen*, 1960.
- Menard H. W. Development of median elevations in ocean basins.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1958, 69, N 9.
- Menard H. W. Minor lineations in the Pacific basin.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, 70.
- Menard H. W., Fischer R. L. Clipperton fracture zone in the north-eastern Equatorial Pacific.—*J. Geol.*, 1958, 66, N 3.
- Nanda I. N. Seismic exploration of the continental schelf of the West coast of India.—*Geophys. Res.*, 1957, 62, N 1.
- Norin E. Geology of Western Kuruk-Tagh. Stockholm, 1937.
- Norin E. Geological explorations in Western Tibet.—*In: Science Expedition North-Western provinces China. Reports, V. 3, pt. 7. Geology. Stockholm*, 1946, Appendice.
- Oliver H. O. South African earthquakes—January 1953 to December 1955.—*Trans. a. Proc. Geol. Soc. Africa*, 1956, 59.
- Press F. The earth's crust and upper mantle.—*Science*, 1961, 133, N 3463.
- Saint-André P. Circum-Pacific orogeny.—*Publ. Domin. Observ. Ottawa*, 1959, 20, N 2.
- Schneiderger A. E. Faults and earthquakes Canada.—*Oil a. Gas*, 1961, 14, N 4.
- Schuchert Ch. Sites and nature of the North American geocynclines.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1923, 34.
- Staub B. Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge. Wien, 1953.
- Stille H. Grundfragen der vergleichende Tektonik. Berlin, 1924.
- Stille H. Der Stammbaum der Gebirge und Vorländer.—*Dans: Comptes rendus de la XIV session du Congres géologique international en Espagne. Fasc. 4. Madrid* 1928.
- Stille H. Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien.—*Zs. Deutsch. geol. Gesellsch.*, 1928, 81, H. 1—2.
- Stille H. Über europaisch—zentralasiatische Gebirgzzusammenhänge. *Nachschr. Gesellsch. Wissen. zu Göttingen*, 1928.
- Stille H. Bemerkungen zu. Schönmann «Über den Monolisch-amurischen Fal-tungsgürtel». *Cbl. Min., Geol., Paleontol.*, 1929, Abt. B.
- Stille H. Formenfolgen der Tectonik in Mitteleuropa und Zentralasien.—*В кн.: Труды III Всеп. съезда геологов, вып. 1. Ташкент*, 1930.
- Stille H. Einführung in den Bau America. Berlin, 1941.
- Stille H. Die tektonische Entwicklung Americas als der Ost rahmung des Pazific.—*In: «Geotektonische Forschungen», Bd. 4. Berlin—Zehlendorf*, 1942.
- Stille H. Die Assyntische Ära und der vormit-und nachassyntische Magmatismus.—*Zs. Dtsch. geol. Gesellsch.*, 1946 (1948), 98.
- Stille H. Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung.—*Vort. u. Schriften. Akad. Wiss.*, 1949, H. 32.
- Stockwell Ed. Geology and economic minerals of Canada. Ottawa, 1947.
- Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. 1—3. Prag—Wien—Leipzig, 1883—1909.
- Terra de H. Geologische Forschungen in West K'un-lun und Karokorum. Wiss-Er-pel der Trinlerschen Zentral Asiat. Exped. Berlin, 1932.
- Wadia D. N. Geology of India. London, 1949.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение (Краткий обзор проблемы)	9

Часть I.

ТИПЫ СТРУКТУР И ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТОВ

Предварительные замечания о районировании по возрасту складчатости	16
Некоторые общие особенности геосинклинальных систем	19
Орогенные области (обзор представлений)	25
Классификация формаций	31
Формационный метод тектонического районирования	43
Примеры районирования при помощи формаций (сложные случаи)	47
Примеры применения структурных признаков для ограничения областей складчатости	51

Часть II.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Некоторые особенности областей складчатости различного возраста	55
Тектоническая природа океанов и типы структур земной коры	70
Общая структура Атлантического сегмента	77
Гиперборейская платформа и Арктический широтный пояс	79
Лавразийский широтный пояс	82
Пояс Тетис	84
Гондванский пояс	87
Пояс Нерейс	89
Антарктическая платформа	90
Общая структура Тихоокеанского сегмента	91
Тихоокеанский платформенный элемент	92
Американская ветвь Тихоокеанского кольца	93
Азиатская ветвь Тихоокеанского кольца	94
Взаимодействие Атлантического и Тихоокеанского сегментов в Азии	97
Заключение	105
Литература	109

CONTENTS

Foreword	5
Introduction. Brief survey of the problem	9

Part I.

TYPES OF STRUCTURES AND THE METHODS OF A TECTONIC REGIONING OF CONTINENTS

Preliminary remarks on a regioning by the age of folding	16
Certain specific features of geosynclinal systems	19
Orogenic areas (survey of views)	25
Classification of formations	31
Formation method of tectonic regioning	43
Examples of regioning by formations (complicated cases)	47
Examples of using structural features in outlining the areas of folding	51

Part II.

GENERAL STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST

Certain specific features of folded areas of different ages	55
Tectonic nature of the oceans and the types of crustal structures	70
General structure of the Atlantic segment	77
Hyperborean platform and Arctic latitudinal belt	79
LavrAsian latitudinal belt	82
Thetys belt	84
Gondwana belt	87
Nereis belt	89
Antarctic platform	90
General structure of the Pacific segment	91
Pacific platform element	92
American branch of the Pacific circle	93
Asiatic branch of the Pacific circle	94
Interaction between the Atlantic and Pacific segments in Asia	97
Conclusion	105
Bibliography	109

Николай Павлович Херасков

**Некоторые общие закономерности в строении
и развитии структуры земной коры**

Труды Геологического института, вып. 91

Утверждено к печати Геологическим институтом
Академии наук СССР

Редактор Издательства Л. В. Миракова

Технический редактор Т. П. Поленова, О. М. Гуськова

РИСО № 15-53В. Сдано в набор 20/V 1963 г. Подписано
к печати 28/VIII 1963 г. Формат 70×108^{1/8}. Печ. л. 7^{1/2}+1 вкл.
Усл. печ. л. 10,27+1 вкл.) Уч.-изд. л. 10,5 (10,1+0,4 вкл.).
Тираж 2000 экз. Т-10852. Изд. № 1425 Тип. зак. 2241

Цена 79 коп.

Издательство Академии наук СССР
Москва К-62, Пископский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР
Москва Г-09, Шубовский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
46	13 сл.	разделение	разделение вряд ли
59	9 сл.	характеристика	характерные
64	24 сл.	мезозое	девоне и нижнем карбоне
93	9 сл.	этих поясов	этого пояса
98	28 сл.	древней структурой	из древней структуры
102	22 сл.	и переходит	или переходит
107	22 сл.	напряжений	напряжений сжатия